

Г. В. Пинус
Ю. Н. Колесник

Альпинотипные гипербазиты юга Сибири



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Г. В. ПИНУС,
Ю. Н. КОЛЕСНИК

АЛЬПИ ГИПЕРБАЗИТЫ ЮГА СИБИРИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1966

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР

В. А. КУЗНЕЦОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одна из актуальных проблем современной геологической науки — познание вещества мантии Земли и тех процессов, которые происходят в пока неизведанных глубинах, скрытых под панцирем земной коры.

Использование широких возможностей современной техники делает реальным решение этой кардинальной проблемы. Известно, что уже сейчас предпринимаются конкретные действия с целью непосредственного проникновения в глубокие слои недр Земли. Одновременно с этим появились возможности для экспериментального моделирования геологических процессов в условиях сверхвысоких давлений и температур. Все это, вероятно, уже в недалеком будущем позволит приблизиться к решению ряда вопросов глубинной геологии, представления о которой пока основываются на гипотезах.

В связи с резко возросшим интересом к познанию глубинного строения Земли в последнее время значительно расширился объем геофизических (главным образом сейсмологических) исследований, в результате которых разработана модель неоднородной по строению структуры Земли. Сделаны также тектонические обобщения, позволившие отчетливее представить эволюцию и строение земной коры. Большие достижения получены и в области экспериментальных исследований, в результате которых удалось синтезировать минералы, которые оказались устойчивыми в термодинамических условиях, отвечающих глубоким слоям недр Земли, а также показать возможный механизм образования дунитов путем зонной плавки каменных метеоритов.

На фоне этих достижений геологической науки кажется неоправданным то обстоятельство, что до сих пор мы имеем еще далеко не полную информацию о тех природных объектах, которые по общему признанию являются вестниками глубин Земли. Одним из таких природных объектов являются альпинотипные гипербазиты.

В свете этого авторы считают полезным опубликовать результаты своих многолетних исследований альпинотипных гипербазитов юга Сибири.

Название работы подчеркивает, что объектами изучения служили не вообще гипербазиты (ультраосновные породы), а те из них, которые являются продуктами субстрата верхней мантии, подвергшегося селективному плавлению. В геологической литературе существует много различных предложений, касающихся терминологии ультраосновных пород. Мы остановились на термине «альпинотипный», как наиболее простом и наиболее широко применяемом в настоящее время и в СССР, и в зарубежных странах.

Следует отметить, что первая подобная работа с участием одного из авторов была опубликована в 1958 г. (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). В ней были изложены материалы, характеризующие альпинотипные гипербазиты Тувы, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Салаира и Горного Алтая. С тех пор исследованиями были охвачены Восточный

Саян, Западное Забайкалье и Енисейский кряж. Таким образом, в настоящее время альпинотипные гипербазиты исследованы на большей части территории складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Это обстоятельство позволило сконцентрировать большой фактический материал, обработка и анализ которого значительно расширили наши сведения об альпинотипных гипербазитах этой огромной территории.

В предлагаемой работе отражены как результаты прежних исследований, пополненные новыми данными, так и главным образом данные исследований последних лет в восточных районах юга Средней Сибири. Помимо материалов личных исследований авторов, положенных в основу работы, учтены материалы по альпинотипным гипербазитам, полученные рядом геологов при регионально-геологических исследованиях, а также взяты данные из литературных источников.

Работа представляет совместный труд двух авторов. Ю. Н. Колесником написаны разделы, посвященные характеристике высокотемпературных кальциево-силикатных пород, альбититов и нефритов, а также разделы, в которых обсуждается генезис этих образований. Остальная часть работы написана Г. В. Пинусом. В полевых исследованиях в равной мере принимали участие оба автора. Кроме них в полевых работах и лабораторной обработке материала деятельное участие принимал О. Л. Банников.

Глава I

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПОЯСА ЮГА СИБИРИ

Среди разновозрастных складчатых сооружений, обрамляющих западную и южную окраины Сибирской платформы, устанавливаются различные по возрасту интрузии альпинотипных гипербазитов. Так, в пределах докембрийских образований Енисейского кряжа обнажаются массивы альпинотипных гипербазитов, формирование которых происходило в синийское время. На территории Алтае-Саянской складчатой области и в районах юго-западного Забайкалья интрузия альпинотипных гипербазитов имела место в кембрии, а южнее, в области варисской складчатой зоны Рудного Алтая и Калбы (северо-восточный Казахстан), прослеживаются цепочки гипербазитовых массивов герцинского возраста.

Альпинотипные гипербазиты юга Сибири образуют удлиненной формы массивы, группирующие протяженные цепи, которые пространственно связаны с региональными глубинными разломами. Такие морфологические формы проявлений продуктов кристаллизации глубинной перидотитовой магмы получили наименование гипербазитовых поясов.

На обширной территории протерозойского и каледонского складчатого обрамления Сибирской платформы наиболее крупные глубинные разломы, как правило, трассируются четко выраженными гипербазитовыми поясами. На данной стадии изученности в пределах названной территории выделяется 15 гипербазитовых поясов общей протяженностью более 3100 км. В пределах этих поясов пока известно 698 гипербазитовых массивов. Большинство их — мелкие тела пластообразной формы, размером в 1—2, реже в несколько десятков квадратных километров, или линзами, площадь которых измеряется десятками и сотнями квадратных метров.

В этой главе приводятся сведения, характеризующие геолого-тектоническую позицию и структурное положение гипербазитовых поясов, данные о морфологии ультраосновных массивов, их вещественном составе, составе и возрасте вмещающих отложений и полезных ископаемых с ними связанных. Здесь же дается описание наиболее типичных ультраосновных массивов. Характеристика гипербазитовых поясов приведена с различной степенью детальности. Особенно подробно излагаются материалы по гипербазитовым поясам Енисейского кряжа, Восточного Саяна и районов юго-западного Прибайкалья, поскольку обобщающих работ такого плана в литературе нет. Гипербазитовые же пояса Кузнецкого Алатау, Тувы, Западного Саяна, Салаира и Горного Алтая характеризуются сжато, так как их строение было рассмотрено в опубликованной ранее монографии, посвященной гипербазитам Алтае-Саянской складчатой области (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). Но описание этих гипербазитовых поясов пополнено новыми, иногда весьма существенными материалами, полученными различными геологическими организациями за период, прошедший со времени опубликования упомянутой работы.

Характеристика гипербазитовых поясов приводится по регионам, причем в каждом случае ей предшествует краткий геолого-тектонический очерк, в котором излагаются сведения, необходимые для понимания условий размещения интрузий глубинной перидотитовой магмы.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Эта древняя горная страна, простирающаяся в меридиональном направлении от Красноярска до р. Подкаменной Тунгуски, является складчатым обрамлением западной окраины Сибирской платформы.

Своеобразные черты геологического строения кряжа, обусловленные особенностями его тектонического развития, привели к тому, что до настоящего времени среди исследователей нет единодушного мнения относительно тектонической природы Енисейского кряжа.

На тектонической карте Советского Союза (1961) и геологической карте Сибирской платформы (Спижарский, 1959) Енисейский кряж выделяется как область байкальской складчатости. Этому мнению придерживается и большая группа геологов, изучавших его (Спижарский, 1958; Кириченко, 1956, 1963; Мусатов, 1963; и др.). Вместе с тем, Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий (1963) рассматривают Енисейский кряж как одну из форм структур ограничения платформ, имеющую тесную связь с последней. Они видят в особенностях геологического строения кряжа наиболее удачную иллюстрацию понятия прекратонного опускания, т. е. периферического участка платформы, кристаллический фундамент которой опущен на значительную глубину и перекрыт мощными отложениями позднего докембрия. Этот своеобразный структурный элемент платформы вследствие расколов фундамента обладает линейной складчатостью и может являться ареной активной магматической деятельности. До них Н. С. Шатский

цу Сибирской платформы также проводили западнее Енисейского кряжа.

Нами Енисейский кряж, как и расположенный к юго-востоку от него Восточный Саян, рассматривается как часть области протерозойской складчатости, которая полукольцом обрамляет юго-западную и южную окраину Сибирской платформы.

Сложная история геологического развития Енисейского кряжа, расположенного между двумя крупнейшими тектоническими структурами Сибири — Сибирской платформой на востоке и Западно-Сибирской плитой на западе, предопределила структурную неоднородность зоны протерозойской складчатости. На прилагаемой тектонической схеме (рис. 1) выделяются следующие наиболее крупные тектонические элементы. Помимо отмеченных выше окраинных частей Сибирской платформы и перекрытой мезо-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты, в пределах собственно протерозойской складчатой зоны обособляются выступ архейского кристаллического фундамента платформы (так называемая Канская глыба) и области внутригеосинклинальных поднятий и прогибов.

Занимающая почти всю южную часть Енисейского кряжа Канская глыба слагается глубокометаморфизованными породами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, образующих слоистую толщу чарнокитов, гранатовых, гранато-биотитовых, гранато-кордиеритовых и силлиманит-кордиеритовых гнейсов общей мощностью порядка 6000 м (Кузнецов, 1963). Метаморфические породы архея прорваны Таракской интрузией гранитов, возраст которой оценивается в 1800—1900 млн. лет (Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1964) и более молодыми магматическими образованиями основного и кислого состава. Архей Канской глыбы на севере, в левобережной части р. Ангары, погружается под геосинклинальные отложения протерозоя и синия складчатой зоны Ени-

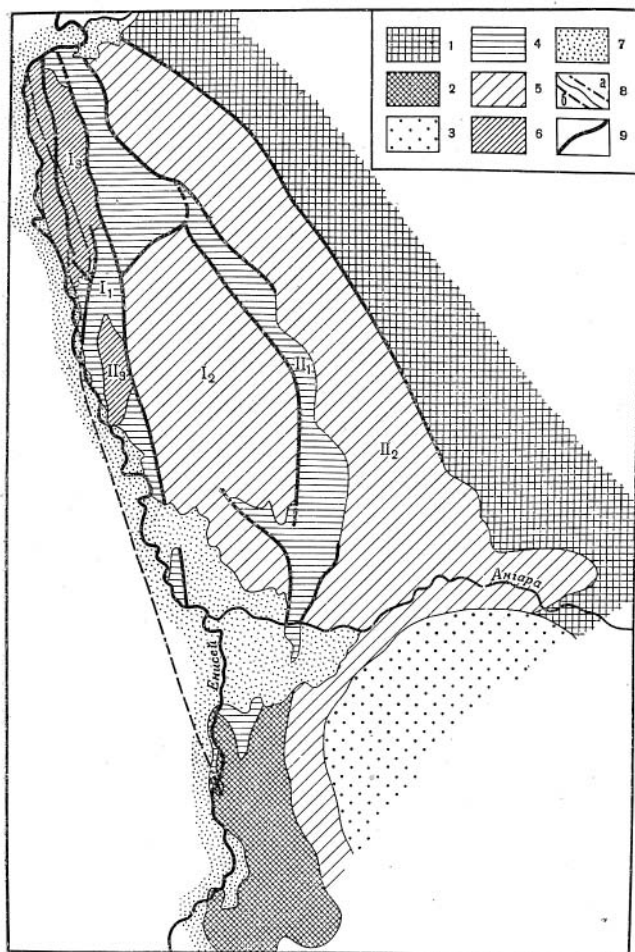


Рис. 1. Положение Енисейского гипербазитового пояса в тектонических структурах Енисейского кряжа. Составил Г. В. Пинус.

1 — Сибирская платформа (Тунгусская синеклиза); 2 — выступ архейского фундамента Сибирской платформы (Канская глыба); 3 — Ангаро-Тасеевский прогиб фундамента Сибирской платформы; 4 — шовные антиклинали протерозойской складчатой зоны Енисейского кряжа (I_1 — Приенисейская, I_2 — Панимбинская); 5 — области синклинальных прогибов протерозойской складчатой зоны Енисейского кряжа (I_2 — Центральный, II_2 — Сухопитский); 6 — современные контуры наложенных синийско-палеозойских прогибов (I_3 — Вороговский, II_3 — Кийский); 7 — мезокайнозойский прогиб Западно-Сибирской низменности; 8 — Енисейский гипербазитовый пояс; а — обнаженная часть, б — вероятное погребенное продолжение пояса; 9 — региональные зоны тектонических нарушений

сейского кряжа. Как было отмечено выше, в пределах докембрийской складчатой зоны кряжа обособляются поднятия и прогибы, фиксируемые на современном эрозионном срезе антиклинальными и синклинальными структурами. Среди них отчетливо проявляются два шовных антиклинория: Панимбинский на востоке и Приенисейский на западе и, соответственно, два синклинория: Центральный, разделяющий указанные выше антиклинории, и Сухопитский, отделенный от западного края платформы (Тунгусской синеклизы) региональным тектоническим разрывом. В пределах Приенисейского антиклинория, в области распространения гипербазитов мы на схеме показали также наложенные Вороговский и Кийский синийско-кембрийские прогибы.

На размытой поверхности архейских образований залегают метаморфические толщи нижнего протерозоя. Нижние горизонты стратиграфического разреза пород этого возраста обнажаются главным образом в пределах горст-антиклинальных поднятий и сложены разнообразными гнейсами, мигматитами, слюдяными сланцами содержащими гранат, силлиманит, дистен, ставролит, а также амфиболитами и кварцитами. Эти отложения, объединяемые в свиту хребта Карпинского, перекрываются породами пенченгинской свиты, состоящей из гнейсов, слюдяных сланцев, филлитов, карбонатных пород и актинолитов-эпидотовых сланцев. Метаморфизм пород нижнего протерозоя неоднороден. Местами он отвечает условиям амфиболитовой фации, а местами — фации зеленых сланцев. Суммарная мощность отложений более 5000 м. Некоторые исследователи (Волобуев, Зыков, Мусатов и др., 1964а) приходят к выводу о существовании в нижнем протерозое на территории современного Енисейского края условий, близких к платформенным, а генеральная перестройка структурного плана, во время которой произошло заложение геосинклинали, происходила, по их мнению, после формирования нижнепротерозойских отложений, т. е. со времени, примерно, 1500 млн. лет.

В этот период развития Енисейского края в его пределах проявился лишь основной магматизм, приведший к образованию даек диабазов, секущих метаморфические толщи архея и массивы Таракской интрузии.

Более молодые синийские отложения выполняют синклинальные структуры складчатой зоны. Они представлены породами двух серий: нижней — сухопитской и вышележащей — тунгусикской, каждая из которых объединяет ряд свит. Повсеместно синийские отложения ложатся с крупным стратиграфическим несогласием на метаморфические толщи нижнего протерозоя. В нижней части сухопитской серии преобладают хлоритовые сланцы, филлиты, содержащие прослои песчаников, алевролитов и вулканогенных пород основного состава. В верхней части разреза распространены алевролитово-глинистые сланцы, чередующиеся с пластами песчаников, кварцитов и иногда вулканогенных пород. Венчаются отложения сухопитской серии (общей мощностью более 5000 м) пестроцветными карбонатными породами свиты карточкой. Перекрывающая тунгусикская серия, состоящая из пяти последовательно сменяющих друг друга свит (снизу вверх): крутошиверской, бурмакинской, гремихинской, барачной и орловской), сложена в основном карбонатно-терригенными отложениями с подчиненными им зеленокаменно-измененными основными эффузивами и их туфами. Общая мощность отложений тунгусикской серии по разным данным 8000—12 000 м.

Синийские и подлежащие нижнепротерозойские отложения западной и центральной частей края густо насыщены массивами гранитоидов, объединяемыми в Тейской и Посольненский магматический комплексы, абсолютный возраст пород которых определяется, соответственно, в 1 млрд. и 850 млн. лет. Область Сухопитского синклинория, наоборот, совершенно лишена магматических образований.

Синийские отложения края с перерывом и резким несогласием перекрываются красноцветными и пестроцветными отложениями вендского комплекса (чингасанская (тасеевская) серия). Выше также с перерывом лежат фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские и более молодые (вплоть до девона) палеозойские отложения. Все они локализируются в пределах наложенных синийско-палеозойских прогибов, часть которых показана на тектонической схеме (см. рис. 1). Для нас особый интерес представляет Вороговский прогиб, поскольку к нему приурочены все известные сейчас выходы альпинотипных гипербазитов. Вороговский и расположенный к югу от него Кийский прогибы развивались на уже претерпевших складчатость и размыв метаморфических толщах нижнего протерозоя Приенисейского шовного антиклинального

поднятия. В основании стратиграфического разреза отложений Вороговского прогиба по его южной периферии обнажаются синийские породы сухопитской серии. На них с несогласием налегают породы тунгусикской серии, в разрезе которой здесь большую роль играют метаморфизованные зеленокаменные эффузивы основного состава и их туфы. Кроме того, нижняя часть разреза серии складывается микрокристаллическими сланцами, кварцитами и карбонатными породами. В верхней части разреза серии распространены доломиты и подчиненные им глинистые сланцы и кварциты. Мощность синийских отложений Вороговского прогиба 4,5—5 км. Породы дислоцированы в напряженные изоклинальные линейные складки северо-западного и субмеридионального простирания, нередко опрокинутые на юго-запад. Отмечается неравномерный характер метаморфизма пород, в общем несколько ослабевающий снизу вверх по разрезу. Вместе с тем, независимо от стратиграфического положения, породы серий в локальных зонах региональных разломов обладают повышенной степенью метаморфизма. Магматическая деятельность в период формирования прогиба, кроме массовых излияний основных лав, имеющих место в ранние стадии развития прогиба, проявилась во внедрении глубинной ультраосновной магмы, а также более поздних интрузий основного и кислого состава. Становление массивов гранитоидов, объединяемых по геологическим и радиологическим данным (620 млн. лет) в Аяхтинский магматический комплекс, происходило в период завершения главной складчатости, консолидировавшей синийские отложения. Нельзя не отметить, что формационный состав синийских отложений прогиба, их мощность, тип пликтивной тектоники и особенности магматической деятельности подчеркивают геосинклинальный характер синийских отложений. В противоположность им вышележащие нормально-осадочные отложения венда и палеозоя почти не захвачены метаморфическими процессами, собраны в пологие складки платформенного типа и не обнаруживают следов вулканической деятельности. Магматические образования этого времени (щелочные породы Татарского комплекса) приурочены к региональным разломам и обладают чертами типичных постороженных интрузий.

Проведенный выше анализ основных черт геологического строения региона позволяет наметить место и время проявления глубинного ультраосновного магматизма в процессе исторического развития Енисейского края.

О проявлении ультраосновного магматизма в Енисейском крае известно со второй половины прошлого века (Лопатин, 1897). Однако только в работах И. Г. Николаева (1925, 1929) приведена весьма краткая характеристика отдельных видов серпентинитов; более подробных сведений о гипербазитах Енисейского края до самого последнего времени в печати не было. В связи с проведением геологического картирования территории края характер и масштабы проявления ультраосновного магматизма стали вырисовываться все более и более четко (Г. Ф. Лунсгерсгаузен, О. П. Горяинов, Ю. Ф. Погоня-Стефанович, Е. К. Ковригина, Ф. К. Ковригин, Долгинов и др.) и в литературе начинают появляться сведения о гипербазитах Енисейского края. Так, О. А. Глико (1957), характеризуя геологическое строение региона, отмечает приуроченность ультраосновных интрузий к Приенисейской горст-антиклинали и тесную связь гипербазитовых массивов с выходами пород сухопитской серии протерозоя. Он приводит также факт прорыва гипербазитов интрузией посольненских гранито-гнейсов. Три года спустя Е. К. Ковригина и Ф. К. Ковригин (1960) опубликовали схематическую геологическую карточку северо-западной части края, на которой показали распространение массивов ультраосновных пород. Позднее Т. Я. Корнеев (1962) в краткой заметке, посвященной магматизму Ени-

сейского края, наряду с другими магматическими формациями, выделил самостоятельную гипербазитовую формацию синийского возраста, массивы которой распространены главным образом в заангарской части края. Вслед за ним Ю. И. Парфенов (1964), характеризуя магматические комплексы Южно-Енисейского края, выделил среди них Предивенский ультраосновной комплекс, породы которого на юге края имеют весьма ограниченное распространение. Возраст пород Предивенского комплекса условно считается им синийским. В коллективной работе М. И. Волобуева, С. И. Зыкова, Д. И. Мусатова, Н. И. Ступникова (1964), посвященной стратиграфии и магматизму Енисейского края, подчеркивается, что гипербазиты являются наиболее древним продуктом проявления рифейского магматизма, поскольку массивы их пространственно сопряжены с нижними свитами стратиграфического разреза синия. Наконец, наиболее полную характеристику гипербазитов Енисейского края можно найти в статье В. П. Белова (1964), который на основе геологического картирования бассейна р. Верхняя Сурниха, где сконцентрировано большое количество гипербазитовых массивов, и материалов по соседним районам выделил и дал краткую характеристику офиолитовой формации Енисейского края, одним из членов которой являются массивы ультраосновных пород. Последние объединены им в Енисейский гипербазитовый пояс. В. П. Белов приводит очень краткую и, как увидим ниже, далеко не исчерпывающую характеристику гипербазитов. Таким образом, специальные исследования гипербазитов Енисейс

в 1965 г. посетить районы распространения гипербазитов Енисейского края и собрать необходимый материал для возможно полной их характеристики. Результаты этих исследований излагаются ниже.

Енисейский гипербазитовый пояс

Ультраосновные массивы, составляющие Енисейский гипербазитовый пояс прослеживаются сравнительно узкой полосой северо-западного простирания в западной части края. Северный и южный фланги гипербазитового пояса погружаются под мезокайнозойские отложения Западно-Сибирской низменности и поэтому истинные размеры пояса в настоящее время установить не представляется возможным. На севере обнаженная часть пояса фиксируется гипербазитовым массивом, вскрытым на правом берегу долины Енисея против о. Амбетова. На юго-восток отсюда цепочка гипербазитовых массивов обнажается в бортах долин правых притоков Енисея — рек Порожиха и Вороговка. Далее, на значительном интервале выходов ультраосновных пород нет. Гипербазитовые массивы появляются лишь в вершине р. Исток и в среднем и нижнем течении р. Верхняя Сурниха. Затем они вновь вскрываются в правом борту долины Енисея между его притоками — речками Верхней Сурнихи и Проклятой и оттуда прослеживаются на юго-восток в район двух безымянных рек, впадающих в Енисей непосредственно выше устья рч. Борисиха. Южнее гипербазитовый пояс погружается под мезокайнозойские отложения Западно-Сибирской низменности. Длина обнаженной части Енисейского гипербазитового пояса составляет 180 км. На этом интервале насчитывается 33 массива ультраосновных пород, большая часть которых сконцентрирована в бассейне р. Верхняя Сурниха и на правом берегу Енисея, ниже по течению от устья названной реки. Северный фланг пояса представлен единичными массивами в долинах рек Вороговка и Порожиха, а также по правобережью Енисея, несколько ниже устья последней. Между бассейнами рек Вороговка и Исаковка гипербазитовые массивы пока не обнаружены. Однако наличие их в этом районе вполне вероятно, так как именно здесь геофизическими исследо-

ваниями установлена цепь положительных магнитных аномалий, ориентировка которых совпадает с простиранием гипербазитового пояса. Есть основание полагать, что южное окончание гипербазитового пояса не обрывается на широте р. Борисихи, а прослеживается под чехлом мезокайнозойских отложений далеко на юг по левобережью Енисея до поселка Предивинск, в районе которого обнажается одноименный массив серпентинитов. Таким образом, с учетом погребенной южной части длина пояса возрастает до 500 км.

Большая часть гипербазитовых массивов имеет небольшие размеры, в пределах десятков и сотен квадратных метров, и лишь некоторые из них занимают площадь от одного до 7 км². Из числа относительно крупных массивов следует указать Амбетовский, Верхнесурнихинский и ряд массивов, обнажающихся в правом скалистом борту долины Енисея, ниже устья р. Проклятой. Общая площадь известных в настоящее время выходов ультраосновных массивов, образующих Енисейский гипербазитовый пояс, составляет примерно 25 км². По форме все массивы являются крутоставленными согласными линзообразными телами — залежами, длина которых изменяется от нескольких десятков метров до 6 км и более при мощности от нескольких до 1200 м. Ориентированы они в соответствии с простиранием вмещающих их пород в северо-западном или субмеридиональном направлении. Нередко контактовые зоны массивов осложнены тектоническими нарушениями, в пределах которых ультраосновные породы превращены в серпентинитовые сланцы, часто с тальком и карбонатизированные. Вместе с тем мы не наблюдали явлений диапиризма и крупных вертикальных перемещений гипербазитовых массивов вдоль контактовых поверхностей.

Структурное положение обнаженной части Енисейского гипербазитового пояса определяется пространственной приуроченностью слагающих его ультраосновных массивов к зонам региональных тектонических нарушений, прослеживаемых вдоль Приенисейского антиклинального выступа (см. рис. 1). Большая часть ультраосновных массивов пояса тесно сопряжена с породами вулканогенно-осадочной тунгусикской серии синийского возраста, выполняющей Вороговский синийско-палеозойский прогиб. И только на южном фланге гипербазитового пояса трассирующие его ультраосновные массивы выходят за современные контуры прогиба, размещаясь в породах кристаллического фундамента последнего, представленного метаморфическими толщами нижнего протерозоя (рис. 2). Важно отметить, что в нормально-осадочные отложения вендского комплекса (вороговская серия) и в перекрывающие его фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия гипербазиты не проникают. Это подтверждается данными Ю. Ф. Погоня-Стефановича, который наблюдал гальку серпентинитов среди обломочной фракции базальных конгломератов вороговской серии. Кроме того, по данным О. А. Глико (1957), гипербазиты прорываются гранитоидами посольнинского магматического комплекса, абсолютный возраст которых по определениям калий-аргоновым и свинцово-изотопным методами колеблется в пределах 700—850 млн. лет (Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1964). Нами в бассейне рч. Верхняя Сурниха наблюдался прорыв гипербазитов дайками и штоками габброидов. Все эти факты свидетельствуют о синийском возрасте гипербазитов Енисейского края и о становлении ультраосновных интрузий в ранние стадии формирования Вороговского прогиба, после излияния лав основного состава, слагающих нижнюю часть стратиграфического разреза тунгусикской серии. Зоны региональных тектонических нарушений, служивших путями проникновения глубинной перидотитовой магмы, в последующей геологической истории края неоднократно подновлялись. Об этом свидетельствует современное сложное строение зон, обусловленное перемежаемостью блоков,

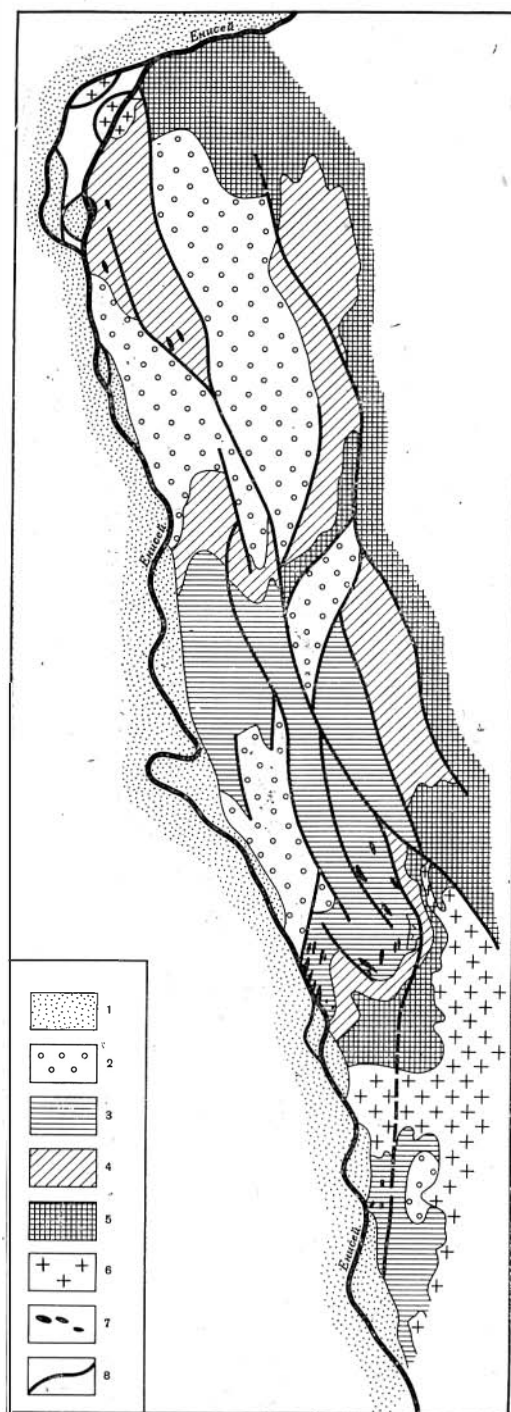


Рис. 2. Схема геологического строения Енисейского гипербазитового пояса

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — воровговская серия (вендский комплекс); 3 — тунгуская серия синия; 4 — сухопитская серия синия; 5 — нижний протерозой; 6 — постсинийские гранитоиды; 7 — гипербазиты; 8 — тектонические нарушения

сложенных осадочными породами

нижнего палеозоя, с блоками синийских толщ интродуцированных массивами гипербазитов. Такое строение зон региональных разломов можно наблюдать на северном фланге гипербазитового пояса при пересечении его долинами рек Вороговки и Порожихи.

Анализ геологического строения района Енисейского гипербазитового пояса с учетом его структурной позиции на фоне главных тектонических элементов протерозойской складчатой зоны кряжа свидетельствует о том, что внедрение глубинной ультраосновной магмы в этом районе осуществлялось в начальные стадии развития синийского геосинклинального прогиба, развивавшегося на раздробленном кристаллическом фундаменте, сложенном метаморфическими породами протерозоя. Таким образом, на примере Енисейского гипербазитового пояса можно сделать заключение о том, что формирование гипербазитовых поясов возможно не только в пределах эвгеосинклиналей, закладывающихся на океанической коре, но и в ходе эволюции геосинклинальных прогибов, развивающихся на ранее консолидированном жестком основании. При этом интрузии глубинной перидотитовой магмы остаются неизменно приуроченными к ранним этапам развития геосинклиналей.

По петрографическому составу породы, слагающие массивы Енисейского гипербазитового пояса, характеризуются главным образом как серпентиниты. Серпентиниты чаще антигоритовые, реже смешанного хризотил-антигоритового состава. Из других модификаций серпентина встречаются бастит, серпофит и очень редко хризотил-асбест в виде тонких и редких прожилков. Намечается не-

сколько генераций серпентиновых минералов, причем наиболее поздней является серпофит. Наблюдаются явления перекристаллизации серпентинитов с образованием крупночешуйчатых агрегатов антигорита. Нередко это явление обуславливается последующей карбонатизацией серпентинитов. В этом случае жилки и скопления магнезиального карбоната сопровождаются в зальбандах оторочкой крупнопластинчатого антигорита. Характерно наличие бруситсодержащих серпентинитов (Амбетовский, Верхнесурнинский и другие массивы). Брусит ассоциирует либо с карбонатами, либо с серпофитом. Реже он появляется без сопровождающих его новообразований, замещая антигорит, и еще реже — совместно с тальком. В серпентинитах широко распространены псевдоморфозы баистита по ромбическому пироксену, составляет 10—15% объема породы. В качестве реликтов ромбический пироксен встречается очень редко. Значительно чаще сохраняются остатки неполностью замещенного оливина, а в отдельных массивах и моноклинового пироксена.

В ряде массивов удалось установить интенсивно серпентинизированные разности дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и верлитов. Первые были встречены среди серпентинитов Амбетовского и Верхнесурнинского массивов. В последнем обнаружены также серпентинизированные гарцбургиты. Относительно хорошо сохранившиеся верлиты установлены в гипербазитовом массиве, обнажающемся по левой стороне рч. Верхняя Сурниха, примерно, в 4 км ниже слияния Правой илевой Сурнихи, а также в гипербазитовом массиве, залегающем на правом берегу р. Енисея, против дер. Фомка. В этих же массивах обнаружены сильно серпентинизированные лерцолиты.

Магматические породообразующие минералы (оливин, ромбический и моноклиновый пироксен) почти всегда обнаруживают отчетливые следы давления. Оптическая характеристика их приведена в табл. 1.

Таблица 1

Оптические константы оливина и моноклинового пироксена ультраосновных пород Енисейского гипербазитового пояса

Порода	Оливин				Моноклиновый пироксен			
	2V	<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	<i>N_g—N_p</i>	2V	<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	<i>N_g—N_p</i>
Дунит	+86°	1,681	1,648	0,033	—	—	—	—
Лерцолит		1,687	1,655	0,032				
		1,684	1,648	0,036				
		1,687	1,655	0,032	+59—61°	1,696	1,672	0,024
Верлит		1,685	1,649	0,036				
		1,687	1,653	0,034	+61—62°	1,693	1,669	0,024
						1,696	1,672	0,024

Примечания: 1. Показаны крайние значения колебаний оптических констант. 2. Оптические константы ромбического пироксена из-за плохой сохранности последнего определить не удалось.

Из табл. 1. следует, что в составе оливина 5—10% фаялитовой молекулы, а монопироксен принадлежит к маложелезистым разностям диопсида, содержащим до 7% ферросилитовой молекулы. Таким образом, магматические породообразующие минералы докембрийских альпинотипных гипербазитов ничем не отличаются от таковых кембрийских гипербазитов других районов юга Сибири. Вместе с тем следует отметить, что среди ультраосновных пород альпинотипных гипербазитов Енисейского края значительно шире распространены разности, в состав которых в качестве магматического минерала входит моноклиновый пироксен.

Постмагматические изменения ультраосновных пород, слагающих массивы Енисейского гипербазитового пояса, помимо интенсивной серпентинизации проявились также в карбонатизации, отальковании и

(реже) актинолитизации пород. Интенсивное отальковывание серпентинитов с образованием почти мономинеральных тальцитов наблюдалось нами в небольшой линзе серпентинитов, обнажающейся в правом борту долины Енисея, в 6 км выше устья рч. Верхняя Сурниха. Второе обнажение тальцитов встречено в серпентинитах, что в 0,5 км ниже устья первого правого притока, впадающего в р. Енисей к югу от устья рч. Борисихи. В первом пункте талькиты прослеживаются в виде полосы метровой мощности, простирающейся на несколько десятков метров. Амфиболитизированные серпентиниты наблюдались нами в южном эндоконтакте Амбетовского гипербазитового массива. Мономинеральные амфиболовые жилки мощностью в 5 и 25 см, сложенные лучистым агрегатом железосодержащего тремолита ($N_g=1,632$; $N_p=1,608$; $N_g-N_p=0,024$), были обнаружены среди оталькованных серпентинитов в правом борту долины рч. Верхняя Сурниха, в 3,5 км от ее устья, и на правом берегу Енисея, в 7,5 км выше устья той же речки.

Ниже приводится описание двух наиболее крупных массивов.

Амбетовский массив

Массив расположен на крайнем северном фланге Енисейского гипербазитового пояса, хорошо вскрыт долиной Енисея, обнажаясь на правом берегу в том ее месте, где она, резко расширяясь, течет среди архипелага островов. Юго-западная часть массива скрыта в русле реки, а его северное окончание прослеживается в виде мелких скалистых островов, выступающих среди Енисея, против северного конца о. Амбетова.

В плане массив имеет вид линзы, длинная ось которой ориентирована в северо-западном направлении и прослеживается на расстоянии 4,5 км. Максимальная ширина массива составляет 0,7 км, а площадь выходов его равна 1,7 км².

Вмещающими породами массива являются метаморфические сланцы, которые Ю. Ф. Погоня-Стефановичем коррелируются с породами нижней части разреза сухопитской серии. В ближайших к выходам массива районах они представлены разнообразными мусковито-хлорито-альбитовыми сланцами, которые кроме перечисленных выше главных породообразующих минералов содержат также актинолит, эпидот, сфен, рутил, пирит и незначительную примесь апатита. Метаморфические сланцы слагают моноклинально залегающую пачку пород, простирающуюся СЗ 310—330° с падением на северо-восток под углом 80—85°. Обследованный нами юго-восточный контакт массива ориентирован согласно с залеганием пород вмещающей толщи.

Большая часть площади Амбетовского массива сложена апогарцбургитовыми антигоритовыми серпентинитами, среди которых местами встречаются хризотил-антигоритовые разности. Характерной особенностью серпентинитов является то, что они почти всегда содержат брусит, количество которого иногда достигает 25% объема породы. Брусит очень часто ассоциируется с магнезиальным карбонатом. Карбонатизированные серпентиниты особенно широко распространены в южной половине массива, где они в эндоконтактной зоне постепенно переходят в апосерпентинитовые карбонатные породы, содержащие фуксит и реликты неполностью замещенного микрокристаллического агрегата антигорита. Иногда в ассоциации с магнезиальным карбонатом присутствуют скопления мелкочешуйчатого талька и реже — бесцветного магнезиального амфибола (тремолита).

В центральных частях массива среди серпентинитов сохраняются участки, сложенные интенсивно серпентинизированными обогащенными оливином гарцбургитами. Количество незамещенного оливина в этих породах варьирует от 25 до 60% их объема. Наличие в исходной породе

ромбического пироксена устанавливается лишь по присутствию редких псевдоморфоз бастита. В числе магматических минералов всегда присутствуют хромшпинелиды, образующие редкую вкрапленность. Входящие в состав породы зерна оливина большей частью дезинтегрированы и обнаруживают резкую нарушенность оптической ориентировки. Местами среди скоплений зерен оливина наблюдаются зоны милонитизации, в которых раскрошенные зерна оливина почти полностью замещены серпентином. Нередко также можно наблюдать раздробленные и растащенные зерна хромшпинелидов. Все это свидетельствует о тектонических напряжениях, которые испытали гипербазиты. Наряду с полностью серпентинизированными гарцбургитами, в составе массива встречаются участки, сложенные интенсивно серпентинизированными дунитами. Последние сохраняют присущую им панидиоморфнозернистую структуру и обнаруживают деформацию зерен оливина.

Верхнесурнинский массив

Верхнесурнинский массив — один из наиболее крупных в составе Енисейского гипербазитового пояса. Он расположен в месте слияния рек Правой илевой Сурних, которые пересекают массив с северо-востока на юго-запад и с юго-востока на северо-запад (рис. 3).

В плане массив образует несколько изогнутое к востоку линзовидное тело, длинная ось которого прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 6 км, ширина тела 0,9—1,3 км. Площадь, занятая выходами ультраосновных пород составляет более 7 км². Общая ориентировка массива более или менее согласна с простираем вмещающих его метаморфических сланцев тунгусикской серии синийского возраста, хотя в северной своей части массив сечет последние под острым углом. Поверхности западного и восточного контактов массива имеют крутое, почти вертикальное падение и местами осложнены по ми движениями.

Метаморфические породы в районе выходов гипербазитов массива представлены п

собой горизонтов зеленокаменно-измененных рассланцованных туфов основных эффузивов, филлитовидных кварцево-альбито-серпичитовых сланцев, метаморфизованных полимиктовых песчаников и кварцитов. Метаморфическая толща и заключенный в ней массив гипербазитов прорываются небольшим штоком рассланцованного сосюритизированного и амфиболитизированного габбро. Вблизи восточного контакта массива метаморфическая толща тунгусик

тектоническому разлому граничит с более древними отложениями синия. В центральной части массива, к югу от реки Правая Сурниха, среди гипербазитов оконтуривается блок метаморфических пород, аналогичных тем, которые вмещают его.

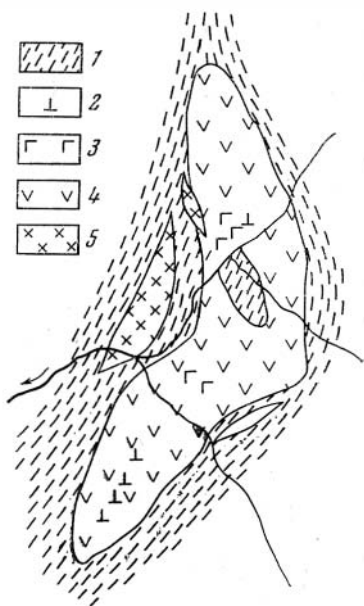


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Верхнесурнинского гипербазитового массива

1 — тунгусикская серия Sn: метаморфизованные туфы основных эффузивов, филлитовидные сланцы, кварциты; 2 — серпентинизированные дуниты; 3 — серпентинизированные гарцбургиты; 4 — серпентиниты; 5 — сосюритизированные и амфиболитизированные габбро

Большая часть площади выходов гипербазитового массива сложена антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами, которые ближе к периферии массива обычно карбонатизированы. По удалению от контакта в серпентинитах встречаются реликты зерен оливина. Здесь же среди псевдоморфоз баститов иногда удается наблюдать обрывочки не замещенного ромбического пироксена. Судя по тому, что в серпентинитах обычно присутствует бастит, они имеют, вероятно, в большей своей части апогарцбургитовую природу. В центральной части массива, на водоразделе между Правой илевой Сурнихами, было обнаружено небольшое поле интенсивно серпентинизированных гарцбургитов. Выходы последних мы наблюдали также по правому борту долины рч. Правой Сурнихи. Там же встречаются участки, сложенные интенсивно серпентинизированными дунитами. В этих породах среди мелкокристаллического антигоритового агрегата, содержащего обильные реликты оливина, сохраняются участки, состоящие из панидиоморфного агрегата зерен оливина, всегда с нарушенной оптической ориентировкой. Иногда в них обнаруживается спайность по (010). Оливин обычно частично замещается пластинками антигорита. Местами можно наблюдать как такие, частично замещенные антигоритом, зерна оливина позднее были селективно замещены магниальным карбонатом. В этом случае при сохранении контуров зерен оливина образуются участки, состоящие из антигорит-карбонатного агрегата. Количество оливина в серпентинизированных дунитах достигает 30%. Третьим неперменным компонентом породы являются хромшпинели, зерна которых образуют редкую вкрапленность. Серпентинизированные дуниты в значительно большем количестве обнаружены в южной части массива, на левобережье рч. Левая Сурниха.

На правом берегу р. Правая Сурниха, ближе к восточному контакту массива, среди карбонатизированных антигоритовых серпентинитов встречено дайкообразное тело, состоящее существенно из сферолит-хлоритового агрегата, содержащего мельчайшую вкрапленность зерен карбоната, граната, единичные зерна шахматного альбита и акцессорный апатит. Вероятно, это метасоматически измененная дайка основного состава. Серпентиниты в контакте с дайкой карбонатизированы и оталькованы.

Характерно, что среди ультраосновных пород Верхнесурнинского массива мы не обнаружили разностей, содержащих моноклинный пироксен.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Горный массив Восточного Саяна прослеживается от Байкала до Красноярска. Он располагается на границе Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Занимая промежуточное положение между двумя крупнейшими тектоническими элементами Сибири, Восточный Саян отличается исключительно сложным строением и включает платформенные и разновозрастные геосинклинальные структурные элементы. Первые представлены краевым выступом фундамента Сибирской платформы и срединными массами (глыбами), заключенными в докембрийских геосинклинальных зонах, а вторые — докембрийскими и палеозойскими складчатыми структурами (рис. 4).

Краевой выступ фундамента платформы в современной структуре Восточного Саяна прослеживается в виде полосы северо-западного простирания от южной части оз. Байкал до верховьев р. Маны. На северо-востоке он погружается под более молодые отложения чехла платформы, а на юге — вдоль краевого шва (Главного Саянского разлома) — контактирует с протерозойскими складчатыми структурами Восточного Саяна, или так называемым Протеросаяном. Выведенный на поверх-

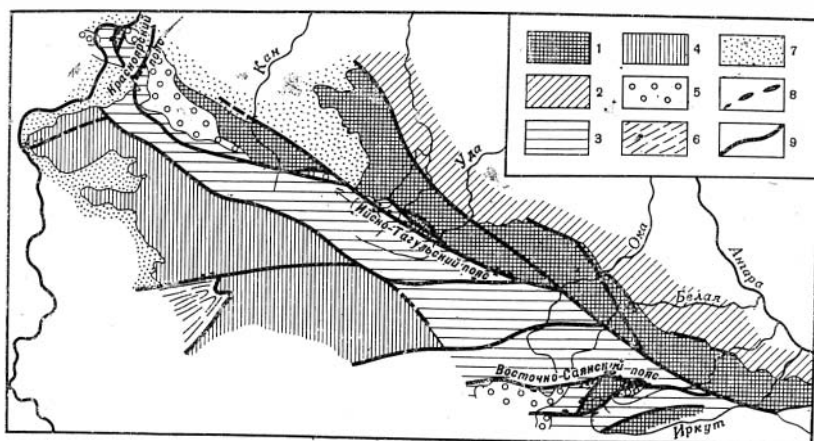


Рис. 4. Схема размещения гипербазитовых поясов в тектонических структурах Восточного Саяна

1 — краевой выступ архейского фундамента Сибирской платформы; 2 — синийско-нижнепалеозойский чехол Сибирской платформы; 3 — протерозойская складчатая область; 4 — древнекаледонская складчатая область; 5 — миогеосинклинальные прогибы; 6 — каледонская складчатая область; 7 — девонские межгорные впадины; 8 — гипербазитовые массивы; 9 — глубинные разломы

ность фундамент платформы сложен глубоко метаморфизованными образованиями архея, представленными разнообразными по составу интрузивными гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами и карбонатными породами. Этот же комплекс метаморфических образований фиксируется и в жестких срединных массах — Шумакской, Гарганской и Хараталагойской глыбах, обнажающихся в восточной части Восточного Саяна.

Обрамляющие выступ с юга протерозойские складчатые структуры обладают иным структурным планом и, помимо литологических отличий от пород фундамента, различаются характером метаморфизма. Особенность метаморфизма этих структур заключается в исключительно прогрессивном его характере, тогда как архейские образования претерпели сложный многократный метаморфизм и являются полиморфическими породами с широко проявившимися явлениями диафореза. В северо-западной части протерозойские складчатые структуры образуют Дербинский антиклинорий, а на юго-востоке слагают ряд структурных элементов субширотного простирания, ориентированных под углом к общему северо-западному простиранию Протеросаяна. Последний слагается главным образом метаморфизованными карбонатными толщами с подчиненными им гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами нижнего и верхнего протерозоя.

В пределах протерозойских складчатых структур и на стыке их с археем фундамента оконтуриваются миогеосинклинальные прогибы, выполненные мощными толщами карбонатных и терригенных отложений верхнего докембрия (венда) и кембрия. На северо-западе Восточного Саяна это Манский миогеосинклинальный прогиб и ряд небольших прогибов, расположенных вдоль краевого шва; а на юго-востоке — Боксон-Сархойский и Сагансарский прогибы.

Далее к югу от Протеросаяна расположена обширная область каледонид Алтае-Саянской складчатой зоны, уходящая далеко за пределы горного сооружения Восточного Саяна. Эта подвижная в раннем палеозое зона земной коры в пределах Восточного Саяна закончила геосинклинальный этап развития в эпоху древнекаледонской складчатости. В начале палеозоя древнекаледонская геосинклинальная область была

отделена от платформенных прогибов Восточного Саяна крупным континентальным выступом Протеросаян. Внутренняя структура геосинклинальной области уже с раннего кембрия была неоднородна. В ее пределах существовали геоантиклинальные поднятия, сложенные преимущественно карбонатными и терригенными толщами, дислоцированными в сравнительно пологие складки. В современном эрозионном срезе они образуют сложно построенные антиклинории, в ядрах которых местами обнажаются протерозойские образования, слагающие в этих местах основание древнекаледонской геосинклинали. Геоантиклинальные поднятия разделяются узкими и протяженными геосинклинальными трогами, пространственно совпадающими с зонами глубинных разломов. Троги выполнены мощными, сложно дислоцированными осадочно-вулканогенными толщами, в составе которых широко распространены продукты основного вулканизма.

На северо-западе и западе платформенные и разновозрастные геоантиклинальные структуры Восточного Саяна погружаются под отложения девонских межгорных прогибов.

Большая роль в геологическом развитии Восточного Саяна принадлежит глубинным разломам. Они отделяют друг от друга охарактеризованные выше главные структурные элементы региона. Вдоль них проходили вертикальные перемещения крупных блоков, обусловивших особенности геологического строения главных структур. Зоны глубинных разломов контролировали разнообразную магматическую деятельность, проявившуюся во все периоды геологического развития региона. Они же определяли специфику метаморфизма прилегающих к ним блоков архейских пород, вызвав явления диафтореза в древнейших образованиях Восточного Саяна. Наконец, зоны глубинных разломов служили подводными путями для внедрения глубинной перидотитовой магмы, сформировавшей гипербазитовые пояса Восточного Саяна.

Одним из важнейших глубинных разломов Восточного Саяна является Главный Саянский разлом, прослеживаемый в северо-западном направлении на многие сотни километров вдоль всего региона. С этим разломом сопрягаются все остальные зоны глубинных разломов, образуя в совокупности дихотомически ветвящуюся систему. Главный Саянский разлом разграничивает архей краевого выступа Сибирской платформы и протерозойские складчатые структуры Протеросаяна. В той его части, где он именуется Колбинско-Удинской зоной разлом трассируется ультраосновными массивами Ийско-Тагульского гипербазитового пояса. Северо-западное продолжение Колбинско-Удинской зоны можно наблюдать в сложной системе тектонических нарушений в крайней северо-западной части Восточного Саяна. Эта система тектонических нарушений контролирует пространственное размещение ультраосновных массивов, объединяемых в Красноярский гипербазитовый пояс. К Главному Саянскому разлому приурочен Удско-Агульский миогеосинклинальный прогиб, а северо-западнее, на продолжении сопряженных с ним разломов, оконтуривается Манский прогиб.

К северу от Главного Саянского разлома отходят два региональные разлома, отделяющие краевой выступ фундамента Сибирской платформы от перекрывающего осадочного чехла.

К югу от основного структурного шва Восточного Саяна, примерно на меридиане верховьев р. Ии, отходит Кандатский глубинный разлом, прослеживаемый в субширотном направлении сперва по границе протерозойских и древнекаледонских складчатых структур, а затем внутри последних. Далее к западу он с севера ограничивает собственно каледонские структуры Западного Саяна. В этой части Кандатский глубинный разлом насыщен ультраосновными массивами северной ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса. С Кандатским разломом со-

пряжен Кизиро-Сисимский глубинный разлом, оконтуривающий с юго-запада Дербинский антиклинорий Протеросаяна. В крайней западной части Восточного Саяна к одной из ветвей Кизиро-Сисимского глубинного разлома, прослеживаемой по границе различных структурно-фацциальных зон древнекаледонской геосинклинали, приурочены гипербазитовые массивы бассейна р. Тесь (правый приток Енисея).

Следующая к югу субширотная зона глубинного разлома именуется в пределах Восточного Саяна Жомболинской. Она прослеживается в протерозойских и древнекаледонских структурах.

Наконец, крайняя южная субширотная зона разломов, также сопряженная с Главным Саянским разломом, выкраивает среди протерозойских складчатых структур Гарганский срединный массив архея. Двумя ветвями эта зона глубинного разлома прослеживается на запад, оконтуривая Боксон-Сархойский миеосинклинальный прогиб. К восточной части этой зоны глубинного разлома приурочен Сагансарский прогиб. Важно подчеркнуть, что характеризующаяся зона глубинного разлома является наиболее насыщенной ультраосновными массивами, объединенными нами в Восточно-Саянский гипербазитовый пояс.

Приведенная краткая характеристика основных структур и разделяющих их глубинных разломов свидетельствует о длительной и сложной геологической истории Восточного Саяна, начавшейся в архейскую эпоху. Главные элементы структуры региона закончили свое развитие в начале палеозоя. Однако и в последующее время геологическое развитие Восточного Саяна не прекращается. В палеозое и даже в кайнозое продолжается активная магматическая деятельность, которая все более четко контролируется долгоживущими разломами глубокого заложения.

В Восточном Саяне, как и во всех других регионах Алтае-Саянской складчатой области, широко распространены ультраосновные породы, — производные глубинной перидотитовой магмы. Гипербазитовые массивы концентрируются в четырех пространственно разобщенных районах, формируя достаточно четко выраженные гипербазитовые пояса: 1) Восточно-Саянский, располагающийся в юго-восточной части региона; 2) Ийско-Тагульский, прослеживающийся в северо-западном направлении в бассейнах верхнего течения одноименных рек; 3) Красноярский — в крайней северо-западной части Восточного Саяна, в пределах хребта того же названия; 4) гипербазитовые массивы обнажаются по правобережью р. Енисея, в бассейне р. Тесь, и образуют восточный фланг Кузнецко-Саянского пояса. Всего на территории Восточного Саяна в настоящее время насчитывается более 80 массивов и небольших линз ультраосновных пород. Следует оговориться, что в это число мы не включаем мелкие тела ультраосновных пород, входящие в Идарский магматический комплекс, поскольку до сих пор остается неясной их генетическая природа.

Несмотря на пространственную разобщенность районов распространения гипербазитов, последние по своему минеральному составу, особенностям петрохимии, морфологии массивов и другим признакам оказываются тождественны. Важно еще раз подчеркнуть то обстоятельство, что во всех четырех районах гипербазитовые массивы везде пространственно очень четко приурочены к зонам глубинных разломов. Вместе с тем особенностями геологического строения Восточного Саяна определили и некоторые специфические черты геологической позиции гипербазитов, отличающие их в этом отношении от гипербазитов других районов Алтае-Саянской складчатой области. Мы имеем в виду то обстоятельство, что большинство изученных нами гипербазитовых массивов Восточного Саяна вмещаются не кембрийскими осадочно-вулканогенными геосинклинальными отложениями, как в большинстве других районов Алтае-Саянской области, а преимущественно более древними про-

терозойскими толщами. Это обстоятельство явилось причиной того, что часть исследователей считала, а некоторые и до сих пор считают, возраст гипербазитов Восточного Саяна протерозойским. Ошибочность этих представлений обсуждена в специальной статье (Пинус, 1965) и будет детально разобрана ниже, а пока отметим, что вся совокупность фактов, характеризующих современное состояние геологической изученности Восточного Саяна свидетельствует о том, что альпинотипные гипербазиты этого региона являются лишь звеньями обширной цепи единой гипербазитовой провинции юга Сибири, формирование которой происходило в интервале времени от самых поздних веков докембрия до раннего кембрия включительно.

Перейдем к детальной характеристике гипербазитовых поясов, размещенных в Восточном Саяне.

Восточно-Саянский гипербазитовый пояс

В восточной части Восточного Саяна, в районе Китайских альп, в истоках р. Урика, в верхнем течении р. Оки и ее левых притоков — рек Боксона и Хоре обнажается цепь гипербазитовых массивов, названная нами Восточно-Саянским гипербазитовым поясом.

Этот район имеет сложное геологическое строение, что обусловлено напряженной тектоникой и широким распространением древних метаморфических толщ, лишенных палеонтологических остатков, но густо насыщенных различными по составу и возрасту интрузиями (рис. 5).

Основными элементами тектонической структуры района являются: 1) блоки глубоко метаморфизованных пород архея; 2) складчатые структуры протерозоя; 3) раннепалеозойские миогеосинклинальные прогибы. Блоки архейских пород (Гарганская и Хараталагойская глыбы) образуют срединные массы внутри геосинклинальных отложений протерозоя. Последние, обрамляя архейские глыбы, слагают в районе две крупные синклинальные структуры: на севере — Окинский синклинорий, а на юге — Китайский. Более молодые нижнепалеозойские структуры занимают ограниченные площади. В юго-западной части района оконтуривается Боксон-Сархойский миогеосинклинальный прогиб, а на юго-востоке узкий, субшироко ориентированный Сагансарский прогиб. Основные структурные элементы района отделены друг от друга региональными тектоническими разломами, главными из которых являются разломы, обрамляющие Гарганский срединный массив. Эти разломы были заложены, вероятно, в протерозое и неоднократно подновлялись. Именно к ним пространственно приурочены гипербазитовые массивы Восточно-Саянского пояса.

Нижним членом стратиграфического разреза района являются метаморфические образования, параллелизуемые с шаражалгайской серией архея. Ими сложены Гарганский и Хараталагойский срединные массы. В составе шаражалгайской серии в районе преобладают разнообразные по составу мигматитовые гнейсы с подчиненными им амфиболитами и кристаллическими сланцами. Эти породы, по данным Л. П. Никитиной (1963), — продукты регионального метаморфизма, происходившего в условиях высокотемпературной гранулитовой фации, и ультраметаморфизма, а также явлений диафтореза, которые наиболее отчетливо проявились вдоль зон тектонических нарушений по периферии срединных масс, где встречаются породы эпидот-амфиболитовой и даже зеленосланцевой фаций метаморфизма.

Среди протерозойских отложений района выделяются четыре свиты: нижняя существенно карбонатная — ильчирская, на ней согласно залегает вулканогенно-терригенная уртагольская свита и, наконец, венчает разрез протерозоя тоже существенно карбонатная монгошинская свита.

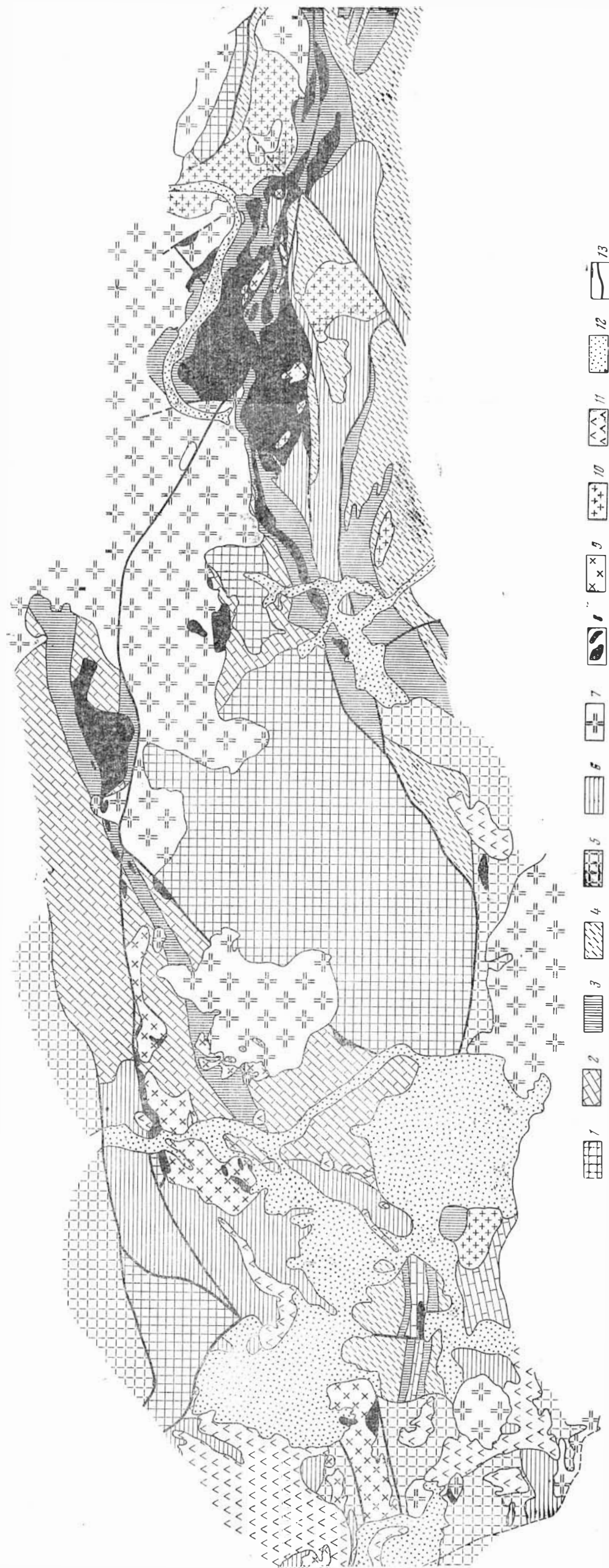


Рис. 5. Схема геологического строения Восточно-Саянского гипербазитового пояса. Составил Г. В. Пинус

1 — метаморфические образования архея, 2 — ильчирская существенно карбонатная свита, Рт; 3 — уртагольская вулканогенно-осадочная свита, Рт; 4 — монгошнская свита, Sp; 5 — дилбнская (окинская) терригенная свита, Sp; 6 — боксон-сархойская серия венда, Sp; 7 — нерасчлененные гранитоиды Рт и Рз; 8 — гипербазиты ильчирского комплекса; 9 — граниты самсальского комплекса; 10 — габброиды боксонского комплекса; 11 — базальты кайнозойские; 12 — четвертичные образования; 13 — главные региональные разломы

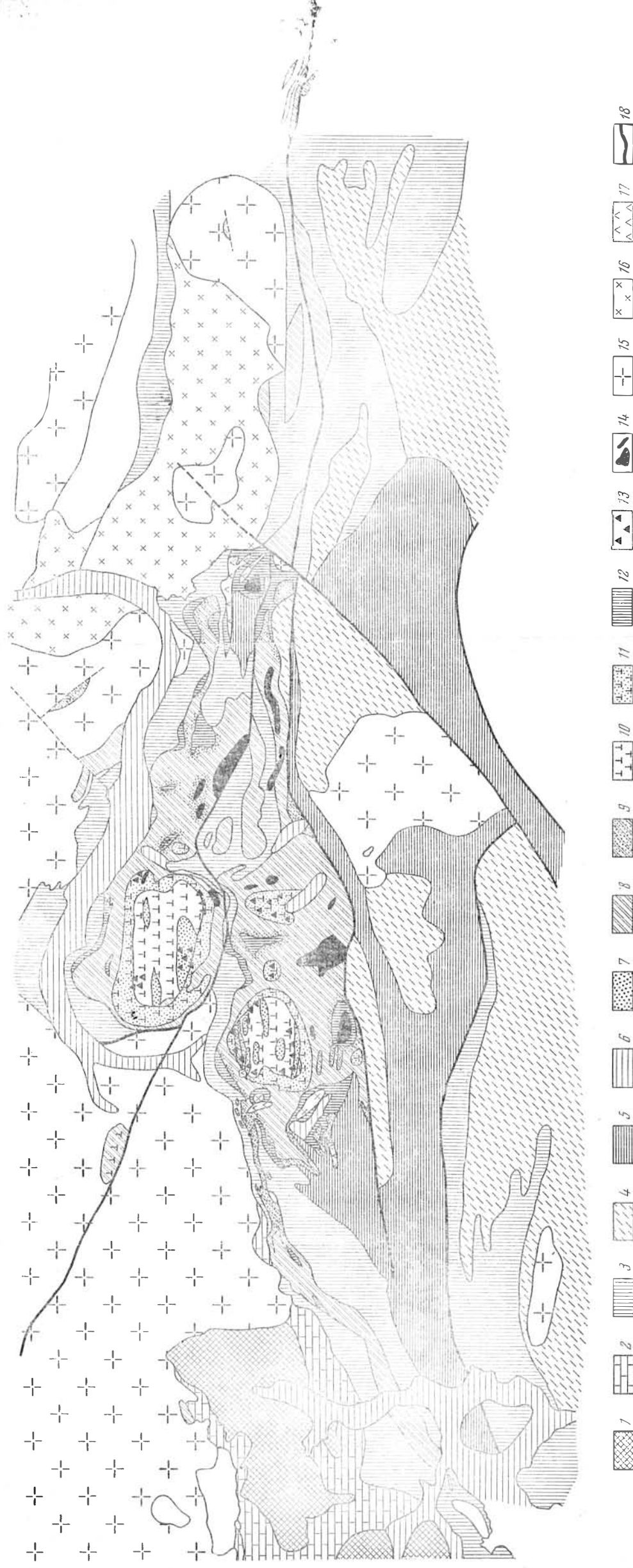


Рис. 6. Схема геологического строения Ошникско-Китойского массива. Составил Г. В. Пинус по материалам В. П. Арсентьева, Ю. Н. Колесника, В. В. Левницкого, А. Н. Артемьева, Ю. Ф. Ефремова, Л. С. Волкова

1 — шаржалгайская серия. Аг — биотитовые, биотит-роговообманковые, реже гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты; 2 — ильчирская свита, Рт: кристаллические графитизированные известняки с прослоями кварцитов и кристаллических сланцев; 3 — уртагольская свита, Рт: метаморфизованные диабазы, кератофиры, ортосланцы, флиштовидные углистые сланцы, кварц-биотитовые,

серпент-кварцевые-актинолитовые сланцы, прослой известняков; 4 — монгошиская свита Sp: известняки и доломиты с прослоями сланцев и песчанков; 5 — боксон-кархойская серия (вендский комплекс. Стп); конгломераты, песчанники, сланцы, прослой известняков; 6 — четвертичные отложения; ильчирский комплекс (гидеробазиты); 7 — дуниты; 8 — серпентиниты; 9 — карбонатизированные сер-

пентиниты; 10 — гарпургиты; 11 — частично серпентинизированные гарпургиты; 12 — тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы; 13 — графитизированные гипербазиты; 14 — боксонский комплекс: габбро, габбро-диабазы; 15 — нерасчлененные гранитоиды неясного возраста; 16 — граниты, Рз; 17 — базальты, Кз; 18 — главные тектонические нарушения

В известняках последней обнаружены водоросли *Ozagia*, отпечатки водорослей из групп *Collenia*, *Conophyton* и др., которые позволяют датировать возраст отложений как верхний протерозой. В западной части района (верховья р. Дибь) распространена мощная толща терригенных отложений флишoidного типа. Эта толща песчаников и сланцев, выделенная под названием дибинской свиты, является, очевидно, стратиграфическим аналогом окинской свиты, распространенной за пределами интересующего нас района. По данным Ф. К. Волколакова (1960), отложения дибинской свиты согласно залегают на породах монгошинской и трансгрессивно перекрываются базальными конгломератами основания вулканогенно-осадочных отложений боксон-сархойской серии. Максимальная общая мощность протерозойских отложений составляет 11 000 м. Все они дислоцированы в одном плане и образуют крупные линейные складки субширотного простирания.

Вулканогенно-осадочные отложения, объединяемые нами в боксон-сархойскую серию, выполняют одноименный и Сагансарский миогеосинклинальные прогибы. В нижней части разреза серии распространены существенно вулканогенные отложения, представленные основными и кислыми эффузивами и сопровождающими их пирокластическими образованиями. К востоку вулканогенные отложения постепенно уступают место осадочным. В пределах Сагансарского прогиба они полностью отсутствуют. Там синхронные по возрасту отложения представлены терригенными породами с прослоями известняков. Верхняя часть разреза серии сложена толщей карбонатных пород, в верхней пачке которой известна нижнекембрийская фауна археоциат. На известняках залегает пачка пестроцветных терригенных пород. Следует подчеркнуть, что разрез серии отражает единый цикл осадконакопления, не разделенный крупным тектоно-денудационным перерывом. Мощность отложений на западе района достигает 6000 м, а на востоке сокращается до 1 км. Отложения боксон-сархойской серии по характеру метаморфизма и степени дислоцированности резко отличаются от нижележащих отложений протерозоя. Для пород боксон-сархойской серии характерны пологие брахискладчатые формы пликативной тектоники.

Большую роль в геологической истории района играла магматическая деятельность, среди продуктов которой устанавливается не менее пяти магматических комплексов.

К наиболее раннему, предположительно архейскому, магматическому комплексу относятся мелкие синорогенные тела аляскитовых гнейсогранитов. Они тесно связаны с процессами складчатости и ультраметаморфизма пород шаражалгайской серии. Крупные поля натриевых гранитоидов, слагающие Онотско-Урикское междуречье, представляют протерозойский магматический комплекс. Однако часть этих гранитных полей сложена типичными калиевыми гранитами, резко отличными по минералогическому составу и петрохимическим особенностям от протерозойских гранитоидов. Поскольку пока нет материалов, которые позволили бы очертить массивы, рвущие протерозойские гранитоиды, на нашей схеме геологического строения (см. рис. 5) эти интрузии показаны совместно как нерасчлененные гранитоиды неясного возраста. К ним же отнесены слабо изученные гранитоидные массивы, обнажающиеся на крайнем юго-западе района, где они рвут отложения дибинской свиты и боксон-сархойской серии.

Следующий по возрасту магматический комплекс — ильчирский. Он представлен ультраосновными интрузиями, слагающими Восточно-Саянский гипербазитовый пояс. Становление его, как будет показано ниже, связано с ранними стадиями развития древнекаледонской геосинклинали. Далее следует боксонский интрузивный комплекс, представленный серией массивов основных пород, сложенных габбро, габбро-диабазами и

диабазы. Производные боксонского комплекса распространены главным образом в западной половине района, где массивы их отчетливо контролируются региональными тектоническими разломами. Интрузии габбро и габбро-диабазов рвут и метаморфизуют вулканогенно-осадочные отложения боксон-сархойской серии. Необходимо отметить, что до недавнего времени в состав боксонского комплекса помимо габбро и габбро-диабазов включались пространственно ассоциирующиеся с ними ультраосновные породы Ильчирского комплекса. Выделившие боксонский комплекс В. П. Арсентьев и Ф. К. Волколаков, рассматривали производные этого комплекса, как продукты дифференциации базальтовой магмы и считали этот интрузивный комплекс представителем габбро-перидотитовой магматической формации. В результате наших исследований было выяснено, во-первых, что среди пород боксонского комплекса ультраосновные разности отсутствуют; во-вторых, между основными и ультраосновными породами существует лишь пространственная, а не генетическая связь; и, в-третьих, основные интрузии боксонского комплекса прорывают и метаморфизуют массивы ильчирского магматического комплекса.

Наиболее молодые интрузивные образования района — микроклиновые граниты самсальского интрузивного комплекса, обнажающиеся в бассейнах рек Хугеншен-Жалга и Саган-Сайр. Они рвут протерозойские гранитоиды и ультраосновные породы Ильчирского комплекса.

Завершается магматическая деятельность в районе излиянием кайнозойских базальтов, что связывается по времени с миоплейстоценовыми движениями по глубинным разломам. Покровы оливиновых базальтов частично сохранились от денудации на территории всего района.

После краткого обзора геологического строения района распространения ультраосновных массивов Восточно-Саянского гипербазитового пояса, перейдем к характеристике последнего.

Выше было отмечено, что гипербазитовые массивы, составляющие Восточно-Саянский пояс, пространственно приурочены к двум региональным тектоническим зонам, оконтуривающим срединную массу архея, расположенную среди протерозойских складчатых структур. На востоке эти разломы сливаются с Главным Саянским разломом, на западе южная зона разломов уходит на сопредельную с МНР территорию, а северная, прослеживаясь в верховьях рек Диби и Тиссы, продолжается в районах северо-восточной Тувы.

Цепь гипербазитовых массивов Восточно-Саянского пояса прослеживается в широтном направлении от места впадения р. Эхе-Гол в р. Китой на востоке до истоков рек Диби и Шаган-Гола на западе, образуя в плане пологую дугу, выпуклая сторона которой обращена к северу. Длина гипербазитового пояса в пределах СССР составляет более 170 км. В верховьях р. Орот гипербазитовый пояс разделяется на две ветви: главная — северная ветвь прослеживается в районах верхнего течения рек Даялык и Урик и следует по долине рч. Ульзеты, затем пересекает долину р. Оки и долину нижнего течения р. Боксон, выходит на водораздел рек Боксон-Хоре, захватывает районы верхнего течения р. Боксон и истоков р. Диби и уходит далее на территорию МНР. Южная ветвь прослеживается от верховьев р. Самарты в бассейн верхнего течения Иркуты и далее в район оз. Сусер, где соединяется с северной ветвью пояса.

В составе пояса в настоящее время насчитывается 47 гипербазитовых массивов, общая площадь выходов которых составляет 248 км². Большая часть гипербазитовых массивов представлена небольшими линейно-вытянутыми телами, залегающими либо согласно с вмещающими их породами, либо отделенными от них тектоническими границами. Вместе с тем, в составе гипербазитового пояса встречаются и крупные массивы ультраосновных пород и в их числе Оспинско-Китойский массив — один из

крупнейших альпинотипных гипербазитовых массивов юга Сибири. Среди значительных по размерам ультраосновных массивов следует отметить также Харанурский, Улансардыкский и Дялыгский массивы. В южной ветви пояса расположен детально описанный В. Н. Лодочниковым (1936) Ильчирский массив.

Вмещаются гипербазитовые массивы главным образом метаморфизованными вулканогенно-терригенными породами уртагольской свиты, реже они залегают среди карбонатных пород ильчирской и монгошинской свит протерозоя. В западной части пояса гипербазитовые массивы встречаются среди терригенных отложений дибинской свиты. Здесь же установлен рвущий магматический контакт между гипербазитами и прорывающими их основными породами боксонского интрузивного комплекса. Гипербазиты отчетливо прорываются палеозойскими гранитами самсальского интрузивного комплекса. В ряде пунктов они контактируют с гранитоидами, которые мы относим к нерасчлененным интрузиям неясного возраста. Вопрос о возрасте гипербазитов будет обсужден ниже.

Большинство ультраосновных массивов Восточно-Саянского гипербазитового пояса сложено серпентинитами и интенсивно серпентинизированными гарцбургитами. Однако в крупных массивах встречаются обширные по площади поля, в которых сохранились первично магматические ультраосновные породы весьма слабо или совершенно не измененные процессом серпентинизации. Среди таких пород наибольшим распространением пользуются обогащенные оливином гарцбургиты, а также дуниты. Значительно реже встречаются пироксениты (энстатиты, диаллагиты, вебстериты) и очень редко — лерцолиты. Пироксениты образуют жиллообразные тела или небольшие по размерам шпилы среди перидотитов и дунитов, а также оторочки или зоны в апогипербазитовых метаморфических образованиях. В числе последних широко распространены карбонатизированные серпентиниты, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы. Среди гипербазитов Восточно-Саянского пояса известны графитизированные дуниты, гарцбургиты и серпентиниты и единственные в Советском Союзе коренные месторождения нефрита.

Вопросы, касающиеся взаимоотношений петрографических разновидности ультраосновных пород, морфологии интрузивных тел, явления метаморфизма и другие вопросы наиболее удобно рассмотреть при характеристике отдельных типоморфных гипербазитовых массивов.

Оспинско-Китойский массив

Оспинско-Китойский массив — один из наиболее крупных среди альпинотипных гипербазитовых массивов юга Сибири. Породы массива слагают сильно расчлененный с альпийским типом рельефа водораздел между верховьями рек Китой и Оют.

Оспинско-Китойский массив уже давно привлекал к себе внимание геологов. Первое упоминание о наличии ультраосновных пород в районе Китойских альп было сделано еще в первой половине прошлого столетия Ковригиным (1835). Позднее И. Д. Черский (1873) отметил присутствие в этом районе больших масс серпентинитов. Многие исследователи: А. Х. Фитенгоф (1869), К. И. Богданович (1894, 1895), Л. А. Ячевский (1899), И. Щукин (1908) упоминали валуны нефрита по р. Оют. Ранние сведения о полезных ископаемых, связанных с Оспинско-Китойским гипербазитовым массивом, можно найти в работе Б. Н. Артемьева (1922). Соображения о возрасте массива высказывал А. В. Львов (1930). Более полную характеристику массиву впервые дал А. Г. Гокоев (1932), который занимался поисками месторождений хризотил-асбеста. Позднее массив посещался Н. Д. Соболевым (1934, 1940), который описал ряд обнажений ультраосновных пород вместе с

некоторыми проявлениями хризотил-асбеста. Начиная с 1934 г., на протяжении нескольких лет Оспинско-Китойский массив изучался М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым. Ими была составлена геологическая карта массива и дана петрографическая характеристика пород, слагающих массив (Шестопалов, 1937). В числе последних были описаны углеродсодержащие перидотиты, которые ими рассматривались как дифференциаты ультраосновной магмы. Против этих выводов М. Ф. Шестопалова выступил В. С. Трофимов (1939, 1940). Он считал, что углеродсодержащие ультраосновные породы массива возникли в результате ассимиляции перидотитовой магмой обуглероженных вмещающих пород. Геологическая позиция массива освещается в работе И. А. Кобеляцкого (1947), проводившего мелкомасштабную геологическую съемку района. В 1952 г. в районе Оспинско-Китойского массива геолого-поисковые работы на асбест проводил В. С. Гребенников. Специальные тематические исследования в западной части Оспинско-Китойского массива были проведены М. В. Богидаевой. В опубликованных ею работах (Богидаева, 1961; Богидаева, Белов, 1962) помимо петрографической характеристики пород массива высказаны соображения о возрасте и генезисе интрузии и приведена геологическая карта западной части массива. Примерно в это же время А. Ф. Коржинский (1958) занимался изучением явлений контактового метаморфизма гипербазитового массива. В качестве продуктов последнего он ошибочно рассматривал родингиты. Со справедливой критикой этих выводов А. Ф. Коржинского в печати выступил Н. Д. Соболев (1952). Позднее в процессе общего геологического картирования массив изучался В. П. Арсентьевым (1960). Им дана краткая петрохимическая характеристика ультраосновных пород и описаны факты, свидетельствующие о прорыве гранитоидами интрузии ультраосновных пород. В конце 50-х и начале 60-х годов Бурятское Геологическое управление провело детальные геолого-поисковые работы в западной части массива. В этих работах принимали участие А. М. Артемьев, Л. С. Волков, Ю. Ф. Ефремов и В. В. Левицкий.

Несмотря на то, что Оспинско-Китойский массив неоднократно был объектом изучения, сколько-нибудь полная его характеристика до сих пор в литературе не существует. Это объясняется тем, что массив изучался не специально, а главным образом в процессе геолого-съёмочных или геолого-поисковых работ. Многочисленные исследователи зачастую работали на отдельных участках массива, а их материалы не обобщались. Это относится и к проведенным тематическим работам (Соболев, 1940; Богидаева, 1961; Коржинский, 1958). Поэтому до сих пор в литературе нельзя найти геологической карты, которая бы охватывала весь Оспинско-Китойский массив. Нами массив изучался в течение трех лет, начиная с 1960 г. Таким образом, излагаемая ниже характеристика Оспинско-Китойского массива основана на материалах личных исследований автором с критическим учетом результатов предыдущих работ.

В плане Оспинско-Китойский массив образует линзообразное тело очень сложной конфигурации, ориентированное согласно простиранию основных структурных элементов района в близком к широтному направлению. Истинные размеры массива установить не удастся, поскольку его восточное окончание срезано тектоническими нарушениями. Начинаясь в верховьях р. Ара-Хушан-Жалга (левый приток р. Гарлык-Гол), массив прослеживается на запад на расстояние более 31 км до долины рч. Ульзеты, впадающей справа в р. Самарту. Максимальной ширины (до 13 км) массив достигает в районе водораздела истоков рек Гарлык-Гол и Онот, где узкой перемышкой метаморфизованных ультраосновных пород, осложненной тектоническим нарушением, соединяются по существу два изолированных друг от друга массива. Их разъединяет полоса пород уртагольской свиты протерозоя, интродуцированная относительно

небольшими телами ультраосновных пород, которые, вероятно, следует рассматривать как сателлиты основного массива. Общая площадь Оспинско-Китойского массива составляет 174 км² (рис. 6).

Оспинско-Китойский гипербазитовый массив расположен в зоне регионального глубинного разлома, отходящего от юго-восточного окончания Главного Саянского разлома. Он интрузирует породы, слагающие северное крыло Ильчирского синклинария, осложненного в районе выходов массива наложенным Сагансарским миогеосинклинальным прогибом. Большая часть массива вмещается метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями уртагольской свиты протерозоя. В западной части, на небольшом протяжении, он контактирует с кристаллическими известняками ильчирской свиты, а на юго-востоке — с карбонатными отложениями монгошинской свиты. Южная граница массива срезана тектоническим нарушением, которое отделяет его от пород монгошинской свиты и боксон-сархойской серии. Ультраосновные породы Оспинско-Китойского массива прорываются и метаморфизуются многочисленными мелкими телами основной интрузии боксонского (?) интрузивного комплекса и более молодыми интрузиями гранитов Самсальского комплекса. Отдельные участки массива перекрыты сохранившимися от денудации покровами кайнозойских базальтов.

Оспинско-Китойский гипербазитовый массив отличается от других (даже крупных) массивов не только размерами, но и хорошей сохранностью слагающих его первично-магматических ультраосновных пород. Правда и он в большей своей части сложен серпентинитами. Вместе с тем относительно слабо серпентинизированные ультраосновные породы занимают до 30 % площади массива. Они слагают в наиболее расширенной его части два крупных поля: одно (северное) в районе горы Хаиркан-Саардык, а другое (южное) в районе Оспинского гольца. Кроме того, к востоку от последних оконтурен еще ряд более мелких полей слабо серпентинизированных ультраосновных пород.

Обилие неизмененных или слабо метаморфизованных ультраосновных пород, обнажающихся на значительных площадях, довольно редкое явление при изучении гипербазитов Сибири, и позволяет, не прибегая к реконструкциям, выяснить их петрографический состав, количественные соотношения между петрографическими разновидностями и структурные взаимоотношения пород друг с другом.

Проведенная микроскопическая обработка большой каменной коллекции с учетом материалов других исследователей показала, что типоморфная порода Оспинско-Китойского массива — гарцбургиты. Количественно им подчинены дуниты. Очень ограниченно распространены лерцолиты и верлиты, а также пироксениты (энстатиты, диаллагиты и вебстериты). Пироксениты проявляются обычно в виде жилообразных тел и маломощных полос, чередующихся с существенно оливиновой породой. Из алогипербазитовых метаморфических пород прежде всего следует отметить серпентиниты и их карбонатизированные разновидности, затем тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы, талькиты и магнезиты. К числу оригинальных и редко встречающихся среди гипербазитов образований относятся обуглероженные дуниты, перидотиты и серпентиниты, а также карбонатно-куммингтонитовые породы.

Основная масса несерпентинизированных или слабо серпентинизированных пород массива представлена плотными, темно-зеленовато-серыми гарцбургитами. Их минералогический состав непостоянен. Вместе с тем количество оливина в породе редко ниже 90—85 %. Последний почти всегда несет отчетливые следы деформации, выражающиеся в неодновременном угасании зерен и их раздробленности. Особенность рельефа массива позволила проследить состав оливина на глубину до 800—1000 м. По материалам М. В. Богидаевой (1961) и нашим данным,

закономерного изменения состава оливина в вертикальном разрезе массива не наблюдается. Количество форстеритовой молекулы в оливине колеблется от 90 до 95%.

Гарцбургиты самым тесным образом связаны с дунитами, что выражается в частой перемежаемости этих пород. Переходы между ними очень постепенные и обуславливаются обогащением гарцбургитов оливином до полного исчезновения ромбического пироксена. По внешнему виду дуниты ничем не отличаются от обогащенных оливином гарцбургитов и поэтому в полевой обстановке картировать их практически невозможно. Показанные нами на схематической геологической карте массива (см. рис. 6) поля распространения дунитов нанесены с известной долей условности после микроскопической обработки материала и отвечают участкам массива, где мономинеральные оливиновые породы резко преобладают над богатыми оливином гарцбургитами.

Такая же тесная связь устанавливается между гарцбургитами и пироксенитами (энстатитами). Последние располагаются среди гарцбургитов в виде параллельных, прерывистых, иногда кулисообразно заходящих друг за друга полос, ориентированных в субширотном направлении согласно с удлинением массива гипербазитов. Мощность энстатитовых полос варьирует от микроскопических (доли мм) до нескольких сантиметров. Контакт энстатитов с гарцбургитами резкий, но не рвущий. Никаких структурных изменений на стыках этих пород не обнаруживается. Иногда в призальбандовых частях энстатитовых полос наблюдается небольшое количество зерен оливина. Энстатиты можно обнаружить почти везде, где распространены гарцбургиты. Вместе с последними они создают полосчатые текстуры в ультраосновных породах массива.

Лерцолиты были установлены нами в районе Оспинского гольца, на водоразделе между истоками рч. Зун-Оспы и кл. Змеевикового, где они образуют полосу (мощностью около 2 м) оконтуренную среди почти несерпентинизированного поля гарцбургитов. В лерцолитах массива над энстатитом и оливином преобладает монопироксен. По направлению к контакту с гарцбургитом содержание двух последних породообразующих минералов постепенно возрастает за счет уменьшения монопироксена до полного его исчезновения. Таким образом, и лерцолиты постепенно сменяются гарцбургитами. Следует заметить, что это единственный пункт среди обширного поля ультраосновных пород Оспинско-Китойского массива, где мы обнаружили лерцолиты. По данным М. Ф. Шестопалова, лерцолиты встречаются также по долине кл. Змеевикового.

На водоразделе рек Онот и ее правого притока Ильчира среди серпентинизированных гарцбургитов мы встретили тонкие полоски — жилки верлитов. В этом же районе среди серпентинитов была обнаружена дайка (мощностью 1 м) амфиболизированного верлита. М. Ф. Шестопаловым жилки верлита были обнаружены в западном борту цирка, расположенного в левом притоке р. Урта-Гол. Для верлитов Оспинско-Китойского массива характерны прямолинейные границы и резкие контакты с вмещающими их породами.

Шире, чем верлиты, среди пород массива распространены мономинеральные диопсидовые пироксениты. Они локализуются обычно в районах выходов метасоматически измененных габброндов, где мономинеральные диопсидовые породы образуют одну из зон метасоматитов, возникающих на контактах гипербазитов и прорывающих их габброндов. Однако прямолинейные, с резкими границами полосы диопсидитов встречаются и вне видимой связи с габброндами. Ю. Н. Колесник наблюдал жилки диопсидитов мощностью в 10—12 см среди рассланцованных баститсодержащих хризолитовых серпентинитов в левом борту долины кл. Змеевикового, в его нижнем течении, а М. Ф. Шестопалов

отметил наличие диопсидитов в районе левобережных гольцов долины рч. Урта-Гол. В противоположность всем остальным петрографическим разновидностям ультраосновных пород Оспинско-Китойского массива, диопсидиты не содержат акцессорного хромшпинелида. В районе выходов лерцолитов и в тесной пространственной связи с ними нами были встречены вебстериты, которые слагают небольшие шпильки среди лерцолитов.

Мы уже упоминали, что серпентинитами сложено до 70% обнаженной поверхности Оспинско-Китойского массива. Они целиком слагают эндоконтактовую зону массива. Мощность серпентинитовой оторочки неодинакова и варьирует от 50—100 м до 2 км. К центральным частям интрузии серпентиниты плавно сменяются серпентинизированными гарцбургитами. Полосы и зоны серпентинитов часто встречаются и среди слабо измененных или неизмененных ультраосновных пород. Кроме того, серпентиниты слагают большое количество мелких линз-сателлитов, сопровождающих Оспинско-Китойский массив. Интересно отметить, что серпентиниты слагают также некоторые гипсометрически возвышенные точки рельефа в районе горы Хайрхан-Саардык. По направлению же в глубь массива (что хорошо видно в глубоко врезанных долинах рек), серпентиниты сменяются неизмененными гарцбургитами. Эти факты свидетельствуют о небольшом эрозионном срезе северо-западной части Оспинско-Китойского массива.

Среди серпентинитов выделяется целая гамма петрографических разновидностей — антигоритовые, хризотил-антигоритовые, серпофит-хризотил-антигоритовые, серпофит-хризотил-антигоритовые породы. Характерная особенность серпентинитов массива — широкое распространение в них брусита. Бруситсодержащие серпентиниты в большом количестве встречаются в юго-западной части массива, а также в бассейне кл. Змеевикового в серпентинитах, обнажающихся на водоразделах рек Убор-Жалга-Доодо-Бузар-Жалга и Ильчир-Хуша-Гол и в районе нижнего течения последней. Очень часто встречаются карбонатизированные разности серпентинитов, которые обычно локализуются в эндоконтакте массива или тяготеют к полям распространения апогипербазитовых метасоматических образований.

Последние пользуются широким распространением в пределах Оспинско-Китойского массива. В их числе отметим тальк-карбонатные, кварц-тальк-карбонатные, кварц-карбонатные, карбонатные (магнезитовые) породы и талькиты. Они всегда тесно ассоциируют друг с другом, слагая либо линейно-вытянутые зоны внутри массива, либо неправильной формы поля в области экзоконтактовой зоны прорывающих гипербазиты гранитоидных интрузий, либо приурочиваются к эндоконтактам Оспинско-Китойского массива. Наиболее крупные поля низкотемпературных апогипербазитовых метасоматитов оконтурены в западной части массива в бассейне верхнего течения р. Саган-Сайр, в истоках рч. Ильчир, на водоразделе рек Онот — Борто — Гол и в верховьях р. Хугеншон-Жалга. Заслуживают особого упоминания оригинальные кальцит-куммингтонитовые породы, которые М. Ф. Шестопаловым ошибочно были описаны как сагвандиты. Эти метасоматические образования в виде жилков мощностью в 10—20 см были встречены им в районах Оспинского гольца и горы Хайрхан-Саардык, а также среди небольших дунитовых массивов, обнажающихся на рч. Даялыг-Дабан-Жалга. Нами кальцит-куммингтонитовые жилки меньшей мощности были обнаружены среди интенсивно серпентинизированных гарцбургитов в верховьях рч. Зун-Оспа.

Среди более высокотемпературных метасоматических апогипербазитовых образований отметим амфиболовые породы, диопсидиты и нефриты, появляющиеся в результате метасоматических процессов на границе гипербазитов и интрузирующих их основных по составу интрузий.

За счет последних в это же время образуются разнообразные по сочетанию минералов кальциево-силикатные породы (так называемые родингиты), а также альбититы. Вопросы метаморфизма гипербазитов будут подробно рассмотрены ниже.

Уникальными образованиями Оспинско-Китойского массива являются графитизированные ультраосновные породы. Графитизация, как более поздний наложенный процесс, локализуется вдоль тектонически ослабленных зон, чаще всего по границе слабо серпентинизированных или неизмененных гипербазитов с серпентинитами. Таким образом, графитизации подвергаются как гарцбургиты и дуниты, так частично и серпентиниты. Кроме того, графитизируются и апогипербазитовые метасоматические образования, а также метасоматиты, возникающие за счет основных пород, тела которых рвут гипербазиты. Зоны графитизированных гипербазитов прослеживаются в районе Оспинского гольца, на водоразделе рек Онот — Ильчир и в районе горы Графитовой. Они прослеживаются по простиранию на несколько сот метров при мощности до 50 м и более. Детали строения этих зон будут описаны ниже. Здесь же заметим, что графитизированные гипербазиты в зоне чередуются с гипербазитами, не несущими следов графитизации. Графит не образует крупных концентраций и обычно слагает маломощные (до микроскопических) ветвящиеся жилки, ограничивающие блоки неграфитизированных пород. Местами минералы, слагающие приазальбандовые участки жилков бывают густо импреньированы тонкокристаллическим (дисперсным) графитом.

В пределах Оспинско-Китойского гипербазитового массива известны проявления хризотил-асбестовой минерализации, выходы тальцитов и магнезитовых жил, а также немногочисленные рудопроявления хромитов и бедного по содержанию гидротермального сульфидно-никелевого оруденения. Кроме того, на территории массива расположено наиболее крупное в Восточном Саяне Хушегольское коренное месторождение нефритов, подробно охарактеризованное в монографии Ю. Н. Колесника, специально посвященной нефритам Сибири (Колесник, 1965).

Гипербазитовый массив Улан-Сардык

К западу от Оспинско-Китойского массива в районе высокогорного сильно расчлененного горного массива, являющегося водоразделом рек Туруун Гол (система Амбарта-Гола) и Хайто-Ульзеты — одной из составляющей р. Китоя, обнажается массив гипербазитов, получивший название Улан-Сардыкского.

В 1938 г. массив изучался А. С. Ивановым; еще раньше, в 1934 г., его посещал Н. Д. Соболев (1940), а в конце 50-х годов в процессе геологической съемки этот массив обследовался В. П. Арсентьевым. В 1960 г. массив был вновь закартирован Л. С. Волковым и Ю. Ф. Ефремовым. В этом же году северная часть массива Улан-Сардык была обследована Ю. Н. Колесником. Следует отметить, что, несмотря на довольно длинный перечень исследователей, этот массив, особенно его центральная часть, остается слабо изученным, так как очень сильно расчлененный рельеф района и большие абсолютные высоты требуют для преодоления их специального снаряжения и альпинистских навыков.

Изложенная ниже краткая характеристика массива дается по материалам А. С. Иванова и Ю. Н. Колесника.

На юге Улан-Сардыкский массив вмещается кристаллическими графитизированными мраморами ильчирской свиты протерозоя, а на севере, востоке и западе его границы определяются контурами прорывающего массива и карбонатные породы протерозоя крупного тела гнейсовидных гранитоидов. Таким образом, по крайней мере северную половину Улан-

Сардыкского гипербазитового массива следует рассматривать как часть сохранившейся от денудации кровли гранитоидной интрузии. Этот вывод подтверждается наличием расположенных к северу от массива «нашлепок» гипербазитов среди сплошного поля гранитоидов. Вместе с тем нельзя не отметить наблюдавшиеся зоны милонитизации вдоль северного контакта гипербазитов с гнейсовидными гранитоидами.

Улан-Сардыкский гипербазитовый массив образует в плане удлиненно-овальное тело, длинная ось которого (прослеженная на 5,0 км) ориентирована в широтном направлении в соответствии с простиранием пород ильчирской свиты. Максимальная ширина массива составляет 1,9 км, а общая площадь выходов ультраосновных пород 6,25 км². По данным А. С. Иванова, поверхность южного контакта массива падает на север под углом, близким к 90°.

Большая часть площади массива сложена свежими или слегка серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Степень серпентинизации пород постепенно усиливается к периферии массива, и в эндоконтактной зоне массив слагается уже серпентинитами. Следует отметить, что мощность серпентинитовой зоны массива по сравнению с его размерами невелика и составляет в среднем 100—150 м. Вдоль южной границы массива за счет серпентинитов на контакте с породами ильчирской свиты местами образуются тальк-карбонатные породы. В северо-восточной части массива, в правом борту первого северного цирка, среди дунитов А. С. Ивановым была обнаружена зона катаклазированных и частично графитизированных пород. Зона графитизированных дунитов ориентирована почти вкрест простираения массива и имеет падение на юго-восток под углом в 60°. Прослеженная длина ее 15 м, при мощности 1,5—2 м. Вдоль северного эндоконтакта массива в ряде пунктов в элювиальных и делювиальных свалах были обнаружены графитизированные ультраосновные породы. Аналогичную картину с южной стороны массива наблюдал А. С. Иванов. Таким образом, процесс графитизации в ультраосновных породах Улан-Сардыкского массива проявился достаточно интенсивно.

В северо-восточной части массива Л. С. Волковым и Ю. Ф. Ефремовым было обнаружено незначительное гидротермальное сульфидно-никелевое оруденение.

Харанурский массив

Харанурский гипербазитовый массив расположен в бассейне верхнего течения р. Урик, в районе его правых притоков — рек Хара-Жалга, Баруун-Холба, Зун-Холба и оз. Хара-Нур.

История изучения массива связана с Харажалгинским месторождением нефрита, расположенным в северо-западном контакте массива. Первое упоминание о Харажалгинском месторождении относится к 1908 г. (Шукин, 1908). Б. М. Куплетский в 1926 г. посетил месторождение и описал его (Куплетский, 1926). В 1931 г. А. Г. Гокоев, занимаясь поисками месторождений хризотил-асбеста, обнаружил новые выходы гипербазитов в районе оз. Хара-Нур и первый дал краткое описание всего Харанурского массива (Гокоев, 1932). В 1934 г. массив посетил Н. Д. Соболев. В его работе, опубликованной позднее (Соболев, 1940), отмечается, что Харанурский массив сложен в основном перидотитами, которые по периферии сменяются серпентинитами. Он пишет также о широком распространении в пределах массива аногипербазитовых тальк-карбонатных пород и приводит характеристику хризотил-асбестовой минерализации, обнаруженной ранее А. Г. Гокоевым на северном и южном склонах горы Хара-Нур. Н. Д. Соболев приводит описание Харажалгинского месторождения нефрита, которое, по его мнению, возникло в результате контактового метаморфизма серпентинитов под влиянием прорывающих их даек кварцевого порфира. Гидротермальной деятель-

лости, связанной с этими же дайками порфиров, обязана, по его представлениям, и хризотил-асбестовая минерализация Харанурского массива. Отметим, кстати, что А. Г. Гокоев придерживался иного мнения в отношении генезиса Харанурского хризотил-асбеста. Он считал, что хризотил-асбестовая минерализация возможна в результате автометаморфических процессов. В последующие годы Харанурский массив изучался в процессе геологосъемочных работ, проводившихся в районе расположения массива в 1958 г. А. П. Рихановым, а в 1959 г. Ф. К. Волколаковым. Первый из них помимо геологического картирования массива провел поверхностную разведку известных ранее месторождений хризотил-асбеста. В это время было открыто третье месторождение хризотил-асбеста на западном склоне горы Халбын-Хаирхан по правобережью р. Баруун-Холба. Нами массив изучался в 1961 г.

Харанурский гипербазитовый массив расположен близ регионально-го тектонического шва, отделяющего Гарганский срединный массив архея от протерозойской складчатой зоны. Харанурский массив прорывает антиклинальную структуру, сложенную породами протерозоя. В ядре субшироотно ориентированной антиклинальной складки обнажаются светлоокрашенные кристаллические известняки ильчирской свиты, содержащие местами прослойки темно-серых кварцитов. Крылья складки сложены зелеными и зеленовато-серыми метаморфическими сланцами уртагольской свиты, чередующимися с горизонтами мраморизованных известняков. На севере гипербазитовый массив непосредственно контактирует со сталью-серыми сланцами и белыми мраморизованными известняками уртагольской свиты, а на юге — с окварцеванными сланцами той же свиты. Последние в местах соприкосновения с гипербазитами превращены в метасоматические кварциты. Центральная часть массива вмещается карбонатными отложениями ильчирской свиты. В крайней юго-западной части массив прорывается и метаморфизуется интрузией кварцевых диоритов, диоритов и габбро. Ультраосновные породы Харанурского массива в его центральной части рассекаются серией субшироотно ориентированных дайкообразных тел метасоматически измененных (главным образом альбитизированных) основных пород, которые Н. Д. Соболев (1940) описывал как кварцевые порфиры. Одна из таких даек обнажается на Харажалгинском месторождении нефрита.

В плане (рис. 7) Харанурский массив образует вытянутое в субширотном направлении, резко сужающееся к востоку и западу интрузивное тело, напоминающее по форме неправильную плоско-выпуклую линзу, резко расширяющуюся к югу. По длинной оси массив прослеживается на расстояние 15 км. Максимальная ширина его 4,5 км. Площадь выходов ультраосновных пород составляет 33 км². Узкой, но глубоко врезанной долиной рч. Баруун-Холбо Харанурский массив вскрывается на глубину до 500 м. По отношению к пликативной структуре вмещающих пород массив можно рассматривать как аккордантное интрузивное тело. Он согласно залегает с простиранием сланцев уртагольской свиты, но, вместе с тем, плоскости контактов массива ясно секут напластования карбонатных пород нижележащей ильчирской свиты. Северный и южный контакт массива круто, под углом 80° падает на юг. Недалеко от северо-западного контакта Харанурского массива среди сланцев уртагольской свиты нами обнаружены небольшой линзовидной формы сателлит его, ультраосновные породы которого нацело превращены в тальк-карбонатные образования.

Харанурский гипербазитовый массив сложен в различной степени серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Эндоконтактовая зона массива целиком сложена серпентинитами и карбонатизированными серпентинитами. Вдоль западного эндоконтакта массива прослеживается мощная зона тальк-карбонатных и кварц-карбонатных пород. Здесь же обнажается небольшое поле нефрита (Харажалгинское месторождение).

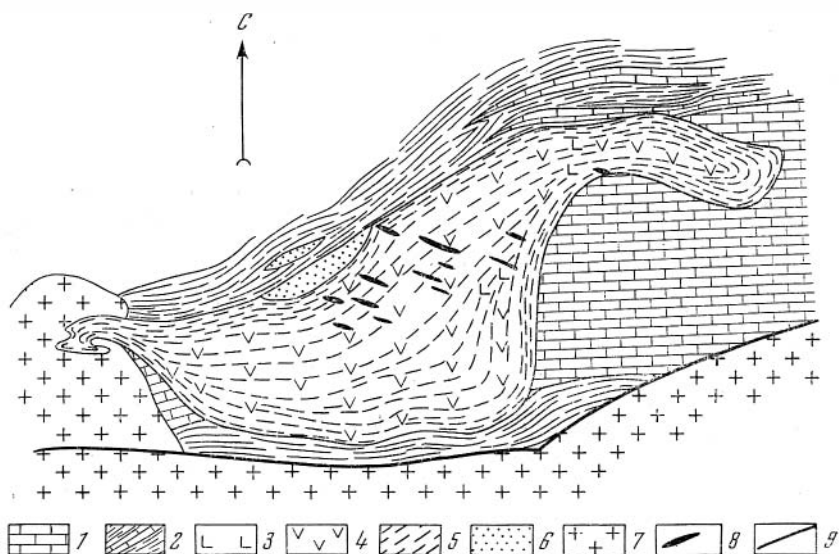


Рис. 7. Схема геологического строения Харанурского гипербазитового массива.
Составил Г. В. Пинус

1 — карбонатные отложения ильчирской свиты, Pt; 2 — сланцы уртагольской свиты, Pt; 3 — дуниты; 4 — гарцбургиты; 5 — серпентиниты; 6 — тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы; 7 — интрузия гранитоидов; 8 — метасоматически измененные дайки основных пород; 9 — тектонические нарушения

Большая часть площади выходов пород Харанурского массива сложена серпентинизированными гарцбургитами, среди которых в восточной части массива обнаружены небольшие поля тесно связанных с ними серпентинизированных дунитов. Гарцбургиты характеризуются высоким содержанием оливина. Количество энстатита в них обычно не превышает 10—15% объема породы. Лишь в южной части массива содержание энстатита в гарцбургитах повышается до 30%. Следует отметить, что главные магматические пороодообразующие минералы гарцбургитов и дунитов — оливин и ромбический пироксен повсеместно несут отчетливые следы пережитого породой давления. В юго-западной части массива гарцбургиты обладают порфировидной структурой. Более крупные (до 6 мм в длину) таблитчатые зерна энстатита нередко располагаются в породе более или менее закономерно, в виде параллельных прерывистых полос мощностью в ширину сечения зерен энстатита (от 2—6 мм). В этом случае возникают полосчатые текстуры гарцбургитов, обусловленные чередованием беспироксеновых (дунитовых) полос, ориентированных параллельно вытянутости массива, с полосами оливиновой породы, густо насыщенной вытянутыми в одном направлении таблитчатыми зернами энстатита.

Серпентиниты массива в основном представлены антигоритовыми разностями. Значительно реже встречаются серпофит-антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты. Как уже отмечалось, серпентинитами сложена периферическая часть массива. К центральным участкам массива серпентиниты постепенно сменяются серпентинизированными гарцбургитами, степень серпентинизации которых ослабевает в том же направлении.

Карбонатизированные серпентиниты, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы особенно широко распространены в северо-западном эндоконтакте массива, где ими целиком сложена полоса мощностью до 300 м. Этими же породами полностью сложено небольшое апогипербазитовое линзовидное тело на водоразделе р. Хара-Жалга — оз. Хара-Нур,

залегающие среди зеленых актинолит-хлорит-кварцевых сланцев уртагольской свиты.

Интересно отметить, что примерно в 150 м к востоку от вершины горы Хара-Нурай, среди серпентинизированных гарцбургитов нами обнаружена меридионально ориентированная полоса мощностью в 1,5 м рассланцованных черных интенсивно обуглероженных серпентинитов, состоящих из тончайшего агрегата непрозрачного углеродистого вещества, содержащего мелкие реликтовые пластинки антигорита, пронизанные тем же углеродистым веществом. В зальбандах полоса породы приобретает более массивное сложение. В ее составе появляются бесцветные чешуйки секториально угасающего хлорита, мелкая вкрапленность рудных зерен и бесцветные октаэдрические по форме зернышки шпинели, обладающие аномальной зеленовато-желтой интерференционной окраской. Размеры зерен шпинели — сотые доли миллиметра.

Любопытные явления контактового метаморфизма гипербазитов мы наблюдали в крайней западной части Харанурского массива, в правом борту долины рч. Баруун-Хара-Гол, в 700 м ниже слияния ее с рч. Зун-Хара-Гол. В этом районе гипербазиты прорываются и инъецируются крупным телом гранитоидов, представленных в зоне контакта автометаморфически измененными габбро и диоритами. В непосредственном контакте гипербазиты сложены черной крупнокристаллической (размер зерен 2—3 мм) оливниновой породой, обладающей панидиоморфной структурой, обусловленной агрегатом изометричных зерен оливина без признаков облачного погасания и зерен бурой шпинели. На оливин накладывается сетка удлинненно-призматических пластинок антигорита, размеры которых достигают 1,5 мм в длину. Трещинки в породе выполнены дисперсным магнетитом часто в ассоциации с землистым карбонатом. С удалением от контакта с гранитоидами оливниновая порода постепенно сменяется интенсивно оталькованными, карбонатизированными и амфиболизированными серпофит-хризотилowymi серпентинитами, слагающими крайнее западное окончание Харанурского массива. Ширина зоны метаморфических апосерпентинитовых дунитов достигает 20 м.

Следует отметить очень редкий факт контактового воздействия гипербазитов на вмещающие их породы. Это явление мы наблюдали в экзоконтактной зоне северной части Харанурского массива, там, где долиной р. Холбо вскрывается контакт гипербазитов с вмещающими пиритизированными темно-серыми сланцами уртагольской свиты. Непосредственный контакт скрыт от наблюдений рыхлыми отложениями проходящего вдоль него лога. Ближайшие коренные выходы гипербазитов и сланцев отстоят друг от друга приблизительно на 50 м. При микроскопическом исследовании сланца было установлено, что он обладает отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью и сложен тонкозернистым грано-лепидобластовым агрегатом кварца, карбоната, хлорита и подчиненного им пирита. На фоне отмеченного минерального агрегата обращают на себя внимание относительно крупные пластинки несомненно более позднего, наложенного бледно-бурого магнезимального биотита, обладающего характерной ситовидной структурой. Появление в сланцах более позднего биотита, вероятно, следует связывать с контактовым воздействием на них гипербазитов, так как иные возможные источники его в этом районе отсутствуют.

В заключение характеристики Харанурского массива отметим, что с ним генетически связана хризотил-асбестовая минерализация. В пределах массива в настоящее время известно три месторождения хризотил-асбеста. Наиболее крупное из них Мунконовское месторождение расположено на южном склоне горы Хара-Нурай. Второе месторождение находится на левобережье долины рч. Баруун-Холбо и третье — на западном склоне горы Холбын-Хаирхан. Н. Д. Соболев (1940) в западном эндокон-

такте массива среди тальк-карбонатных и кварц-карбонатных пород отмечает небольшую по масштабам амфибол-асбестовую минерализацию. В пределах Харанурского массива расположено также Харажелгинское месторождение нефритов.

Гипербазитовый массив Денжегур

Денжегурский массив находится в западной половине Восточно-Саянского гипербазитового пояса, располагаясь на водоразделе рек Боксон и Хоре недалеко от впадения их в р. Оку. Массив представлен пятью изолированными выходами ультраосновных пород, общей площадью в 3,2 км² среди обширного поля диабазов и габбро боксонского интрузивного комплекса.

До недавнего времени существовало представление о наличии в этом районе единой интрузии, производные которой дают генетически связанный ряд пород от диоритов до перидотитов. Эта сложная по составу и строению интрузия была выделена М. Ф. Волколаковым и В. П. Арсентьевым в процессе геологического картирования района в особый интрузивный комплекс, получивший от них название боксонского. Нашими работами 1961 г. была доказана ошибочность этих представлений. Было выяснено, что в данном случае имеет место пространственное совмещение двух генетически самостоятельных интрузий: более ранней по возрасту — ультраосновной, принадлежащей ильчирскому интрузивному комплексу, и рвущей ее основной интрузии, массивы которой составляют собственно боксонский интрузивный комплекс.

В 1934 г. выходы ультраосновных пород данного района посещались и бегло осматривались Н. Д. Соболевым (1940).

Выходы ультраосновных пород Денжегурского массива мы рассматриваем как сохранившиеся от денудации остатки кровли основной интрузии Боксонского комплекса. По-видимому, ранее здесь обнажался достаточно крупный гипербазитовый массив, об истинных размерах которого судить трудно, так как большая часть его была уничтожена последующей интрузией габбро и габбро-диабазов, а южное продолжение массива перекрыто чехлом четвертичных отложений (рис. 8).

Структурно Денжегурский массив тяготеет к восточной части Боксон-Сархойской многоосинклинального прогиба, будучи приурочен пространственно к региональному разлому, залеченному позднее цепью линейновытянутых в северо-восточном направлении интрузивов боксонского комплекса. Важно отметить, что в этом районе наблюдались интересные факты, относящиеся к датировке возраста интрузий. Так, М. Ф. Волколаковым совершенно однозначно решен вопрос о прорыве основными массивами боксонского комплекса вулканогенных отложений, залегающих в нижней части разреза боксон-сархойской серии. Среди вышележащих существенно карбонатных отложений этой серии, содер-

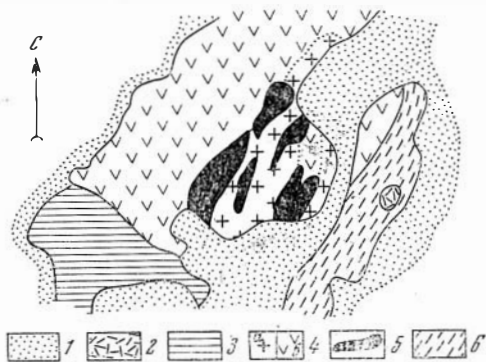


Рис. 8. Схема геологического строения района выходов Денжегурского гипербазитового массива. Составил Г. В. Пинус

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты, Кз; 3 — породы боксон-сархойской серии (вендский комплекс — Ст₁); 4 — боксонский интрузивный комплекс (а — габбро, б — диабазы); 5 — ильчирский интрузивный комплекс — серпентиниты; 6 — гнейсы, Рт

жащих кембрийскую фауну, интрузии боксонского комплекса пока не обнаружены. Однако это обстоятельство не может являться надежным основанием для определения верхней возрастной границы боксонского комплекса, поскольку весь разрез отложений боксон-сархойской серии представляет единый цикл осадконакопления, не разделяющийся крупными тектоно-денудационными перерывами. Что же касается гипербазитов, то, как будет показано ниже, они прорываются и метаморфизуются интрузиями боксонского комплекса.

Денжегурский массив нацело сложен баститсодержащими хризотил-антигоритовыми серпентинитами. Наличие псевдоморфоз бастита может явиться указанием на то, что серпентинизации были подвергнуты перидотиты, содержащие в числе породообразующих минералов энстатит, т. е. гарцбургиты. Это все, что можно сказать о породах, которыми был сложен массив до его серпентинизации.

Взаимоотношения между ультраосновными и основными породами четко устанавливаются на северо-восточном склоне Безымянной горы. Со стороны основных пород, представленных в данном случае габбро, соприкосновение с холодными породами кровли вызвало только уменьшение величины зерна габбро. В непосредственном контакте с гипербазитами обычно крупнозернистое авгитовое габбро приобретает средне- и мелкозернистое сложение. Контактирующий с габбро хризотил-антигоритовый серпентинит на расстоянии 1—1,5 м от контакта почти полностью замещен магниальным амфиболом, который ассоциируется с небольшим количеством талька. По удалении от контакта амфибол довольно быстро исчезает, уступая место почти сплошному агрегату талька, среди которого различаются реликты неполностью замещенного серпентина. Еще далее существенно тальковая порода сменяется хризотил-антигоритовым серпентинитом, содержащим местами дезинтегрированные зерна оливина и остатки незамещенного энстатита.

Здесь уместно будет охарактеризовать и иной тип контактового метаморфизма гипербазитов со стороны основной интрузии, который мы наблюдали вне пределов Денжегурского массива по правобережью р. Оки при впадении в нее (вниз по течению) безымянного ключа от устья рч. Гарган. В этом районе небольшое линзообразное тело серпентинитов прорывается интрузией диабазов боксонского комплекса. В данном случае серпентиниты подверглись термальному воздействию быстро остывшей высокотемпературной базальтовой магмы, кристаллизовавшейся в приповерхностных условиях. Сочетание этих факторов привело к появлению в серпентинитах узкой полоски (1—5 см) бурой по окраске породы скрытокристаллического сложения, обладающей характерным раковистым изломом. Микроскопическое и рентгеноскопическое изучение показывает, что облегающая контактовую поверхность диабазов маломощная корочка апосерпентинитовой породы сложена плохо поляризующими чешуйками серпентина, сцементированными изотропным веществом, насыщенным пылевидными зернами магнетита и бурыми окислами железа. Рентгеноструктурный анализ породы помимо серпентина выявляет наличие в ней смешаннослойных сростков монтмориллонита, хлорита и очень небольшое количество гидрослюда. Вероятно, эта порода отвечает промежуточной, неполностью обезвоженной фазе, возникающей до появления магниальных силикатов за счет перекристаллизации серпентина. Следует заметить, что со стороны диабазов отчетливо выражена осветленная зона закалки, состоящая из тонкозернистого диабаза, содержащего небольшое количество девитрифицированного стекла.

Говоря о взаимоотношении гипербазитов и основных пород боксонского комплекса, следует еще упомянуть о наличии в диабазах, обнажающихся по долине р. Оки близ устья рч. Боксон, ксенолитов серпентинитов, о чем в свое время сообщал Н. Д. Соболев (1940).

Приведенные факты со всей очевидностью показывают несостоятельность представлений М. Ф. Волколакова о том, что при формировании сложной по строению боксонской интрузии в первую очередь кристаллизовались основные по составу породы, а ультраосновные дериваты ее отвечали второй фазе интрузии. Мы не находим также никаких доказательств генетического родства между ультраосновными и основными породами. Наоборот, отсутствие в массивах Боксонского комплекса каких-либо признаков дифференциации, а также специфические черты химизма гипербазитов (о чем будет сказано ниже) свидетельствует о том, что в данном случае имеет место лишь пространственное совмещение генетически самостоятельных интрузий ультраосновного и основного состава, обусловленное общностью путей движения основной и ультраосновной магм.

Ийско-Тагульский гипербазитовый пояс

Под этим названием мы объединяем ряд гипербазитовых массивов, обнажающихся в центральной части Восточного Саяна и прослеживающихся в виде прерывистой полосы северо-западного простираения от района верхнего течения р. Ии на востоке до междуречья Малого Тагула и Агула на западе.

Массивы ультраосновных пород, составляющие гипербазитовый пояс, впервые в этом районе были установлены А. И. Молчановым (1928 г.) в процессе геологических исследований в бассейне верхнего течения р. Большой Бирюсы. Правда, в первые годы работы И. А. Молчанов рассматривал обнаруженное им линзовидное тело серпентинитов как дифференциат габброидной интрузии горы Лысой. Позднее, в его сводной работе по геологии Восточного Саяна (Молчанов, 1934 г.) интрузия гипербазитов выделяется в самостоятельный интрузивный комплекс. Вслед за И. А. Молчановым генетическая самостоятельность ультраосновного интрузивного комплекса была подчеркнута Н. П. Семененко (1943). В. А. Кузнецов (1948), обобщая литературные данные, писал о наличии в этом районе Восточного Саяна гипербазитового пояса протерозойского возраста. Таким образом, уже в то время существовало представление, что на территории Восточного Саяна имеет место генетически самостоятельная интрузия ультраосновной магмы, массивы которой образуют гипербазитовый пояс. Однако в более поздних работах, посвященных различным аспектам геологии этой части Восточного Саяна (Дибров, 1959; Савельев, 1959; Берзин, Клитин, 1961, и др.), авторы их не выделяли ультраосновные породы в отдельный интрузивный комплекс, а рассматривали их совместно с широко распространенными в районе основными габброидными интрузиями. Эта точка зрения нашла отражение и в некоторых обобщающих работах по магматизму Восточного Саяна (Дюдин, 1958; Сулоев, 1960; Смирнов, Булдаков, 1962). Правда, позднее А. Л. Дюдин (1960) стал выделять интрузии гипербазитов в самостоятельный Урдо-Окинский интрузивный комплекс. Такая же неуверенность в смысле генетического положения ультраосновных интрузий чувствовалась и в работах А. Н. Рассказчикова, В. П. Руднева и А. П. Таскина, производивших геологическое картирование этих районов Восточного Саяна. Первое время они объединяли основные и ультраосновные интрузии в единый магматический комплекс, хотя и подчеркивали пространственную обособленность гипербазитовых массивов, а позднее пришли к заключению о необходимости выделения гипербазитовой интрузии в самостоятельный магматический комплекс.

До проведения площадных геолого-съёмочных работ массивы гипербазитов в этом районе Восточного Саяна были известны в верховьях р. Большой Бирюсы и в бассейне р. Малый Тагул. Систематическое гео-

логическое картирование района значительно расширило наши знания о распространении гипербазитов. В районах, где они уже были известны, А. Н. Рассказчиков закартировал ряд дополнительных массивов, а А. П. Таскин выявил новые, ранее неизвестные массивы ультраосновных пород в бассейне верхнего течения р. Ии. В результате этих работ наметилась прерывистая полоса гипербазитовых массивов, которая прослеживается в настоящее время на расстоянии более чем 240 км. Многие исследователи этих районов отмечали четкую приуроченность основных и ультраосновных интрузий к зоне региональных разломов, отделяющих приподнятый край Сибирской платформы от протерозойской складчатой области Восточного Саяна (Савельев, 1959; Берзин, Клигин, 1961; Клигин, 1960 и др.).

Таким образом, несмотря на отсутствие единого мнения по ряду вопросов геологии гипербазитовых интрузий, за последнее время накопился значительный материал, который свидетельствует о наличии в данном районе Восточного Саяна одного из звеньев цепи гипербазитовых поясов юга Сибири. Вместе с тем, нельзя не отметить, что все сведения о гипербазитах района, которые нашли отражение в печати, были получены попутно, в процессе геолого-съёмочных работ или тематических исследований, в программу которых не входило специальное изучение ультраосновных пород. Этим и следует объяснять существующие противоречивые суждения о геологии гипербазитов района, а также то обстоятельство, что до настоящего времени не было опубликовано ни одной работы, посвященной гипербазитам этого района Восточного Саяна, в которой была бы дана более или менее полная их характеристика.

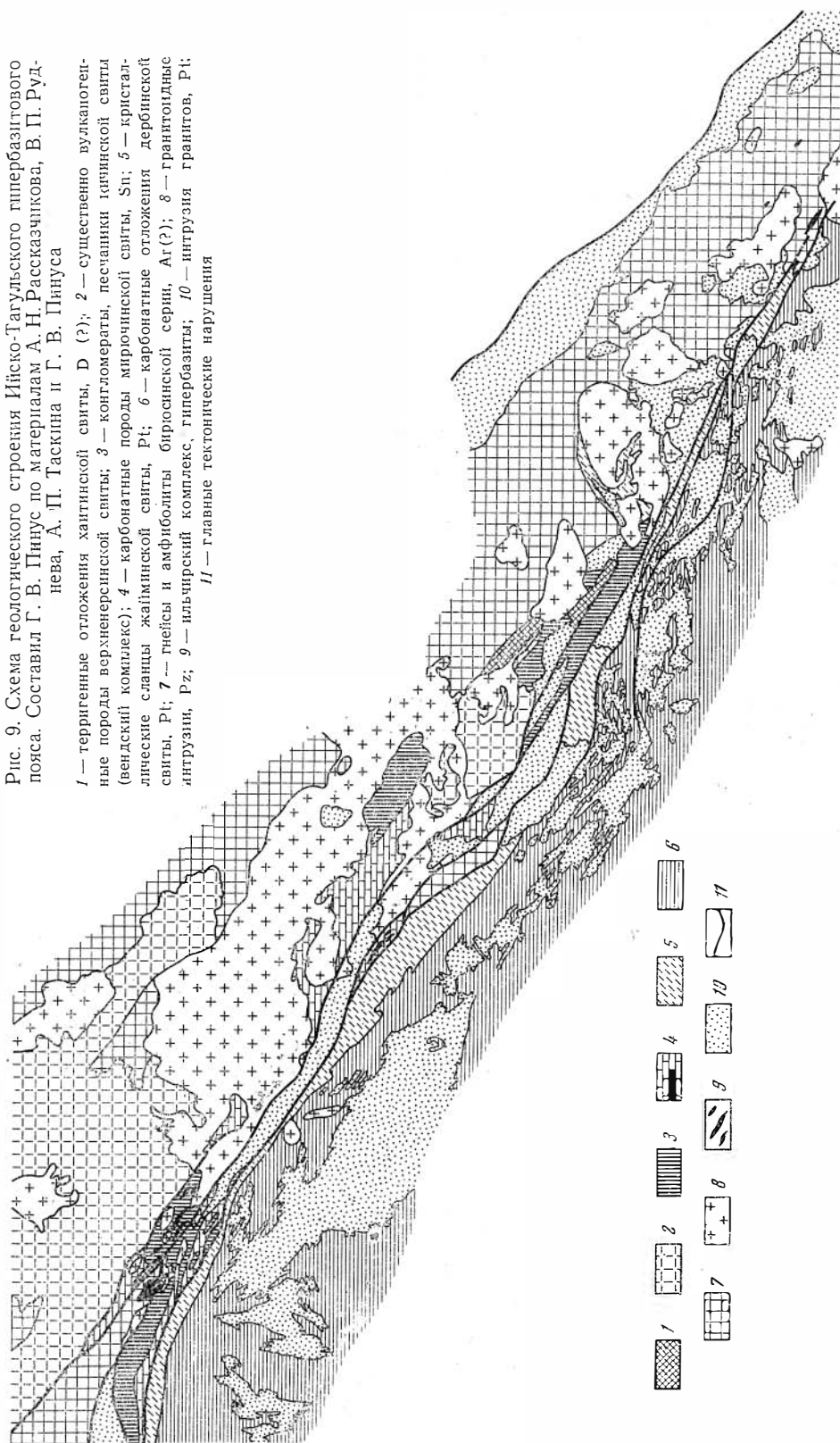
Занимаясь исследованием гипербазитов складчатых областей юга Сибири, мы в 1962 г. провели тематические исследования гипербазитов данного района. При этом нами было критически учтено все то, что было сделано по изучению интрузий ультраосновных пород предшественниками.

Ультраосновные массивы, составляющие Ийско-Тагульский гипербазитовый пояс, пространственно приурочены к сложно построенной зоне тектонических нарушений, получившей название Колбинско-Удинской зоны. Последняя, как отмечалось выше, является составной частью Главного Саянского разлома.

Колбинско-Удинская зона разграничивает два основных структурных элемента Восточного Саяна; Бирюсинский горст, сложенный глубоко метаморфизованными породами архея или нижнего протерозоя, представляющими краевой выступ фундамента Сибирской платформы, и Дербинский антиклинорий, сложенный метаморфизованными, существенно карбонатными толщами нижнего протерозоя. Разделяющая эти структуры Колбинско-Удинская зона представляется в виде грабена, осложненного многочисленными тектоническими нарушениями. В пределах Колбинско-Удинской зоны, ширина которой в различных участках варьирует от 4 до 12 км, обнажаются отложения широкого возрастного диапазона, начиная от верхнего протерозоя и до среднего палеозоя включительно. Здесь же присутствуют небольшие тектонические клинья архейских и нижнепротерозойских пород, слагающих соседние структуры. Колбинско-Удинская зона на протяжении длительного времени контролировала магматическую деятельность, благодаря чему выполняющие ее отложения густо насыщены многочисленными различными по составу и возрасту интрузиями. Все это чрезвычайно затрудняет расшифровку сложной геологической истории района, где обнажаются ультраосновные массивы Ийско-Тагульского гипербазитового пояса (рис. 9).

Расположенный к северо-западу от Колбинско-Удинской зоны Бирюсинский горст сложен породами одноименной серии, представленной

Рис. 9. Схема геологического строения Инско-Тагульского гипербазитового пояса. Составил Г. В. Пинус по материалам А. Н. Расказчикова, В. П. Руднева, А. П. Таскина и Г. В. Пинуса



в нижней части разреза биотитовыми, гранато-биотитовыми, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, амфиболитовыми сланцами, которые стратиграфически выше сменяются гранато-дистено-слюдистыми кристаллическими сланцами, кварцитами, маломощными горизонтами мраморов и кальцефиров, чередующимися со слюдяными и амфиболо-биотитовыми гнейсами. Все эти породы интродуцируются телами порфиробластовых микроклиновых гранитов, окруженных широкими зонами мигматитов. Породы бирюсинской серии дислоцированы в крутые, часто изоклинальные складки невыдержанного, но преобладающего меридионального простирания. Относительно возраста пород бирюсинской серии существуют различные мнения. Одни исследователи относят их к архею, другие повышают возраст отложений до нижнего протерозоя.

В северо-западной части Бирюсинский горст обладает ясно выраженным двухъярусным строением, обусловленным трансгрессивным залеганием на денудированной поверхности пород бирюсинской серии довольно мощной толщии вулканогенных пород, собранных в относительно пологие и открытые складки. Эти вулканогенные образования, распространенные на значительной площади, объединяются под названием верхненерсинской свиты. Породы последней непрерывно прослеживаются к северо-западу, где они сливаются с девонскими эффузивами Рыбинской впадины.

К юго-западу от Колбинско-Удинской зоны расположен Дербинский антиклинорий. Осевая часть его сложена кристаллическими, местами графитистыми карбонатными породами дербинской свиты, в состав которой входят также кварциты, изредка гнейсы и амфиболитовые сланцы. Крылья антиклинория слагаются согласно залегающей на породах дербинской свиты толщей пород, состоящей из чередующихся слоев гнейсов, а также кристаллических сланцев, мраморов, кварц-графитистых, углисто-кремнистых и других сланцев, объединенных в жайминскую свиту. Породы обеих свит собраны в складки линейного типа северо-западного простирания. Характерной особенностью Дербинского антиклинория является широкое распространение в его пределах акмолитообразных согласных интрузий калиевых гранитов и пегматитов.

В пределах самой Колбинско-Удинской зоны распространены более молодые образования, формировавшиеся в конце протерозоя, в нижнем и среднем палеозое. Здесь же локализованы многочисленные тела различных по составу и возрасту интрузий.

В низах стратиграфического разреза этой мобильной зоны обнажаются преимущественно карбонатные породы мирючунской свиты. Последняя граничит с более древними образованиями соседних структур по тектоническим разломам, но дислоцирована в одном плане с отложениями Дербинского антиклинория. Стратиграфически выше залегает толща существенно терригенных преимущественно грубообломочных пород киченской свиты, которые трансгрессивно, с угловым несогласием ложатся на мирючунские известняки. В составе кичинской свиты распространены конгломераты, содержащие гальку Дербинских гранитов и плагиогранитов, карбонатных пород подлежащей мирючунской свиты и эффузивов. Выше конгломератов залегают граувакковые песчаники с прослоями гравелитов, алевролитов и известняков. В бассейне р. М. Тагул в состав свиты входят зеленокаменно измененные основные эффузивы, вмещающие массивы гипербазитов. В известняках по р. М. Тагул встречены водоросли *Ozagia onnesimitus* Vologd. В локальных зонах смятия породы киченской свиты интенсивно динамометаморфизованы местами до состояния серицито-хлоритовых сланцев и порфиритондов. Отмечается фаціальная неустойчивость разрезов киченской свиты. В одних районах она представлена главным образом конгломератами, в других — большую часть объема свиты составляют песчаники. Породы

кичинской свиты распространены не повсеместно, а сохранились от денудации в виде небольших по площади участков и узких тектонических блоков на территории от междуречья Малой Бирюсы — Хайламы на востоке до Манского синклиория на западе, что позволяет считать выполненные породами свиты прогибы непосредственным продолжением на юго-восток Манского синклиория. К такому заключению можно прийти и путем анализа характера пликативной тектоники пород свиты. В отличие от линейной складчатости более древних образований мирючунской свиты, породы кичинской свиты собраны в более простые пологие складки. Породы кичинской свиты в настоящее время уверенно параллелизуются с ангульско-анастасьинской серией Манского прогиба (Берзин, Миссаржевский, Семихатов, 1963), относящейся к нижней половине стратиграфического разреза вендских отложений этой структуры (Семихатов, Хоментовский, 1964).

Наиболее молодыми осадочными породами Колбинско-Удинской зоны являются красноцветные конгломераты и песчаники хайтинской свиты. Породы последней слагают мелкие линзовидные тектонические блоки и небольшие, вытянутые в северо-западном направлении поля. Галька конгломератов состоит из пород мирючунской, верхненерсинской и кичинской свит. Породы хайтинской свиты залегают на породах кичинской свиты с угловым несогласием.

Колбинско-Удинская зона густо насыщена различными по размерам, составу и возрасту интрузиями. В числе их устанавливаются верхнепротерозойские полифазные интрузии Саянского комплекса. Породы этого магматического комплекса встречаются в гальках конгломератов кичинской свиты. В пределах этой же мобильной зоны сконцентрировано громадное большинство известных в настоящее время массивов гипербазитов. В свою очередь гипербазиты прорываются интрузиями гранитоидов более молодого нижнепалеозойского магматического комплекса, представленного биотитовыми гранитами. К более ранним фазам этого же комплекса относятся интрузии, варьирующие по составу от оливиновых норитов до диоритов.

В заключение краткой характеристики Колбинско-Удинской зоны важно подчеркнуть, что в определенные периоды длительной геологической истории она принимала характер прогиба, который, по-видимому, был непосредственно связан с расположенным на северо-западе Манским прогибом. В пределах узкого Колбинско-Удинского прогиба в верхнем протерозое в вендское время в нижнем кембрии и, вероятно, в девоне происходила седиментация осадочных толщ, общая мощность которых составляет в настоящее время более 5 км.

Ийско-Тагульский гипербазитовый пояс пока насчитывает 13 ультраосновных массивов, локализованных в трех районах, разделенных значительными по протяженности интервалами, в которых гипербазитовые массивы отсутствуют. Общая площадь выходов ультраосновных массивов составляет около 20 км².

Первая группа массивов в количестве трех небольших линз и одного линейно вытянутого тела обнажается в бассейне верхнего течения р. Ии. Все они сложены серпентинитами, в которых в качестве реликтов магматических минералов изредка встречаются оливин, ромбический пироксен и хромшпинелиды. Часть серпентинитов карбонатизирована. Местами за счет серпентинитов образуются тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы. Вмещающими породами для гипербазитов служат гнейсы бирюсинской серии и кристаллические сланцы жайминской свиты.

Вторая группа массивов, расположенная в центральной части пояса, обнажается по правобережью рч. Хормы, правого притока р. Большой Бирюсы. На геологической карте этого района изображено семь гипербазитовых массивов. Наши исследования показали, что четыре из них

сложены меланократовыми габброидами и не имеют отношения к породам Ильчирского магматического комплекса, производными которого сложены гипербазитовые массивы Ийско-Тагульского пояса. Нами в этом районе обнаружено лишь три массива гипербазитов. Все они в плане образуют линзообразные тела при соотношении длины к ширине от 5:1 до 8:1. Максимальная мощность тел составляет 0,4 км, причем гипербазиты залегают исключительно среди темно-серых кристаллических известняков мирючунской свиты, будучи ориентированы согласно с субширотным простираанием пород последней. Ультраосновные породы, слагающие все три тела полностью серпентинизированы. Серпентиниты представлены главным образом антигоритовыми и антигорит-серпофитовыми разностями. Реже встречаются серпентиниты хризотил-антигоритового состава. Большая часть серпентинитов в той или иной мере карбонатизирована, а местами (например, в долине кп. Могильного) по ним образуются тальк-карбонатные породы с содержанием талька до 30 объемн.%. Здесь же обнаружены участки, обогащенные хромшпинелидами. Последние образуют густую вкрапленность и мелкие шилы в серпентинитах.

Третья, самая большая группа ультраосновных массивов расположена в бассейне р. М. Тагул. Гипербазитовые массивы в этом районе обнажаются по левобережью рч. Негодка, в долине р. М. Тагул и по левобережью р. Большой Янгозы. В этом районе нами закартировано семь массивов, в числе которых находятся наиболее крупные массивы Ийско-Тагульского гипербазитового пояса: Мало-Тагульский и Большой Янгозинский массивы, площадь выходов которых составляет соответственно 4,5 и 8,1 км².

Этот район интересен в том отношении, что гипербазитовые массивы здесь залегают не только среди карбонатных отложений мирючунской свиты, но и среди перекрывающих их терригенных пород кичинской свиты (восточный контакт Большой Янгозинской интрузии). Таким образом, по мере продвижения с востока на запад гипербазитовые массивы Ийско-Тагульского пояса вмещаются все более и более молодыми породами. В этом же районе устанавливается и верхняя возрастная граница интрузии гипербазитов. Она определяется прорывом Мало-Тагульского ультраосновного массива штоком биотитовых гранит-порфиров. По данным А. Н. Рассказчикова и И. Н. Крылова, гранит-порфиры отвечают второй фазе Манкресовского интрузивного комплекса, который всеми исследователями Восточного Саяна сопоставляется с кембрийским Танну-Ольским интрузивным комплексом Тувы (Крылов и др., 1962).

Ультраосновные породы Мало-Тагульского района отличаются от упоминавшихся ранее массивов центральных и восточных районов гипербазитового пояса хорошей сохранностью первично магматических минералов и своеобразным характером постмагматических изменений.

Типоморфной породой ультраосновных массивов данного района являются обогащенные оливином гарцбургиты. Ими, в частности, почти нацело сложен наиболее крупный Мало-Тагульский массив. Они же слагают большую часть поверхности всех других массивов, за исключением небольшого тела, обнажающегося по левобережью речки Негодка, сложенного в основном дунитами. Дуниты встречаются и в других массивах, образуя небольшие по площади выходы обособления среди перидотитов, с которыми они связаны постепенными переходами. Из других разновидностей ультраосновных пород заслуживают упоминания верлиты, обнаруженные нами в юго-восточной части Большого Янгозинского массива.

Следует отметить также своеобразные структурные особенности ультраосновных пород Мало-Тагульского района. Они заключаются в неоднородной зернистости пород, величина зерен которых варьирует от

долей миллиметра до 4—5 мм, что обуславливает порфировидную структуру пород. Зерна оливина и ромбического пироксена нередко обладают удлиненной формой и субпараллельной ориентировкой, все несут отчетливые следы давления, выражающиеся в резко проявленном облачном погасании, раздробленности и деформации зерен. Количество ромбического пироксена в гарцбургитах составляет обычно не более 10% объема породы и только в восточной эндоконтактной зоне Мало-Тагульского массива содержание энстатита ($N_g=1,668$; $N_p=1,659$; $N_g-N_p=0,009$) возрастает до 20 объемн.%. Оливин, являющийся главным породообразующим минералом всех петрографических разновидностей первично магматических ультраосновных пород Ийско-Тагульского гипербазитового пояса, обладает более или менее однородным составом. Судя по оптическим константам, содержание фаялитовой молекулы в нем колеблется от 4 до 12%. Средний состав оливина определяется 8—10% фаялитовой молекулы. Следует отметить также повышенное содержание хромшпинелидов в гарцбургитах, слагающих западную половину Мало-Тагульского массива и небольшой массив гипербазитов в верховьях левых притоков р. Сараспуль.

В числе постериорных минералов ультраосновных пород, помимо минералов группы серпентина, которые в характеризуемых массивах не пользуются широким распространением, следует отметить тальк, амфибол актинолит-тремолитового ряда и магнезиальный карбонат. Оливин и ромбический пироксен чаще всего замещаются тальком и амфиболом. Среди серпентинитов распространены антигоритовые бацитсодержащие разновидности. Реже встречаются хризотил-антигоритовые серпентиниты. В гипербазитовом массиве, обнажающемся на водоразделе р. Большой Янгозы и ее первого крупного левого притока были обнаружены бруситсодержащие серпентиниты.

Красноярский гипербазитовый пояс

Ультраосновные массивы, формирующие Красноярский гипербазитовый пояс, приурочены к крайней северо-западной части Восточного Саяна. Большая часть массивов сосредоточена в пределах Красноярского хребта, что и определило название гипербазитового пояса.

Этот район, расположенный у юго-западной окраины Сибирской платформы, в течение длительного времени был тектонически активен, благодаря чему в современном эрозионном срезе на сравнительно ограниченной площади можно наблюдать сложное сочетание блоков, сложенных породами самого различного возрастного диапазона — от архея до мезозоя включительно. Широкое распространение в районе древних метаморфических толщ и интенсивная тектоническая раздробленность сильно затрудняют расшифровку геологической истории западной части Восточного Саяна.

Главными структурными элементами района, как это видно на рис. 10, являются: 1) краевой выступ Сибирской платформы, представленный глубоко метаморфизованными породами, слагающими северо-западное окончание Канской глыбы; 2) протерозойская складчатая зона, расположенная юго-западнее выступа кристаллокаледонского фундамента платформы; 3) обрамляющая ее зона древнекаледонских складчатых структур — так называемый Казыр-Сисимский синклинирий; 4) миогеосинклинальный Манский прогиб, развившийся в подвижной зоне между архейским фундаментом платформы и протерозойской складчатой зоной; 5) Чулымо-Енисейская и Рыбинская межгорные впадины, выполненные средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, которые перекрывают древние структуры фундамента впадин. Общий план тектонического строения северо-западной части Восточного Саяна определяется

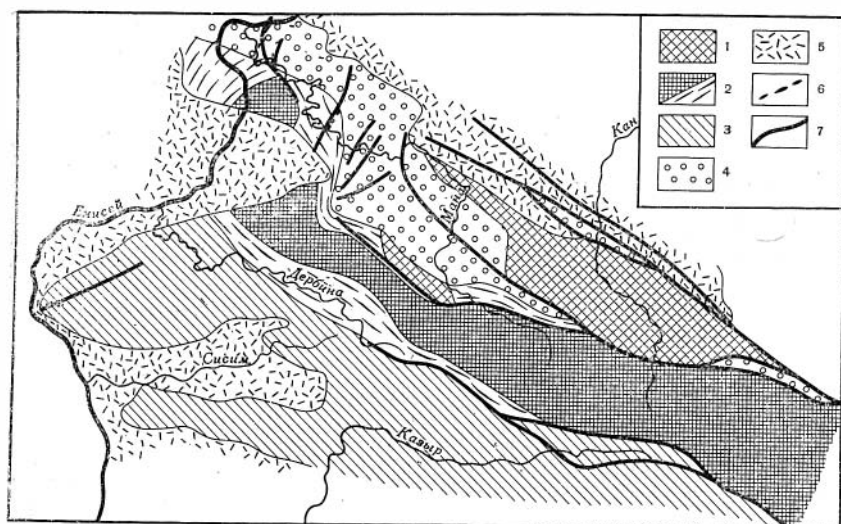


Рис. 10. Схема размещения гипербазитовых массивов в тектонических структурах западной части Восточного Саяна. Составил Г. В. Пинус

1 — краевой выступ Сибирской платформы; 2 — протерозойская складчатая зона: а — дербинская свита, б — жайминская свита; 3 — древнекаледонская складчатая зона; 4 — манский многоосинклинальный прогиб; 5 — средне-верхнепалеозойско-мезозойские межгорные прогибы; 6 — гипербазитовые массивы; 7 — главные тектонические нарушения

северо-западной ориентировкой древних структурных элементов, которые обычно ограничены региональными тектоническими нарушениями, многие из которых обладают длительной историей развития и глубоким заложением, т. е. отвечают понятию глубинных разломов. Подобного типа разломы выкраивают Канскую глыбу, разграничивают протерозойскую и древнекаледонскую складчатые зоны и ограничивают с юга Манский многоосинклинальный прогиб.

Остановимся несколько подробнее на тех деталях геологического строения северо-западной части Восточного Саяна, которые необходимы для уточнения структурного и возрастного положения ультраосновных массивов Красноярского гипербазитового пояса.

Прежде всего следует обратить внимание на то, что на крайнем северо-западе Восточного Саяна четко выраженная северо-западная ориентировка протерозойских структур, образующих здесь Дербинский антиклинорий, резко меняет направление на субмеридиональное. Аналогичным образом меняется простираание региональных тектонических нарушений, сопряженных с северо-западным окончанием Главного Саянского разлома. Далее в этом районе происходит погружение Дербинского антиклинория. Древние, существенно карбонатные отложения этой структуры на севере, в замковой ее части, сменяются более молодыми членами стратиграфического разреза протерозоя. Эти отложения подразделяются здесь на ряд свит: урманскую, манскую, бахтинскую и овсянкинскую. Урманская свита сложена преимущественно терригенными породами. Стратиграфически выше залегают существенно карбонатные отложения манской свиты, которые согласно перекрываются осадочно-вулканогенными породами бахтинской свиты, представленными главным образом зеленокаменно-измененными основными эффузивами и сопровождающими их пирокластическими образованиями. Среди пород бахтинской свиты залегает большая часть гипербазитовых массивов Красноярского пояса. Разрез верхней части протерозоя заканчивается карбонатными отложениями овсянкинской свиты, отделенными от нижележащих пород перерывом в осадкообразовании.

Кембрийские отложения, выполняющие Манский синклиниорий по своему формационному профилю существенно отличаются от разновозрастных эвгеосинклинальных толщ каледонской складчатой зоны Алтае-Саянской области: во-первых, почти полным отсутствием в пределах миеосинклинального прогиба вулканогенных пород и, во-вторых, широким распространением флишoidных образований и наличием мощных карбонатных толщ. В отличие от напряженной линейной складчатости эвгеосинклинальных зон, кембрийские отложения Манского синклинория собраны в относительно пологие складки штампового типа. В пределах Манского синклинория отмечается слабая активность интрузивной деятельности. Вместе с тем, нельзя не отметить, что в западной, наиболее приподнятой и денудированной части синклинория, вдоль региональных тектонических разломов локализуются массивы гипербазитов, а также обнажаются отдельные массивы палеозойских гранитоидов. Однако наибольшая концентрация последних отмечается в районе стыка Дербинского антиклинория и Манского прогиба.

Стратиграфический разрез кембрийских отложений Манского прогиба начинается горизонтом конгломератов, залегающих на размытой поверхности докембрийских образований. Конгломераты сменяются толщей красноцветных песчаников с горизонтами доломитов. Стратиграфически выше располагаются флишoidные отложения, состоящие из чередующихся слоев граувакковых песчаников, сланцев и известняков. Над ними вновь появляются красноцветные терригенные породы, которые перекрываются мощной толщей карбонатных пород. Последние содержат обильную фауну трилобитов всех горизонтов ленского яруса. В верхней части карбонатной толщи устанавливаются формы, датирующие среднекембрийский возраст вмещающих их пород. Нижняя, существенно терригенная часть разреза кембрия, по-видимому, соответствует по возрасту алданскому ярусу. Общая мощность кембрийских отложений Манского прогиба, по В. В. Хоментовскому (1960), составляет около 5 км.

Важно отметить, что среди кембрийских отложений прогиба не отмечаются тектоно-денудационные перерывы и они, таким образом, представляют единый цикл осадконакопления. Только в западной части Манского прогиба в нижних горизонтах стратиграфического разреза кембрия устанавливается седиментационный перерыв, следующий за толщей флишoidных отложений. Перекрывающие их породы на западе прогиба выделяются в койскую свиту нижнего кембрия и сопоставляются с красноцветными отложениями анастасьинской свиты центральной и восточной части Манского прогиба. В верхних толщах анастасьинской свиты В. В. Хоментовским (1954 г.) была найдена кембрийская фауна птеропод и брахиопод. Породы койской свиты перекрываются карбонатными отложениями унгутской свиты, в основании которой залегает горизонт базального конгломерата, содержащий гальку пород койской свиты.

Мы несколько подробнее остановились на стратиграфии кембрийских отложений Манского миеосинклинального прогиба потому, что как увидим ниже, отдельные ультраосновные массивы Красноярского гипербазитового пояса вмещаются породами койской свиты.

Ультраосновные массивы Красноярского гипербазитового пояса специальным исследованием ранее не подвергались. Все, что было известно о них, получено в результате геолого-съемочных работ.

Первое упоминание об ультраосновных породах крайней северо-западной части Восточного Саяна можно найти в работе К. Богдановича (1894), который на составленной им геологической карте объединил змеевики, диабазы и другие основные по составу интрузивные породы одним знаком, подчеркнув этим, что все они обязаны своим происхождением единой магме.

Краткая характеристика гипербазитов окрестностей Красноярска дана в работе Ю. А. Кузнецова (1932), в которой излагаются результаты проведенной мелкомасштабной геологической съемки. Под названием габбро-пироксенит-змеевиковой интрузии Ю. А. Кузнецов объединил, как потом выяснилось, различные по возрасту и генезису магматические образования. В интрузию основных пород — производную базальтовой магмы им включались и массивы серпентинитов, возникшие в результате постмагматических изменений ультраосновных пород — продуктов кристаллизации глубинной перidotитовой магмы. В то время Ю. А. Кузнецов полагал, что становление этой интрузии было связано с последними фазами таконского тектогенеза и датировал возраст ее ордовиком. Наличие в серпентинитах реликтов ромбического пироксена навело Ю. А. Кузнецова на мысль, что большая часть серпентинитов возникла за счет пироксенитов. Это ошибочное предположение было воспринято и последующими исследователями. Наблюдая контакты гипербазитовых массивов, Ю. А. Кузнецов повсюду находил тектонические взаимоотношения между ультраосновными породами и вмещающими их толщами. Это обстоятельство привело его к выводу о том, что массивы серпентинитов были выведены из своего первоначального положения и перемещены тектоническими движениями.

А. Г. Вологдин (1933) в геологическом очерке района проектировавшейся в то время Красноярской гидроэлектростанции, вслед за Ю. А. Кузнецовым, рассматривал основные и ультраосновные интрузивные породы района как единую габбро-пироксенит-змеевиковую интрузию. А. Г. Вологдиным был частично обследован наиболее крупный массив гипербазитов, получивший позднее название Слизневского массива. В прилегающей к Енисею части этого массива А. Г. Вологдин выделил широкий комплекс пород от крупнозернистого габбро, амфиболитов, габброперidotитов и пироксенитов до дунитов. Он отмечал также наличие в эндо-контактных зонах массива и в зонах тектонических нарушений — серпентинитов. Внедрение интрузии, по мнению этого автора, произошло в момент завершения таконской складчатости. Таким образом, и в этом вопросе А. Г. Вологдин полностью разделял представления Ю. А. Кузнецова.

Позднее о гипербазитах района г. Красноярска писали И. К. Баженов и М. П. Нагорский (1937). Так же как и их предшественники, они не выделяли гипербазиты в самостоятельный интрузивный комплекс, а рассматривали их совместно с основной интрузией. Отметим лишь, что И. К. Баженов, исходя из геологических соображений, считал возможным более древний, салаирский возраст интрузии.

Новые данные о гипербазитах крайней северо-западной части Восточного Саяна приводятся В. М. Чаиркиным и Р. Ш. Залялеевым, а также И. П. Жуйко и В. В. Беззубцевым, производившим в конце 50-х годов геологическую съемку района. В 1961 г. Р. Ш. Залялеев опубликовал статью, в которой по материалам геологических исследований дал краткую характеристику гипербазитов Красноярского хребта (Залялеев, 1961). Принципиально новым в работе перечисленных исследователей является то, что они совершенно правильно расчленили выделенную ранее Ю. А. Кузнецовым габбро-пироксенит-змеевиковую интрузию на два самостоятельных интрузивных комплекса: 1) габбро и габбро-диабазы и 2) ультраосновные интрузии. В результате этих геологических исследований были найдены новые пункты проявлений интрузии гипербазитов и, наконец, уточнен возраст последней. По материалам И. П. Жуйко и В. В. Беззубцева, массивы гипербазитов рвут отложения койской свиты нижнего кембрия и не проникают в вышележащие отложения кембрия Манского прогиба. На этом основании И. П. Жуйко и В. В. Беззубцев возраст гипербазитов Красноярского хребта считают нижекембрийским. К этому же выводу пришел и Р. Ш. Залялеев (1961).

В заключение краткого обзора истории исследований гипербазитов крайней северо-западной части Восточного Саяна следует отметить, что на протяжении ряда лет, начиная с середины тридцатых годов, проблемой возраста гипербазитов интересовался К. В. Радугин. Итоги своих наблюдений он опубликовал в 1964 г. (Радугин, 1964). В противоположность взглядам предшественников, К. В. Радугин пришел к выводу о более древнем, верхнепротерозойском возрасте гипербазитов Красноярского хребта. Его аргументацию мы обсудим при характеристике Слизневского гипербазитового массива, а сейчас, в дополнение к фактам, приведенным И. П. Жуйко, следует отметить, что анализ тектонических структур района совершенно определенно свидетельствует о том, что разломы, трассированные гипербазитовыми массивами Красноярского пояса, отчетливо секут под различными углами пликативные структуры, сложенные породами всех свит, составляющих верхнюю половину разреза протерозоя северо-западной части Восточного Саяна. Уже это одно обстоятельство ставит под сомнение протерозойский возраст ультраосновных массивов, формирующих Красноярский гипербазитовый пояс.

Наши исследования гипербазитов Красноярского пояса проводились в 1963 г.

В отличие от четко выраженных Восточно-Саянского и Ийско-Тагуйского гипербазитовых поясов, ультраосновные массивы крайней северо-западной части Восточного Саяна не образуют линейно вытянутого пояса. Они концентрируются в виде прерывистых, небольшой протяженности цепочек в трех пространственно разобщенных между собой районах. Вместе с тем, везде массивы гипербазитов обнаруживают самую тесную связь с тектоническими нарушениями, ориентированными в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Эти тектонические нарушения сопрягаются с северо-западным окончанием Главного Саянского разлома в той его части, где он, следуя изменению простирания протерозойской складчатой структуры, резко поворачивает на север и разделяется на ряд ветвей. Таким образом, несколько необычное расположение гипербазитовых массивов крайней северо-западной части Восточного Саяна обусловливается своеобразным планом разрывных тектонических элементов этого района (см. рис. 10).

В составе Красноярского гипербазитового пояса в настоящее время насчитывается 18 ультраосновных массивов, общая площадь выходов которых составляет около 13 км². Они формируют две ветви пояса — восточную и западную, причем последняя имеет сложное строение и состоит из двух цепочек ультраосновных массивов. Общая протяженность всех ветвей Красноярского пояса составляет 80 км. Большая часть ультраосновных массивов представляет собой мелкие линзообразной формы тела, размеры которых колеблются от нескольких десятков до первых сотен метров при максимальной мощности до 100—150 м и только единичные массивы простираются на несколько километров, слагая площадь от 1 до 7 км². Это Слизневский, Базаихинский и Акшепский массивы.

Восточная ветвь пояса прослеживается в северо-восточном направлении на 45 км от р. Ундат на юге до д. Колония на севере. На обоих флангах она перекрывается девонскими вулканогенными отложениями и поэтому истинная протяженность ветви остается не выясненной. Восточная ветвь пояса трассируется четырьмя гипербазитовыми массивами, выходы которых пространственно тесно связаны с тектоническим нарушением, проходящим в обнаженном протерозойском фундаменте Манского прогиба. Вдоль разлома карбонатные отложения манской свиты контактируют с вулканогенными образованиями бахтинской свиты. Все гипербазитовые массивы залегают среди пород бахтинской свиты. Наиболее крупный из них — Акшепский. Он вскрывается долиной р. Маны у

деревни того же названия. Длина массива достигает 4 км при максимальной мощности 0,5 км. Он, как и остальные массивы восточной ветви пояса, ориентирован в северо-восточном направлении в строгом соответствии с простиранием вмещающих его зеленокаменно-измененных диабазов, диабазовых порфиров и их туфов. Расположенный от него к северо-востоку второй массив обнажается на водоразделе правых притоков р. Маны — речек Акшеп и Алешкиной. Далее в том же направлении, в верховьях р. Таежная Береть, залегает третий массив и, наконец, крайний северный массив восточной ветви пояса находится в бассейне р. Базаихи.

Как уже отмечалось, западная ветвь Красноярского пояса состоит из двух, соединяющихся на юге цепочек гипербазитовых массивов, образующих в плане слабо выпуклые на северо-запад дуги. Внутренняя цепь состоит из шести, а внешняя — из трех гипербазитовых массивов. Общая длина обеих цепочек гипербазитовых тел, составляющих западную ветвь пояса, равна 38 км. Южная ветвь пояса начинается в долине р. Маны у кордона Сосновка, где среди пород урманской свиты протерозоя вскрыты два серпентинитовых массива, приуроченных к меридионально ориентированному тектоническому нарушению, разграничивающему карбонатные отложения манской свиты от терригенных пород урманской свиты. К северу внутренняя цепь ветви трассируется небольшими гипербазитовыми массивами, обнажающимися в бассейне верхнего течения рч. Большой Слизневой, где в общей сложности оконтуриваются четыре серпентинитовые линзы. Внешняя цепь гипербазитовых массивов прослеживается из района Сосновского кордона на р. Мане на север по водоразделу рек Маны и Малой Слизневой. Далее ориентировка цепи приобретает северо-восточное простираение, пересекает долины рч. Большой Слизневой в ее нижнем течении и перекидывается на левый берег Енисея, где вскоре погружается под вулканогенные отложения девона. Внешняя цепь западной ветви трассируется небольшой линзой серпентинитов, расположенной в долине рч. Малой Слизневой, крупным Слизневским гипербазитовым массивом и его сателлитом, залегающим среди карбонатных пород овсянkinской свиты в районе верхнего течения рч. Крутенькой — левого притока Енисея. Разлом, к которому пространственно приурочены гипербазитовые массивы внешней цепи западной ветви пояса, сечет под острым углом синклинальную структуру, сложенную протерозойскими отложениями манской, бахтинской и овсянkinской свит.

Помимо перечисленных выше гипербазитовых массивов, формирующих западную и восточную ветви Красноярского пояса, в районе расположения последнего известно еще несколько ультраосновных массивов, выходящих за пределы намеченных выше ветвей. В числе их следует отметить относительно крупный Базаихинский массив, обнажающийся в долине нижнего течения рч. Базаихи, и особенно небольшую серпентинитовую линзу, расположенную на водоразделе речек Большой и Малый Инжул, впадающих слева в рч. Базаиху. Этот массив привлекает к себе внимание потому, что он является единственным массивом Красноярского пояса, который вмещается породами койской свиты нижнего кембрия. По данным И. П. Жуйко, Инжульская линза серпентинитов залегает среди известняков горизонта койской свиты.

Вполне вероятно, что последующими более детальными исследованиями количество ультраосновных массивов, составляющих Красноярский гипербазитовый пояс будет умножено. К. В. Радугин (1964) уже сейчас насчитывает 25 ультраосновных массивов. Им, в частности, отмечается ряд небольших серпентинитовых линз, расположенных в бассейнах левых притоков рч. Базаихи (речек Моховой и Намурта), а также по рч. Лалетенной и в других местах. Однако следует иметь в виду, что

часть из дополнительно указанных К. В. Радугиным массивов может оказаться чуждой альпинотипным гипербазитам. Упомянутый им массив по рч. Собакиной является продуктом кристаллизации базальтовой, а не глубинной перидотитовой магмы.

Гипербазитовые массивы Красноярского пояса сложены обычно полностью серпентинизированными ультраосновными породами. Лишь в редких случаях при микроскопических исследованиях среди серпентинитов удается обнаружить реликты дезинтегрированных зерен оливина или неполностью замещенные баститом таблички ромбического пироксена. Единственным, всегда присутствующим в серпентинитах магматическим минералом исходных пород является хромшпинелид. Однако и он обычно в той или иной мере подвергается замещению магнетитом. Серпентиниты представлены антигорит-хризотилowymi и серпофит-хризотилowymi разновидностями почти всегда содержащими пластинки бастита. Среди других модификаций серпентиновых минералов следует отметить хризотил-асбест, тонкие жилки которого, не имеющие практического интереса, обнаружены среди серпентинитов Слизневского, Базаихинского и Акшепского массивов, а также среди мелких серпентиновых линз, обнажающихся в бассейне верхнего течения рч. Большой Слизневой и у кордона Сосновского на р. Мане. На левом берегу р. Маны в центральной части серпентинитового массива обнажаются карбонатизированные аподунитовые антигорит-хризотилловые серпентиниты, обогащенные хромшпинелидом (до 8% объем.%). Зерна хромшпинелидов в них образуют субпараллельные прерывистые полосы мощностью до нескольких миллиметров. Серпентиниты, обогащенные хромшпинелидами, слагают также восточную часть Акшепского массива. Очень часто серпентиниты Красноярского пояса бывают карбонатизированы. Особенно интенсивно процесс карбонатизации проявляется в эндоконтактных зонах массивов. Там появляются апосерпентинитовые карбонатные и тальк-карбонатные породы (Акшепский, Слизневский, Сосновский массивы). В Акшепском и Слизневском массивах нами обнаружены бруситсодержащие серпентиниты.

Акшепский и Базаихинский массивы секутся небольшими дайкообразными телами габброидов. Местами дайки габброидов в результате последующих метасоматических процессов превращены в родингиты, состоящие из гранобластического агрегата цоизита, хлорита, диопсида и магнезиального амфибола (левый берег р. Маны, против деревни Акшеп). Следует отметить также факты прорыва гипербазитов дайками очень свежих габбро-долеритов (Базаихинский массив) и пуласкит-порфиов (Сосновский массив), которые, по-видимому, следует рассматривать как жильные фации своеобразной по составу основной интрузии горы Черной сопки (Макаров, 1963) и интрузий Столбовского магматического комплекса девонского возраста.

Единственный массив, в котором частично сохранились магматические ультраосновные породы, дающие возможность судить о первичном вещественном составе гипербазитов Красноярского пояса, является Слизневский массив. Это обстоятельство заставляет нас привести более подробную характеристику этой интрузии.

Слизневский гипербазитовый массив

Слизневский массив является наиболее крупным среди ультраосновных массивов Красноярского гипербазитового пояса. Он прекрасно вскрыт железнодорожной выемкой, проходящей по правому берегу Енисея и каменным карьером по рч. Большой Слизневой. Хорошо обнажен массив и по левому берегу Енисея, и по водоразделу рек Большой и Малой Слизневых.

В плане Слизневский массив очерчивается в виде резко вытянутого в северо-восточном направлении линзовидного тела, длинная ось которого составляет 6,2 км, а максимальная ширина (в долине Енисея) равна 1,6 км. Общая площадь выходов массива составляет 6,6 км². Левобережная часть массива, как это следует из схематической геологической карты (рис. 11), смещена к западу вдоль тектонического нарушения, проходящего, по-видимому, по руслу Енисея.

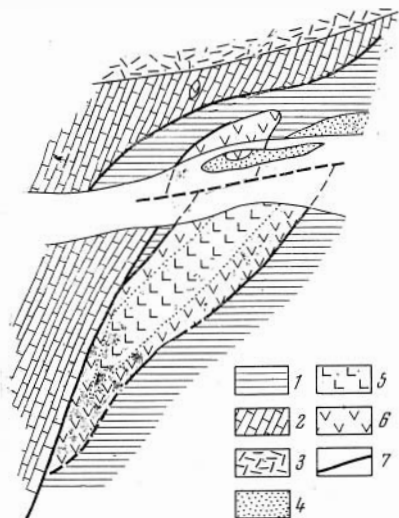


Рис. 11. Схема строения Слизневского гипербазитового массива. Составил Г. В. Пинус

1 — бахтинская свита, Sp; 2 — овсянkinская свита, Sp; 3 — вулканогенные отложения, D; 4 — четвертичные отложения; гипербазитовый массив; 5 — серпентинизированные гарпургиты; 6 — серпентиниты; 7 — тектонические нарушения; пунктир — элементы залегания пород

Массив залегает в восточном крыле тектонически нарушенной синклинальной структуры, ядро которой сложено монотонной толщей темно-серых кристаллических известняков овсянkinской свиты. Почти на всем протяжении гипербазитовый массив вмещается осадочно-вулканогенной толщей, которую В. М. Чаиркин параллелизует с бахтинской свитой протерозоя. Лишь в юго-западном окончании массива с ним контактируют карбонатные отложения овсянkinской свиты. Везде, где удалось наблюдать контакты гипербазитового массива с вмещающими отложениями, мы констатировали тектонические границы. Вместе с тем простираение массива согласуется с простираением пород вмещающей осадочно-вулканогенной толщи. Плоскость восточного контакта массива падает на запад под углом 60°; западный контакт — почти вертикальный.

В составе вмещающей осадочно-вулканогенной толщи преобладают покровы зеленокаменно-измененных минералов пироксеновых порфиров и сопровождающих их горизонтов

аналогичных по составу пирокластических пород. Вулканогенные породы пластуется с пачками осадочных пород, представленных известняками, полимиктовыми песчаниками и сланцами. По левобережью Енисея среди порфиров мы наблюдали горизонт конгломератобрекчии, мощностью 15 м, обломочный материал которой состоит из известняка, кварцита и тех же порфиров.

С северо-западной стороны массива по обоим берегам Енисея и в правом борту долины рч. Крутевной обнажаются порфиры. В непосредственном контакте с гипербазитами они интенсивно карбонатизированы, эпидотизированы и хлоритизированы. Эти изменения обусловлены гидротермальными растворами, циркулировавшими вдоль тектонических нарушений, отделяющих гипербазитовый массив от вулканогенных пород. Юго-восточный контакт массива идеально вскрыт глубокой скальной выемкой на правом берегу Енисея. Здесь гипербазиты непосредственно контактируют с 30-метровым горизонтом темно-серых тонкокристаллических известняков, которые стратиграфически ниже сменяются прослоями песчаников и сланцев. Эндоконтактная зона массива представлена разлитованными антигорит-хризотилowymi серпентинитами, плоскости расщепления которых покрыты корочками серпентина. В известняки, в непосредственном контакте с телом гипербазита, втерты ориентированные вдоль контакта уплощенные по форме «галечки» серпентинитов

размерами до 3—4 см. Известняки «цементирующие» «галыки» серпентинитов обладают отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Эти интересные наблюдения иллюстрируют в природных условиях текучесть серпентинитов в обстановке тектонических напряжений.

Центральная часть массива, обнаженная по правому берегу Енисея и на водоразделе рек Большой и Малой Слизневых, сложена в значительной степени серпентинизированными гарцбургитами. Для последних характерно повышенное содержание ромбического пироксена, количество которого составляет в среднем 20—25% объема породы. Пироксен частично или полностью замещен баститом. Судя по оптическим данным ($Ng' = 1,670—1,676$; $Np' = 1,661—1,666$; $Ng' - Np' = 0,008—0,010$), в его составе присутствует от 5 до 9% ферросилитовой молекулы. Оливин содержит 8% фаялитовой молекулы ($2V = +85—87^\circ$; $Ng - Np = 0,034$).

Периферическая зона массива и вся его левобережная часть сложена серпентинитами. Среди последних явно преобладают антигорит-хризотилловые разности. Ближе к контакту массива в ассоциации с антигоритом и хризотилом появляется серпофит. Все ультраосновные породы содержат аксессуарный хромшпинелид. Местами серпентиниты частично карбонатизированы. В северо-западной эндоконтактной зоне массива на левом берегу Енисея серпентиниты почти нацело замещены магнезиальным карбонатом. Мощность серпентин-карбонатной породы составляет там 40 м. В 300-метровом интервале от контакта к центральной части гипербазитового тела среди рассланцеванных серпентинитов обнажаются еще две полосы апосерпентинитовых тальк-карбонатных пород, содержащих реликты серпентина, метаморфизованные зерна хромшпинелидов и небольшие жилкообразные скопления дисперсного магнетита, расположение которых подчеркивает петельчатую структуру замещенного серпентина. Следует заметить, что К. В. Радугин (1964) ошибочно принимал апосерпентинитовые карбонатные и тальк-карбонатные породы за горизонты доломитов вмещающей толщи.

Мы уже упоминали о том, что К. В. Радугин, в отличие от всех других исследователей, значительно понижает возраст гипербазитов Красноярского хребта. Он обосновывает свои выводы наблюдениями, произведенными в левобережной части Слизневского массива, где, как утверждает этот автор, на эродированную поверхность ультраосновной интрузии изливались основные лавы, которые позднее были перекрыты карбонатными отложениями овсянковской свиты. Наши наблюдения в этом же районе показали, что К. В. Радугин необоснованно разделяет вулканогенные породы, под которые погружается Слизневский массив, и аналогичные образования, сохранившиеся в виде остатков кровли, на две разновозрастные толщи. Детальные петрографические исследования вулканогенных образований, залегающих в экзоконтактной зоне массива и слагающих остатки кровли массива (обнажающейся гипсометрически выше берегового утеса, на котором стоит триангуляционный знак), показали, что эти породы по петрографическому составу и степени метаморфизма совершенно тождественны. Таким образом, можно утверждать, что Слизневский массив прорывает единую осадочно-вулканогенную толщу, которая по своему стратиграфическому положению, по-видимому, является более древней, чем карбонатные породы овсянковской свиты.

Другие районы распространения гипербазитов в Восточном Саяне

Помимо охарактеризованных выше Восточно-Саянского, Ийско-Тагуйского и Красноярского гипербазитовых поясов, массивы альпинотипных гипербазитов известны еще в западной части Восточного Саяна в

пределах так называемого Кызыр-Сисимского синклинория. Гипербазитовые массивы локализованы там в двух пространственно разобщенных между собой районах: на водоразделе рек Кандат и Систиг-Хем и в Белькском районе.

В междуречье Кандат-Систиг-Хем Е. А. Шнейдером закартированы три небольших серпентинитовых массива, пространственно приуроченные к зоне Кандатского глубинного разлома, в юго-западной части которого, как известно, локализованы ультраосновные массивы северной ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса. Таким образом, гипербазитовые массивы водораздела рек Кандат-Систиг-Хем следует рассматривать как восточное продолжение Западно-Саянского пояса.

Иное положение занимают гипербазитовые массивы Белькского района, обнажающиеся в бассейне р. Тесь, впадающей справа в Енисей. Здесь также известны три гипербазитовых массива, вытянутые цепочкой в северо-восточном направлении вдоль зоны тектонического нарушения на расстояние 50 км до бассейна среднего течения р. Убей, правого притока р. Енисея. Юго-западное продолжение зоны тектонических нарушений протягивается через среднепалеозойские вулканогенные отложения Минусинского межгорного прогиба в область нижнепалеозойских структур восточного склона Кузнецкого Алатау до бассейна верхнего течения р. Белый Июс, где эта зона вновь трассируется мелкими телами гипербазитов (Кортусов, 1953; Ярошевич, 1962). Последние сложены серпентинитами и серпентинизированными гарцбургитами, залегают среди метаморфизованных основных вулканогенных пород белоиюсской серии конца синия — начала кембрия. Интересно отметить, что зона разлома и тяготеющие к ней гипербазитовые массивы прослеживаются в этом районе в области флексурного перегиба ложа древнекаледонской (салаирской) геосинклинали, разделяющего Июсский геосинклинальный прогиб, выполненный мощной толщей осадочно-вулканогенных образований спилито-кератофировой формации от Батеневского геоантиклинального поднятия, сложенного разновозрастными существенно карбонатными отложениями.

Таким образом, гипербазитовые массивы Белькского района Восточного Саяна и Балахчанского района Кузнецкого Алатау можно рассматривать как фрагменты единого гипербазитового пояса, прослеживаемого среди эвгеосинклинальных нижнепалеозойских отложений древнекаледонской складчатой зоны Алтае-Саянской области. Общая длина намечающегося гипербазитового пояса составляет 170 км.

Этот новый гипербазитовый пояс, который лучше всего назвать Кузнецко-Саянским, служит прекрасным доказательством продолжения нижнепалеозойских структур восточного склона Кузнецкого Алатау в фундамент Минусинской котловины и далее в район Кызыр-Сисимского синклинория Восточного Саяна (рис. 12).

Возвращаясь к гипербазитам северо-восточной части Кузнецко-Саянского пояса отметим, что ультраосновные массивы там залегают среди фаунистически охарактеризованных отложений кембрия. Они прорывают карбонатные отложения салбинской свиты, вулканогенные породы витебковской и терригенные породы осиновской свит, возраст которых определяется в пределах нижнего кембрия и перехода от нижнего к среднему кембрию.

Верхняя возрастная граница гипербазитов определяется тем, что они прорываются и метаморфизуются дайкообразными телами основной интрузии Джезлыкского магматического комплекса, к которому Е. А. Шнейдер и Б. П. Зубкус ошибочно относили и гипербазиты.

Два небольших массива, расположенные на водораздельном хребте между реками Правой и Средней Терсями, сложены антигритовыми и антигрит-хризотилowymi серпентинитами, местами оталькованными и

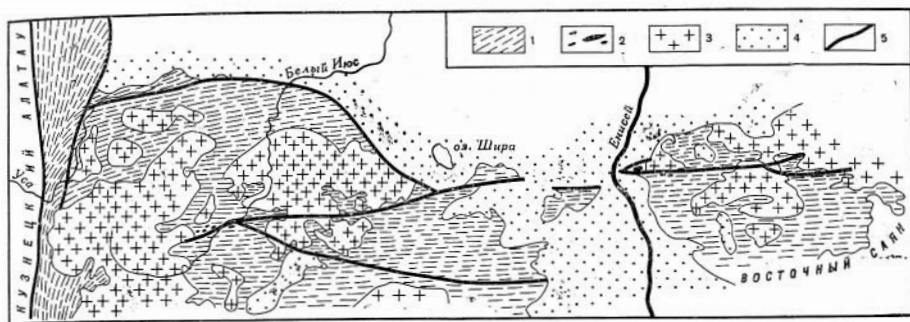


Рис. 12. Схема геологического строения Кузнецко-Саянского гипербазитового пояса.
Составил Г. В. Пинус

1 — геосинклинальные, преимущественно осадочно-вулканогенные и карбонатные отложения нижнего кембрия и верхнего синия; 2 — массивы гипербазитов; 3 — нижнепалеозойские интрузии кислого и основного состава; 4 — отложения Минусинского межгорного прогиба средне-верхнепалеозойского возраста; 5 — главные тектонические нарушения

карбонатизированными. Изредка среди серпентинитов встречаются бруситсодержащие разности.

Крайний юго-западный массив, слагающий гору Чалую, является наибольшим. Длинная ось массива прослеживается на расстояние 3,3 км, при максимальной мощности его в 0,6 км. Он залегает согласно среди известняков салбинской свиты нижнего кембрия, простирающихся в северо-восточном направлении. Так же, как и предыдущие, массив горы Чалой нацело сложен серпентинитами. Среди последних преобладают антигоритовые и антигорит-хризотилитовые разности, обычно содержащие пластинки бастита. Реликты магматических минералов (за исключением хромшпинелидов) отсутствуют. Хромшпинелиды местами содержатся в повышенных количествах, иногда обособляясь в жилки мощностью до 3 см. Как и акцессорные хромшпинелиды, хромшпинелиды в жилках с периферии замещены магнетитом. Можно наблюдать различные стадии замещения: от узких каемок до широких бордюров, когда сохраняется от замещения лишь 50% площади зерен хромшпинелидов. По трещинкам в магнетите иногда развиваются тонкие жилки гематита, не выходящие за пределы отдельных зерен. Эти наблюдения могут свидетельствовать о гипергенном происхождении гематита.

Серпентиниты на большей части выходов массива в той или иной мере карбонатизированы и оталькованы, а в центральных и юго-западных частях массива местами полностью замещены агрегатами талька и магнезиального карбоната. Под рыхлыми отложениями широких логов, обрамляющих массив с северо-запада, вскрыта кора выветривания на гипербазитах.

Рвущие ультраосновной массив дайки габбро-диабазов Джазлыкского магматического комплекса сконцентрированы главным образом в юго-западной половине массива. Они простираются в направлении удлинения последнего. Мощность их колеблется в пределах 5—20 м. В призальбандовой части даек наблюдается узкая зона закалки. Влияние даек габбро-диабазов на серпентиниты выражается в частичной перекристаллизации их и замещении антигорита магнезиальным карбонатом и тальком.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Распространение альпинотипных гипербазитов в обширном районе юго-западного Прибайкалья ограничивается его крайней западной частью, именуемой в литературе Джидинским рудным районом.

Район этот является частью древнекаледонской складчатой зоны, обрамляющей с юга протерозойские структуры Хамар-Дабана. Кембрийская геосинклиналь восточной части каледонид юга Сибири местами развилась на докембрийском кристаллическом фундаменте, поэтому в геологическом строении Джидинского района наряду с господствующими нижнекембрийскими отложениями широко распространены метаморфические толщи докембрия. Последние слагают две крупные структуры, которые еще С. В. Обручев (1949) назвал Хамар-Дабанской и Монгольской глыбами. Последняя обнажается на территории МНР в междуречье Селенги и Джиды. Между названными докембрийскими структурами располагается область Джидинского прогиба, выполненная геосинклинальными отложениями кембрия и более молодыми образованиями. Докембрийские и кембрийские толщи вмещают многочисленные массивы разнообразных по составу и возрасту интрузий, в числе которых устлавливаются и ультраосновные интрузивные массивы, составляющие в совокупности гипербазитовый пояс, названный нами Джидинским. В области сопряжения Джидинского прогиба с выступами кристаллического фундамента прослеживаются региональные тектонические разломы, которые проявляют все признаки, свойственные долгоживущим разломам глубокого заложения (Пейве, 1956). Подновленные в кайнозойскую эпоху, эти разломы служили путями движения базальтовой магмы, образовавшей обширные поля третичных и четвертичных базальтов, являющихся существенным элементом геологического строения Джидинского района. Кроме метаморфических толщ докембрия, геосинклинальных отложений нижнего кембрия, прорванных многочисленными массивами каледонских гипербазитов, гранитоидов и юрских гранитов, а также обширных полей кайнозойских базальтов, в геологическом строении Джидинского района принимают участие вулканогенные образования конца палеозоя — начала мезозоя и угленосные континентальные отложения юры. Следует отметить, что в пределах интересующего нас района верхнепалеозойские-мезозойские эффузивы, равно как и юрские континентальные отложения, сохранились в виде небольших изолированных пятен (рис. 13).

Остановимся несколько подробнее на характеристике тех элементов геологического строения Джидинского района, которые необходимы для расшифровки некоторых вопросов, связанных с геологией гипербазитов. К этим элементам прежде всего должны быть отнесены протерозойские и кембрийские отложения, вмещающие гипербазитовые массивы, а также прорывающие ультраосновные массивы каледонские гранитоиды.

Протерозойскими отложениями целиком сложен Хангар-Ульский хребет (западная часть Хамар-Дабана), вдоль оси которого оконтуриваются ряд крупных гипербазитовых массивов. Почти все исследователи данного района вслед за П. И. Налетовым и др. (1941), выделяют среди протерозойских отложений две свиты: нижнюю, существенно карбонатную: зунмуринскую и несогласно перекрывающую ее битуджидинскую, породы которой вмещают тела гипербазитов. Только Л. П. Никитина (1959) утверждает, что битуджидинская свита более древняя. Среди пород битуджидинской свиты господствуют разнообразные по составу кристаллические сланцы при подчиненной роли карбонатных пород. Парагенетические ассоциации типичных минералов кристаллических сланцев (мусковит, хлорит, альбит, кварц) свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм битуджидинской свиты протекал в условиях фации зеленых сланцев. Породы свиты собраны в ряд крупных иногда опрокинутых на север линейных складок, осложненных дополнительной складчатостью вплоть до пloyчатости. Оси складок ориентированы в широтном направлении. Мощность свиты установить не удастся, так как на юге района породы, слагающие эту свиту, срезаны крупным региональ-

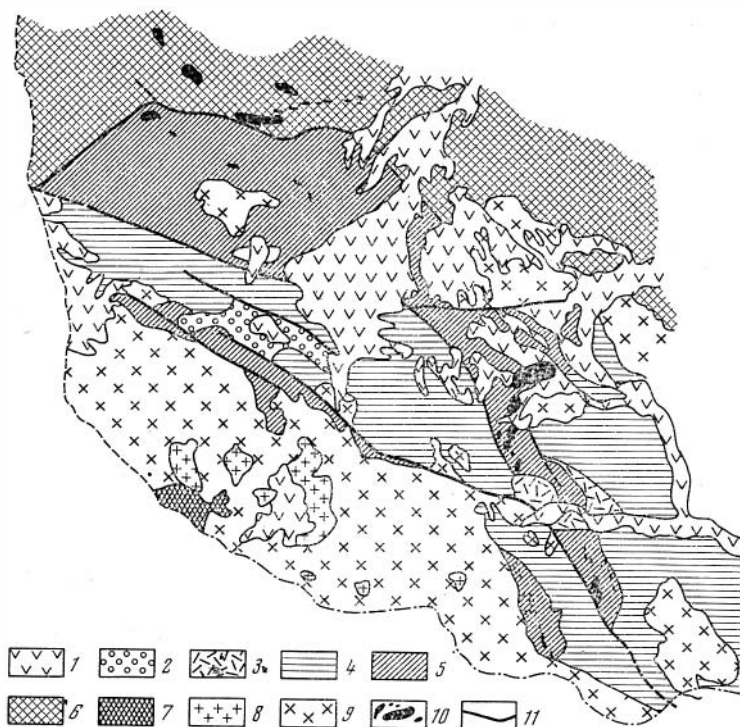


Рис. 13. Схема геологического строения Джиджинского гипербазитового пояса. Составил Г. В. Пинус по материалам П. И. Налетова, Е. И. Наумовой, Е. Н. Смолянского, В. Л. Тихонова, Ю. Н. Колесника и Г. В. Пинуса

1 — метаморфические породы, Ag (?); 2 — битуджинская свита, Pt; 3 — хсхюртовская свита, St; 4 — джиджинская свита, St; 5 — вулканогенные отложения верхнего палеозоя — нижнего мезозоя; 6 — юрские отложения; 7 — базальты, Kz; 8 — гипербазиты кембрийские; 9 — гранитонды палеозойские; 10 — граниты мезозойские; 11 — главные тектонические нарушения

ным тектоническим нарушением, вдоль которого они вынуждены контактировать с кембрийскими геосинклинальными отложениями. Важно отметить, что среди пород битуджинской свиты нами обнаружены небольшие конкордатные тела интенсивно катаклазированных и милонитизированных, окварцованных и карбонатизированных гранитов, частично измененных до состояния серицит хлоритовых сланцев.

Кембрийские отложения, представленные вулканогенными терригенными и карбонатными отложениями, имеют значительную мощность и принадлежат к типичным геосинклинальным формациям. В отличие от протерозойских метаморфических толщ, дислоцированных в широтном или близком к нему направлениях, кембрийские отложения собраны в линейные складки северо-западного простирания. В стратиграфическом разрезе кембрия Джиджинского района преобладают отложения открытого моря, преимущественно песчано-сланцевого и карбонатного составов. Роль вулканогенных пород по сравнению с синхронными отложениями Тувы здесь заметно уменьшена (Пинус, 1961).

Вопросы стратиграфии кембрия разработаны еще недостаточно. Большинство исследователей выделяют среди кембрийских отложений района две свиты: нижнюю — хохюртовскую, породы которой, судя по заключенным в них археоцитатам, формировались в нижнем кембрии (верхняя часть алданского — нижняя половина ленского ярусов), и перекрывающую ее (с небольшим тектоно-денудационным перерывом) джиджинскую свиту, возраст которой до сих пор точно не установлен.

Хохюртовская свита отличается пестрым составом пород. В нижней части разрез свиты представлен известняками с прослоями и линзами известковистых и кремнистых сланцев, кварцитов и конгломератов и подчиненных им покровов основных эффузивов. Выше залегают преимущественно вулканогенные отложения. Последние представлены главным образом основными эффузивами (диабазы, диабазовые и авгитовые порфириды), реже встречаются более кислые плагиоклазовые порфириды и еще реже — кварцевые порфиры. Эффузивы перемежаются с горизонтами туфобрекчий, туфоконгломератов и туфов, а также конгломератов, песчаников, сланцев и линзами известняков, что свидетельствует о подводном характере извержений.

Отложения джидинской свиты слагают центральную часть Джидинского синклинория, где они прослеживаются полосой северо-западного направления от границы с МНР. В нижней части свиты (среднее течение р. Джиды) местами залегает горизонт конгломератов, содержащий гальку эффузивов и туфов подлежащей хохюртовской свиты. Конгломераты перекрываются мощной пачкой песчаников, выше которых залегают преимущественно сланцы с подчиненными им горизонтами песчаников. Существенно песчано-сланцевый состав джидинская свита сохраняет и в других районах своего распространения.

Общая мощность кембрийских отложений более 5000 м, из них 2800 м слагают породы хохюртовской свиты.

Необходимо отметить, что широко распространенные среди кембрийских отложений тела гипербазитов вмещаются исключительно породами хохюртовской свиты и в отложения джидинской свиты не проникают.

В кембрийское время имела место разнообразная магматическая деятельность. Помимо излияния основных лав в нижнем кембрии, а также внедрения глубинной перидотитовой магмы, сформировавшей многочисленные гипербазитовые массивы, в период консолидации древнекаледонской геосинклинали, вызванной салаирской складчатостью, произошла синорогенная интрузия гранитоидов. Каледонские гранитоиды рвут отложения докембрия и кембрия, а также массивы гипербазитов и перекрываются покровами кайнозойских базальтов. По данным Е. Н. Смолянского (1958), формирование интрузии каледонских гранитоидов происходило в несколько фаз. Первая фаза этой сложной интрузии представлена главным образом гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, которым подчинены габбро и габбро-диориты. Во время второй фазы кристаллизовались сиениты, кварцевые сиениты, монзониты и порфиридные граниты. К третьей фазе Е. Н. Смолянский не совсем уверенно относит лейкократовые граниты. Каждая фаза интрузии характеризуется своей жильной фацией. Нельзя не отметить некоторые общие черты, свойственные каледонской интрузии Джидинского района и описанным Г. В. Пинусом (1961) гранитоидам Таннуольского интрузивного комплекса Тувы.

Первые сведения о наличии в бассейне р. Джиды ультраосновных пород относятся к концу прошлого столетия (Ячевский, 1898). Краткое описание гипербазитов района можно найти в работе М. В. Бесовой (1939). Более подробные сведения по петрографии ультраосновных пород изложены Т. Т. Деуля в монографии «Геология Джидинского района» (Налетов, Шалаев, Деуля, 1941). В 50-е годы гипербазиты Джиды попутно, в процессе геологосъемочных и геологопоисковых работ изучались Т. Т. Деуля, М. С. Можаровским, Б. Н. Одокий и А. А. Одокий, В. Л. Тихоновым, Б. А. Вороновым, Е. В. Степановой и Ю. К. Динкасом и др. В этих работах помимо беглой характеристики отдельных массивов можно найти некоторые общие соображения по геологии гипербазитов. В частности, подчеркивается автометаморфический характер серпентинизации ультраосновных пород, высказываются предположения о связи

гипербазитов Джиды с гипербазитами Восточного Саяна, обсуждается вопрос о возрасте гипербазитов. Тематические исследования гипербазитов впервые в Джидинском районе были проведены в 1955 г. М. В. Богидазовой (Белов, Богидазова, 1962). Хотя эти работы ограничились лишь бассейном р. Дархинтуя, она дала наиболее полное описание гипербазитов, подчеркнула приуроченность ультраосновных массивов к тектоническим нарушениям и отметила линейную ориентировку гипербазитовых тел. Некоторые сведения о гипербазитах встречаются и в работе Е. Н. Смолянского (1958). По его представлениям, формирование гипербазитовых массивов происходило по крайней мере в две фазы. Интрузия первой фазы дала главную массу ультраосновных пород района, а во время второй фазы кристаллизовались жилы крупнозернистых пироксенитов.

Наконец, нельзя не прокомментировать работу П. И. Налетова (1961), в которой сделана попытка обобщить материалы по гипербазитам Джидинского района. Автор этой работы объединяет ультраосновные массивы района в Цакирский магматический комплекс, приводит очень краткую геологическую характеристику ультраосновной интрузии и несколько подробнее останавливается на описании вещественного состава ее, а также перечисляет комплекс полезных ископаемых, связанных с гипербазитами. Следует отметить, что работа П. И. Налетова, судя по ее содержанию, написана по материалам 30—40-х годов и поэтому мало добавляет к тем сведениям по гипербазитам Джидинского района, которые были опубликованы Т. Т. Деуля в 1941 г. Нами гипербазиты Джидинского района изучались в 1959 г. Предварительные результаты этих исследований были опубликованы в 1963 г. (Пинус, Колесник, 1963).

Джидинский гипербазитовый пояс

Джидинский гипербазитовый пояс является одним из звеньев обширной цепи альпийотипных ультраосновных массивов, прослеживаемых на многие сотни километров в складчатых структурах юга Сибири.

В бассейне р. Джиды цепь гипербазитовых массивов прослеживается полосой северо-западного простирания от государственной границы с МНР через верховья рек Хасуртый, Модонкуль в бассейн правого притока Джиды — рч. Дархинтуй и оттуда, несколько меняя направление, в верховья р. Цакирки, Джиды и в район западной части Хангар-Ульского хребта (см. рис. 13). Общая протяженность гипербазитового пояса составляет 130 км. На флангах гипербазитовый пояс разделяется на две параллельных ветви. В юго-восточной части одна из ветвей прослеживается по водоразделу правых притоков р. Джиды — рч. Модонкуль и верховьев рек Хасуртый и Мирген-Шана; вторая ветвь, расположенная восточнее первой, пересекает среднее течение рек Хасуртый и Хайхот. В северо-западной части пояса северная ветвь протягивается вдоль Хангар-Ульского хребта, а параллельная ей южная ветвь пересекает водораздел рек Цакирка — Оронгодей и уходит в район верховьев рек Тотхолты, Хохюргы, достигая истоков, р. Биту-Джиды.

В структурном отношении цепочки гипербазитовых массивов Джидинского пояса приурочены к крыльям Джидинского синклинария, vyplненного геосинклинальными отложениями кембрия. Последние в зонах сочленения с более древними структурами осложнены серией региональных тектонических нарушений.

В составе Джидинского гипербазитового пояса насчитывается 51 массив ультраосновных пород, которые распределены неравномерно. Главная масса их сконцентрирована в северной ветви северо-западной части пояса и в его юго-восточном конце. В центральной части пояса, в междуречье Бартой — Цакирка, на протяжении 40 км гипербазитовые

массивы встречаются редко, обнажаясь в денудационных окнах из-под широко распространенных в этом районе покровов кайнозойских базальтов.

Следует заметить, что цепь гипербазитовых массивов юго-западного Забайкалья, объединенная нами в Джидинский гипербазитовый пояс, в своем распространении не ограничивается районом бассейна верхнего и среднего течения р. Джиды, а прослеживается далее на юг и юго-запад на сопредельной территории МНР. Наличие гипербазитовых массивов в районе левобережья р. Селенги, в области пограничных с СССР горных хребтов, было отмечено Ф. К. Шипулиным (1947). Кроме того, к западу от только что упомянутого района прерывистая цепь гипербазитовых массивов прослеживается в бассейне р. Эгин-Гол (Иванов, 1953). Первая группа массивов является непосредственным продолжением Джидинского гипербазитового пояса. Что же касается второй группы массивов, то, вероятно, она представляет собой фрагмент нового Прикоского гипербазитового пояса, пока еще недостаточно изученного.

Возвращаясь к характеристике Джидинского пояса, отметим, чторяду с крупными массивами гипербазитов, площадь выходов которых измеряется десятками квадратных километров, в составе пояса обнаруживается большое число мелких линз серпентинитов. Большинство гипербазитовых массивов в плане имеет удлиненную форму и крутое падение контактовых поверхностей. Располагаются они обычно согласно со структурой вмещающих их толщ. Как правило, гипербазитовые массивы имеют плавные очертания, лишены апофиз во вмещающие породы и заливов в сторону интрузивного тела. Только некоторые массивы обладают сложным рисунком контура тела, обусловленным прихотливыми очертаниями прорывающих их более молодых интрузий.

Большинство гипербазитовых массивов вмещаются породами осадочно-вулканогенной хохуртовской свиты нижнего кембрия, и только массивы северной ветви северо-западной части пояса располагаются среди метаморфических пород протерозоя, преимущественно силикатного состава. Следует отметить, что гипербазитовые массивы размещаются как среди вулканогенных, так и терригенных отложений хохуртовской свиты, однако ни один из массивов гипербазитового пояса, как это было уже отмечено выше, не внедряется в песчано-сланцевые отложения вышележащей джидинской свиты кембрия. В ряде пунктов гипербазитовые тела прорываются более молодыми гранитоидными интрузиями, которые производят алометаморфические изменения в гипербазитах.

Ультраосновные массивы, слагающие Джидинский гипербазитовый пояс, сложены преимущественно серпентинитами. Неизмененные магматические породы встречаются крайне редко, главным образом среди массивов северной ветви северо-западной части пояса, где сконцентрированы наиболее крупные интрузивные тела. Первичномагматические породы представлены в различной степени серпентинизированными обогащенными оливином гарцбургитами и подчиненными им в количественном отношении дунитами (Хамархудинский, Харгантинский и Оронгодойский массивы). В Дархинтуйском массиве встречаются серпентинизированные лерцолиты. Некоторые, в том числе и значительные по величине массивы (Хангарульский, Убуринкурский и др.) полностью сложены серпентинитами. Среди мелких тел гипербазитов обычно никаких следов первичномагматической породы не сохраняется и все они целиком слагаются серпентинитами. Среди апогипербазитовых аллометаморфических образований следует упомянуть жилообразные тела пироксенитов (диалагитов), встречающихся преимущественно среди серпентинитов южной группы массивов, а также тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы, в довольно большом количестве присутствующие в эндоконтактовых зонах некоторых гипербазитовых массивов. Нередко ими почти

целиком сложены мелкие линзы. Кроме того, отметим серпентино-амфиболовые (тремолитовые) породы, карбонатизированные серпентиниты и крупночешуйчатые (перекристаллизованные) серпентиниты, слагающие эндоконтактные зоны, а также полосы в гипербазитовых массивах северной ветви северо-западной части Джидинского пояса. Заслуживают особого упоминания впервые обнаруженные обуглероженные гипербазиты (Хангарульский массив).

Заканчивая на этом общую характеристику Джидинского гипербазитового пояса, перейдем к описанию некоторых наиболее типичных гипербазитовых массивов, уделив при этом больше внимания тем из них, которые до наших работ оставались либо совершенно неизученными, либо были охарактеризованы в самых общих чертах. К таким массивам относится группа относительно крупных интрузивных тел, слагающих северную ветвь северо-западной части Джидинского гипербазитового пояса.

Хангарульский гипербазитовый массив

Хангарульский массив расположен в крайней западной части северной ветви Джидинского пояса на водоразделе между левыми притоками р. Ихэ-Худуй (бассейн р. Зун-Мурин) и истоками р. Хохюрта. В результате селективной эрозии массив отчетливо выделяется в виде овальной по форме горы на фоне безлесной пенепленизированной поверхности Хангарульского хребта. В плане массив образует почти правильный, слегка сплюснутый по короткой оси эллипс, и ориентирован в северо-западном направлении согласно с простиранием вмещающих его метаморфических толщ протерозоя. Длина массива равна 2,7 км, максимальная ширина — 0,6 км.

Массив вмещают кристаллические сланцы битуджидинской свиты. К северу они сменяются существенно карбонатными породами зунмуринской свиты, а на юге по тектоническому разлому граничат с геосинклинальными отложениями кембрия.

В районе выходов массива кристаллические сланцы битуджидинской свиты представлены интенсивно рассланцованными слюдисто-хлорито-альбито-кварцевыми, мусковито-альбито-кварцевыми и биотито-хлорито-эпидото-альбито-кварцевыми разностями. Пачки кристаллических сланцев простираются по азимуту 345° и имеют моноклиальное юго-восточное падение под углом 80—85°.

Хангарульский массив целиком сложен серпентинитами, в которых лишь изредка в очень небольшом количестве сохраняются реликты магматических минералов — оливина и ромбического пироксена. Исключением являются акцессорные хромшпинелиды, но их содержание в серпентинитах соответствует содержанию в перидотитах и дунитах, за счет которых образовались серпентиниты Хангарульского массива.

Серпентиниты обычно массивного скрытокристаллического сложения, темно-серого цвета. В краевых частях массива они рассланцованы, иногда обладают оригинальной конгломератовидной текстурой (северо-восточная часть массива). В этих случаях среди рассланцованных серпентинитов располагаются овальные по форме ядра массивных антигоритовых серпентинитов.

Серпентиниты Хангарульского массива большей частью сложены антигоритом. Другие модификации серпентина встречаются редко. Среди серпентинитов обращают на себя внимание крупнопластинчатые разности, обладающие гранобластовой структурой с зазубренными контурами пластинок антигорита. Иногда среди крупнопластинчатого антигоритового агрегата сохраняются участки «обычного» разночешуйчатого антигоритового серпентинита. Характерно также, что присутствующий обычно в серпентинитах магнетит в упомянутых крупнопластинчатых

разностях либо отсутствует, либо концентрируется в виде прерывистых жил. Крупнопластинчатым антигоритовым серпентинитом сложены значительные по площади участки, тяготеющие к периферическим частям массива. Кроме того, крупнопластинчатые разности нередко слагают субпараллельные полосы среди «обычного» антигоритового серпентинита. По мощности эти полосы меняются от волосовидных до нескольких метров. Крупнопластинчатые антигоритовые серпентиниты часто содержат железистомагнезиальный карбонат.

Степень карбонатизации серпентинитов значительно возрастает в эддоконтактных частях массива, где встречаются и зоны тальково-карбонатных пород, мощность которых иногда достигает до 25 м. Тальково-карбонатные породы интенсивно рассланцеваны, содержат примерно равное количество тонколистоватого талька и крупнокристаллического карбоната. В них встречаются реликты незамещенного серпентина, а также зерна метаморфизованных хромшпинелидов и струйчатые скопления магнетита. На отдельных участках в тальково-карбонатных породах (в северной части массива) место талька занимает спутановолокнистый агрегат тремолита, в котором заключены порфириобласты карбоната. Местами карбонат отсутствует и обнаруживается почти мономинеральная тремолитовая порода, содержащая лишь небольшую примесь реликтов антигорита и хромшпинелидов.

Значительно реже маломощные зоны тальково-карбонатных пород фиксируются во внутренних частях массива, где они обычно пространственно ассоциируются с полосами крупнопластинчатых антигоритовых серпентинитов.

Особенностью Хангарульского массива является наличие в нем жилообразных и шширообразных скоплений графита. Раньше графит в ультраосновных породах Джидинского района никем не отмечался. Нами он обнаружен в трех пунктах центральной части массива, где среди антигоритовых серпентинитов прослеживаются жилообразные тела мощностью в 3—5 м, сложенные черным, пачкающим руки тонко-чешуйчатым рассланцеванным агрегатом графита, а к северу от них обнажается шширообразное тело графитизированного серпентинита диаметром около 5 м. Жилы графита ориентированы в меридиональном направлении, под острым углом к простиранию массива.

Хамархудинский массив

Хамархудинский массив расположен в осевой части Хангарульско-го хребта, в 5 км к юго-востоку от Хангарульского гипербазитового массива и в 2 км к юго-западу от перевала Хамар-Худу. Ультраосновные породы слагают гольцовую область хребта с абсолютными отметками свыше 2300 м, являющуюся водоразделом между верховьями рч. Шара-Белчар (левого притока р. Хохюрты) и речек Хамар-Бельчир и Хамар-Дот-Желга, впадающими слева в р. Ихэ-Худуй в ее верхнем течении. В плане Хамархудинский массив имеет овальные очертания. По длинной оси массив прослеживается на 4,3 км, максимальная ширина его 1,8 км. Близ северо-восточного конца массива обнажается небольшая линза серпентинитов, не имеющая непосредственно видимой связи с ним.

Хамархудинский массив ориентирован в субширотном направлении согласно с простиранием вмещающих его пород битуджидинской свиты: зеленовато-серых кристаллических сланцев, в составе которых, помимо обычных для пород свиты ассоциаций минералов (мусковит, серицит, хлорит, альбит, кварц), распространены также эпидот и актинолит. Породообразующие минералы кристаллических сланцев обнаруживают отчетливые следы динамометаморфизма, выражающиеся в резком на-

рушении их оптической ориентировки, трещиноватости и даже раздробленности зерен альбита и кварца. Последствия динамометаморфизма залечены мелкозернистыми гранобластическими агрегатами кварца второй генерации, а также жилками кальцита, с которыми ассоциируются зерна сфена, рутила и пирита. Среди кристаллических сланцев встречаются маломощные горизонты темно-серого мраморизованного известняка местами со значительной примесью дисперсного углеродистого вещества и маломощные слои полосчатых слюдистых кварцитов. Метаморфические породы хангарульской свиты простираются здесь по азимуту 310° и моноклинально падают на юго-запад под углом 80° . В непосредственной близости от Хамархудинского массива кристаллические сланцы битуджадинской свиты севернее сменяются породами существенно карбонатной зунмуиринской свиты.

Хамархудинский массив почти полностью сложен антигоритовыми серпентинитами. Лишь в центральных частях его западной и восточной окраин обнаружены сравнительно небольшие участки, где обнажаются в различной степени серпентинизированные первичномагматические породы. Они представлены темно-серыми с зеленоватым оттенком массивными дунитами, состоящими из панидиоморфного агрегата зерен высокомагнезильного оливина ($2V = +80$ до $+82^\circ$) и аксессуарных хромшпинелидов. Зерна оливина частично или полностью замещены антигоритом. С последним обычно ассоциируется тонкораспыленный магнетит.

Слагающие массив серпентиниты представлены то более, то менее раскристаллизованным пластинчатым, реже игольчатым агрегатом антигорита, обладающим решетчатой микроструктурой. Иногда встречаются разности с криптокристаллическим сложением. В серпентинитах всегда присутствует вкрапленность зерен метаморфизованных хромшпинелидов, а также высвобожденный в процессе серпентинизации ортосиликатов тонкораспыленный магнетит, иногда концентрирующийся в виде небольших червеобразных скоплений.

Серпентиниты, пространственно тяготеющие к эндоконтактовой зоне массива, обычно карбонатизированы и перекристаллизованы. Перекристаллизованные разности сложены крупнопластинчатым ($0,2—0,5$ мм) гранобластическим агрегатом антигорита. Характерно, что они почти лишены магнетита. Если же последний и присутствует, то он обычно ассоциируется с карбонатом, а не с антигоритом, причем встречается не в распыленном состоянии, а проникает в скопления карбонатных зерен в виде тонких жилок.

Все это свидетельствует о миграции железа при метаморфизме серпентинитов. Перекристаллизованные карбонатизированные антигоритовые серпентиниты слагают либо сплошные, часто значительные по площади участки массива, либо отдельные полосы или серии тонких полос в массе обычных антигоритовых серпентинитов.

В пространственной связи с карбонатизированными крупнопластинчатыми антигоритовыми серпентинитами встречаются жилообразные по форме тела апосерпентинитовых тальково-карбонатных пород. В эндоконтактовой зоне массива они ориентированы почти под прямым углом к площади контакта. Мощность тел достигает 10 м. В центральных участках массива тальково-карбонатные породы встречаются реже, мощность их там редко превышает 1 мм, простираются они чаще всего параллельно удлинению массива. В строении жилообразных тел тальково-карбонатных пород наблюдается отчетливая зональность, которая выражается в последовательной смене ряда зон, сложенных: серпентинитом, карбонатизированным серпентинитом, антигорит-тальково-карбонатной породой и тальково-карбонатной породой. Последняя обладает светло-зеленовато-серой окраской, жирная на ощупь, обычно расслан-

цована. Под микроскопом это гранодепидобластический агрегат, состоящий из тонколистоватого талька, в котором заключены скопления более крупных зерен железисто-магнезиального карбоната. Здесь же в качестве реликтов присутствуют зерна метаморфизованных хромшпинелидов и иногда прерывистые жилки магнетита. Количественные соотношения между тальком и карбонатом невыдержанны, однако, как правило, преобладает карбонат.

В западной части Хамархудиинского массива антигоритовые серпентиниты секутся дайкой меланократового роговообманкового габбро, мощностью 5—8 м. В контакте с дайкой серпентиниты превращены в тремолито-тальковую породу, в которой сохраняются реликты незамещенного антигоритового серпентинита. По удалении от контакта тремолито-тальковая порода сменяется тальк-карбонатной, а еще дальше — карбонатизированным серпентинитом.

Несколько северо-западнее охарактеризованной дайки обнаружена еще одна более мощная дайка амфиболизированного и соскюритизированного габбро с аналогичным метаморфизмом гипербазитов в экзоконтакте. Таким образом, устанавливается, что гипербазиты джидинского пояса секутся и метаморфизуются, помимо гранитов, интрузией основного состава.

Харгантинский массив

Этот массив наиболее крупный в Джидинском гипербазитовом поясе. Он прослеживается от истоков рч. Андолита (левый приток р. Тотхулты) почти до долины р. Оронгодой на расстоянии 8,6 км. В плане Харгантинский массив образует вытянутый в широтном направлении овал шириной до 3 км. Примерно в центральной части массив разрезается узкой глубоковрезанной долиной рч. Харганта, впадающей справа в р. Оронгодой, благодаря чему вскрывается в вертикальной плоскости на глубину до 700 м.

Харгантинский массив залегает среди метаморфических пород битуджидинской свиты протерозоя. Последняя в районе выходов массива представлена слюдисто-хлорито-кварцевыми и кордиерито-актинолито-хлорито-кварцевыми кристаллическими сланцами и расположенными среди них горизонтами кристаллических графитизированных и доломитизированных известняков. Среди пород битуджидинской свиты встречаются мелкие конкордантные тела интенсивно динамометаморфизованных гранитоидов, местами превращенных в серицито-хлоритовые сланцы и милониты. В частности, одно такое тело гранитоидов было обнаружено нами вблизи северной границы Харгандинского массива. Метаморфические породы битуджидинской свиты в районе выходов массива дислоцированы в широтном направлении и имеют вертикальное падение.

Большая часть Харгандинского массива сложена антигоритовыми серпентинитами, которые в эндоконтактовой зоне в той или иной степени карбонатизированы. Частично измененные первичномагматические породы сохранились лишь в центральной части западной половины массива. Они представлены серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. В периферических частях массива, особенно в южной эндоконтактовой зоне его, среди карбонатизированных антигоритовых серпентинитов встречаются жиллообразные тела тальково-карбонатных пород, мощностью до 10 м.

Гарцбургиты Харгандинского массива характеризуются высоким содержанием оливина. Количество ромбического пироксена не превышает 5—10% объема породы. Степень серпентинизации гарцбургитов постепенно нарастает от центральных частей массива к его периферии. Можно отметить также незначительное уменьшение степени серпенти-

низации с глубиной; срединные части массива, вскрытые долиной рч. Харганда, обладают большей сохранностью первичномагматических пород, чем интенсивно серпентинизированные гипербазиты, слагающие его водораздельную часть.

Дуниты обнажаются полосой в средней части поля, сложенного гарцбургитами. По сравнению с последними они серпентинизированы несколько более интенсивно и плавно переходят друг в друга. Помимо оливина, 2—3% примеси хромшпинелидов и серпентина дуниты местами содержат скопления мелких зерен бледно-зеленой (в проходящем свете) шпинели типа плеонаста. Среди серпентинизированных дунитов нами были обнаружены несколько мелких шпир хромшпинелидов.

Антигоритовые серпентиниты Харгантинского массива, в отличие от аналогичных пород, слагающих Хангарульский и Хамархудинский массивы, нередко обладают порфиروбластовой структурой, обусловленной наличием в их составе псевдоморфоз баститов по ромбическому пироксену. Реликты последнего, наряду с остатками незамещенных зерен оливина, довольно часто встречаются среди антигоритового агрегата. Это свидетельствует о том, что значительная часть серпентинитов Харгантинского массива имеет апогарцбургитовую природу, чем он и отличается от охарактеризованных выше массивов, сложенных, по-видимому, в основном аподунитовыми серпентинитами.

Антигоритовые серпентиниты в периферических частях массива большей частью карбонатизированы и обычно частично или полностью перекристаллизованы в крупнозернистый агрегат факелообразных и пластинчатых зерен антигорита. В ряде участков массива встречаются прямолинейные, выдержанные по простиранию жилообразные тела тальк-карбонатных пород, в которых местами обнаруживаются мало-мощные прожилки низкотемпературного кварца гребенчатой текстуры. Количественно тальк обычно подчинен карбонату.

Влияние интрузии на вмещающие ее метаморфические породы битуджидинской свиты, несмотря на большие размеры массива, практически не ощущается. Специальные наблюдения, проведенные нами в северной экзоконтактной зоне массива, где карбонатизированные антигоритовые серпентиниты непосредственно контактируют с графитсодержащими доломитизированными кристаллическими известняками, показали, что, кроме незначительного окремнения, последние не обнаруживают никаких изменений.

Оронгодойский массив

Оронгодойский массив ультраосновных пород обнажается непосредственно к западу от перевала, по которому идет тропа из долины р. Оронгодой (система р. Джиды) в долину р. Солбартуй (система р. Иркут). Ультраосновными породами сложен скалистый водораздел, склоны которого покрыты сплошным шлейфом курумов. В плане массив образует вытянутый в западно-северо-западном направлении овал, длинная ось которого составляет 4 км, а ширина около 1 км. Массив залегает согласно среди однообразных зеленовато-серых, интенсивно рассланцованных, местами пloyчатых, нередко полосчатых слюдисто-хлорито-кварцевых кристаллических сланцев битуджидинской свиты протерозоя, простирающихся по азимуту 290—300°.

Мы останавливаемся на характеристике Оронгодойского массива потому, что слагающие его породы меньше изменены постмагматическими процессами по сравнению со всеми другими массивами Джидинского гипербазитового пояса. Исследования показали, что массив сложен в основном гарцбургитами. Лишь в западной его части нам удалось выявить участок, сложенный серпентинизированными дунитами. Серпенти-

ниты распространены ограниченно и слагают узкую полосу по периферии массива. Как правило, среди серпентинитов сохраняются реликты первичномагматических минералов. Узкие зоны расланцеванных серпентинитов встречаются также и среди относительно слабо серпентинизированных ультраосновных пород в центральных частях массива. С ними пространственно ассоциируются тальк-карбонатные породы, слагающие небольшие по площади жиллообразные тела.

Микроскопические исследования ультраосновных пород Оронгодойского массива позволили установить некоторые особенности строения и состава их, которые не улавливаются в нацело или сильно серпентинизированных породах, слагающих описанные выше массивы Джидинского гипербазитового пояса. На примере Оронгодойского массива выявляется обогащенность гарцбургитов оливином. Количество ромбического пироксена в них составляет обычно 5—10% и лишь в редких случаях содержание его подымается до 20%. Отчетливо устанавливается порфировидная структура гарцбургитов. Последняя обусловлена присутствием среди мелкозернистого паналлотриоморфного агрегата оливиновых зерен, удлинённых таблитчатых зерен ромбического пироксена, размеры которых в два и более раза превышают размеры зерен оливина. Ромбический пироксен по оптическим свойствам отвечает слабожелезистому энстатиту, содержащему менее 10% ферросилитовой молекулы. Зерна оливина иногда обнаруживают отчетливую спайность по (010). Обращает на себя внимание одинаковая ориентировка зерен оливина по длинной оси массива. Состав оливина отвечает слабожелезистому форстериту. Следует отметить, что зерна оливина, как правило, имеют нарушенную оптическую ориентировку, что выражается в облачном погасании минерала, появлении двойников давления и т. д. Надо иметь в виду, что следы давления в первичномагматических минералах гипербазитов обнаруживаются не только в породах Оронгодойского массива. Мы замечали их и в ряде других массивов Джидинского пояса, где среди серпентинитов сохраняются реликты оливина и ромбического пироксена.

Цаганморинский массив

Массив расположен в средней части Джидинского гипербазитового пояса, в долине рч. Бартой, в 8 км от ее впадения в р. Дархинтуй. Массив залегает согласно среди сланцев хохюртовской свиты нижнего кембрия, дислоцированных в северо-западном направлении. Северная часть массива и вмещающие его сланцы перекрыты покровом кайнозойских базальтов и поэтому истинные размеры тела установить не удастся. В районе северо-западного экзоконтакта массива сланцы хохюртовской свиты прорваны небольшим штоком каледонских гранитов. В плане Цаганморинский массив приближается по форме к эллипсу, длина осей которого составляет 2,0 и 0,8 км. В 1955 г. массив был посещен М. В. Богидаевой, которая отметила наличие в нем родингитов. Массив интересен и тем, что пересекается значительным количеством даек кислых пород.

Внешняя зона массива, мощностью до 300 м, сложена апогипербазитовыми тальк-карбонатными и кварц-карбонатными породами, среди которых обнаруживаются многочисленные дайки аплитов. Центральная же зона массива слагается хризотил-антигоритовыми серпентинитами, местами содержащими тонкие жилки хризотил-асбеста. Серпентиниты также секутся дайками мелкозернистых гранитов и аплитов. В зальбандах некоторые дайки сопровождаются узкой полоской пироксенита, состоящего из мономинерального агрегата зерен диопсида. Диопсидититы в сторону от даек сменяются тремолитизированными и карбонатизированными перекристаллизованными (крупночешуйчатыми) антигоритовыми

серпентинитами, которые постепенно сменяются обычными для массива хризотил-антигоритовыми серпентинитами. Часть даек милонитизирована и окварцевана. В зальбандах такие дайки сопровождаются полосами тальково-карбонатных и кварц-карбонатных пород. В центральной части массива среди серпентинитов встречено несколько живообразных тел родингитов гранат-эпидот-хлоритового состава. Мощность тел родингитов составляет 1—1,5 м.

Дархинтуйский массив

Этот массив заслуживает внимания в том отношении, что в составе его установлены лерцолиты, не обнаруженные в других массивах Джидинского гипербазитового пояса, а также потому, что часть его сложена своеобразными конгломератовидными серпентинитами.

Дархинтуйский массив расположен в легкодоступном районе левого борта долины р. Дархинтуй, в интервале от устья рч. Бартой до пади Толакта. На северо-западе и юго-востоке он контактирует с глинистыми и известково-глинистыми сланцами вулканогенно-осадочной хохюртовской свиты нижнего кембрия, а с севера, северо-востока и юго-запада массив перекрыт покровом кайнозойских базальтов и рыхлыми отложениями р. Дархинтуй. Обнаженная часть массива имеет округлые очертания, а в плане форму несколько вытянутого в северо-восточном направлении овала. Кажущаяся дискордантность массива по отношению к вмещающим его нижнекембрийским породам, дислоцированным в северо-западном направлении, объясняется тем, что часть массива перекрыта молодыми вулканогенными и осадочными образованиями. Элементы же внутренней структуры массива строго соответствуют ориентировке пликативной тектоники нижнекембрийских пород.

До наших работ Дархинтуйский массив изучался Н. П. Михно, а позднее М. Ф. Богидаевой. Северо-восточная часть массива сложена серпентинизированными лерцолитами, которые со всех сторон окружены серпентинитами. Лерцолиты, как и гарцбургиты, слагающие выше охарактеризованные массивы, отличаются богатством оливина — главного пороодообразующего минерала породы. Пироксены в сумме составляют не более 20—25% объема породы, причем монопироксен, как правило, в количественном отношении подчинен ромбическому пироксену. Оливин лерцолитов, судя по величине угла оптических осей, обладает несколько повышенной железистостью по сравнению с оливином гарцбургитов. Оптические свойства энстатита не меняются. Моноклинный пироксен представлен бесцветным в проходящем свете диопсидом, содержащим до 25% геденбергитовой молекулы. Обычной примесью лерцолитов является редкая и мелкая вкрапленность хромшпинелидов.

В юго-западной части массива первичномагматических пород нет. Все они нацело серпентинизированы. Слагающие эту часть массива хризотил-антигоритовые серпентиниты на большей части площади обладают конгломератовидной отдельностью. Последняя обусловливается наличием среди рассланцованных серпентинитов округлых или уплощенных ядер массивных серпентинитов. Ориентировка ядер и элементов рассланцевания серпентинитов одинаковая (345—350°) и соответствует направлению простираения вмещающих массив пород. Размеры массивных серпентинитовых ядер варьируют от долей см до 30—50 см. Количество их (по объему) всегда преобладает над «цементирующим» ядра антигорит-хризотиловым и серпофитовым агрегатом, который часто бывает в той или иной степени карбонатизирован.

В левом борту пади Бурун-Убур серпентиниты с конгломератовидной отдельностью и сменяющие их к северо-востоку массивные разности серпентинитов подверглись интенсивному окварцеванию и карбонатиза-

ции с образованием апогипербазитовых кварцево-карбонатных и тальково-карбонатных пород. Полоса этих пород ориентирована в северо-северо-западном направлении в соответствии с истинной вытянутостью массива.

Следует заметить, что подобного типа конгломератовидная отдельность серпентинитов наблюдалась нами и в ряде других массивов Джидинского гипербазитового пояса. Во всех случаях серпентиниты с подобной отдельностью оконтуриваются в плане в виде линейных зон различной мощности, вытянутых чаще всего параллельно удлинению массивов. Причина возникновения конгломератовидной или похожей на нее чечевицеобразной отдельности серпентинитов заключается в неравномерности серпентинизации гипербазитовых массивов, вызванной приуроченностью серпентинизирующих растворов к системам трещин. При неполно прошедшем процессе серпентинизации возникает характерная для ультраосновных пород шаровидная отдельность. Образующиеся при этом так называемые «катыши», сложенные частично серпентинизированными магматическими породами, «цементируются» серпентинитом. Конгломератовидная отдельность ничем не отличается от шаровой. Только первая возникает в зонах предварительно подвергшихся тектоническим напряжениям при более длительном, прерывистом процессе серпентинизации. В этом случае заключенные между трещинами блоки первичномагматических гипербазитов принимают уплощенную форму, одноименную ориентировку и относительно малые размеры. Все это создает благоприятные условия для циркуляции растворов, которые, воздействуя на поверхность блоков первичномагматических пород, придают им округлую или эллиптическую форму и постепенно превращают их в серпентиниты.

КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Горный массив Кузнецкого Алатау с южным продолжением — Горной Шорией и выступающим к востоку Батеневским кряжем является одной из древних тектонических структур южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Геосинклинальный этап развития региона был завершен во второй половине кембрия и с тех пор эта древняя складчатая зона существует как орогенная структура. Это обстоятельство позволяет рассматривать Кузнецкий Алатау как типичный пример древнекаледонских складчатых структур юга Сибири.

Синийско-кембрийская геосинклиналь занимала всю территорию Кузнецкого Алатау и выходила далеко за ее пределы. В позднем докембрии и раннем кембрии эта древнекаледонская геосинклиналь представляла собой сложную гетерогенную структуру. В ее контурах существовали различные структурно-фациальные зоны, формировавшиеся в особых тектонических условиях. Это были зоны относительных внутри-геосинклинальных поднятий и разделяющих их геосинклинальных прогибов. В современной тектонической структуре Кузнецкого Алатау, помимо области древнекаледонской геосинклинали, включающей внутри-геосинклинальные поднятия и прогибы, выделяется докембрийский горстовый выступ и ниже- и среднепалеозойские унаследованные и наложенные прогибы (рис. 14).

Древний горстовый выступ составляет ядро Кузнецкого Алатау и прослеживается в меридиональном направлении вдоль осевой части хребта. В его строении принимают участие кристаллические сланцы, силикатные мраморы, кварциты, гнейсы и мигматиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. В тектоническом отношении докембрийский горстовый выступ Кузнецкого Алатау следует рассматривать как геоантиклинальное поднятие, возникшее еще до заложения древнекаледонской геосинклинали.



Рис. 14. Схема размещения гипербазитовых массивов в тектонических структурах Кузнецкого Алатау. Составил Г. В. Пянус

1 — докембрийский горстовый выступ; 2 — область внутригеосинклинальных поднятий древнекаледонской геосинклинали; 3 — область внутригеосинклинальных прогибов древнекаледонской геосинклинали; 4 — позднекембрийские-ордовикские унаследованные прогибы; 5 — наложенные среднепалеозойские прогибы; 6 — мезокайнозойские прогибы; 7 — массивы гипербазитов; 8 — региональные разломы

Внутригеосинклинальные поднятия древнекаледонской геосинклинали обособляются в виде крупных изометричных массивов. На юге — это Шорский и Батеневский, а на севере — Китойский массивы. На всем протяжении геосинклинального этапа развития Кузнецкого Алатау области относительных поднятий опускались значительно медленнее, чем смежные с ними внутригеосинклинальные прогибы. В этих условиях в пределах поднятий формировались существенно карбонатные формации со сравнительно ограниченной мощностью отложений. В противоположность им зоны внутригеосинклинальных прогибов характеризуются

широким распространением вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций и большими мощностями выполняющих их отложений. Изображенные на тектонической схеме (см. рис. 14) области внутригеосинклинальных прогибов неоднородны. В их контурах можно наметить узкие линейные зоны глубоких геосинклинальных прогибов, а разделяемые ими блоки следует рассматривать как промежуточные тектонические структуры, сочетающие в себе признаки как внутригеосинклинальных прогибов, так и внутригеосинклинальных поднятий. Линейные зоны внутригеосинклинальных прогибов обычно пространственно совмещаются с региональными тектоническими разломами глубокого заложения, служившими путями для подведения и массового излияния основных лав и интрузий гипербазитов. Эти зоны глубоких прогибов отличаются от менее резко выраженных внутригеосинклинальных прогибов значительной фациально-литологической изменчивостью пород и обычно очень напряженной тектоникой. В нижних частях стратиграфического разреза глубоких внутригеосинклинальных прогибов обнаруживаются породы зеленокаменно-кремнистосланцевой формации, которые перекрываются мощной толщей вулканогенных образований, принадлежащих к формации спилитизированных диабазов.

Зоны глубоких прогибов геосинклинального ложа, вероятно, продолжали сохранять относительную мобильность и после консолидации древнекаледонской геосинклинали, о чем свидетельствует наличие в их пределах линейных грабен-синклинальных прогибов, выполненных молассовыми отложениями позднего кембрия и ордовика.

К наиболее молодым тектоническим структурам Кузнецкого Алатау относятся наложенные среднепалеозойские прогибы, выполненные девонскими отложениями. Они имеют ограниченное распространение, небольшие размеры и размещены главным образом на восточном склоне Кузнецкого Алатау вблизи границ Минусинского межгорного прогиба.

В современной тектонической структуре Кузнецкого Алатау массивы гипербазитов пространственно тяготеют к сложно построенным зонам региональных глубинных разломов, ограничивающих с востока и запада докембрийский горстовый выступ. Обычно цепочки гипербазитовых массивов трассируют узкие линейные зоны глубоких внутригеосинклинальных прогибов и размещаются среди выполняющих эти прогибы толщ зеленокаменно-измененных основных эффузивов. Однако, часть гипербазитовых массивов проникает в периферические области более древних докембрийских структур, подчиняясь тектоническим нарушениям, сопряженным с зонами главных глубинных разломов. Местами гипербазитовые массивы располагаются в краевых частях внутригеосинклинальных поднятий — в областях флексурного перегиба последних к смежному внутригеосинклинальному прогибу.

Гипербазитовый пояс Кузнецкого Алатау

Существующая характеристика Кузнецко-Алатаусского гипербазитового пояса (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), в настоящее время может быть значительно дополнена материалами последних лет, полученных в процессе геологических исследований геологами Западно-Сибирского геологического управления (Коноваловой, Прусевичем, Пономаревым, Купсик и др.).

Гипербазитовый пояс Кузнецкого Алатау, отражая общий план тектонических структур региона, образует пологую асимметричную дугу, своей выпуклой стороной обращенную к юго-востоку. Прерывистая цепь формирующих пояс гипербазитовых массивов прослеживается на 450 км от верховьев р. Мужны на юге до северных отрогов Кузнецкого Алатау. Она продолжается и далее на север в погребенных структурах.

региона по крайней мере еще на 90 км до с. Большое Жирово Асинского района Томской области, где бурением под меловыми отложениями Западно-Сибирской низменности среди нижнепалеозойских пород были вскрыты серпентиниты.

Гипербазитовый пояс состоит из двух ветвей: Западная ветвь пространственно совмещается с зоной регионального глубинного разлома, разграничивающего древнепалеозойские складчатые структуры Кузнецкого Алатау и Кузнецкого краевого прогиба варийского возраста; вторая — Восточная ветвь совпадает с глубинным разломом, оконтуривающим с востока докембрийский горстовый выступ осевой зоны Кузнецкого Алатау. Обе ветви пояса весьма неравномерно насыщены гипербазитовыми массивами. Это свойственно вообще гипербазитовым поясам складчатых областей, но в данном случае объясняется еще и недостаточной изученностью данного пояса. Действительно, только за несколько последних лет систематических геологопоисковых исследований количество известных гипербазитовых массивов в Кузнецком Алатау увеличилось в несколько раз. В настоящее время в составе обеих ветвей пояса насчитывается до 130 гипербазитовых массивов и мелких линз ультраосновных пород, общая площадь выходов которых составляет около 200 км².

Западная ветвь гипербазитового пояса трассируется всего лишь тридцатью мелкими телами ультраосновных пород, локализованных в четырех районах. На севере — это Бикетско-Кайгадатский район, в котором сконцентрировано 16 ультраосновных массивов. Большая часть залегает среди метаморфических пород докембрия (амфиболовые гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы) и только отдельные массивы северного фланга гипербазитового пояса вмещаются вулканогенными отложениями нижнего кембрия. После значительного интервала, в котором пока неизвестны гипербазитовые тела, продолжение западной ветви пояса в южном направлении фиксируется цепочкой мелких ультраосновных массивов, обнажающихся между поселком Пейзас и деревней Федоровкой. Здесь среди карбонатных отложений позднего докембрия, в непосредственной близости от Главного Кузнецко-Алатауского глубинного разлома насчитывается девять серпентинитовых линз. Кроме того, по геофизическим данным в этом районе устанавливается ряд интенсивных, линейно-вытянутых аномалий, свидетельствующих о присутствии ультраосновных пород под чехлом рыхлых отложений. Далее на юг в интервале около 150 км по простирацию Западной ветви пояса гипербазитовые массивы также не обнаружены. Южное продолжение ветви устанавливается лишь в Викторовско-Ортонском районе Горной Шории, где кроме ранее известного относительно крупного Викторьевского массива в последнее время обнаружено еще несколько небольших тел ультраосновных пород. Все они вмещаются зеленокаменно-измененными основными эффузивами нижнего кембрия. На южном фланге Западной ветви пояса обнажается Сеглебирский гипербазитовый массив, объединяющий ряд отдельных выходов ультраосновных пород, сохранившихся в виде остатков кровли в апикальных частях внедрившегося в него габброидного плутона.

Большая часть ультраосновных массивов, составляющих гипербазитовый пояс Кузнецкого Алатау, сконцентрирована в восточной его ветви. В северной части она трассирована цепочкой мелких гипербазитовых массивов и линз, прослеживаемых от пос. Берикюль до горы Таскыл. На этом интервале насчитывается до 40 мелких массивов, сложенных в основном серпентинитами, а также апосерпентинитовыми тальково-карбонатными и кварцево-карбонатными породами. Общая площадь выходов ультраосновных пород оценивается в этом районе в 6 км². Большая часть массивов залегает среди вулканогенно-осадочных отложений:

нижнего кембрия. Далее к югу, в районе верхнего течения рек Кии, Нижний и Средний Терсей, обнажаются наиболее крупные гипербазитовые массивы Кузнецкого Алатау (Бархатный, Северный, Краснореченский, Ивановский и др.). Всего в этом районе, по данным Коноваловой, насчитывается 33 ультраосновных массива, занимающих площадь в 150 км². В отличие от других районов, они не образуют единой цепи массивов, а составляют несколько субпараллельных цепочек, приуроченных к тектоническим нарушениям, прослеживаемым вдоль границ основных структурных элементов Кузнецкого Алатау. Крайняя западная цепочка гипербазитовых массивов совмещается с разломом, отделяющим докембрийский горстовый выступ от смежного с ним внутригеосинклинального поднятия древнекаледонской геосинклинали. Составляющие эту цепочку массивы, в число которых входит один из наиболее крупных — ультраосновной массив горы Северной, вмещаются метаморфическими породами докембрия, в разрезе которых доминирующее положение занимают амфиболиты, чередующиеся с горизонтами черных кремнисто-углеродистых сланцев и карбонатных пород. К следующей, более восточной зоне тектонических нарушений приурочен гипербазитовый массив горы Бархатной, а также Краснореченский и некоторые другие значительные по размерам ультраосновные массивы. Все они размещаются в осадочно-вулканогенных отложениях нижнего кембрия. В этом районе пути движения ультраосновных интрузий определялись зоной разлома, прослеживаемой в области флексурного перегиба от внутригеосинклинального поднятия к соседнему внутригеосинклинальному прогибу. Наконец, третья, параллельная двум первым цепочка гипербазитовых массивов своим положением подчеркивает линейный глубокий прогиб в области отрицательных структур древнекаледонской геосинклинали Кузнецкого Алатау.

Продолжение Восточной ветви гипербазитового пояса к югу отмечается рядом мелких массивов серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов, залегающих среди эффузивно-осадочных пород нижнего кембрия в бассейне верхнего течения р. Мурты и прилегающих районов. Южный фланг Восточной ветви гипербазитового пояса Кузнецкого Алатау трассируется Усино-Саланской группой массивов, насчитывающей до 20 тел ультраосновных пород. Три наиболее крупных из них обнажаются в осевой части хребта Салан — на горах Кончик и Белый Салан, а также в долине р. Томь выше устья рч. Колтас. Структурно эта группа массивов отчетливо приурочена к региональному глубинному разлому, проходящему вдоль восточного края докембрийского горстового выступа Кузнецкого Алатау.

Помимо ультраосновных массивов Западной и Восточной ветвей, на восточном склоне Кузнецкого Алатау известна еще одна небольшая группа массивов. Мы имеем в виду группу массивов, обнажающихся в бассейне верхнего течения р. Белый Июс. Как было отмечено при характеристике гипербазитовых поясов Восточного Саяна, эти массивы слагают западный фланг намечающегося нового Кузнецко-Саянского гипербазитового пояса и поэтому здесь не рассматриваются, хотя структурная связь с гипербазитовым поясом Кузнецкого Алатау не вызывает никаких сомнений.

Большинство гипербазитовых массивов представляют собой крутоставленные, удлиненные в плане пластообразные и линзообразные тела, длина которых в 10 и более раз превышает мощность. Как правило, массивы ультраосновных пород подчинены плану пликативной тектоники вмещающих их толщ. Однако отдельные массивы имеют изометричную форму и дискордантное залегание. К числу таких массивов относятся, например, Ивановский, Западный и некоторые другие, обнажающиеся в бассейне р. Средняя Терсь. Возможно, что при более де-

тальных петрографических исследованиях часть из этих массивов окажется производными базальтовой, а не глубинной перидотитовой магмы, и поэтому может случиться, что они ошибочно включены в состав гипербазитового пояса Кузнецкого Алатау.

Ультраосновные породы пояса в основном представлены серпентинитами. Однако, в составе крупных массивов оконтуриваются довольно значительные по величине поля, сложенные в различной степени серпентинизированными грацбургитами. В пределах последних обособляются участки дунитов, реже верлитов и еще реже пироксенитов. В числе автометаморфических продуктов ультраосновных пород, кроме широко распространенных серпентинитов, довольно часто встречаются карбонатизированные разности серпентинитов. Нередко они слагают мощные оторочки в эндоконтактовых зонах гипербазитовых массивов. Более мелкие тела часто целиком сложены карбонатизированными серпентинитами, с которыми обычно ассоциируются апосерпентинитовые тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы. Следует иметь в виду, что подобные же апогипербазитовые метаморфические образования возникают и в результате воздействия на ультраосновные породы прорывающих их более молодых интрузий.

К этому же типу метаморфических образований относятся талькиты, а также тремолитизированные серпентиниты. Последние широко распространены среди гипербазитовых массивов Саланского района и в Сегебирском массиве. Нередко среди гипербазитов встречаются также небольшие тела своеобразных кальциево-силикатных пород (родингитов), образующихся за счет прорывающих ультраосновные породы габброидов и последующих метасоматических процессов. В генетической связи с ультраосновными массивами гипербазитового пояса Кузнецкого Алатау известно хромитовое оруденение, хризотил-асбестовая, амфибол-асбестовая, тальковая и магнезитовая минерализации, а также признаки платинового и осмисто-иридиевого оруденения. На гипербазитовых массивах северной части Западной ветви пояса в ряде мест обнаружены продукты древней коры выветривания.

ТУВА

Располагаясь в области сопряжения протерозойской и палеозойской складчатости, Тува отличается весьма сложным тектоническим строением. На ее территории сочетаются разнородные по времени консолидации складчатые сооружения байкалид, древних каледонид, каледонид и более молодых тектонических структур. Главная роль в историческом развитии Тувы принадлежит древнекаледонской складчатости, во время которой на большей части территории Тувы завершился геосинклинальный режим и наступил орогенный этап развития. Поэтому в целом Тува рассматривается как область древнекаледонской складчатости.

Докембрийские складчатые структуры распространены на крайнем востоке Тувы. Они прерывистым полукольцом, обращенным выпуклой стороной к востоку, обрамляют область древнекаледонской складчатости. Для байкалид характерны толщи гнейсов, метаморфических сланцев и карбонатных пород, прорванных докембрийскими интрузиями. В современной тектонической структуре Тувы складчато-глыбовые структуры байкалид расположены на границе Тувы и Восточного Саяна в области Белимского и Сангиленского нагорьев. Сочленение их с древнекаледонскими структурами не всегда четко проявлено, хотя в большинстве случаев докембрийские складчатые структуры ограничиваются зонами глубинных разломов, местами трассированных гипербазитовыми массивами. Структура внутренних зон байкальских складчатых соору-

жений неоднородна. Среди них прослеживаются антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы. Кроме того, выделяются участки, подвергшиеся интенсивной регенерации, вызванной раннекембрийскими движениями в соседней древнекаледонской геосинклинали. Эти регенерированные зоны представляют собой узкие прогибы в докембрийских складчатых структурах, выполненные нижнекембрийскими вулканогенными отложениями. Вдоль них также фиксируются цепочки гипербазитовых массивов (Сангеленское нагорье).

К западу от байкалид располагается область древнекаледонских складчатых структур Тувы. Они сложены существенно вулканогенными и вулканогенно-осадочными эвгеосинклинальными формациями нижнего кембрия. В области древнекаледонских структур выделяются внутригеосинклинальные прогибы и разделяющие их поднятия. Среди первых обособливаются узкие и глубокие мобильные геосинклинальные прогибы, выполненные продуктами основного вулканизма. Обычно эти прогибы пространственно совмещаются с зонами глубинных разломов, сопровождаемых интрузией глубинной перидотитовой магмы, массивы которой формируют гипербазитовые пояса. В районах сопряжения байкалид с древнекаледонскими структурами среди эвгеосинклинальных отложений нижнего кембрия оконтуриваются поля докембрийского фундамента, свидетельствующие о том, что окраинные зоны кембрийской геосинклинали Тувы местами развивались на складчатом основании до кембрия.

Древнекаледонские складчатые структуры в крайних западных и юго-западных районах Тувы сменяются более молодой, собственно каледонской складчатой зоной Западного Саяна, закончившей геосинклинальный этап развития к концу ордовика. Между каледонской флишевой геосинклиналью Западного Саяна и древнекаледонскими складчатыми структурами Тувы располагается область Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба, который отделен от каледонской геосинклинали Западного Саяна зоной Саяно-Тувинского глубинного разлома. Хемчикско-Систигхемский прогиб выполнен позднекембрийскими, ордовикскими и силурийскими терригенными отложениями, лежащими несогласно на нижнекембрийском складчатом основании. В пределах внешнего геосинклинального прогиба в ядрах антиклинальных структур, осложненных тектоническими нарушениями сопряженными с Саяно-Тувинским глубинным разломом, выступает нижнекембрийский складчатый фундамент вмещающей массивы гипербазитов.

В центральной части Тувы в пределах Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба оконтуривается вытянутый в северо-восточном направлении унаследованный Тувинский межгорный прогиб, который следует рассматривать как тектоническую структуру орогенного этапа развития Тувы. Он сложен терригенными, наземновулканогенными и угленосными отложениями среднего и верхнего палеозоя, залегающими на терригенных же отложениях Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба.

На размытой поверхности средне-верхнепалеозойских отложений в Тувинском межгорном прогибе участками сохранились юрские угленосные отложения, которые слагают эпипалеозойский платформенный чехол.

Из прилагаемой тектонической схемы, на которой показаны главные структурные элементы Тувы (рис. 15), следует, что ультраосновные массивы гипербазитовых поясов пространственно совмещаются с зонами глубинных разломов. Последние разграничивают либо области распространения разновозрастных складчатых сооружений, либо структуры второго порядка внутри древнекаледонской складчатой зоны Тувы. Во всех случаях массивы гипербазитов вмещаются отложениями ниже-

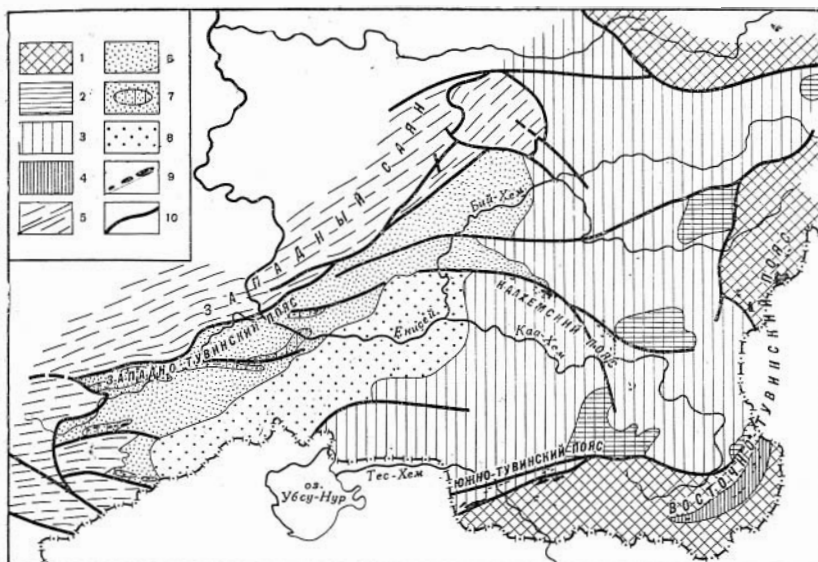


Рис. 15. Схема размещения гипербазитовых поясов в главных тектонических структурах Тувы

1 — докембрийские складчатые структуры; 2 — поля докембрийского фундамента среди древнекаледонских складчатых структур; 3 — древнекаледонские складчатые структуры; 4 — кембрийский прогиб на регенерированном докембрийском основании; 5 — каледонская складчатая зона Западного Саяна; 6 — каледонский Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб; 7 — выступы нижнего кембрия среди каледонского внешнего геосинклинального прогиба; 8 — Тувинский средне-верхнепалеозойский межгорный прогиб; 9 — гипербазитовые массивы; 10 — главные тектонические нарушения

го кембрия или более древними метаморфическими образованиями. Территориально они локализованы в четырех разобщенных между собой районах Тувы, образуя самостоятельные гипербазитовые пояса, краткая характеристика которых приводится ниже.

Западно-Тувинский гипербазитовый пояс

В Западной Туве на границе с Западным Саяном, на протяжении 250 км от района урочища Хопсек на западе и до правых притоков р. Енисея — речек Или-Хем и Темир-Сук — на востоке, обнажается прерывистая цепь ультраосновных массивов, объединяемых в Западно-Тувинский гипербазитовый пояс. Формирующие его ультраосновные массивы пространственно приурочены к зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома, вдоль которого сопрягаются разновозрастные по времени консолидации складчатые структуры Тувы и Западного Саяна. В плане зона глубинного разлома образует сложную систему кулисообразно заходящих друг за друга разрывных нарушений, от которой в широтном направлении отходит ряд оперяющих ее разломов, получивших в последнее время собственные наименования (Актотракский, Аргалыктинский, Шомшум-Бурский и др.). Все они трассируются цепочками гипербазитовых массивов. На юго-западном фланге пояса, не обнаруживая с ним прямой структурной связи, обособляются еще две широтно ориентированные цепочки ультраосновных массивов. Первая из них прослеживается вдоль долины р. Улу-Шуй и по правобережью р. Барлык, а вторая, параллельная ей, следует из бассейна рч. Талалайлых в верхнее течение рч. Саглы-Гол. А. Н. Кен (1960) предлагает выделять эти две полосы ультраосновных массивов в самостоятельные гипербазитовые

пояса. По его представлениям отдельные ветви выделенного нами Западно-Тувинского пояса также являются самостоятельными гипербазитовыми поясами, которые на западе срезаются более молодой разрывной структурой Саяно-Тувинского разлома. Ошибочность этой точки зрения вытекает уже из того, что сам Саяно-Тувинский разлом, как и сопряженные с ним широтные разломы, как известно, трассируется гипербазитовыми массивами (Куртушибинский пояс и целый ряд массивов в бассейне р. Хемчик), а поэтому он не может рассматриваться в качестве более молодой, чем гипербазиты, структуры. Кроме того, если принять точку зрения Кена, то окажется, что заложенная в нижнем кембрии система широтных глубинных разломов сечет под углом раннепалеозойские структуры Западной Тувы и не оказывает никакого влияния на историю геологического развития их. Все это свидетельствует о необоснованности предложенной Кеном схемы размещения глубинных разломов и сопряженных с ними гипербазитовых поясов в Западной Туве.

Трассирующие Западно-Тувинский пояс гипербазитовые массивы в большинстве своем образуют небольшие по размерам линейно вытянутые тела. В составе пояса насчитывается свыше 60 тел ультраосновных пород, большая часть которых образует компактные группы, разобщенные между собой узкими полосами пород кембрия. В пределах групп массивы ультраосновных пород нередко располагаются кулисно, отражая, по-видимому, строение оперяющих глубинный разлом тектонически ослабленных зон.

В пределах пояса массивы гипербазитов распределены неравномерно. Основная масса их концентрируется в западной части последнего, по левобережью р. Хемчик, в районе урочищ Хопсек, Актоврака, а также на участке пос. Кара-Суг в восточной части гор Аргалыкты и на правой стороне Енисея, в хребте Малая Бура и Береговом хребте. В промежутках между названными районами тела ультраосновных пород либо совершенно отсутствуют, либо встречаются в виде единичных мелких линз. Размеры большинства тел гипербазитов измеряются десятками или первыми сотнями метров при видимой мощности их около 20—10 м, и лишь отдельные массивы, к числу которых относятся Актоврацкий, Кодейский и некоторые другие, занимают площадь от 1 до 10 км².

Как крупные, так и мелкие массивы представляют собой конкордантные крутоставленные пластообразные тела, залегающие согласно со структурными элементами вмещающих их пород. Они не сопровождаются апофизами и очень редко включают ксенолиты боковых пород.

Большая часть гипербазитовых массивов пояса нацело состоит из апогарцбургитовых серпентинитов. Неизменные, или слабо серпентинизированные ультраосновные породы встречаются очень редко. По составу они отвечают гарцбургитам. Реже можно наблюдать дуниты, вебстериты. Среди пород, слагающих гипербазитовые массивы Западно-Тувинского пояса, известны оригинальные гипербазитовые брекчии, состоящие из обломков серпентинитов и пород вмещающей толщи сцементированных серпентинитом (Волохов, 1956). Они обнаружены в составе Шагонарского ультраосновного массива, а также в одной из серпентинитовых линз, сопровождающей Актоврацкий асбестоносный массив.

Среди апогипербазитовых метаморфических образований широким распространением пользуются тальково-карбонатные, кварцево-карбонатные породы и талькиты. В генетической связи с ультраосновными массивами Западно-Тувинского пояса известен ряд месторождений полезных ископаемых. Из них в первую очередь следует отметить Актоврацкое месторождение хризотил-асбеста, Эдыгейское месторождение талькитов и талькового камня, а также ряд рудопроявлений хромитов.

Массивы гипербазитов часто пространственно ассоциируются с более молодой интрузией, за счет пород которой в результате

более поздних метасоматических процессов возникают родингиты. Гипербазиты прорываются также и еще более молодыми гранитными интрузиями, под влиянием которых появляются аллсметаморфические серпентиниты, талькиты и кварцево-карбонатные породы.

Каахемский гипербазитовый пояс

Структурное положение Каахемского пояса определяется пространственной связью гипербазитовых массивов с серией крупных разломов субширотного и северо-западного простирания, приуроченных к бортам глубокого синклинального прогиба древнекаледонской геосинклинали, выполненного осадочно-вулканогенной толщей нижнего кембрия. По набору пород нижнекембрийские образования являются типичными представителями диабазовой вулканогенной формации.

Каахемский гипербазитовый пояс объединяет 33 ультраосновных массива, расположенных цепочкой в междуречье Каа-Хем — Бий-Хем. Начинаясь на западе в верховьях р. Тапсы (кл. Карахем), цепь ультраосновных массивов прослеживается в юго-восточном направлении через верховья правых притоков р. Каа-Хем — рр. Хопто и Дерзик в район среднего течения р. Ужеп. Далее, следуя параллельно долине последней, цепь гипербазитовых массивов круто поворачивает к югу, пересекает р. Каа-Хем несколько восточнее устья р. Ужеп, и оканчивается в районе верхнего течения речек Мос и Карабельдыра. Общая длина пояса составляет 120 км. Однако первоначальные размеры пояса, по-видимому, не ограничивались указанной цифрой, так как юго-восточное продолжение пояса уничтожено позднее внедрившимися гранитоидами, крупные поля которых обнажаются по левобережью Каа-Хема, а северо-западное окончание пояса оборвано региональным тектоническим нарушением. Возможно, что на запад от последнего, в древнекаледонском фундаменте средне-верхнепалеозойского Тувинского межгорного прогиба, проходит погребенная часть пояса, соединяющая Каахемскую ветвь с Западно-Тувинским гипербазитовым поясом.

Распределение ультраосновных массивов в пределах Каахемского пояса крайне неравномерно. Большая часть их локализована в двух районах: в верховье р. Хопто и в бассейне р. Ужеп. В первом районе насчитывается 11, а во втором — 15 массивов, а также значительное количество мелких линз серпентинитов. Кроме того, три небольших массива обнаруживаются в верховьях р. Ана-Хем (бассейн р. О-Хем) и, наконец, четыре массива известны в верховьях рч. Мос, на юго-восточном фланге пояса.

Перечисленные гипербазитовые массивы сложены главным образом апоперидитовыми серпентинитами. Серпентинизированные дуниты отмечаются в составе наиболее крупных массивов пояса: Хопсинском и Ужепском. Часть массивов, расположенных южнее Ужепского, сложена слабо серпентинизированными гарцбургитами. Пироксениты (диаллагиты) играют совершенно подчиненную роль. Как правило, они встречаются среди серпентинитов, слагая в них небольшие шпиро- и жиллообразные тела. Широким распространением пользуются апосерпентинитовые тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы. Нередко ими слагаются мощные (до нескольких десятков метров), прямолинейные жиллообразные тела, прослеживаемые по простиранию на многие сотни метров (Хопсинский массив). Кроме того, они нацело замещают некоторые мелкие тела серпентинитов (район р. Ана-Хем).

Массивы гипербазитов, как и в других поясах, прорываются линейными телами основных пород типа метагаббро. В контактовых зонах гипербазитов и прорывающих их основных интрузий происходит оталь-

кование и тремолитизация серпентинитов и образование кальциево-силикатных апогаббровых пород. Подобные явления широко распространены в ряде мест Хоптинского и Ужепского массивов.

Южно-Тувинский гипербазитовый пояс

Южно-Тувинский гипербазитовый пояс, состоящий из 26 гипербазитовых массивов и многочисленных мелких линз серпентинитов, прослеживается на протяжении 100 км в виде четко выраженной полосы северо-восточного простираения от района оз. Шара-Нур до верховьев рек Шурмак и Улар. Истинная длина пояса остается невыясненной, так как на северо-востоке вмещающие гипербазиты толщи сменяются сплошными полями прорывающих их гранитоидов, а на юго-западе гипербазитовый пояс уходит на территорию МНР.

Трассирующие Южно-Тувинский пояс гипербазитовые массивы отчетливо приурочены к области сопряжения Сангиленского докембрийского выступа с древнекаледонской складчатой зоной Тувы. В отличие от Западно-Тувинского и Каахемского гипербазитовых поясов, в которых ультраосновные массивы залегают исключительно среди пород нижнекембрийской осадочно-вулканогенной толщи, в Южно-Тувинском поясе вмещающими породами для гипербазитов служат нижнекембрийские отложения и метаморфические породы докембрия, представленные разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, горизонтами мраморов и железистых кварцитов. Гипербазитовые массивы Южно-Тувинского пояса отличаются от массивов вышеописанных гипербазитовых поясов Тувы еще и тем, что те из них, которые вмещаются метаморфическими породами докембрия, обнаруживают хорошую сохранность слагающих их первично магматических ультраосновных пород. Наконец, этот пояс отличается от двух ранее охарактеризованных и более крупными размерами входящих в его состав гипербазитовых массивов.

Большинство гипербазитовых массивов пояса обладает плитообразной формой и крутым падением контактовых поверхностей, благодаря чему в плане они имеют ясно выраженные удлинённые и линзовидные очертания. Вместе с тем, встречаются массивы, обладающие довольно сложными контурами, причем в эндоконтактных зонах обнаруживаются ксенолиты вмещающих пород (группа Сольджерских массивов). Однако такие тела встречаются редко и только среди массивов, залегающих в метаморфических породах докембрия. Помимо морфологических особенностей, это массивы, как отмечалось, отличаются лучшей сохранностью первичномагматических пород. Последние представлены главным образом гарцбургитами, которым количественно подчинены дуниты. Пироксениты (энстатиты и диопсидиты) обнаруживаются редко, причем большая часть их, по-видимому, имеет метаморфический генезис (Пинус, Колесник, 1960). Процесс серпентинизации ультраосновных пород массивов, залегающих среди протерозойских толщ, протекал значительно менее интенсивно, чем в гипербазитах, вмещающими породами для которых служат геосинклинальные отложения нижнего кембрия. По-видимому, это связано с тем, что серпентинизирующие растворы значительную часть вод заимствуют из вмещающих пород. Метаморфические же образования докембрия содержат воду в гораздо меньших количествах, чем осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия.

Среди ультраосновных массивов широким распространением пользуются апосерпентинитовые аллометаморфические образования, в числе которых можно отметить кварцево-карбонатные, тальково-карбонатные породы, талькиты, тальково-актинолитовые и другие образования. В генетической связи с массивами гипербазитов Южно-Тувинского пояса известны месторождения хромовых руд, хризотил-асбеста, талькитов.

Часть массивов юго-западного фланга пояса может представлять интерес как возможный источник силикатно-никелевых руд, связанных с корой выветривания на гипербазитах.

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс объединяет группу ультраосновных массивов, расположенных на крайнем востоке Тувы. Структурно он приурочен к крупному региональному тектоническому нарушению, прослеживаемому в субмеридиональном направлении от истоков р. Селенги (МНР) до верховьев р. Кызыл-Хем — одной из составляющих р. Каа-Хема. Ориентировка тектонического нарушения и совмещенных с ним массивов гипербазитов пространственно совпадает с простиранием крупной синклиналильной структуры, в пределах которой они размещаются. Крылья этого синклинория, большая часть которого выходит за пределы СССР, сложены существенно карбонатными отложениями протерозоя, известными на территории Тувы в качестве балыктыгхемской и чатысской свит, а ядро синклинория выполнено зеленосланцевыми отложениями, коррелирующимися с дибинской свитой позднего докембрия Восточного Саяна.

Гипербазитовый пояс размещается и на части территории МНР, которая в геологическом отношении еще очень слабо изучена. Таким образом, полную характеристику пояса в настоящее время дать затруднительно. В частности, среднее звено и южный фланг пояса пока еще не изучались. В пределах Тувы гипербазитовые массивы пояса локализованы в двух пространственно разобщенных между собой районах: в бассейне р. Кызыл-Хем и в системе верхнего течения р. Балыктыгхем. В обоих районах гипербазитовые массивы в плане образуют линейно вытянутые цепи. Протяженность пояса на территории СССР составляет 160 км. Если же учитывать его южное продолжение в район верхнего течения р. Селенги (МНР), то общая длина пояса достигнет 210 км. В настоящее время в составе пояса насчитывается 22 гипербазитовых массива, в числе которых имеется ряд крупных массивов, площадь выходов которых измеряется десятками квадратных километров. В северной части пояса это Белимский и Бельдыгский массивы, а на юге — Имийский. Большая часть Бельдыгского массива, по данным Кудрявцевой, расположена на территории Монголии. Бельдыгский массив является наиболее крупным среди альпинотипных гипербазитов юга Сибири.

Ультраосновные массивы, трассирующие северную часть пояса, располагаются в правом борту долины р. Большой Бельдыг, на водоразделе рек Малый Бельдыг — кл. Луговой и кл. Луговой — р. Дальняя, а также в среднем течении р. Малый Бельдыг по правобережью верхнего течения р. Белим. Все эти ультраосновные массивы образуют в плане тела удлиненно-овальной или линзовидной формы, залегающие согласно с элементами пликативной тектоники сланцево-карбонатных толщ докембрия. Южная часть пояса фиксируется крупным Имийским массивом, расположенным на границе с МНР, и цепью небольших ультраосновных массивов пространственно и структурно приуроченных к узкому прогибу в Сангиленской выступе протерозоя, выполненному зеленосланцевой чахыртойской свитой позднего докембрия и существенно карбонатной уланэргинской свитой кембрия. Эта цепочка мелких гипербазитовых массивов имеет северо-восточное простирание и ее, вероятно, следует рассматривать как ответвление от меридионального Восточно-Тувинского гипербазитового пояса.

Особенностью Восточно-Тувинского гипербазитового пояса является то, что большинство составляющих его ультраосновных массивов, в том числе и все наиболее крупные, располагаются в докембрийских

толщах и только некоторые мелкие линзы серпентинитов, трассирующие его юго-западное ответвление, залегают среди пород уланэргинской свиты кембрия.

Вещественный состав ультраосновных пород пояса изучен недостаточно. Вместе с тем уже сейчас можно уверенно говорить, что среди них доминирующее положение занимают серпентиниты. Ими сложены почти целиком все мелкие массивы пояса. Существенную роль серпентиниты играют и в строении крупных массивов, в частности, наиболее крупного из них Бельдыгского массива, в котором серпентинитами сложена широкая эндоконтактовая зона. Из первично магматических пород отчетливо преобладают гарцбургиты, среди которых дуниты встречаются в виде небольших полей. Только в Белимском массиве, отличающимися хорошей сохранностью первичномагматических пород, по данным Г. В. Махина, дуниты преобладают над гарцбургитами.

Из метаморфических апосерпентинитовых образований широким распространением пользуются кварц-карбонатные и тальково-карбонатные породы, а также талькиты, которые в пределах Бельдыгского массива образуют значительное по масштабам месторождение.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

Западный Саян относится к складчатым сооружениям юга Сибири, которые испытали складчатость в синийско-кембрийском этапе развития, но сохранили относительную подвижность и продолжали геосинклинальное развитие в позднем кембрии и ордовике. Геосинклинальный этап развития этих структур завершился в конце ордовика, после чего они приобрели характер геоантиклинальных поднятий, вступивших в орогенную стадию развития.

Тектоническая структура Западного Саяна неоднородна, хотя в целом на современном эрозионном срезе ее можно рассматривать как крупный асимметричный синклинирий, осложненный в северном крыле Джебашским горст-антиклинальным поднятием. С севера и юга Западно-Саянский синклинирий ограничен региональными разломами, отделяющими его от более древних складчато-глыбовых структур, слагающих фундамент среднепалеозойских прогибов современной Минусинской и Тувинской котловин (рис. 16).

Многочисленные региональные разломы разбивают Западно-Саянский синклинирий на ряд ступенчатых блоков-горстов и грабенов, в которых обнажаются нижнепалеозойские и более древние породы. Центральная часть синклинория, отвечающая осевой линии горного массива Западного Саяна, выполнена мощными терригенными толщами позднего кембрия и ордовика. Здесь же в ряде депрессий сохранились мезопалеозойские отложения, намечающие контуры наложенного на собственно каледонскую складчатую структуру Западного Саяна среднепалеозойского межгорного прогиба.

Синклинальная структура Западного Саяна подчеркивается узкой каймой существенно вулканогенных раннекембрийских образований, оконтуривающих по периферии области распространения флишеидных толщ позднего кембрия и ордовика. В северном крыле синклинория раннекембрийские отложения по зоне Кандатского глубинного разлома контактируют с метаморфическими образованиями позднего докембрия, слагающими Джебашский горстовый выступ. Южное крыло синклинория обрамляется полосой раннекембрийских отложений, образующих Куртушибинскую горст-антиклиналь, которая с юга через Саяно-Тувинский глубинный разлом сопрягается с Хемчикско-Систигхемским внешним геосинклинальным прогибом.

Интрузия ультраосновных пород локализована только в пределах распространения раннекаледонских образований. Однако и там гипер-

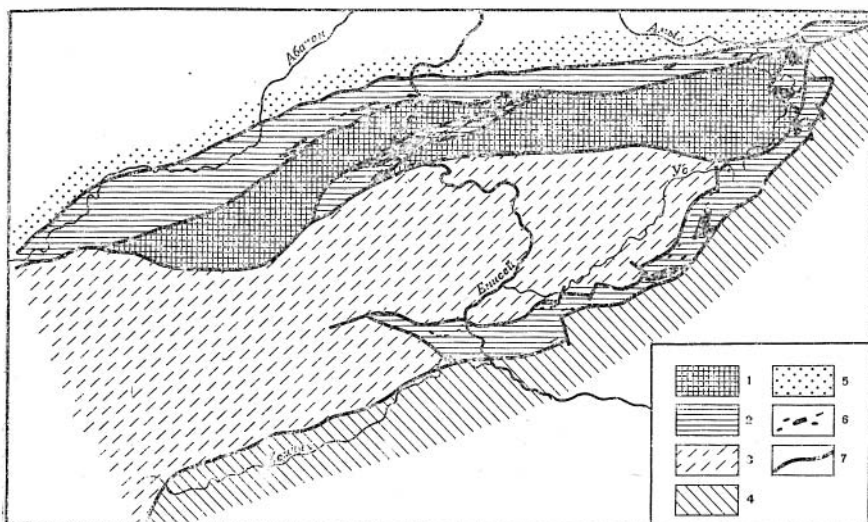


Рис. 16. Схема размещения гипербазитовых массивов в тектонических структурах Западного Саяна. Составил Г. В. Пинус

1 — докембрийский джебашский горст-антиклинальный выступ; 2 — области распространения древнекаледонских складчатых структур; 3 — каледонская складчатая зона; 4 — Хемчикско-Систегхемский внешний геосинклинальный прогиб; 5 — Минусинский средне-верхнепалеозойский межгорный прогиб; 6 — гипербазитовые массивы; 7 — главные тектонические нарушения

базитовые массивы встречаются не повсеместно, а сосредоточены в тех структурно-фациальных зонах, которые соответствовали во время седиментации кембрийских отложений глубоким геосинклинальным прогибам. В сопряженных с ними геоантиклинальных поднятиях интрузии ультраосновных пород полностью отсутствуют. Эта закономерность с исключительной четкостью выдерживается на всей территории Западного Саяна. Области раннекембрийских геосинклинальных прогибов слагаются породами диабазовой и порфиритовой вулканогенных формаций. В нижних частях стратиграфического разреза этих толщ обнажаются альбитизированные диабазы, покровы которых чередуются с горизонтами кремнисто-сланцевых пород. Верхняя часть разреза сложена породами порфиритовой формации, представленной главным образом лавами пироксеновых, реже плагиоклазовых порфиритов при ничтожной роли соответствующих пирокластических образований. В смежных геоантиклинальных поднятиях место альбитизированных диабазов в разрезе кембрийских отложений занимают породы спилито-кератофировой формации, а перекрывающие их породы порфиритовой формации представлены существенно пирокластическими образованиями.

Западно-Саянский гипербазитовый пояс

Гипербазитовый пояс Западного Саяна обращает на себя внимание тем, что в нем особенно отчетливо проявились те общие закономерности, которые свойственны вообще гипербазитовым поясам складчатых областей. Мы имеем в виду четкое линейное расположение гипербазитовых массивов, строго приуроченных к стратиграфически обособленным существенно вулканогенным отложениям, формирование которых происходило в ранние этапы развития эвгеосинклинали. На примере Западного Саяна хорошо иллюстрируется также приуроченность гипербазитовых поясов к бортам глубоких геосинклинальных прогибов, ограниченных глубинными разломами, с которыми пространственно связаны не только

гипербазиты, формировавшиеся в ранние этапы складчатости, но и предшествовавшая им интенсивная вулканическая деятельность.

По насыщенности гипербазиитами нижнекембрийских отложений, по площади занятой гипербазиитами и размерам отдельных массивов Западно-Саянский пояс стоит на одном из первых мест среди гипербазитовых поясов юга Сибири.

Многочисленные гипербазитовые массивы вмещаются характерными по составу породами вулканогенных формаций, накопление которых происходило в условиях глубоких геосинклинальных прогибов. Среди эффузивов преобладают спилитизированные диабазы, содержащие обильный вторичный альбит и хлорит и пироксеновые (авгитовые) порфириты, подвергшиеся зеленокаменному преобразованию. Подводный характер извержений устанавливается по чередованию покровов эффузивов с характерными черными кремнисто-углеродистыми сланцами и другими отложениями открытого моря. Время формирования вулканогенных отложений вмещающих массивы ультраосновных пород по палеонтологическим данным (Семенов, 1961) отвечает алданскому и ленскому ярусам нижнего кембрия. Вместе с тем, галька гипербазитов устанавливается в базальных конгломератах залегающей выше арбатской свиты верхнего кембрия и в составе обломочного материала аласугской свиты верхнего кембрия (Зоненшайн, 1963). Таким образом, возраст гипербазитов Западного Саяна довольно точно датируется как среднекембрийский.

Западно-Саянский гипербазитовый пояс состоит из двух равновеликих ветвей. Строго подчиняясь общему тектоническому плану Западного Саяна, эти две обособленные ветви пояса соединяются между собой в северо-восточной части региона, где происходит замыкание крыльев синклиория.

Северная ветвь гипербазитового пояса прослеживается на расстоянии 290 км от верховьев р. Большой Арбат на юго-западе до верхнего течения р. Амыл на северо-востоке. На этом интервале насчитывается до 40 гипербазитовых массивов и значительное число мелких серпентинитовых линз. На юго-западном фланге северной ветви пояса, в бассейнах рек Большой и Малый Арбат и Табат, обнажается ряд гипербазитовых массивов, из которых отметим наиболее крупные массивы горы Изык и Каранкольский. Далее к северо-востоку расположен значительный по величине Утинский массив. Затем на правобережье р. Енисея в бассейнах рек Шушь и Оя обнажается группа гипербазитовых массивов, фиксирующая продолжение северной ветви пояса. Еще далее, после значительного интервала, на котором ультраосновные массивы пока не обнаружены, в долине рч. Шадат вскрывается одноименный хромитоносный гипербазитовый массив. За ним северо-восточнее следуют два Петуховских массива и, наконец, Гремучихинский массив, расположенный на восточном фланге северной ветви пояса. Северная ветвь пояса имеет юго-западное ответвление, состоящее из ряда крупных массивов — Борусского, Кантегирского, Березовского, а также целой серии мелких гипербазитовых тел. Ультраосновные массивы юго-западного ответвления северной ветви пояса, как и массивы последней, вмещаются нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными толщами, которые здесь полностью узкую грабен-синклиналь среди метаморфических пород позднего докембрия Джебашского горстового выступа.

В бассейне верхнего течения р. Амыл северная ветвь Западно-Саянского гипербазитового пояса сливается с юго-восточной ветвью. По насыщенности гипербазиитами и по протяженности она не уступает северной ветви. Гипербазитовые массивы, формирующие юго-восточную ветвь пояса локализованы в пределах нижнекембрийских отложений, слагающих Куртушибинскую горст-антиклиналь. Они образуют там прерыви-

стую цепь, протягивающуюся параллельно Саяно-Тувинскому глубинному разлому. Юго-западное окончание ветви кулисообразно сопрягается с Западно-Тувинским гипербазитовым поясом.

В составе юго-восточной ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса насчитывается около 40 ультраосновных массивов, образующих полосу длиной в 250 км. На крайнем северо-востоке Западного Саяна юго-восточная ветвь пояса трассируется группой крупных ультраосновных массивов (Кукшинский, Калнинский и др.), обнажающихся в бассейне верхнего течения р. Амыл. По направлению к юго-западу вдоль оси Куртушибинского хребта оконтуриваются значительные по величине Куртушибинский и Иджимский ультраосновные массивы, которые сопровождаются рядом мелких тел ультраосновных пород. Дальнейшее продолжение юго-восточной ветви пояса фиксируется в верхнем течении рек Теплой, Золотой и Ургуни, где обнажаются несколько небольших ультраосновных массивов. Отсюда единичные гипербазитовые массивы протягиваются на левобережье р. Енисей, где вскоре вместе с вмещающими вулканогенными отложениями нижнего кембрия скрываются под перекрывающими их терригенными толщами ордовика.

Таким образом, в составе Западно-Саянского гипербазитового пояса насчитывается в общей сложности около 80 ультраосновных массивов, площадь выходов которых составляет 670 км². Длина обеих ветвей пояса достигает 620 км.

Громадное большинство гипербазитовых массивов Западно-Саянского пояса имеет в плане удлиненную форму и крутое падение контактовых поверхностей. Большая часть их залегает согласно со структурой вмещающих кембрийских вулканогенных толщ, являясь, таким образом, согласными интрузиями. Форма тел некоторых массивов осложнена тектоническими нарушениями или прихотливыми очертаниями интродуцированных гипербазитов более молодых интрузий.

Типоморфной породой гипербазитов Западного Саяна являются обогащенные оливином гарцбургиты. Гораздо реже встречаются дуниты, лерцолиты и пироксениты. Для пород интрузии характерны глубокие автометаморфические изменения, выразившиеся главным образом в серпентинизации их. Первично магматические ультраосновные породы, слагающие мелкие линзы и небольшие тела почти полностью превращены в серпентиниты. В крупных массивах процесс серпентинизации полнее проявился в эндоконтактных зонах и в зонах смятия внутри массивов. Значительно реже и в меньших масштабах проявляются процессы карбонатизации и оталькования ультраосновных пород и образования за счет них тальково-карбонатных и кварцево-карбонатных пород. На контакте гипербазитов с прорывающими их основными интрузиями в результате последующих метасоматических процессов за счет габброидов возникают разнообразные по минеральному составу кальциево-силикатные породы (родингиты), а также альбититы. В особых условиях повышенного давления в ассоциации с альбититами образуются жадеититы. Единственное пока в Сибири месторождение жадеититов обнаружено в Борусском гипербазитовом массиве Западного Саяна (Добрецов, 1963; Юдин, 1963). Из других полезных ископаемых парагенетически связанных с гипербазитами отметим месторождения хромита, хризотил-асбеста, талькистов и магнезитов.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Тектоническое строение Горного Алтая существенно отличается от всех остальных регионов Алтае-Саянской области и вообще от всех складчатых структур, обрамляющих с юга Сибирскую платформу. Отличие это заключается в том, что на территории Горного Алтая в

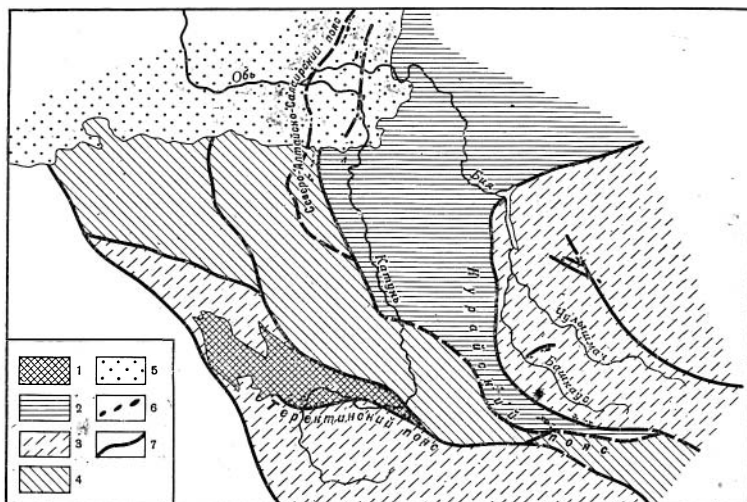


Рис. 17. Схема размещения гипербазитовых массивов в тектонических структурах Горного Алтая

1 — Теректинский выступ позднего докембрия; 2 — область распространения древнекаледонской складчатой зоны; 3 — область распространения каледонской складчатой зоны; 4 — герцинский остаточный геосинклинальный прогиб; 5 — мезокайнозойский прогиб; 6 — массивы гипербазитов; 7 — главнейшие тектонические нарушения

настоящее время выделяются геологические структуры почти всех типов и времен консолидации, известных в складчатых сооружениях юга Сибири (Кузнецов, 1963). Сложность геологического строения Горного Алтая определяется, прежде всего, его расположением на границе каледонских и герцинских складчатых зон. Это обстоятельство определило то, что в пределах географических границ Горного Алтая имеет место сочетание геологических структур, консолидации которых проходила в разное время на протяжении от синия до верхнего палеозоя включительно. В пределах характеризуемого региона, по данным В. А. Кузнецова, выделяются геологические структуры древнекаледонского (салаирского) возраста, собственно каледонские складчатые структуры и структуры раннегерцинского этапа стабилизации. Таким образом, история геотектонического развития Горного Алтая представляется весьма длительной и сложной (рис. 17).

Во время древнекаледонского (салаирского) этапа развития Горного Алтая на его территории, как и на территории большинства регионов Алтае-Саянской складчатой области, заложились и развивались типичная по набору формаций первичная геосинклиналь с характерным проявлением магматической деятельности. Отдельные участки этой эвгеосинклинали во второй половине кембрийского периода претерпели складчатость и были консолидированы. В современной тектонической структуре Горного Алтая области древнекаледонской стабилизации представлены Бийским, Катунским и Баратайским горстовыми массивами.

На остальной бóльшей части Горного Алтая продолжался геосинклинальный режим, во время которого происходило накопление мощных существенно терригенных флишеидных толщ. Этот собственно каледонский этап развития закончился в конце ордовика, после чего бóльшая часть территории Горного Алтая была превращена в орогенную зону. К собственно каледонским структурам региона относится находящаяся в современных границах Алтая западная часть каледонской складчатой зоны Западного Саяна и Чарышско-Теректинская структур-

но-фациальная зона, с заключенным среди нее выступом позднего докембрия. Однако, окончательная консолидация структур Горного Алтая произошла позднее — в герцинский период, когда завершилось замыкание остаточных геосинклинальных прогибов, сохранявших мобильность в пределах каледонских структур вплоть до нижнего карбона включительно. К таким наиболее молодым тектоническим структурам Горного Алтая относится выделяемая на всех тектонических схемах региона Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона. После консолидации герцинских остаточных геосинклинальных прогибов вся территория Горного Алтая была превращена в потерявшую мобильность орогенную зону, состоящую из отдельных, разделенных глубинными разломами блоков различных эпох консолидации.

Внедрение глубинной перидотитовой магмы и формирование гипербазитовых массивов происходило в древнекаледонский этап развития Горного Алтая. Поэтому ультраосновные интрузивы размещаются в полях развития древних, главным образом кембрийских и, реже, докембрийских толщ. Кроме них гипербазитовые массивы обнажаются также в выступах древнего фундамента в пределах собственно каледонских (Теректинский хребет) и даже в раннегерцинских (Северный район Алтая) структурно-фациальных зонах. Ультраосновные массивы залегают в различных по составу толщах кембрийского и докембрийского возраста. Однако большинство массивов вмещается осадочно-вулканогенными породами нижнего кембрия, представленными главным образом зеленокаменными эффузивами основного состава и сопровождающими их туфами.

Как и в других районах юга Сибири, ультраосновные массивы на Алтае обнаруживают линейное расположение, формируя гипербазитовые пояса. Последние пространственно тяготеют к глубинным разломам, вдоль которых обычно происходит сопряжение крупных тектонических структур различного типа и возраста.

В пределах Горного Алтая выделяются четыре обособленных района, в которых распространены ультраосновные массивы, слагающие гипербазитовые пояса. Это известные и ранее Курайский и Теректинский районы, где прослеживаются одноименные гипербазитовые пояса, а также Северо-Алтайский район с расположенной в нем группой ультраосновных массивов. Четвертый район распространения гипербазитовой интрузии на Алтае обнаружен в последнее время в процессе геологического картирования. Он расположен на крайнем северо-востоке Горного Алтая в пределах Абаканского хребта.

Между Курайским и Теректинским гипербазитовыми поясами, как это следует из схемы тектонического размещения гипербазитовых поясов Горного Алтая, устанавливается структурная связь (см. рис. 17). В восточной части Горного Алтая глубинные разломы, с которыми пространственно связаны ультраосновные массивы, сливаются вместе и прослеживаются далее к востоку как единый разлом. Это обстоятельство позволяет рассматривать Курайский и Теректинский пояса как ветви единого Горно-Алтайского гипербазитового пояса. Аналогичную структурную связь можно усмотреть и между Северо-Алтайской группой ультраосновных массивов и гипербазитовыми массивами Курайского пояса, так как и те и другие пространственно приурочены к глубинному разлому, отделяющему область древнекаледонской складчатости от раннегерцинской Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны. Однако, более отчетливо структурная связь Северо-Алтайской группы массивов ультраосновных пород устанавливается с гипербазитовыми массивами Салаира. Об этой связи говорилось в опубликованной работе, посвященной гипербазитам Алтае-Саянской складчатой области (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). Характеризуя гипербазиты Алтая, В. А. Кузнецов

высказывал предположение, что ультраосновные массивы Северного Алтая могут рассматриваться как крайнее южное звено расположенного к северу Салаирского гипербазитового пояса. Позднее это предположение было подтверждено геолого-геофизическими исследованиями и в настоящее время, как это будет показано ниже, данная группа ультраосновных массивов входит в состав единого Северо-Алтайско-Салаирского гипербазитового пояса и будет охарактеризована совместно с гипербазитовыми массивами Салаира.

После этих предварительных замечаний перейдем к краткой характеристике гипербазитовых поясов.

Теректинский гипербазитовый пояс

Подробное описание Теректинского гипербазитового пояса приведено В. А. Кузнецовым в упоминавшейся выше работе, поэтому здесь, пользуясь его материалами, мы приведем лишь самую общую характеристику пояса.

Теректинский гипербазитовый пояс расположен в центральной высокогорной части Алтая. Он состоит из двух ветвей, простирающихся в субширотном направлении. Обе ветви имеют четкую линейную форму, обусловленную приуроченностью составляющих их гипербазитовых массивов к сопряженным региональным разломам, образующим в совокупности зону Чарышко-Теректинского глубинного разлома. Региональные разломы, к которым приурочены гипербазитовые массивы, ограничивают с севера и юга Теректинский горст-антиклинальный массив, сложенный кристаллическими сланцами и другими метаморфическими породами предполагаемого верхнего докембрия. На севере горстовый массив сопряжен с раннегерцинской Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоной, а на юге контактирует с флишеидными образованиями каледонской складчатой зоны Алтая.

Северная ветвь гипербазитового пояса, совпадающая с Чарышко-Теректинским глубинным разломом, прослеживается вдоль осевой зоны Теректинского хребта на протяжении 25 км от вершины рч. Казнахты до истоков р. Малой Катанды. На этом интервале насчитывается около десятка мелких серпентинитовых линз, среди которых выделяется один более или менее крупный (1100×600 м) Казнахтинский ультраосновной массив. Южная ветвь протягивается в виде прерывистой цепи от верховьев рек Каира и Ороктоя на востоке до района пос. Кайтанак на западе. Длина ее составляет около 120 км. В пределах указанной полосы известно 15 мелких тел серпентинитов, размеры которых не превышают нескольких десятков, реже сотен метров в длину.

Большинство гипербазитовых массивов, составляющих Теректинский пояс размещаются среди осадочно-вулканогенных пород кембрия, которые в виде небольших по размерам узких тектонических клиньев зажаты вдоль разломов. Гораздо реже гипербазитовые массивы располагаются в древних докембрийских кристаллических сланцах. В более молодые, послекембрийского возраста породы они не проникали. Вместе с тем, известны случаи (Северная ветвь пояса) непосредственных тектонических контактов серпентинитовых линз с силурийскими и девонскими породами, которые так же, как и древние образования участвуют в строении зон региональных разломов. Наличие непосредственного контакта гипербазитов с среднепалеозойскими отложениями было использовано некоторыми геологами для доказательства существования на Алтае более молодых, чем кембрийские, гипербазитовых интрузий (Винкман, Гинцингер, 1954). Однако результаты детальных исследований проведенных в этих районах подтвердили вынужденный тектонический контакт между гипербазитами и отложениями среднего палеозоя и

таким образом лишили сторонников более молодого возраста гипербазитов их единственного аргумента (Кузнецов, 1954).

Массивы Теректинского пояса образуют то удлинённые, то короткие линзообразные обычно круто поставленные тела, залегающие согласно с вмещающими толщами. В массивах, располагающихся непосредственно (или вместе с блоками кембрийских пород) в зонах разломов наблюдаются вторичные тектонические условия залегания и контакты осложнены разрывами, сопровождающимися зонами расланцевания.

Неизменённых первично магматических ультраосновных пород в составе массивов не обнаружено. Они целиком сложены серпентинитами, преимущественно смешанного хризотил-антигоритового состава, в которых лишь изредка можно наблюдать реликты оливина и ромбического пироксена. Под влиянием более молодых интрузий основного и кислого состава, в ряде мест рвущих серпентиниты, за счёт последних возникают тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы.

Курайский гипербазитовый пояс

Ультраосновные массивы, формирующие Курайский гипербазитовый пояс, расположены в юго-восточной и восточной части Горного Алтая. Так же как и Теректинский, этот пояс подробно описан В. А. Кузнецовым. Однако, позднее, в процессе геологического картирования территории Алтая были обнаружены новые массивы ультраосновных пород, которые продолжают Курайский гипербазитовый пояс далеко на север в район р. Караган, левого притока р. Чебдар, бассейна р. Башкауса (Белостоцкий, 1956). Приведённая ниже краткая характеристика гипербазитового пояса дана с учётом этих новых материалов.

Гипербазитовые массивы Курайского пояса пространственно связаны с одним из главных глубинных разломов, разделяющих области ранней и поздней стабилизации каледонских складчатых структур Горного Алтая. Протяжённость гипербазитового пояса по новым данным составляет 170 км. На этом участке глубинного разлома общая площадь выходов ультраосновных пород достигает 24 км². В плане Курайский гипербазитовый пояс образует дугообразно изгибающуюся широкую полосу сложного строения, своей выпуклой частью обращённую на юго-запад. Пояс состоит из двух сближенных параллельных цепей гипербазитовых массивов. Южная цепь начинается на юго-востоке от долины рч. Кызыл-Шин, где обнажён небольшой серпентинитовый массив. К западу эта цепь трассируется серпентинитовым массивом района Красной горки, далее одним из наиболее крупных в Горном Алтае Чаганузунским ультраосновным массивом и сопровождающими его мелкими линзообразными телами серпентинитов, ещё далее группой небольших серпентинитовых массивов Курайской степи и, наконец, северо-западное окончание южной цепи пояса фиксируется гипербазитовым массивом, сбнажающимся в верховьях р. Корумду. Северная цепь массивов прослеживается в осевой части Курайского хребта. Составными частями её являются мелкие серпентинитовые массивы долин рек Большой и Малой Кокури, Узун-Уюка и Берт-Озек. Северный фланг Курайского гипербазитового пояса достигает бассейна р. Чебдар, где в районе её притока — р. Караган, на продолжении Курайского глубинного разлома обнажаются два сравнительно небольших ультраосновных массива.

В современной тектонической структуре зоны глубинного разлома массивы гипербазитов Курайского пояса фиксируются как пассивные блоки или как тела, входящие в состав блоков, сложенных древними кембрийскими толщами. Размещаясь среди осадочно-вулканогенных пород нижнего кембрия и синия, контуры гипербазитовых массивов подчиняются рисунку пликативной тектоники вмещающих их толщ. Согласно

залегание массивов в складчатой толще свидетельствует о том, что ультраосновная интрузия произошла до главной складчатости, с которой связана консолидация древнекаледонских структур Горного Алтая.

Гипербазитовые массивы (в том числе и крупные) представляются обычно плоскими круто поставленными линзами или плитообразными телами. Они целиком сложены апоперидотитовыми серпентинитами и только в составе наиболее крупного и глубоко эродированного Чаганузунского массива оконтуриваются поля сравнительно слабо серпентинизированных гарцбургитов, богатых оливином. Значительно реже встречаются лерцолиты, в которых местами появляется метасоматический амфибол (эдинит). Среди серпентинитов известны дайкообразные тела крупнозернистых пироксенитов (диаллагитов), а также апосерпентинитовых тальк-карбонатных и кварц-карбонатных пород.

Ультраосновные массивы Курайского пояса секутся мелкими линейно вытянутыми телами габбро и габбро-диоритов. В эндоконтактowych зонах последних, на границе с серпентинитами, в результате последующих метасоматических процессов образуются различные по ассоциации минералов кальциево-силикатные породы (родингиты). Серпентиниты амфиболизируются и отальковываются.

Гипербазиты Абаканского хребта нами пока не выделяются в самостоятельный гипербазитовый пояс, так как район их распространения ограничен сравнительно небольшим по размерам тектоническим блоком кембрийских пород в бассейне р. Чульчи, в области распространения собственно каледонских складчатых структур Горного Алтая.

В этом районе В. И. Колесниковым и Г. А. Максимовой закартированы пять гипербазитовых массивов, вытянутых в виде цепочки северо-западного простирания на расстояние в 25 км. Четыре массива расположены в осевой части Абаканского хребта по правобережью р. Чульчи, впадающей справа в р. Чулышман, а один небольшой массив обнажается по левую сторону р. Чульчи, на водоразделе ее притоков — рек Карагем и Яхан-Сору. Все массивы вмещаются метаморфизованными терригенными отложениями, слагающими нижнюю часть разреза толщи, отнесенной к нерасчлененным ниже-среднекембрийским отложениям. На северо-запад эта толща по простиранию сменяется существенно вулканогенными отложениями основного и среднего состава.

Ультраосновные массивы представляют собой линейно вытянутые линзообразной формы тела, согласно залегающие с вмещающими их породами. В этом районе обнажается один из наиболее крупных гипербазитовых массивов Горного Алтая, площадь выходов которого составляет 24 км². Остальные четыре массива имеют небольшие размеры. Длина их варьирует от 1,4 до 5,0 км при максимальной ширине в несколько сот метров, а занимаемая ими площадь измеряется всего 7 км².

Гипербазитовые массивы Абаканского хребта почти нацело сложены серпентинитами, в которых местами сохраняются реликты зерен оливина. Крупный массив, который можно назвать Чульчинским, отличается от остальных хорошей сохранностью первично магматических пород. Последние представлены слабо серпентинизированными обогащенными оливином гарцбургитами, среди которых обособляются поля дунитов. Дуниты и гарцбургиты постепенно сменяют друг друга. Степень серпентинизации ультраосновных пород увеличивается к периферии массива. Эндоконтактная зона последнего нацело сложена серпентинитами. Под влиянием метаморфизма прорывающих гипербазиты гранитоидных интрузий в серпентинитах появляются тремолит, тальк и магнезиальный карбонат.

Кроме гипербазитов района Абаканского хребта, в Горном Алтае имеется еще одна небольшая группа ультраосновных массивов, которая располагается за пределами зон региональных глубинных разломов и

пространственно связанных с ними гипербазитовых поясов. Мы имеем в виду гипербазиты горного массива Кавак-Тайга. Геологическая позиция гипербазитовых массивов Кавак-Тайги совершенно аналогична району Абаканского хребта. Гипербазитовые массивы здесь также залегают среди кембрийских отложений, зажатых в зоне разлома в виде тектонического клина, отделяющего метаморфизованные флишеидные толщи ордовика от девонских отложений, выполняющих грабен-синклиналь. Вмещающие кембрийские отложения представлены зеленокаменно измененными основными эффузивами и возникшими по ним амфиболитами и амфиболитовыми сланцами. В этом районе закартированы три гипербазитовых массива, которые вытянуты цепочкой в северо-восточном направлении по правобережью рч. М. Улаган, впадающей сперва в р. Башкаус. Ультраосновные породы представлены апогарцбургитовыми серпентинитами. Среди них местами обнаруживаются полосы крупнозернистых мономинеральных диопсидовых пироксенитов. Часть серпентинитов замещена тальково-карбонатными и кварцево-карбонатными породами.

САЛАИР

Располагаясь на крайнем западе Алтае-Саянской складчатой области, Салаир представляет собою непосредственное структурное продолжение Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны Горного Алтая, выделенной В. А. Кузнецовым (1965) в качестве раннегерцинской складчатой зоны. В соответствии с представлениями упомянутого исследователя для раннегерцинских структурно-фациальных зон Алтае-Саянской складчатой области характерно весьма длительное геосинклинальное развитие, продолжавшееся в течение всего нижнего, среднего и отчасти верхнего палеозоя. Эти структурно-фациальные зоны прошли полный цикл геосинклинального развития в ранне- и собственно каледонском этапах и продолжали сохранять подвижность до нижнего карбона включительно, развиваясь в это время, как унаследованный геосинклинальный прогиб. Об этом свидетельствует формационный состав девонских и нижнекарбоновых отложений, распространенных главным образом в западной части Салаира, вблизи Обь-Зайсанской варисской по времени консолидации складчатой зоны. Об этом же говорят и проявления герцинского магматизма, в частности, гранитные интрузии позднегерцинского возраста, массивы которых обнажаются на западе Салаирского края.

Салаир отделен от северного фаса Горного Алтая Бийско-Барнаульской впадиной, выполненной рыхлыми отложениями кайнозоя. Однако продолжение тектонических структур Салаира на юг в пределы Горного Алтая подтверждено в последнее время геофизическими исследованиями. Особенно эффектно об этом свидетельствуют бурение в зонах геофизических аномалий, вскрывшее под отложениями кайнозоя цепочки гипербазитовых массивов, непосредственно соединяющие южное окончание ранее известного Салаирского гипербазитового пояса с ультраосновными массивами крайней северной части Горного Алтая, обнажающимися в бассейнах рек Каменка и Каянчи, левых притоков р. Катунь. Таким образом, благодаря геолого-геофизическим работам последнего времени обособленную ранее группу гипербазитовых массивов северной части Горного Алтая представилось возможным рассматривать как южное окончание единого теперь уже не Салаирского, а Северо-Алтайско-Салаирского гипербазитового пояса. Этими же работами, выполненными большим коллективом геологов и геофизиков (О. Г. Коноваловой, П. Е. Казаковым, Э. М. Сидоровичем, В. А. Богдасаровым, В. Н. Бесхударновым, П. И. Бойко, В. М. Фисак и др.), на территории Салаирского

кряжа были обнаружены новые ультраосновные массивы. Все это значительно дополнило существовавшие представления о масштабах проявления ультраосновного магматизма в западной части Алтае-Саянской складчатой области.

Ниже мы приводим краткую характеристику Северо-Алтайско-Салаирского гипербазитового пояса с учетом полученных в последние годы данных.

Северо-Алтайско-Салаирский гипербазитовый пояс

Ультраосновные массивы этого гипербазитового пояса образуют в плане сложно построенную цепь, прослеживаемую в субмеридиональном направлении от истоков р. Аламбай на севере до южного окончания современного Салаирского кряжа. Далее к югу эта цепь ультраосновных массивов протягивается в том же направлении под кайнозойскими отложениями Бийско-Барнаульской впадины, соединяясь еще южнее с гипербазитовыми массивами северной части Горного Алтая (рис. 18).

В составе пояса довольно отчетливо намечается две ветви гипербазитовых массивов. Западная ветвь трассируется на севере Тогул-Сангайской группой гипербазитовых массивов. В центральной части этой ветви, в интервале от с. Ново-Камышенка до с. Марушки, на протяжении 70 км сконцентрировано до 18 гипербазитовых массивов, часть из которых перекрыта рыхлыми отложениями и была установлена по данным магнитных съемок и картировочного бурения. Южная часть ветви прослеживается в предгорьях Алтая, где в районе д. Колбаны и Россочки обнаружены два небольших гипербазитовых массива. Южное окончание ветви проходит уже по территории Горного Алтая, в бассейнах рек Сосновка и Каркыла, где давно были известны мелкие серпентинитовые линзы.

Восточная ветвь Северо-Алтайско-Салаирского пояса следует параллельно западной и начинается на севере Уксунайской группой ультраосновных массивов. Ее южным продолжением является гипербазитовые массивы Мартыново-Шалапского р-на, среди которых находится наиболее крупный на Салаире Белининский массив. Далее к югу восточная ветвь пояса прослеживается в пределах Бийско-Барнаульской впадины по правобережью рч. Бахтемир (приток р. Бии), пересекает долину р. Катунь в районе деревни Березовка и Хуторки и уходит в обнаженную часть Северного Алтая, заканчиваясь группой гипербазитовых массивов, обнажающихся в вершине р. Каянчи, левого притока д. Катунь.

На широте с. Локоть в пределах Салаирского кряжа от восточной ветви гипербазитового пояса в широтном направлении отходит дополнительное ответвление, прослеживаемое на расстоянии до 40 км и состоящее из 8 ультраосновных массивов. Кроме того, в западной части Салаирского кряжа и в прилегающих к нему районах Бийско-Барнаульской впадины работами последних лет обнаружен еще ряд гипербазитовых массивов, выходящих за пределы намеченных выше двух ветвей Северо-Алтайско-Салаирского пояса.

Общая протяженность гипербазитового пояса в настоящее время составляет более 250 км. В его пределах насчитывается 85 ультраосновных массивов, суммарная площадь выходов которых составляет 91 км² (см. рис. 18). Эти цифры свидетельствуют о том, что Северо-Алтайско-Салаирский пояс соизмерим с другими крупными гипербазитовыми поясами юга Сибири.

При взгляде на схему размещения гипербазитового пояса (рис. 18) нельзя не обратить внимание на неравномерное распределение ультраосновных массивов по простиранию пояса. Наибольшее количество их

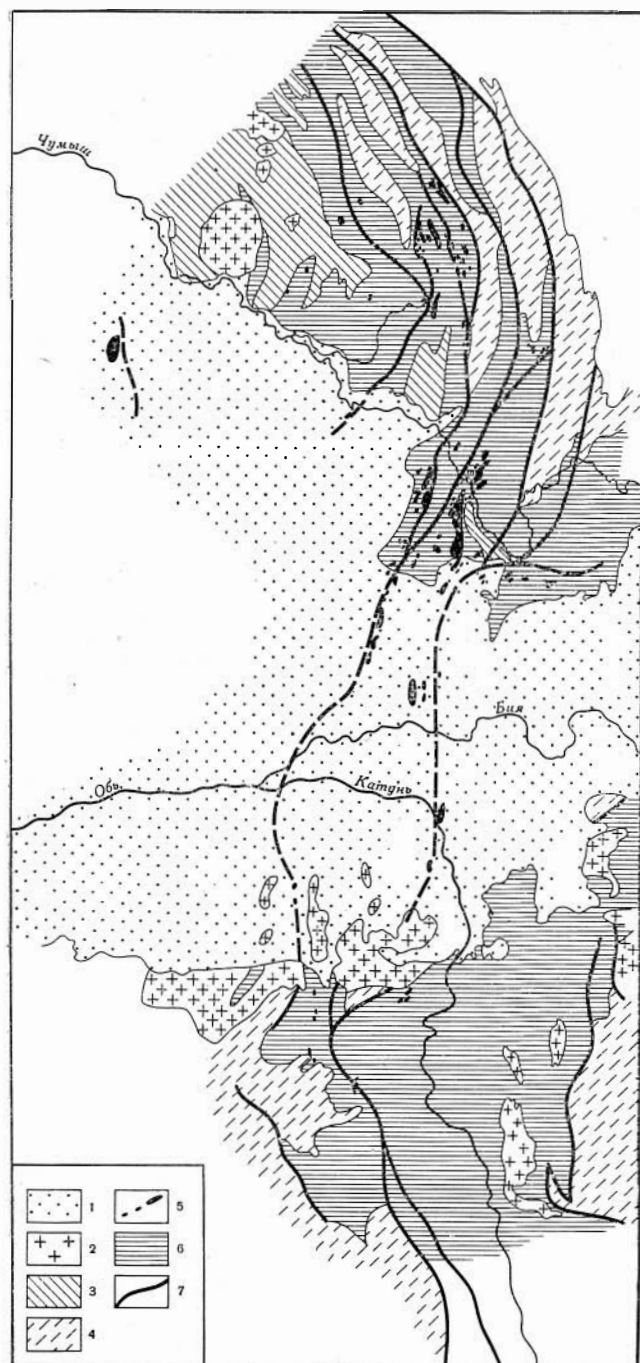


Рис. 18. Схема геологического строения Северо-Алтайско-Салаирского гипербазитового пояса

1 — кайнозойские отложения; 2 — средне- и верхнепалеозойские гранитоидные интрузии; 3 — отложения среднего и частично верхнего палеозоя; 4 — ордовикские, силурийские и нижнедевонские отложения; 5 — массивы гипербазитов; 6 — отложения синия и кембрия; 7 — наиболее крупные тектонические нарушения

сконцентрировано в северной и центральной частях пояса. В остальных частях гипербазитовый пояс трассируется единичными массивами, а некоторые его участки пока совершенно лишены выходов ультраосновных пород. Это особенно наглядно проявляется в южной половине пояса, где последний вместе с вмещающими его палеозойскими толщами перекрыт кайнозойскими отложениями Бийско-Барнаульской впадины. На неравномерность распределения гипербазитовых массивов, помимо тех причин, которые существовали во время интрузии ультраосновной магмы, в какой-то мере субъективно «влияет» плохая обнаженность Салаирского кряжа. Отметим, что за последнее время в результате применения геофизических методов исследований количество зафиксированных здесь гипербазитовых массивов было увеличено более, чем в два раза.

Входящие в состав Северо-Алтайско-Салаирского пояса гипербазитовые массивы представляют тела преимущественно линзообразной или пластообразной формы, контуры которых строго подчиняются пликативной структуре вмещающих их толщ. Размеры большинства массивов в длину достигают нескольких сотен метров при мощности порядка 50—100 м. Вместе с тем, в составе пояса имеются массивы, площадь выходов которых составляет несколько квадратных километров и даже десятки км². В числе их следует назвать Таловский, Верхне-Аламбаевский, Успенский, Белининский и некоторые другие массивы.

Ультраосновные массивы пояса на всем его протяжении залегают только среди толщ синийского и кембрийского возраста, сложенных метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, объединенными в пределах Салаирского кряжа в так называемую аламбайскую свиту. На территории Северного Алтая гипербазитовые массивы вмещаются близкой по литологическому составу и возрасту толщей, состоящей из зеленокаменных основных эффузивов, их туфов, глинистых сланцев, известняков и кварцитов. Важно подчеркнуть, что ни один из массивов пояса не проникает в более молодые отложения.

По петрографическому составу породы, слагающие массивы Северо-Алтайско-Салаирского гипербазитового пояса, характеризуются главным образом как серпентиниты, представленные антигоритовыми, хризотилowymi и смешанными антигорит-хризолитовыми разностями. Первичномагматические ультраосновные породы обнаружены лишь в составе Таловского массива, где в районе г. Осиновой и с. Тогушонок встречены серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты. Кроме того, в составе Белининского массива бурением на глубине были установлены дуниты и обогащенные оливином гарцбургиты. Здесь следует обратить внимание на тот факт, что степень серпентинизации ультраосновных пород, слагающих Белининский массив, как показало бурение, с глубиной значительно снижается.

В ряде массивов среди серпентинитов оконтуриваются линейно вытянутые (дайкообразные) тела пироксенитов, которые по минеральному составу могут быть подразделены на диобсидиты и вебстериты. В эндоконтактных зонах массивов и вдоль зон смятия внутри последних слагающие их серпентиниты нередко бывают карбонатизированы. В отдельных массивах (Таловский, Верхне-Аламбаевский и др.) встречаются продукты гидротермального метаморфизма серпентинитов, представленные тальково-карбонатными, кварцево-карбонатными породами, актинолититами, а также актинолито-тальковыми, тальковыми и карбонатными породами. Важно отметить, что на ряде массивов, особенно тех, которые расположены в области погружения Салаирского кряжа под кайнозойские отложения Бийско-Барнаульской впадины, сохранилась древняя кора выветривания. Как установлено, кора выветривания на гипербазитах имеет площадное и линейное расположение. В первом случае мощность ее измеряется несколькими метрами, а во втором мощность ме-

стами достигает многих десятков метров. В составе коры выветривания определяется следующий комплекс минералов: каолин, нонтронит, : аллуазит, гидрослюда, гетит, диккит, монтмориллонит. В коре выветривания встречаются рудные горизонты представленные железо-кобальтовыми и железо-кобальтово-никелевыми рудами. Из числа других полезных ископаемых, которые генетически связаны с гипербазитовыми массивами, следует отметить хромиты, талькиты, а также незначительные проявления хризотил-асбестовой минерализации.

Массивы ультраосновных пород отчетливо интродуцируются мелкими телами габбро-диоритов, а также дайками плагиопорфиров, диабазов и спессартитов. В зонах контакта гипербазитов с прорывающими их основными интрузиями наблюдается перекристаллизация серпентинитов с образованием крупночешуйчатых антигоритовых разностей. Местами же на контакте ультраосновных и прорывающих их полевошпатсодержащих пород в результате последующих метасоматических процессов образуются апосерпентинитовые тальково-актинолитовые породы и пироксениты, а за счет пород основной интрузии в зависимости от температуры и состава гидротерм возникают либо хлорит-эпидотовые и актинолит-эпидотовые породы, либо более высокотемпературные образования, состоящие из ассоциаций минералов кальциево-силикатного ряда (родингиты).

Глава II

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВ И АПОГИПЕРБАЗИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Альпинотипные гипербазиты каледонид юга Сибири, как впрочем и подобные им гипербазиты других районов Советского Союза и мира, отличаются удивительным однообразием слагающих их пород. По петрографическому составу альпинотипные гипербазитовые массивы обычно почти полностью отвечают гарцбургитам, причем среди гарцбургитов явно преобладают разности, обогащенные оливином. Перидотиты, содержащие кроме ромбического и моноклинный пироксен, равно как и пироксениты, встречаются редко и всегда в резко подчиненном количестве. Несколько шире, особенно в крупных массивах, распространены дуниты. В качестве уникальных петрографических разновидностей следует отметить гипербазитовые брекчии и обуглероженные дуниты, гарцбургиты и серпентиниты. Гипербазиты в большинстве массивов нацело серпентинизированы, что значительно осложняет изучение минерального состава первичных, не подвергшихся постмагматическим изменениям пород, и выяснение их взаимоотношений. Широко проявившиеся процессы метаморфизма гипербазитов и пространственно связанных с ними основных пород, вызванные явлением авто- и аллометаморфизма, привели к образованию (за счет гипербазитов и ассоциирующихся с ними табброидов метасоматических пироксенитов) разнообразных по минеральному составу родингитов, тальково-карбонатных, кварцево-карбонатных и других пород. В числе продуктов метаморфизма гипербазитов и ассоциирующихся с ними пород установлены и такие специфические и, вместе с тем, редкие образования, как нефриты и жадеититы.

Ниже приводится сводная петрографическая характеристика ультраосновных пород и возникших за счет них метаморфических образований.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Дуниты

Неизмененные и серпентинизированные дуниты известны в целом ряде гипербазитовых массивов, где они слагают обычно небольшие по размерам, обособленные среди гарцбургитов участки. Дуниты обнаружены в Оспинско-Китойском, Улан-Сардыкском, Харанурском, Тагульском и других массивах гипербазитовых поясов Восточного Саяна; в Хамархудинском, Харагандинском и Оронгодойском массивах Джидинского пояса юго-западного Прибайкалья; в Верхнесурнинском и других массивах Енисейского гипербазитового пояса и, как мы писали ранее (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), в некоторых гипербазитовых массивах Тувы, Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Наиболее крупные поля

мало измененных дунитов известны в Оспинско-Китойском, Борусском и Улан-Сардыкском массивах.

Типичные мало измененные разности дунитов представлены массивной кристаллически-зернистой породой зеленовато-серого цвета, покрытой на выветрелых поверхностях бурой коркой. Удельный вес дунитов колеблется в пределах от 3,28 до 3,30. Структура панидиоморфнозернистая. Помимо главного порообразующего минерала — оливина, дуниты всегда содержат небольшую примесь хромшпинелидов и обычно небольшое количество серпентина. Совершенно свежие, лишенные серпентина дуниты встречаются исключительно редко и были обнаружены лишь в Оспинско-Китойском и Улан-Сардыкском массивах.

Оливин в дунитах образует обычно изометричные, реже несколько вытянутые по оси *c* зерна, размеры которых $0,2 \approx 4$ мм. Средняя величина зерен оливина в дунитах $0,6—1,5$ мм. В них нередко весьма четко проявляется спайность по (010). Как правило, зерна оливина разбиты трещинами. Характерной особенностью оливина является почти повсеместно наблюдающееся облачное погасание. Усиления динамических напряжений разрешаются путем трансляционного скольжения отдельных частей оливиновых зерен, что приводит к появлению в них псевдодвойников. В зернах оливина появляются удлиненные пластинки двойниковых индивидуумов, иногда с клиновидными окончаниями, соприкасающиеся между собой по четко выраженному прямолинейному двойниковому шву. Двойниковая плоскость в этих случаях ориентируется чаще всего в направлении субперпендикулярном к плоскости второго пинакоида, а иногда близко параллельно к зоне первичного пинакоида (021). Разность в углах погасания соприкасающихся индивидуумов двойника составляет угол в $3—7^\circ$. Двойникование часто носит характер полисинтетического. Это явление довольно широко распространено в крупных зернах оливина и в последнее время отмечено в работах ряда исследователей, занимающихся изучением ультраосновных пород (Москалева, 1962; Милашев, 1963; Donel, Ragan, 1963; и др.). Дальнейшее усиление динамических напряжений приводит к раздробливанию зерен оливина и образованию катакластических структур, а местами и к частичной перекристаллизации раздробленного материала с образованием псевдожилок, сложенных мелкозернистым гранобластическим агрегатом зерен оливина. Однако последнее явление можно наблюдать лишь в локальных зонах массивов вдоль тектонических нарушений. В противоположность им облачное угасание и псевдодвойникование оливиновых зерен — явления обычные и охватывают часто всю площадь гипербазитовых массивов.

Оптические свойства оливина достаточно устойчивы. Колебание значений показателя преломления выражается по *Ng* от 1,675 до 1,684, по *Np* от 1,641 до 1,654. Величина двупреломления варьирует в пределах $0,036—0,038$, угол оптических осей меняется от $+82^\circ$ до $+85^\circ$. Таким образом, судя по оптическим константам, содержание фаялитовой молекулы в оливине обычно колеблется в пределах 5—10%. Химический состав оливина представлен в табл. 2.

Рассчитанные по данным химического состава кристаллохимические формулы оливина имеют следующий вид:

1. $(\text{Mg}_{1,811} \text{Fe}_{0,178}^{+2} \text{Fe}_{0,024}^{+3} \text{Ni}_{0,006})_{2,019} [(\text{Si}_{0,985} \text{O}_4)]$
2. $(\text{Mg}_{1,859} \text{Fe}_{0,142}^{+2} \text{Fe}_{0,006}^{+3} \text{Mn}_{0,003} \text{Ni}_{0,006})_{2,016} [(\text{Si}_{0,933} \text{Al}_{0,039})_{1,062} \text{O}_4]$
3. $(\text{Mg}_{1,852} \text{Fe}_{0,114}^{+2} \text{Fe}_{0,002}^{+3} \text{Ni}_{0,006})_{1,998} [(\text{Si}_{0,993} \text{Ti}_{0,0015})_{0,995} \text{O}_4]$
4. $(\text{Mg}_{1,830} \text{Fe}_{0,168}^{+2} \text{Fe}_{0,022}^{+3} \text{Ni}_{0,006})_{2,026} [(\text{Si}_{0,986} \text{O}_4)]$

Железистость оливина по результатам химических анализов колеблется от 6,3 до 10%. Среднее содержание фаялитовой молекулы

Таблица 2

Результаты химического анализа оливинов

№х	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Сумм 1
1	40,04	Не обн.	Не обн.	1,30	0,004	8,66	Не обн.	0,318	0,015	49,48	0,10	Не обн.	Не обн.	0,04	0,62	100,58
2	40,80	0,08	0,84	0,10	0,06	5,57	0,04	0,26	Не обн.	51,05	0,15	Следы	Следы	0,22	0,14	99,31
3	39,17	Не обн.	1,34	0,27	Не обн.	6,94	0,14	0,30	0,01	50,78	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,26	Не обн.	99,21
4	40,60	Не обн.	Не обн.	1,08	0,02	7,94	0,07	0,32	0,01	43,44	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,07	1,57	100,12
5	40,15	0,02	0,55	0,69	0,02	7,28	0,06	0,30	0,01	49,94	0,06	Не обн.	Не обн.	0,15	0,58	99,81

1. Обр. № 64-в. Оливин из дунита. Оспинско-Китойский массив. Район истоков кл. Змеевикового, правого притока р. Саган-Сайр.
 2. Обр. № 58. Оливин из дунита. Оспинско-Китойский массив. Коллекция И. В. Белова.
 3. Обр. № 45. Оливин из гарцбургита. Оспинско-Китойский массив. Водораздел между вершиной кл. Змеевикового и следующего к востоку ключа (бассейн рч. Саган-Сайр).
 4. Обр. № 37-а. Оливин из обогащенного оливином гарцбургита. Оспинско-Китойский массив.

составляет 8,3%, что соответствует данным, полученным при измерении оптических констант минерала.

Выше было отмечено, что дуниты помимо оливина всегда содержат в качестве акцессорного минерала хромшпинелиды. Содержание их в дунитах подвержено значительным колебаниям, но обычно не превышает 1% объема породы. Лишь иногда встречаются участки породы с повышенным содержанием акцессорных хромшпинелидов, где концентрация его достигает 5—6% и более. Такая зона повышенной хромитовости установлена, например, в Оспинско-Китойском массиве в районе водораздела рч. Хуша-Гол и следующего за ним вверх по реке Гарлыг-Голу левого притока. Необычно высоким содержанием акцессорных хромшпинелидов отличается также массив горы Чалой, обнажающийся в бассейне рч. Тесь — правого притока р. Енисей. Ранее (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958) нами отмечалась высокая концентрация акцессорных хромшпинелидов в массивах горы Оттыг-Таш (Тува) и в ряде других мест.

В свежих дунитах хромшпинелиды в шлифах просвечивают различными оттенками бурого цвета. Иногда окраска их светлеет, приобретая желтоватый оттенок. В аподунитовых серпентинитах хромшпинелиды, как правило, метаморфизованы. В этом случае они замещаются магнетитом, благодаря чему становятся непрозрачными (рис. 19). Однако иногда они сохраняют свежесть не только в серпентинитах, но и в образованных по ним тальково-карбонатных и кварцево-карбонатных породах.

Хромшпинелиды образуют идиоморфные или неправильной формы зерна размером от сотых долей до 1—2 мм и более. Нередко в одном и том же шлифе можно наблюдать и эвгедральные зерна хромшпинелидов и зерна с совершенно неправильными ограничениями, вызванными разъемлением оливином кристаллических граней хромшпинелидов. Как правило, хромшпинелиды занимают в дунитах межзерновые

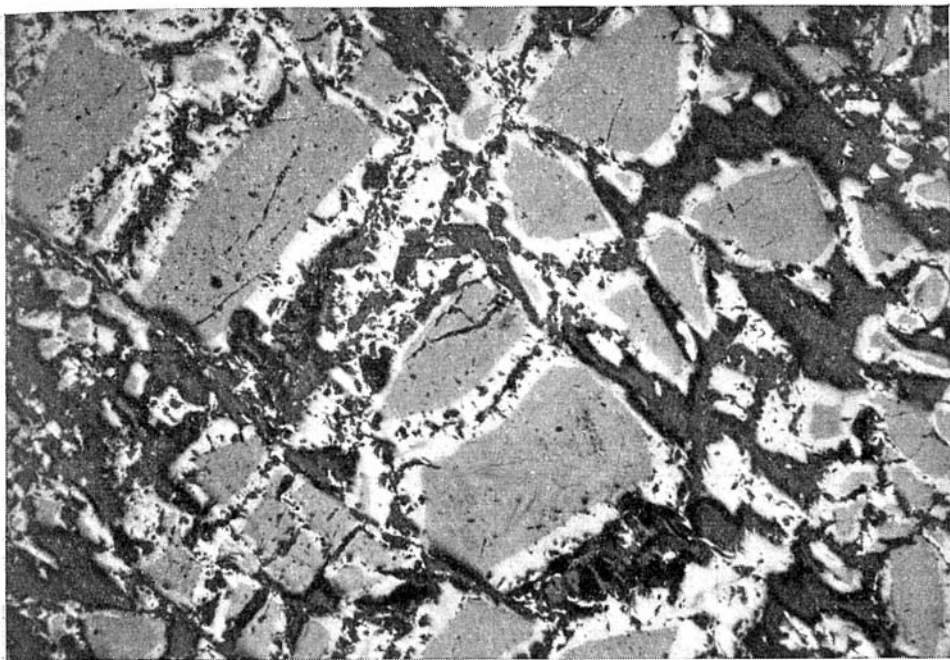


Рис. 19. Характер замещения хромшпинелидов магнетитом. Полир. шлиф, увел. 24

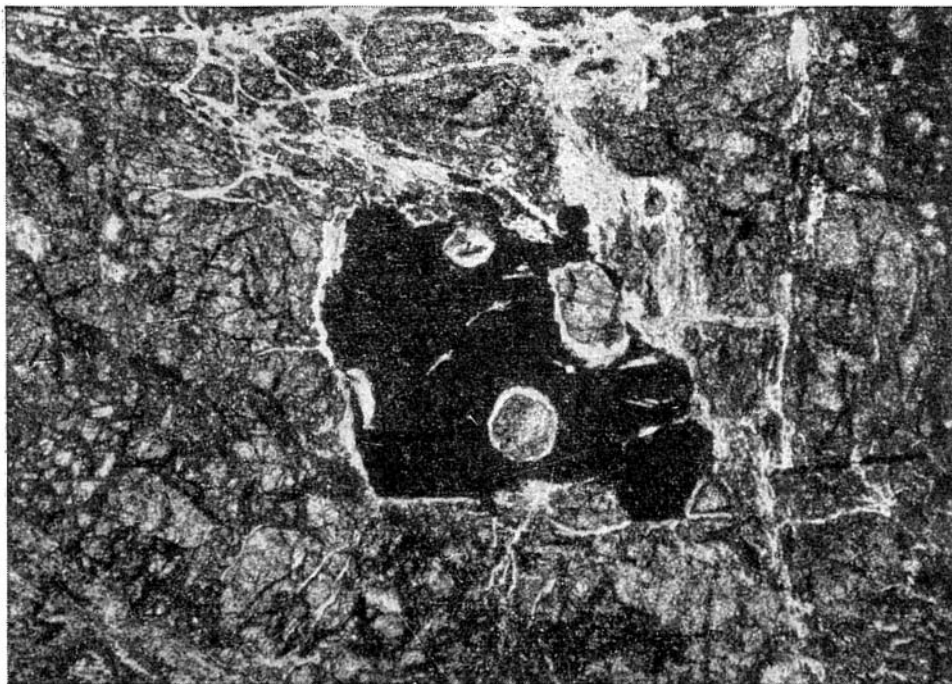


Рис. 20. Включения оливина в зерне хромшпинели. Николи скрещены, увел. 32

пространство среди оливинового агрегата. Однако иногда они встречаются и в виде пойкилитовых включений в оливине, чаще же можно наблюдать обратную картину, когда оливин заключен в зернах хромшпинелидов (рис. 20). Зерна акцессорных хромшпинелидов обычно группируются в виде прямолинейных субпараллельных прерывистых цепочек или полосок, а иногда и в виде отчетливо секущих прямолинейных или ветвящихся жилкок, мощностью в 0,1—0,2 мм, проникающих в зерна оливина. Встречаются также небольшие шлифообразные скопления хромшпинелидов.

Перечисленные морфологические формы зерен хромшпинелидов и их структурные взаимоотношения с зернами оливина свидетельствуют о длительности процесса кристаллизации хромшпинелидов, который частично начинался еще до образования оливина и продолжался значительно позже конца кристаллизации не только оливина, но, как увидим ниже, и ромбического пироксена.

Химический состав неизмененных акцессорных хромшпинелидов показан в табл. 3.

Таблица 3

№№	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	V ₂ O ₅	Сумма
1	6,25	0,60	41,96	11,70	6,33	18,22	0,25	14,31	Не обн.	0,33	0,05	0,18	100,18
2	4,77	0,43	45,86	11,91	6,56	17,23	0,52	12,21	Не обн.	0,11	0,05	0,14	99,79
3	7,84	0,71	39,18	9,70	16,10	19,96	0,10	5,88	Не обн.	0,28	0,27	0,21	100,23

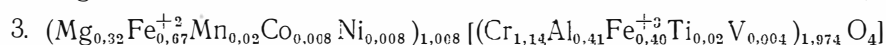
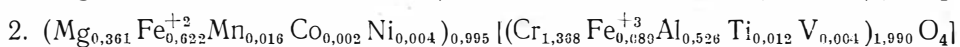
1—хромшпинелид из свежего дунита. Оспинско-Китойский массив;

2—хромшпинелид из обогащенного оливином гарцбургита; Оспинско-Китойский массив;

3—хромшпинелид из апосерпентинитовой кварцево-карбонатной породы, содержащей фуксит; Оспинско-Китойский массив.

Наличие кремнезема в 2-х первых анализах связано с засоренностью проб оливином. Поэтому при расчете кристаллохимических формул кремнезем и соответствующее количество Mg и Fe из анализа было исключено. В 3-м анализе наличие кремнезема объясняется загрязнением пробы кварцем. Поэтому при расчете формулы хромшпинелида количество кремнезема не принималось во внимание.

Кристаллохимические формулы акцессорного хромшпинелида:



Железистость анализируемых акцессорных хромшпинелидов выражается соответственно в 65,93, 64,85 и 76,98%. Согласно классификации Г. А. Соколова (1948), акцессорные хромшпинелиды исследованных ультраосновных пород относятся к феррохромпикотитам.

Постмагматические изменения дунитов выражаются главным образом в серпентинизации оливина и в замещении хромшпинелидов магнетитом.

Гарцбургиты

Гарцбургиты являются типоморфной петрографической разновидностью альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Ими или возникшими за счет них серпентинитами сложена основная масса исследованных гипербазитовых массивов. В тех же массивах, где помимо перидотитов присутствуют и иные петрографические разновидности ультраосновных пород, гарцбургиты составляет большая часть объема интрузива.

Внешне гарцбургиты отличаются от дунитов тем, что на зеленовато-сером фоне кристаллически-зернистой породы можно заметить более крупные пластинки ромбического пироксена. Однако, когда последние отсутствуют, то макроскопически различить гарцбургит от дунита практически невозможно. В серпентинизированных разностях критерием для отличия служат блестящие пластинки бастита, псевдоморфно замещающие ромбический пироксен.

Между гарцбургитами и дунитами существует самая тесная пространственная и генетическая связь. Они совершенно постепенно переходят друг в друга. Никаких резких, тем более интрузивных контактов между ними нам наблюдать не приходилось.

По минералогическому составу гарцбургиты отличаются от дунитов только наличием ромбического пироксена. Количество последнего непостоянно и колеблется от единичных зерен до 30—35% объема породы. Большая часть гарцбургитов характеризуется незначительным содержанием ромбического пироксена, количество которого редко превышает 10—15 объемн.%. Для того чтобы подчеркнуть эту специфическую черту, мы называем их обогащенными оливином гарцбургитами. Входящий в состав гарцбургитов оливин и хромшпинелиды по химическому составу и оптическим свойствам ничем не отличаются от таковых в дунитах; поэтому характеристику их мы здесь опускаем.

В гарцбургитах, в ассоциации с оливином и хромшпинелидом, ромбический пироксен образует бесцветные удлиненно-таблитчатой формы — индивидуумы, контуры которых большей частью явно приспособлены к ограничениям зерен оливина. Размеры зерен ромбического пироксена обычно превышают размеры оливина, благодаря чему порода нередко приобретает порфиоровидную структуру. Наряду с порфиоровидными выделениями, достигающими по длинной оси 4—5 мм, ромбический пироксен образует также и мелкие интерстиционные выделения, величина которых варьирует в пределах 0,1—0,5 мм. Явный ксеноморфизм зерен ромбического пироксена по отношению к оливиному обуславливает гипидоморфнозернистую структуру основной ткани породы. Иногда в гарцбургитах можно наблюдать небольшие гломеробластические скопления мелких зерен ромбического пироксена. Довольно часто и макроскопически, и в шлифах под микроскопом можно заметить одноименную пространственную ориентировку зерен оливина и ромбического пироксена. Зерна пироксена по сравнению с оливином менее реагируют на динамические напряжения. Часто, например, можно наблюдать, что, когда оливин выявляет отчетливое волнистое угасание, ромбический пироксен никаких признаков нарушения оптической ориентировки не обнаруживает. Вместе с тем в зонах, где породы испытывали усиленное давление и в ромбическом пироксене проявляется волнистое погасание, возникает псевдодвойникование, появляются флексурные изгибы зерен, подчеркнутые хорошо развитой спайностью пироксена. Дело доходит до разрыва сплошности зерен с образованием раскрошенных катакластических структур.

Отмеченный выше характер структурных взаимоотношений ромбического пироксена с оливином может быть дополнен тем, что в крупных зернах пироксена довольно часто можно видеть пойкилитовые включения оливина. Все эти наблюдения достаточно определенно свидетельствуют о том, что по крайней мере главная масса оливина кристаллизовалась раньше ромбического пироксена. Большая часть аксессуарных хромшпинелидов также, вероятно, кристаллизовалась раньше ромбического пироксена, поскольку известны факты коррозии зерен хромшпинелидов со стороны пироксенов. Вместе с тем известны случаи, когда поздние выделения хромшпинелидов в виде жилок внедряются в зерна ромбического пироксена.

Химический состав ромбического пироксена из гарцбургита и пироксенита (энстатита)

№ п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Сумма
1	55,34	Не обн.	Не обн.	1,12	0,04	5,92	Не обн.	0,11	0,006	35,27	0,70	Не обн.	Не обн.	0,05	1,17	99,726
2	53,84	Не обн.	Не обн.	1,28	0,04	9,68	0,142	0,08	0,011	32,50	1,05	Не обн.	Не обн.	0,07	1,00	99,693
3	54,59	Не обн.	Не обн.	1,20	0,04	7,80	0,071	0,095	0,009	33,89	0,88	Не обн.	Не обн.	0,06	1,09	99,725

1—ромбический пироксен из гарцбургита. Оспинско-Китойский массив. Верхняя правая составляющей р. Оюг;

2—ромбический пироксен из пироксенита (энстатита). Оспинско-Китойский массив;

3—средний состав ромбического пироксена.

Бесцветные, лишенные плеохроизма зерна ромбического пироксена, обладающие ясной спайностью по третьей призме (110), обнаруживают более или менее близкие между собой оптические свойства. Многочисленные замеры показателей преломления пироксена показывают следующие значения: N_g от 1,665 до 1,669, N_p от 1,656 до 1,660. Двупреломление колеблется в пределах 0,009—0,010. Углы оптических осей минерала варьируют от +60° до +66°. Судя по оптическим свойствам, ромбический пироксен отвечает энстатиту, содержащему до 5% ферросилитовой молекулы. Данные оптических исследований согласуются с результатами химических анализов минерала (табл. 4).

Кристаллохимические формулы пироксенов:

- $(\text{Mg}_{1,85}\text{Ca}_{0,027}\text{Fe}_{0,029}^{+3}\text{Fe}_{0,17}^{+2}\text{Ni}_{0,002}\text{Co}_{0,002})_{2,08}[(\text{Si}_{1,949}\text{O}_6)]$,
- $(\text{Mg}_{1,741}\text{Fe}_{0,292}^{+3}\text{Fe}_{0,034}^{+2}\text{Ca}_{0,041}\text{Mn}_{0,004})_{2,112}[(\text{Si}_{1,931}\text{O}_6)]$

По данным химического анализа железистость энстатита из гарцбургитов составляет 9,8%, а из пироксенитов — 15,7%.

Постмагматические изменения энстатитита выражаются главным образом в серпентинизации. Чаще всего он замещается баститом, который образует по энстатитам гомоосевые псевдоморфозы. Иногда по ромбическому пироксену развивается мелкочешуйчатый агрегат талька. Последний встречается и в несерпентинизированных разностях гарцбургитов, где он избирательно замещает зерна энстатита. Характерно, что при этом оливин остается совершенно свежим. Эти наблюдения с достоверностью свидетельствуют об автометаморфическом происхождении талька. Замещение тальком энстатита чаще всего происходит с периферии зерен ромбического пироксена, хотя наряду с этим мы наблюдали случаи, когда тальк поражал всю поверхность зерен энстатита, образуя крупные чешуйки, размер которых достигал 0,5 мм. В одном случае в совершенно свежем гарцбургите (Оспинско-Китойский массив) было зафиксировано замещение ромбического пироксена бесцветным магнезиальным амфиболом, относящимся по своим оптическим свойствам к тремолиту ($2V = -86^\circ$; $N_g - N_p = 0,029$; $cN_g = 15^\circ$). Вероятно, в начальной более высокотемпературной стадии автометаморфизма тальк и амфибол возникают в гораздо больших ко-

личествах, однако при последующих процессах серпентинизации эти минералы становятся неустойчивыми и переходят в серпентин. В парагенезисе с серпентином и землистым буроватым карбонатом в энстатите иногда появляются (чаще всего вдоль спайности) пластинчатые индивиды тоже бесцветного магнезиального амфибола, обладающего иными оптическими константами ($2V = -77^\circ$; $Ng = 1,664$; $Np = 1,638$; $Ng - Np = 0,028$; $cNg = 12-14^\circ$), которые позволяют диагностировать его как куммингтонит.

Лерцолиты

Лерцолиты распространены весьма ограниченно. Наличие их было отмечено, например, Т. Т. Деуля (Налетов, Шалаев, Деуля, 1941) и М. С. Можаровским в Дархинтуйском массиве Джидинского гипербазитового пояса. Наши исследования показали, что большая часть северо-восточной окраины Дархинтуйского массива сложена интенсивно серпентинизированными лерцолитами. Незначительные по площади выходы серпентинизированных лерцолитов обнаружены, кроме того, в центральной части Оронгодойского массива (Пинус, Колесник, 1963). М. Ф. Шестопалов упоминает о выходах лерцолитов в юго-западной части Оспинско-Китойского массива, в долине кл. Змеевикового. Нами лерцолиты в этом массиве установлены лишь в одном пункте — в районе Оспинского гольца на водоразделе между истоками рч. Зун-Оспы и кл. Змеевикового. Присутствие их установлено среди Амбетовского и Верхнесурнихинского массивов Енисейского гипербазитового пояса. Ранее мы описали лерцолиты в составе Кодейского массива в Туве, Куртушибинского, Кукинского и Борусского массивов в Западном Саяне и Чаганузунском массиве на Алтае (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). На этом пока исчерпываются сведения о распространении лерцолитов в составе альпинотипных гипербазитов юга Сибири. В этом свете нельзя не отметить, что утверждение П. И. Налетова (1961) о широком распространении лерцолитов в Джидинском районе Забайкалья следует признать ошибочным.

Интенсивная серпентинизация лерцолитов в большинстве пунктов их нахождения затрудняет выявление связи между ними и ассоциирующимися с ними ультраосновными породами. Лишь в Оспинско-Китойском массиве мы наблюдали четкие взаимоотношения лерцолитов с обогащенными оливином гарцбургитами. Микроскопическое исследование показало, что по мере приближения к контакту с гарцбургитами количество моноклинного пироксена в лерцолитах постепенно сокращается до полного исчезновения, что свидетельствует о постепенных переходах между данными петрографическими разновидностями гипербазитов. Аналогичные взаимоотношения нами были отмечены ранее в Кодейском массиве в Туве, где лерцолиты являются связующим звеном между гарцбургитами и вебстеритами (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955). На тесную связь лерцолитов с верлитами обращал внимание Н. Л. Добрецов (1963) при исследовании Борусского массива в Западном Саяне.

Наиболее свежие разности лерцолитов обладают темно-серой с зеленоватым оттенком окраской и плотным мелкозернистым сложением. В свежем неровном изломе породы можно заметить более крупные зерна ромбического пироксена, придающие породе порфиоровидное сложение. Минералогический состав лерцолитов отличается от гарцбургитов наличием, наряду с оливином и энстатитом, моноклинного пироксена. Так же как и в дунитах и гарцбургитах постоянной аксессуарной примесью лерцолитов являются хромшпиннелиды. Количественные соотношения между главными породообразующими минералами варьируют в довольно широких пределах. В массивах Джидинского гипербазитового пояса пироксены в сумме составляют не более 20—25% объема породы, причем монопироксен, как правило, количественно подчинен ромбиче-

скому пироксену. В Оспинско-Китойском массиве, наоборот, лерцолиты характеризуются преобладанием монопироксена над оливином и ромбическим пироксеном. Однако в большинстве случаев оливин является главным породообразующим минералом лерцолитов.

Оптические свойства оливина ($2V = +85-89^\circ$; $Ng - Np = 0,030-0,036$) и энстатита ($2V = +61 - +62^\circ$; $Ng - Np = 0,009-0,010$) лерцолитов мало чем отличаются от оливина и энстатита гарцбургитов. Судя по приведенным выше константам, количество фаялитовой молекулы в оливине достигает 12%, а содержание ферросилитовой молекулы в энстатите — 8%. Моноклинный пироксен образует в породе мелкие иногда несколько удлиненные, ксеноморфные по отношению к оливину зерна с отчетливо выраженной спайностью по (110), пересекающейся в поперечных срезах под углом в $87-88^\circ$. Угол оптических осей монопироксена составляет $+58^\circ - +60^\circ$, двупреломление колеблется от 0,027 до 0,033, $cNg = 39-41^\circ$. Приведенные константы свидетельствуют о том, что содержание геденбергитовой молекулы в диопсиде варьирует от нуля до 22%.

Постмагматические изменения лерцолитов в основном сводятся к серпентинизации оливина и энстатита. Моноклинный пироксен значительно более устойчив к действию серпентинизирующих растворов и даже в том случае, когда от оливина и энстатита лерцолитов остаются лишь редкие реликты, диопсид серпентинизируется только частично. Вместе с тем по нему охотно развивается эпимагматический амфибол тремолитового ряда ($2V = -84^\circ$; $Ng - Np = 0,026$, $cNg = 17^\circ$).

Верлиты

Породы, состоящие из оливина и моноклинного пироксена, не пользуются распространением среди гипербазитовых массивов. Они известны пока в Карашатском и Уларском массивах Южно-Тувинского гипербазитового пояса, в Янгозинском массиве Ийско-Тагульского пояса, Оспинско-Китойском массиве Восточно-Саянского гипербазитового пояса и в некоторых гипербазитовых массивах Енисейского пояса. Во всех указанных массивах верлиты слагают небольшие поля, дайкообразные тела или маломощные жилки среди гарцбургитов или вебстеритов (Карашатский массив). О наличии верлитов в составе Оспинско-Китойского массива упоминал Ф. М. Шестопалов (1938), а также И. В. Белов и М. Г. Богидеева (1962). Более или менее четкие взаимоотношения верлитов с вмещающими их породами установлены только в пределах Оспинско-Китойского массива, где маломощные жилки верлитов инъецируют серпентинизированные гарцбургиты. Здесь же зафиксирована метровая мощности дайка амфиболизированного верлита среди гарцбургитов.

Верлиты представляют собой средне- или крупнозернистую зеленовато-серого цвета породу иногда с отчетливо выраженной порфириовидной структурой. Последняя обуславливается наличием крупных (до 4 мм) таблитчатых индивидуумов моноклинного пироксена среди панидиоморфного агрегата более или менее изометричных зерен оливина и монопироксена основного фона породы. Количественные соотношения между оливином и монопироксеном весьма непостоянны. Более типичными являются верлиты, в которых соотношение между оливином и монопироксеном выдерживаются, примерно, в равных количествах, хотя встречаются разности с явными преобладаниями того или иного породообразующего минерала.

Оливин верлитов образует изометричные зерна размером в 0,3—2 мм, состав которых в большинстве случаев остается таким же как и в вышеописанных ультраосновных породах ($2V = +85^\circ$; $Ng - Np = 0,036$). Исключением являются оливины Янгозинского массива, в котором коли-

чество фаялитовой молекулы в оливине достигает 20—23% ($Ng^1=1,715$, $Np^1=1,679$; $Ng^1-Np^1=0,036$).

Моноклинный пироксен, как отмечалось, слагает таблитчатые зерна, размер которых варьирует от 0,5 до 4 мм. В порфировидных выделениях можно видеть пойкилитовые включения оливина. Вместе с тем степень идиоморфизма оливина и пироксена одинакова. Монопироксен бесцветен, обычно обнаруживает хорошо выраженную диаляговую отделимость. Иногда ясно видна спайность. Угол оптических осей составляет $+60^\circ$ — $+64^\circ$; $Ng-Np=0,032$; $cNg=42^\circ$. Судя по оптическим данным, моноклинный пироксен верлитов отвечает по составу диопсиду, содержащему около 10% геденбергитовой молекулы. В качестве акцессорной примеси в породе всегда присутствуют зерна хромшпинелидов.

Постмагматические изменения верлитов выражаются в серпентинизации оливина и частично диопсида. Для последнего более характерно замещение тремолитовым амфиболом.

Пироксениты

Удельный вес пироксенитов по отношению к типоморфным представителям гипербазитов (гарцбургитам) ничтожен. Мы нигде не обнаруживали значительных по площади полей, сложенных пироксенитами. Наиболее часто пироксениты образуют маломощные полосы или дайкоподобные тела, мощность которых варьирует от нескольких см до 1—2, реже более метров. Иногда встречаются широкообразные выделения пироксенитов. По минералогическому составу среди пироксенитов выделяются: энстатиты, диопсидиты и вебстериты. Наибольшим распространением пользуются энстатиты. Количественно им подчинены диопсидиты. В единичных случаях встречаются вебстериты. Следует заметить, что часть пироксенитов (энстатитов и диалягитов) возникает в результате метасоматического изменения гипербазитов. Примеры пироксенитов метасоматического генезиса будут описаны ниже в соответствующем разделе. Здесь же приводится характеристика пироксенитов, магматическое происхождение которых сомнений не вызывает.

Энстатиты

Эти породы чаще всего встречаются в тесной пространственной ассоциации с гарцбургитами, образуя в них маломощные (от микроскопических до 5 см и более) субпараллельные полосы. Разделяющие полосы энстатитита породы состоят из обогащенного оливином гарцбургита или дунита. Такие поля полосчатых ультраосновных пород пользуются широким распространением в пределах Оспинско-Китойского массива в Восточном Саяне. Энстатиты были встречены там в районе водораздела реки Зун-Оспы и кл. Змеевикового, а также в бассейне среднего и нижнего течения последнего. Аналогичные полосовидные сегрегации ромбического пироксена, придающие гипербазитам четко выраженную полосчатость, известны также в Куртушибинском и Борусском массивах Западно-Саянского гипербазитового пояса и в ряде других мест.

Наиболее типичные энстатиты представлены темно-серой с маслянистым блеском крупно кристаллической породой, состоящей из мономинерального панидиоморфного агрегата таблитчатых по форме зерен энстатита с небольшой примесью зерен хромшпинелидов. Размеры зерен пироксена составляют 2—3 мм, а местами достигают 10—30 мм. Энстатит бесцветный, обладает совершенной спайностью по (110) и (100). Индивидуумы его нередко деформированы, что выражается в неодновременном угасании, а иногда изогнутости и раздроблении зерен. Оптические константы пироксена более или менее постоянны; $2V$ варьирует

от $+58^{\circ}$ до $+66^{\circ}$; $Ng=1,668$; $Np=1,658$. Величина двупреломления составляет 0,009—0,010. Погасание прямое, но иногда отклоняется от него на $7-9^{\circ}$. Химический состав ромбического пироксена энстатититов приведен в табл. 5. Судя по оптическим данным, содержание ферросилитовой молекулы в энстатите составляет 5—8%, а по данным химанализа железистость энстатита достигает 16%. Оптические характеристики энстатита различных петрографических разновидностей перидотитов и энстатититов очень близки между собой. Постмагматические изменения энстатититов чаще всего выражаются в серпентинизации пироксена. Однако нередко также по энстатиту образуется бурая пелитовидная масса, пропитанная пылью магнетита. В ассоциации с этой массой, обычно вдоль спайности пироксена появляются удлиненные кристаллы магниевого бесцветного амфибола (с большим углом оптических осей; $Ng=1,674-1,676$; $cNg=19^{\circ}$), который, вероятно, отвечает куммингтониту. Средний химический состав энстатититов по данным 4 анализов представляется в следующем виде.

Таблица 5

Химический состав энстатититов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
51,31	0,09	2,11	1,94	Не опр.	5,80	0,13	34,27	1,86	Сл.	Сл.	2,35	99,86

По содержанию кремнекислоты энстатититы являются наиболее кислым представителем альпинотипных гипербазитов юга Сибири.

Контакт энстатититовых обособлений с гарцбургитами весьма четкий. Вместе с тем в энстатитите по границе с гарцбургитами появляются единичные зерна оливина. Количество последних быстро возрастает по направлению к гарцбургиту и энстатититы, таким образом, сменяются перидотитами.

Характеризуя петрографические разновидности гипербазитов, мы везде подчеркивали отчетливый ксеноморфизм энстатита по отношению к ранее выделившемуся оливину. Более поздняя кристаллизация энстатита при формировании гарцбургитов отмечалась многими исследователями. В частности А. Н. Заварицкий (1932) на материалах перидотитового массива Рай-Из пришел к выводу, что ко времени кристаллизации энстатита перидотитовая магма уже на $\frac{3}{4}$ своего объема была раскристаллизована. В этом свете возникновение полосчатых обособлений энстатитов среди дунитов и обогащенных оливином гарцбургитов логичнее всего объяснять явлениями дифференциации, происходящими в движущейся под давлением в значительной мере раскристаллизованной магматической массе. Об этом свидетельствует и ориентировка энстатититовых полосчатых выделений, которые обычно располагаются по направлению удлинения массивов.

Диопсидиты

Среди альпинотипных гипербазитов юга Сибири диопсидиты обнаруживаются довольно часто. Однако дайкообразные тела и шширообразные выделения мономинеральных диопсидовых пород обладают небольшими размерами (мощность дайкообразных тел редко превышает 1—2 м при длине в несколько десятков метров) в силу чего диопсидиты в общей массе гипербазитов составляют небольшую часть. В более ранней работе, посвященной гипербазитам Алтае-Саянской области, мы

отмечаем, что диопсидититы были встречены среди серпентинитовых линз Западно- и Южно-Тувинских гипербазитовых поясов, среди отдельных серпентинитовых массивов Каахемского, Западно-Саянского, Горно-Алтайского и Салаирского гипербазитовых поясов. К этому следует добавить присутствие диопсидититов в составе ряда серпентинитовых массивов Джидинского гипербазитового пояса. По работам Т. Т. Деуля (1941), Е. Н. Смолянского (1958) и П. И. Налетова (1961), выходы диопсидититов были известны в левом борту р. Хасартый, против устья р. Ойногора, в устье р. Цакирки, в бассейне р. Дунду-Гол и в районе пади Хурай-Цакир. Нами диопсидититы были установлены в составе Цаган-Моринского гипербазитового массива и в ряде серпентинитовых линз к северу от него. Диопсидититы известны также в составе пород Оспинско-Китойского массива Восточно-Саянского гипербазитового пояса и в серпентинитовой линзе, обнажающейся в правом борту долины р. Оки, против устья р. Боксон.

Характерно, что во всех случаях выходы диопсидититов располагаются среди серпентинитов и поэтому выяснить взаимоотношения их с другими петрографическими разновидностями ультраосновных пород не представилось возможным. Обычно дайкообразные тела диопсидититов ориентированы параллельно удлинению массивов. Контакт с серпентинитами в большинстве случаев прямолинейный и четкий. Обычно он подчеркивается зонами рассланцованных серпентинитов. Однако в ряде случаев мы наблюдали постепенные переходы диопсидититов в серпентиниты через небольшой мощности оторочку баститовых апопироксенитовых серпентинитов.

Диопсидититы представляют собой зеленовато-серую крупнозернистую очень вязкую породу, обладающую панидноморфной структурой. Последняя обусловлена таблитчатыми кристаллами моноклинного пироксена — единственного магматического порообразующего минерала, входящего в состав диопсидитита. Средние размеры зерен монопироксена составляют 5—10 мм, а вообще величина их варьирует от 2—3 до 20 мм и более. Бесцветные в шлифах зерна монопироксена в большинстве случаев обладают совершенной тонкой диаглаговой отдельностью. По оптическим свойствам моноклинный пироксен диопсидититов относится к слабозелезистым диопсидам с содержанием геденбергитовой молекулы 5—10% ($2V = +60^\circ$; $N_g = 1,698$; $N_p = 1,667$; $N_g - N_p = 0,031$; $cNg = 39^\circ$). Характерной особенностью диопсидититов является их крупнозернистое строение и отсутствие в составе магматических порообразующих минералов хромшпинелидов — постоянной аксессуарной примеси всех других петрографических разновидностей гипербазитов. Монопироксен диопсидититов замещается бесцветным амфиболом тремолит-актинолитового ряда и серпентином. Постмагматические изменения диопсидита сопровождаются выделением тонкодисперсного магнетита и карбоната.

Вебстериты

Вебстериты являются наименее распространенной петрографической разновидностью пироксенитов, встречающихся среди кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Они были описаны нами ранее в составе Борусского, Калнинского, Кодейского, Карашатского гипербазитовых массивов Западного Саяна и Тувы, а также среди некоторых линз серпентинитов, составляющих Салаирский и Западно-Тувинский гипербазитовые пояса. Последующими исследованиями вебстериты обнаружены среди пород, слагающих Оспинско-Китойский гипербазитовый массив. Там выходы их установлены на водоразделе между истоками р. Онот и кл. Змеевиковым, а также в долине последнего. М. В. Богидаева

(1961) отмечает наличие вебстеритов среди пироксенитов рч. Дунду-Гол в одном из массивов Джидинского гипербазитового пояса.

В Оспинско-Китойском массиве вебстериты были обнаружены среди графитсодержащих интенсивно серпентинизированных и карбоатизированных гарцбургитов. Интенсивно прошедшие постмагматические процессы значительно осложнили истинные взаимоотношения между вебстеритами и вмещающими их гарцбургитами. Однако, судя по тому, что по периферии вебстеритового тела в нем наряду с моноклинным и ромбическим пироксеном появляется оливин, можно полагать, что вебстериты постепенно через лерцолиты сменяются гарцбургитами. Постепенные переходы вебстеритов в гарцбургиты ранее были установлены также в Борусском и Кодейском массивах (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). Таким образом, характер взаимоотношений между отмеченными петрографическими разновидностями гипербазитов позволяет считать, что иногда в процессе формирования крупных гипербазитовых массивов имеет место локальная сегрегация моноклинного и ромбического пироксенов с обособлением небольших участков вебстеритов.

Макроскопически свежие образцы вебстеритов обладают темно-серым или зеленовато-серым цветом и среднезернистым строением. Это массивные тонкокристаллические породы, размеры зерен которых обычно не превышают 2—3 мм. Они сложены моноклинным и ромбическим пироксенами и небольшим количеством хромшпинелидов. Количественные соотношения между моноклинным и ромбическим пироксенами очень не выдержаны. В исследованных образцах содержание монопироксена колеблется от 38% до 80% объема породы. В шлифах широко таблитчатые индивидуумы моноклинного пироксена обладают густой системой хорошо выраженных трещин отдельности, ориентированной параллельно плоскости первого пинакоида. Угол оптических осей монопироксена составляет $+58—+60^\circ$; $cNg=38—42^\circ$; величина двупреломления 0,028—0,030. Приведенные оптические константы минерала свидетельствуют о принадлежности монопироксена к диопсиду, содержащему от 5 до 25% геденбергитовой молекулы. Ромбический пироксен сохраняется в породе редко и обычно в виде реликтов среди псевдоморфоз заместившего его бастита. Он несколько более железист по сравнению с энстатитом гарцбургитов. Судя по оптическим характеристикам ($2V=+62^\circ$; $Ng-Np$ до 0,012) ромбический пироксен вебстеритов содержит до 20% ферросилитовой молекулы. Призматические зерна ромбического пироксена по степени идиоморфизма не уступают моноклинному пироксену, поэтому структура породы определяется как призматическизернистая. Из магматических минералов следует отметить еще хромшпинелиды, образующие мелкую и неравномерную вкрапленность. Мы уже отмечали, что иногда в составе вебстеритов встречаются единичные зерна серпентинизированного оливина. Постмагматические изменения вебстеритов, помимо серпентинизации энстатита и частично диопсида, выражаются также в амфиболизации моноклинного пироксена. Замещающий его бесцветный амфибол тремолит-актинолитового ряда появляется обычно вдоль трещинок пироксена и с периферии зерен его. Высвобождающееся при серпентинизации и амфиболизации пироксенов железо выпадает в виде тонкой пыли или мелких скоплений магнетита.

Гипербазитовые брекчии

Эти оригинальные образования были обнаружены И. М. Волоховым среди Шагонарского массива и безымянной серпентинитовой линзы, обнажающейся в районе выходов Актотракского массива, то есть в пределах Западно-Тувинского гипербазитового пояса. Гипербазитовые брекчии описаны в наших ранних работах (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955,

1958) и в специальной статье И. М. Волохова (1956), поэтому здесь мы приведем лишь самую краткую характеристику их.

Гипербазитовыми брекчиями сложены изометричные или несколько удлиненные в плане небольшие (10—20 м в диаметре) трубообразной формы тела с крутыми или вертикальными контактами. Они рвут вмещающие их серпентиниты Шагонарского массива и сами интродуцируются линейными телами габброидов.

В составе брекчий преобладают обломки гипербазитов. Количественно им подчинены обломки пород вмещающей Шагонарский массив актовракской свиты нижнего кембрия, представленные главным образом порфиритами, реже кварцитами, известняками и еще реже глинистыми сланцами. Размер обломков варьирует от 2 до 70 см. Обломочный материал цементируется более или менее однородной криптозернистой серпентиновой массой, составляющей от 15 до 20% объема брекчий.

Состав обломков гипербазитов отвечает хризотил-антигоритовому серпентиниту, в котором встречаются псевдоморфозы бастита, иногда содержащие реликты энстатита, акцессорные хромшпинелиды и магнетит. Среди цементирующей обломки крипто-микроантигоритовой массы обнаруживается бастит, хромшпинелиды и магнезиальная слюда (флогопит?), образующая более крупные по сравнению с антигоритом листочки, неравномерно распределенные в массе цемента. Характерно присутствие в цементе тонкозернистого пентландита (?) часто в ассоциации с хромшпинелидом и добреелита (?).

Изучение взаимоотношений обломков серпентинитов с серпентинитовым цементом брекчий показало, что исходные для обломков гипербазиты попали в брекчию уже испытав серпентинизацию. По мнению изучавших гипербазитовые брекчии И. М. Волохова, образование их связано с эксплозивными явлениями, вызывавшимися быстрым сбрасыванием летучих по тектоническим нарушениям при становлении гипербазитовых массивов.

Серпентиниты

Серпентиниты являются наиболее распространенной ультраосновной породой альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Ими обычно сложены все мелкие тела и большая часть выходов крупных массивов. Известен и ряд крупных массивов, в которых также не сохранилось первичномагматических минералов (Тотхолтинский, Хангарульский в Джидинском гипербазитовом поясе, Таловский на Салаире, Хоптинский в Туве и ряд других). В тех массивах, где обнаруживаются неизменные ультраосновные породы, поля серпентинитов всегда локализируются по периферии интрузивных тел, слагая эндоконтактные зоны последних. Эта закономерность выдерживается без всяких исключений. Мощность таких серпентинитовых оболочек варьирует от десятков метров до нескольких километров. Однако серпентиниты слагают не только периферические зоны ультраосновных интрузивов. Немало их и в других частях массивов. Однако и там поля серпентинитов распространены не беспорядочно, а подчинены структурно-ослабленным зонам массивов, оконтуриваясь в виде более или менее прямолинейных полос различной мощности и протяженности.

Серпентиниты, будучи относительно мягкими породами, очень чувствительны к динамическим напряжениям и поэтому почти всегда бывают в той или иной степени рассланцованы. В зонах тектонических нарушений они обладают характерной чечевицеобразной отдельностью. В этом случае различные по размерам линзочки более плотной породы отделены друг от друга тонко рассланцовой серпофитовой массой.

Гораздо реже встречается конгломератовидная отдельность, обусловленная наличием овальных или округлых «ядер» серпентинита, «сцементированных» расщепленной серпентинитовой массой. Конгломератовидные серпентиниты были встречены нами в эндоконтактовых зонах Оспинско-Китойского массива Восточного Саяна, в Хангарульском и Дархинтуйском массивах Джидинского гипербазитового пояса. Тектоническая природа этих оригинальных образований была обоснована выше при характеристике Дархинтуйского массива.

Минеральный состав серпентинитов определяется различным сочетанием следующих морфологических разновидностей серпентиновых минералов: хризотил, антигорит, серпофит, бастит. Значительно реже встречается хризотил-асбест. Постоянной аксессуарной примесью серпентинитов являются хромшпинелиды — единственные, всегда присутствующие реликты первичномагматических минералов пород, по которым образовались серпентиниты. Иногда в серпентинитах сохраняются незамещенными единичные дезинтегрированные зерна оливина, ромбического и моноклинного пироксенов. Весьма характерной минеральной примесью серпентинитов является магнетит, образующийся в процессе метасоматического замещения серпентином орто- и метасиликатов.

В зависимости от парагенезисов серпентиновых минералов, среди серпентинитов могут быть выделены следующие петрографические разновидности: хризотилловые, антигоровые, серпофитовые, хризотил-антигоровые, серпофит-хризотилловые, серпофит-антигоровые, хризотил-серпофит-антигоровые.

Очень разнообразны микроструктуры серпентинитов. Среди них наиболее обычными являются петельчатая (для хризотилсодержащих разновидностей) и решетчатая, либо листоватая и пластинчатая (для антигоровых или антигоритсодержащих серпентинитов). Реже встречается петельчатая, псевдосферолитовая или колломорфные структуры. Последняя свойственна исключительно серпофитовым серпентинитам (рис. 21). Оригинальна ленточная структура, возникающая в случае наложения около одной трещины ряда параллельных лент или слоев хризотила. Для псевдоморфоз бастита типичны сплошные, монолитные агрегаты, хотя иногда наблюдается волокнистое или струйчатое строение бастита. Не останавливаясь на описании перечисленных структур, отметим лишь, что структурные рисунки серпентинитов быстро меняются. Нередки случаи, когда в одном и том же шлифе можно наблюдать различные микроструктуры серпентинитов. Одной из причин непостоянства микроструктур серпентинитов является то, что серпентинизация является многоактным процессом: то затухающим, то возобновляющимся с новой силой. Об этом свидетельствуют постоянно встречающиеся различные генерации серпентиновых минералов, отчетливо накладывающихся друг на друга.

Мы не приводим обобщенную петрографическую характеристику серпентинитов, слагающих массивы альпинистипных гипербазитов юга Сибири, поскольку серпентиниты восточных районов Сибири принципиально ничем не отличаются от охарактеризованных нами ранее серпентинитов Алтае-Саянской складчатой области (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). Поэтому ниже ограничимся лишь изложением некоторых дополнительных данных, которые ранее были либо совсем опущены, либо из-за недостатка фактических материалов отражались в самой общей форме.

В этом свете следует прежде всего привести оптические константы наиболее распространенных морфологических разновидностей серпентиновых минералов (табл. 6). Далее следует несколько подробнее остановиться на характеристике самого процесса серпентинизации. Обильный материал в этом плане получен нами при исследовании пород Оспинско-Китойского массива, обширные поля которого, как отмечалось, сложены

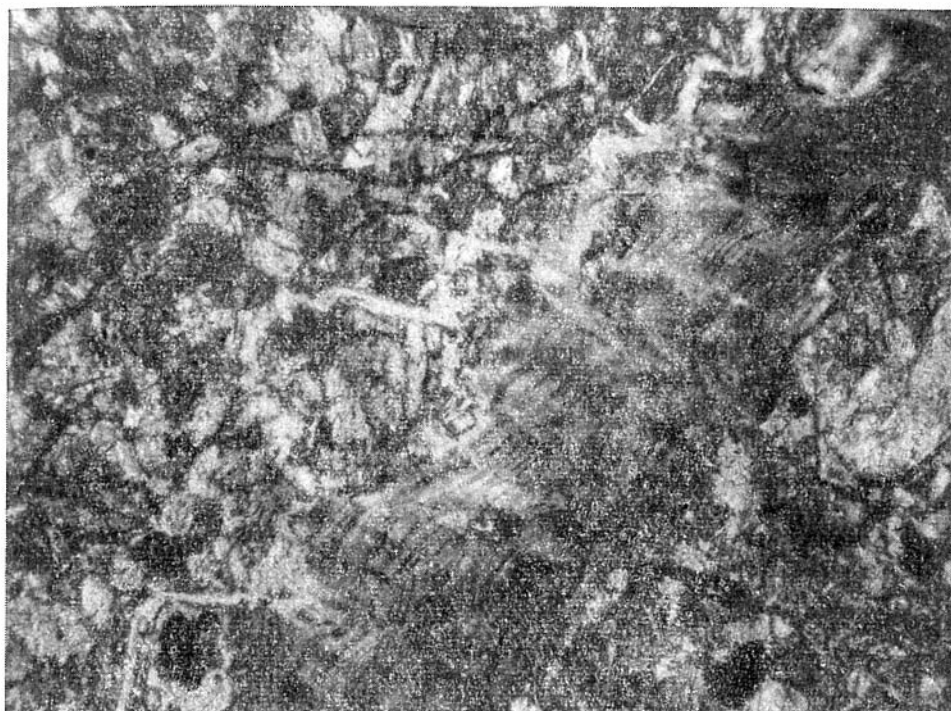


Рис. 21. Жилка колломорфного серпфита в антигоровом серпентините.
Николн скрещены, увел. 24

почти совершенно свежими обогащенными оливином гарцбургитами и дунитами. Начало процесса серпентинизации запечатлено в породах массива чаще всего в появлении тонкой сетки хризотилловых шнурочков, образующихся по периферии зерен оливина и иногда проникающих внутрь зерен последнего. При дальнейшем развитии процесса возрастает мощность хризотилловых шнуров и сгущается сеть их. Размер ячеек

Таблица 6

Оптические свойства серпентиновых минералов альпийских гипербазитов юга Сибири

Минерал	N_g	N_p	$N_g - N_p$
Антигорит	1,566—1,569	1,560—1,565	0,004—0,006
Хризотил	1,551	1,556	0,005
Серпфит	1,558—1,560	1,555—1,556	0,003—0,005
Бастит	1,564	1,560	0,004

петель уменьшается до величины 0,2—0,7 мм. Затем серпентинизация охватывает дезинтегрированные зерна породы, заключенные внутри петель хризотила. На этой стадии процесса появляются новые модификации серпентиновых минералов, обычно представленных либо криптокристаллическим агрегатом антигорита, либо слегка поляризующим серпфитом. Именно эти разновидности серпентина выполняют ячейки хризотилловых петель, образуя в конце концов хризотил-антигоритовые или хризотил-серпфитовые серпентиниты. Значительно реже можно наблюдать

иную картину, когда реликты заключенных внутри хризотилowych петель оливина и в дальнейшем продолжают замещаться хризотилом. В этом случае либо происходит разрастание длины волокон хризотила до тех пор пока волокна последнего, растущие навстречу друг другу, не сомкнутся между собой, либо параллельно хризотилowому шнурку внутри петли появляются новые хризотилowые ленты, образуя так называемые сложные или отороченные хризотилowые шнурки. Процесс развивается в таком виде до полного замещения порообразующих минералов гипербазита серпентином. Так возникают мономинеральные хризотилowые серпентиниты. Они встречаются значительно реже хризотил-антигоритовых и хризотил-серпофитовых серпентинитов. Замечено, что хризотилowые серпентиниты чаще образуются при серпентинизации мелких гипербазитовых линз или в тектонически раздробленных зонах, то есть в таких условиях, когда в результате предварительной тектонической подготовки в породах возникает дополнительная система микротрещиноватости.

Охарактеризованный вариант последовательности процесса серпентинизации гипербазитов не является единственным, хотя именно он встречается наиболее часто.

Второй вариант проявления последовательного хода процесса серпентинизации, который мы наблюдали неоднократно, начинается с появления среди совершенно свежих зерен оливина несвязанных друг с другом пластинок и иголочек антигорита. Никакой закономерности в ориентировке индивидуумов антигорита в зернах оливина в этих случаях подметить не удастся. Вместе с тем, несомненно, что появление отдельных кристаллов антигорита среди оливина не случайно, а зависит от расположения путей движения серпентинизирующих растворов. Вероятно, в данном случае растворы, производящие серпентинизацию, движутся по микропорам и вызываемые ими метасоматические явления носят диффузионный характер. При нарастании интенсивности процесса серпентинизации количество антигорита возрастает до полного исчезновения замещаемого им оливина. В качестве конечного продукта метасоматоза при этом возникают антигоритовые серпентиниты, которые пользуются весьма широким распространением среди серпентинитов альпийских гипербазитов юга Сибири. Однако следует иметь в виду, что не все антигоритовые серпентиниты являются результатом данного процесса. Антигоритовые серпентиниты появляются также всякий раз, когда мы встречаемся с явлениями аллометаморфической серпентинизации, вызванной гидротермальными растворами, которые генетически связаны уже не с гипербазитами, а с более молодыми интрузиями, прорывающими ультраосновные массивы или вообще с новой порцией относительно горячих растворов, взаимодействующих с уже серпентинизированными гипербазитами.

Отличительной особенностью аллометаморфических антигоритовых серпентинитов является их относительно более крупнозернистое строение. Размеры отдельных индивидуумов антигорита достигают величины 0,6—0,8 мм. При этом возникают характерные для данного типа антигоритовых серпентинитов пешечная или паркетная микроструктуры. Нередко также они совершенно лишены мелких скоплений и пылевидной примеси магнетита, образующегося при замещении серпентином ортосиликатов. Железо в этом случае выносится гидротермальными растворами на периферию ореола их воздействия. Однако миграция железа осуществляется не всегда, что, очевидно, связано с физико-химическим состоянием циркулирующих растворов, вызывающих перекристаллизацию ранее образованных серпентинитов. Более подробную общую характеристику аллометаморфических серпентинитов можно найти в ранее опубликованной работе (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958).

Многоактный, пульсационный характер процесса серпентинизации отчетливо выявляется при микроскопическом исследовании серпентинитов, фиксируясь в наличии различных генераций серпентинитовых минералов. При этом можно видеть как, например, жилки более низкотемпературного (иногда коллоидного) серпофита секут петельчатый микроструктурный узор хризотил-антигоритового или серпофит-антигоритового серпентинита, или жилки хризотила второй генерации, прослеживаясь через все поле шлифа, накладываются на антигоритовые и другие петрографические разновидности серпентинитов или, наконец, жилки антигритита секут серпофит-хризотилитовые серпентиниты. Эти примеры свидетельствуют о том, что температура последующих порций серпентинизирующих растворов не всегда была ниже температуры ранее циркулировавших растворов. Сплошь и рядом можно наблюдать, как относительно более высокотемпературный антигорит образуется на месте ранее выделившегося, заведомо более низкотемпературного серпофита. Таким образом, температура пульсирующих гидротермальных растворов, производящих серпентинизацию ультраосновных пород, может то понижаться, то подыматься и в зависимости от этого, при прочих равных условиях, появляются различные модификации серпентиновых минералов.

В результате последующего гидротермального метаморфизма серпентинитов в них появляется целая гамма новообразований, в числе которых можно отметить карбонат, тальк, тремолит, диопсид, брусит и ряд других минералов. Некоторые из этих минералов иногда находятся в значительных количествах, а содержащие их серпентиниты слагают большие по объему массы. Учитывая сказанное, целесообразно будет выделить в качестве особых петрографических разновидностей серпентинитов карбонат- и бруситсодержащие серпентиниты и привести их краткую характеристику.

Карбонатсодержащие серпентиниты

Карбонатизация серпентинитов является наиболее обычным и широко распространенным процессом, связанным с возрастающей активностью углекислоты в конце процесса серпентинизации. Конечным результатом этого процесса являются апосерпентинитовые кварц-карбонатные породы. Карбонатсодержащие серпентиниты, наоборот, фиксируют начальные стадии процесса и поэтому эти породы распространены значительно шире кварц-карбонатных пород. Нет смысла перечислять гипербазитовые массивы, в которых были обнаружены карбонатсодержащие серпентиниты, поскольку они встречаются практически везде, где широко проявляется процесс серпентинизации гипербазитовых массивов. Важнее подчеркнуть то, что пространственно карбонатсодержащие серпентиниты чаще локализируются в эндоконтактных зонах массивов или среди полей серпентинитов, расположенных вдоль зон смятий во внутренних частях интрузивных тел. Однако известны случаи, когда карбонатная минерализация охватывает значительные площади серпентинитов, которые не обнаруживают видимой связи с тектоникой или элементами внутреннего строения массивов гипербазитов. Кроме того, карбонатсодержащие серпентиниты нередко слагают внешние зоны апогипербазитовых метаморфических образований, возникающих на контакте ультраосновных пород при прорыве их гранитоидами.

Степень насыщенности серпентинитов карбонатами бывает самая разнообразная — от единичных зерен или мелких скоплений до сплошной карбонатной массы. Формы проявления карбоната в серпентинитах столь же разнообразны. Однако чаще встречаются небольшие, более или менее изометричных очертаний скопления мелких зерен карбоната или тонкие прерывистые жилки. Не менее часто карбонат проявляется в виде

скоплений мельчайших кристаллов или в виде землистой массы. Значительно реже встречаются крупные идиоморфные ромбовидные кристаллы карбоната, придающие серпентиниту порфиروبластовую структуру. Иногда новообразования карбоната наследуют структурный рисунок замещенного им серпентинита. Встречаются случаи избирательной карбонатизации серпентинитов, когда, например, замещению карбонатам подвергается только псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену.

Наложенный характер карбонатной минерализации становится очевидным уже из сказанного. Добавим к этому, что обычно в зальбандах карбонатных жил или по периферии скоплений зерен карбоната в серпентинитах наблюдаются явления перекристаллизации с образованием зон крупнопластинчатого антигоритового агрегата.

Карбонат, входящий в состав серпентинитов, судя по величине показателя преломления и углами ромбоэдра, представлен в большинстве случаев почти чистым магнезитом ($N_o = 1,699 - 1,702$). Реже встречаются разновидности, отвечающие по составу брейнериту ($N_o = 1,704$) и параанкериту ($N_o = 1,686 - 1,690$).

В карбонатсодержащих серпентинитах в ассоциации с карбонатом нередко появляется тальк. Не раз мы наблюдали как карбонат как бы адсорбирует магнетит, находящийся в серпентиновом агрегате. В этом случае скопления карбонатных зерен бывают буквально переполнены мельчайшими скоплениями дисперсного магнетита, а окружающий карбонат серпентин становится стерильным в отношении магнетита. Здесь опять-таки мы встречаемся с явлениями миграции железа под воздействием углекислых гидротермальных растворов.

Бруситосодержащие серпентиниты

Эти породы широко распространены в эндоконтактных зонах Оспинско-Китойского гипербазитового массива, особенно в его юго-западной части. В. Н. Лодочников (1936) отмечал наличие брусита в серпентинитах соседнего Ильчирского, а также в расположенном далее к западу Сусерском массивах. Нами бруситосодержащие серпентиниты установлены, кроме того, в Тогульском массиве Ийско-Тогульского гипербазитового пояса, а также среди серпентинитового массива, обнажающегося к северо-востоку от гипербазитового тела горы Чалой (Сисим-Казырский район Восточного Саяна), а также в Амбетовском, Верхнесурнинском и других массивах Енисейского гипербазитового пояса. Ранее бруситосодержащие серпентиниты были найдены среди пород Хамархундинского и Харгандинского массивов Джидинского района Забайкалья (Пинус, Колесник, 1963), Актоврацкого, Кодейского и Агардакского массива в Туве, Чаганузунского на Алтае и Таловского на Салаире. Таким образом, о брусите можно говорить как о довольно обычном минерале альпинотипных гипербазитов юга Сибири.

Брусит образует пластинчатые кристаллы, размеры которых колеблются от сотых до десятых долей миллиметра. В крупных пластинках хорошо видна спайность по (001). В проходящем свете брусит трудно отличить от антигорита. Вместе с тем, он легко диагностируется по значительно большему по сравнению с антигоритом двупреломлению. Величина последнего варьирует от 0,015 до 0,017, благодаря чему в скрещенных николях наблюдается желтая и бледно-оранжевая интерференционная окраска. Показатели преломления брусита следующие: $N_g = 1,584 - 1,585$, $N_p = 1,567 - 1,570$. Он быстро растворяется в соляной кислоте и это может служить очень надежным диагностическим признаком.

Количество брусита в серпентинитах колеблется в широких пределах, но обычно редко превышает 10% объема породы. Вместе с тем в

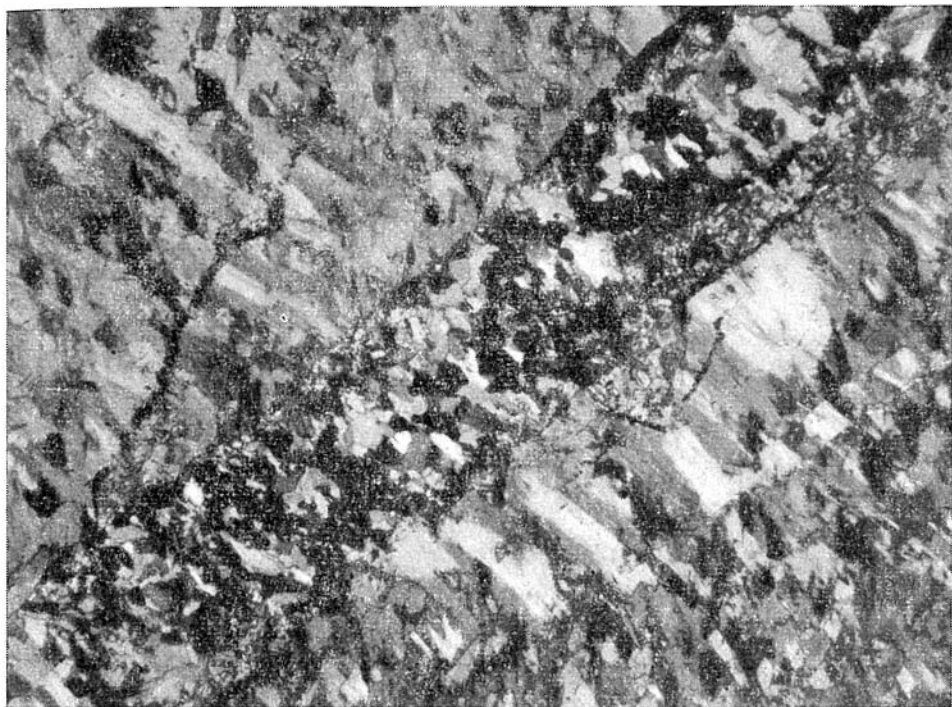


Рис. 22. Магнетит-бруситовая жила среди перекристаллизованного крупнокристаллического агрегата антигорита. Никколи скрещены, увел. 24

бассейне кл. Змеевикового, в юго-западном эндоконтакте Оспинско-Китайского массива среди серпофитовых серпентинитов мы наблюдали полосы бруситсодержащих антигоритовых серпентинитов с содержанием брусита до 50% объема породы.

Брусит чаще всего ассоциируется с жилами антигорита поздних генераций, которые секут серпентиновый агрегат (рис. 22). Нередко также он избирательно замещает псевдоморфозы бастита. Очень часто брусит находится в парагенезисе с замещающим серпентин магнезиальным карбонатом. Он замещает колломорфные жилки серпофита и, вместе с тем, сам иногда сечется жилками серпофита более поздних генераций. Брусит-антигоритовые жилки наблюдались и среди серпентинизированных гарцбургитов, содержащих реликты оливина и энстатита (Оспинско-Китайский массив). Интересно отметить, что в этих случаях брусит ассоциируется с антигоритовыми жилами, секущими уже серпентинизированные гарцбургиты. В более ранних генерациях серпентина он не встречается.

В карбонатных жилах пластинки брусита ориентированы обычно перпендикулярно простиранию жилок и концентрируются в зальбандах последних. Иногда можно заметить, как карбонатно-бруситовая жила по простиранию сменяется мономинеральной бруситовой. Эти наблюдения могут служить доказательством того, что отложение брусита было близко по времени отложению карбоната.

Постоянная ассоциация брусита с карбонатными жилами, которые секут незатронутые химическим выветриванием серпентиниты, наличие брусита в частично серпентинизированных гарцбургитах свидетельствует о его гипогенном происхождении. Вместе с тем брусит по праву следует считать одним из наиболее низкотемпературных минералов среди постмагматических новообразований, возникающих по гипербазитам.

Что касается других минеральных примесей, встречающихся в серпентинитах (тальк, амфибол, диопсид, гранат и др.), то поскольку присутствие их в серпентинитах сравнительно ограничено и появление этих минералов обычно бывает связано с более поздними метасоматическими процессами, разорванными во времени с процессом автометаморфизма гипербазитов, то описание их будет удобнее привести ниже при характеристике продуктов аллометаморфизма ультраосновных пород.

Аллометаморфические производные гипербазитов и связанные с ними образования

Под таким названием мы объединяем группу пород весьма разнообразного минерального состава, которая пространственно и парагенетически тесно связана с массивами альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Эти породы возникают в связи с более поздними метаморфическими процессами, накладывающимися как на породы гипербазитовых массивов, так и на породы, слагающие гранитоидные и основные интрузивные массивы, прорывающие гипербазиты. Объединяемые общностью происхождения, аллометаморфические производные гипербазитов и связанные с ними образования составляют своеобразную петрогенетическую ассоциацию, весьма характерную для альпинотипных гипербазитов вообще и для гипербазитов юга Сибири в частности. В составе данной ассоциации горных пород выделяются: серпентиниты аллометаморфического генезиса, кварцево-карбонатные и тальково-карбонатные породы, талькиты, тальково-тремолитовые и тремолитовые породы, пироксениты, нефриты, альбититы, разнообразные по составу родингиты и жадеититы. Здесь же приводится характеристика графитизированных гипербазитов.

Такое обилие метаморфических производных гипербазитов и пространственно ассоциирующихся с ними пород объясняется, с одной стороны, различием состава исходных пород, по которым они образуются, а с другой (и главным образом) весьма разнообразными физико-химическими условиями, при которых протекал метаморфизм исходных пород.

Краткая характеристика аллометаморфических серпентинитов была дана выше при описании серпентинитов, поэтому на них мы останавливаться больше не будем, а перейдем к изложению материалов по другим породам.

Тальково-карбонатные породы

Апогипербазитовая природа этих пород устанавливается не только потому, что они пространственно всегда располагаются среди серпентинитов и обычно постепенно переходят в последние через зоны карбонатизированных серпентинитов, но и потому, что в их составе во всех случаях сохраняются реликты магматических минералов исходных пород, которые представлены хромшпинелидами. Очень часто также в тальково-карбонатных породах сохраняются различные по величине участки незамещенных или частично замещенных серпентинитов.

В пределах изученных нами гипербазитовых массивов тальково-карбонатные породы встречаются весьма часто. В том или ином количестве они зафиксированы во всех гипербазитовых поясах. Особенно многочисленны выходы их в ультраосновных массивах, слагающих Восточно-Саянский и Джидинский гипербазитовые пояса, а также в гипербазитовых массивах Тувы и Западного Саяна. На Салаире и в Кузнецком Алатау апогипербазитовые тальково-карбонатные породы встречаются реже. Гипербазитовые массивы Горного Алтая в этом ряду занимают промежуточное положение.

Обычно поля тальково-карбонатных пород пространственно тяготеют к эндоконтактовым зонам гипербазитовых массивов, образуя там либо

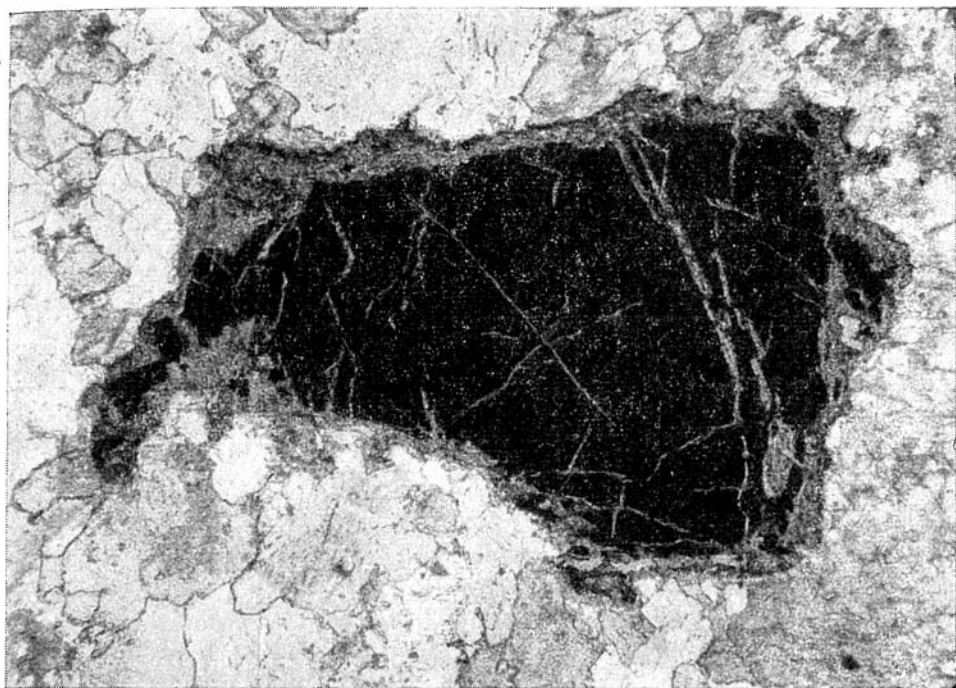


Рис. 23. Бордюр из тонкочешуйчатого агрегата фуксита вокруг зерна метаморфизованного (замещенного магнетитом) хромшпинелида в кварцево-карбонатной породе. Николи параллельны, увел. 48

тела неправильной формы, либо более или менее прямолинейные полосы, чередующиеся с полосами серпентинитов. Жилообразные тела этих пород встречаются также и во внутренних частях массивов гипербазитов, совмещаясь в этом случае с зонами серпентинитов, прослеживающимися вдоль зон катаклаза или зон смятия в ультраосновных породах. Площадь выходов полей, сложенных тальково-карбонатными породами, меняется от десятков квадратных метров до первых квадратных километров (например, в западной части Оспинско-Китойского массива).

Минеральный состав тальково-карбонатных пород определяется их названием. Главными породообразующими минералами пород являются магнезиальный или магнезиально-железистый карбонат и тальк. В качестве второстепенных минералов можно отметить сохраняющийся от замещения серпентин (чаще всего антигорит), скопления дисперсного магнетита и хромшпинелиды. Последние обычно метаморфизованы и вследствие этого в той или иной степени замещены магнетитом. В редких случаях в окислительной обстановке за счет магнетита образуются пластинчатые и игольчатые кристаллы гематита. Иногда в числе аксессуарных минералов присутствует фуксит. Среди новообразований надо отметить также встречающийся нередко крупнопластинчатый антигорит, развивающийся по ранее выделившемуся карбонату.

Порода представляет собой гранолепидобластический агрегат, состоящий из скоплений мелкочешуйчатого талька и кристаллически зернистого, существенно магнезиального карбоната. Количественные соотношения между тальком и карбонатом непостоянны, но чаще преобладает карбонат, который образует то скопления более или менее изометричных зерен, размерами в десятые доли миллиметра, то сплошные выделения слабоиндивидуализированных зерен, то порфириобласты идиоморфных ромбовидных по форме вкрапленников, заключенных среди чешуйчатого

агрегата талька. Судя по величине показателя преломления карбоната ($N_o=1,686-1,704$; $N_e=1,505-1,512$) и углу спайности ромбоэдра, он в большинстве случаев представлен почти чистым магнезитом ($N_o=1,690-1,699$). Реже встречаются разновидности, отвечающие брейнериту ($N_o=1,702-1,704$) и еще реже параанкериту с содержанием молекулы CaCO_3 в количестве 8—11% ($N_o=1,682-1,686$). Фуксит часто обнаруживает пространственную связь с зернами хромшпинелидов, образуя вокруг них эффектные бордюры (рис. 23). Однако он встречается и вне связи с хромшпинелидами, чем доказывается частичная миграция хрома при метаморфизме серпентинитов. Следует отметить, что иногда в тальково-карбонатных породах встречается незначительная мелкая вкрапленность сульфидов, в числе которых обнаруживается пирит, пирротин и пентландит. Известны также полосы тальково-карбонатных пород, содержащих золотое оруденение. Любопытно отметить, что в ряде мест среди тальково-карбонатных пород был обнаружен турмалин, биотит и в одном случае корунд (Оспинско-Китойским массив — бассейн рч. Хугеншон-Жалга).

Кварцево-карбонатные породы

Кварцево-карбонатные породы или листвениты почти всегда пространственно и генетически связаны с тальково-карбонатными породами. В количественном отношении они подчинены тальково-карбонатным породам, хотя нередко ими слагаются тела значительных размеров, площадь которых измеряется тысячами и десятками тысяч квадратных метров.

Главными породообразующими минералами породы являются существенно магнезиальный карбонат и кварц. Часто также в том или ином количестве присутствует тальк. Что касается второстепенных минералов, то их набор и форма проявления в породе ничем не отличаются от таковых в тальково-карбонатных породах. Количественные соотношения карбоната и кварца весьма непостоянны, однако явное преобладание первого над вторым всегда достаточно ясно выражено. Структура породы гранобластическая, а при наличии в ней значительных количеств талька она приобретает лепидогранобластовый характер. Карбонат, слагающий породу, по составу несколько более железистый по сравнению с тальково-карбонатными породами и представлен чаще всего брейнеритом ($N_o=1,705-1,718$; $N_e=1,513-1,523$). Важно подчеркнуть всегда отчетливо выраженный идиоморфизм его по отношению к кварцу. Последний в кварцево-карбонатных породах встречается как в виде более или менее изометричных по форме зерен (размеры до 0,5 мм и более) и небольших скоплений зерен, так и в виде системы тонких, секущих породу жилок. Нередко также среди кварцево-карбонатных пород встречаются кварцевые жилы мощностью до 0,5—0,6 м. Тальк в талькособлюдающих разновидностях кварцево-карбонатных пород обычно занимает межзерновое пространство среди зерен карбоната. Проявляется он обычно в виде скоплений мелких чешуек. Любопытно отметить, что количество талька заметно убывает по направлению к контакту кварцевых жилок, секущих кварцево-карбонатную породу. В приальбандовых частях кварцевых жилок порода состоит из почти мономинерального гранобластического агрегата карбонатных зерен. Еще ближе к контакту с жилками кварца среди карбонатных зерен появляются тонкозернистый, почти криптокристаллический агрегат кварца. Далее в сторону кварцевых жилок количество кварца в породе возрастает и участки, сложенные карбонатом, как бы чередуются с полосами тонкокристаллического кварца. Сам контакт выражен довольно резко. Кварцевые прожилки вблизи альбанда имеют гребенчатую текстуру, обусловленную наличием удлиненных зерен кварца, ориентированных перпендикулярно плоскостям контакта кварцевых прожилков. Величина зерен кварца быстро возрастает к средней

части прожилок. В крупных зернах кварца местами видно зональное строение их. Иногда в зальбандах вместо тонкокристаллического агрегата кварцевых зерен наблюдаются полосы, сложенные неполными сферолитами разновидности халцедона — лютецита.

Талькиты

Эти породы, как и предыдущие, самым тесным образом связаны с тальково-карбонатными породами и всегда находятся в пространственной связи с ними. Вместе с тем, талькиты встречаются далеко не везде, где обнажаются тальково-карбонатные породы. Наиболее крупные выходы талькитов апогипербазитового происхождения известны в Туве (Эдыгейское и Озерное месторождения), в Кузнецком Алатау (Северное месторождение в бассейне р. Нижняя Терь), в Западном Саяне (Шадатское месторождение), на Салаире (Тягун-Таловское месторождение), в Восточном Саяне (Оспинско-Китойский массив) и в ряде других мест.

Как правило, талькиты наблюдаются в виде обособленных полос и неправильных по форме участков среди тальково-карбонатных пород. Переходы их в последние, а также в актинолитовые породы иногда ассоциирующиеся с ними, постепенные.

Талькиты представлены обычно сланцеватыми, жирными на ощупь светло-серыми с зеленоватым оттенком породами, в составе которых помимо талька, отмечается незначительная примесь магнезиальных карбонатов, хромшпинелидов, магнетита, актинолита (тремолита), изредка гематита. Иногда наблюдаются неполностью замещенные реликты серпентина. В зонах перехода к тальково-карбонатным породам в них увеличивается содержание карбоната. Под микроскопом выявляется лепидобластическая микроструктура, обусловленная наличием тонкочешуйчатого (0,05—0,1 мм) агрегата талька. Морфологическая характеристика, структурные и текстурные особенности и состав минералов — примесей в талькитах аналогичны таковым в тальково-карбонатных породах. Актинолит в талькитах встречается в виде длиннопризматических и волокнистых индивидов с размерами от десятых до 1—2 мм по длинной оси. Распределение актинолита в тальковом агрегате более или менее равномерное. Содержание его в талькитах обычно небольшое, однако местами, а также в зонах перехода к тальк-актинолитовым и актинолитовым породам оно достигает 15—20%.

Актинолитовые породы

Мономинеральные актинолитовые и обычно ассоциирующиеся с ними тальково-актинолитовые породы пространственно приурочены к эндоконтактовым частям гипербазитовых массивов в местах прорыва их более молодыми интрузиями основного и кислого состава. Будучи по сравнению с талькосодержащими апогипербазитовыми породами более высокотемпературными образованиями, они локализуются чаще всего в местах максимального прогрева гипербазитов, то есть в непосредственном контакте ультраосновных пород с рвущими их интрузиями. В типичном виде при этом образуется следующая смена пород (метасоматическая колонка): со стороны серпентинита, начиная от контакта, располагается зона мономинеральных амфиболовых (тремолит-актинолитовых) пород, содержащих реликтовые зерна хромшпинелидов. Далее амфиболовые породы постепенно переходят в амфиболо-тальковые, которые, в свою очередь, уступают место тальково-карбонатным породам, сменяющимся карбонатизированными антигоритовыми серпентинитами.

Амфиболовые породы характеризуются светлой, зеленовато-серой окраской, массивным или сланцеватым сложением и занозистым

изломом. Они очень вязки. Под микроскопом эти породы обнаруживают фибролепидобластовую (сланцеватые разности) или нематобластовую (массивные породы) структуры. Помимо амфибола, в качестве незначительной примеси породы содержат тальк, серпентин, хромшпинелиды, магнетит. Амфибол, судя по оптическим свойствам, принадлежит к слабо железистым разностям тремолито-ферротремолитового ряда и, очевидно, весьма близок к тремолиту.

Все охарактеризованные выше апогипербазитовые образования являются производными единого метаморфического процесса, в котором главную роль играют минералообразующие растворы, содержащие в своем составе двуокись углерода. Такого рода растворы появляются либо в конце процесса серпентинизации, когда в них наблюдается возрастающая активность уголекислоты, либо значительно позднее, когда растворы уже не связаны с процессом формирования интрузии гипербазитов, а генерируются более молодыми интрузиями, прорывающими массивы уже серпентинизированных гипербазитов. Таким образом, в зависимости от источника гидротерм отмеченные выше апогипербазитовые метаморфические образования могут иметь и авто- и аллометаморфическое происхождение. В первом случае процесс метаморфизма гипербазитов чаще всего ограничивается образованием карбонатсодержащих серпентинитов, тогда как при воздействии на гипербазиты более молодых, преимущественно кислых интрузий обычно наблюдается вся гамма метаморфических образований. В случае, когда не наблюдается прямой связи апогипербазитовых метаморфических пород с прорывающими ультраосновные породы интрузивными телами, индикаторами источника гидротермальных растворов могут служить содержащиеся иногда в метаморфических породах такие минералы как турмалин, биотит, фуксит и др. Само присутствие этих минералов в апогипербазитовых метаморфических породах свидетельствует о том, что породившие их гидротермальные растворы генетически не связаны с гипербазитовой интрузией, так как входящие в турмалин, биотит, серицит, фуксит и другие минералы бор и щелочи геохимически чужды гидротермам глубинной перидотитовой магмы.

Условия образования охарактеризованных выше апогипербазитовых метаморфических пород детально рассмотрены в работах А. Г. Бетехтина (1953), а также Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961). Материалы наших исследований не вносят каких-либо принципиальных изменений в предложенные упомянутыми авторами схемы, а, наоборот, хорошо согласуются с намеченным ими процессом гидротермального метаморфизма гипербазитов. Поэтому здесь нет нужды излагать сущность этого процесса. Следует лишь подчеркнуть, что образование разнообразных карбонатсодержащих апосерпентиновых пород, равным образом как и талькитов и амфиболовых пород, происходит без заметного изменения объема и в условиях относительно низких температур.

Так, согласно расчетам Ф. Тернера и Д. Ферхугена, превращение серпентинита в тальково-карбонатную породу происходит практически без какого-либо приращения объема. Возникновение кварцево-карбонатных пород происходит в условиях понижающейся температуры при воздействии высоконасыщенных двуокисью углерода гидротермальных растворов на ранее образованные тальково-карбонатные породы. При этом процессе происходит незначительный вынос кремнезема, который, как было показано выше, фиксируется в низкотемпературных кварцевых жилах, обычно сопровождающих кварцево-карбонатные породы или обнажающихся по соседству с полями кварцево-карбонатных пород среди серпентинитов.

Амфиболовые (тремолит-актинолитовые) породы возникают в несколько иных условиях гидротермального метаморфизма гипербазитов.

Во-первых, они являются продуктами более высокотемпературного метаморфизма, а, во-вторых, в составе минералообразующих растворов в этом случае помимо углекислоты присутствуют дополнительные компоненты, в частности кальций. Детально процесс образования амфиболовых и иных более высокотемпературных продуктов метаморфизма гипербазитов будет обсужден ниже.

Однако прежде чем перейти к характеристике более высокотемпературных продуктов метаморфизма гипербазитов, следует остановиться на весьма оригинальной со состава куммингтонито-карбонатной породе, которую М. Ф. Шестопалов ошибочно назвал сагвандитом.

Куммингтонито-карбонатные породы

Куммингтонито-карбонатные породы были обнаружены М. Ф. Шестопаловым в Оспинско-Китсйском массиве на горе Хайркан-Сардык в тыльной части Зунгольского цирка и в каре, из которого вытекает рч. Хайркан-Зуры. Они образуют жилки мощностью до 10—20 см, выполняющие трещины в гарцбургитах. Нами куммингтонито-карбонатные породы установлены в том же массиве, в районе истоков правой составляющей р. Онот. Так же как и в других местах они слагают там мало-мощные, но с четкими контактами жилки, располагающиеся среди зоны катаклазирванных, серпентинизированных и частично графитизированных гарцбургитов. Эта сравнительно узкая зона измененных пород прослеживается в поле свежих богатых оливином гарцбургитов.

Характерной особенностью куммингтонито-карбонатных пород является то, что слагающий породу куммингтонит обнаруживает удлиненно призматические формы (рис. 24). Оптические константы куммингтонита ($N_g = 1,673$; $N_p = 1,642$; $cN_g = 12-15^\circ$; $2V = +80^\circ$) свидетельствуют о том,

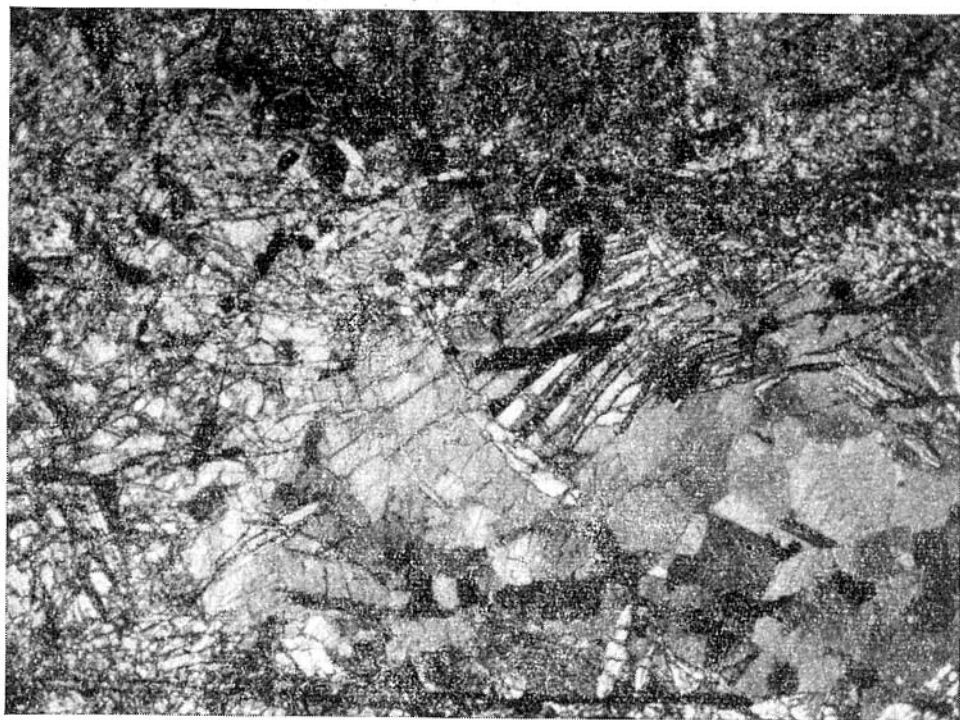


Рис. 24. Удлиненно-призматические зерна куммингтонита в куммингтонито-карбонатной жилке среди катаклазирванного и серпентинизированного гарцбургита. Николы, скрещены, увел. 24

что в его составе содержится до 20% купфериновой молекулы. Ассоциирующийся с куммингтонитом карбонат, образующий зерна изометричных очертаний, представлен кальцитом ($N_o=1,658$). Куммингтонит в характеризуемых породах локализуется главным образом в зальбандах жилкок и реже встречается в срединных частях их. Изредка в жилках обнаруживаются скопления крупнокристаллического антигорита.

Структурные отношения куммингтонито-карбонатных жилкок с вмещающими их серпентинизированными гарцбургитами совершенно определенно свидетельствует о том, что они возникли не только после формирования гарцбургитов, но и после того, как последние были катаклазированы. Наличие в соседстве с куммингтонито-карбонатными жилками слегка ографиченных гарцбургитов позволяет ставить вопрос о связи этих двух процессов. В этом свете следует напомнить, что М. Ф. Шестопалов также отмечал пространственную связь куммингтонито-карбонатных пород с ографиченными перидотитами.

Пироксениты

При изучении альпинотипных гипербазитов юга Сибири авторами были обнаружены пироксениты метаморфического происхождения. В числе последних установлены энстатититы и диспсидититы.

Энстатиты в виде жилообразных тел мощностью от 0,8 до 1,0 м были обнаружены в северо-восточной части Мало-Тарлакшинского массива ультраосновных пород, входящего в состав Южно-Тувинского гипербазитового пояса (Пинус, Колесник, 1960).

Геологическая обстановка этого района сводится к следующему. Среди обширного поля габброидов Таннуольского интрузивного комплекса, обнажающегося по правобережью среднего течения р. Тарлакшин, сохранился остаток кровли, сложенной метаморфическими породами верхнего протерозоя и прорывающими их гипербазитами Мало-Тарлакшинского массива. Гипербазиты и вмещающие их породы протерозоя, равным образом как и габброиды, пронизаны серией даек лейкократовых гранитов.

Контактовому воздействию со стороны габброидов подверглись все породы кровли. В доломитизированных мраморах, в непосредственном контакте с пироксеновым габбро появляются новообразования антигорита и оливина. Там, где габброиды прорывают гипербазиты, в ультраосновных породах образуется зона антигоритовых серпентинитов с примесью талька и актинолита. По мере удаления от плоскости контакта степень серпентинизации ультраосновных пород уменьшается и они постепенно приобретают обычный для Мало-Тарлакшинского массива состав слабо серпентинизированного, обогащенного магнезиальным оливином, гарцбургита. В восточных и северо-западных участках массива среди гарцбургитов устанавливаются участки, сложенные дунитами.

Энстатититы обнаружены в северо-восточной части поля распространения гарцбургитов, недалеко от контакта последних с габбро. Благодаря очень плотному сложению, характерному раковистому излому, серовато-коричневому цвету и довольно четкому контакту, энстатититы резко отличаются от вмещающих их серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Энстатититы обладают гранобластической структурой, обусловленной мономинеральным агрегатом, состоящим из короткостолбчатых или неправильных по форме, бесцветных в проходящем свете зерен энстатита. Судя по оптическим константам последнего ($2V=+86^\circ$; $Ng=1,66$; $Ng-Np=0,010-0,012$; $cNg=0^\circ$), в составе пироксена содержится до 20% ферросилитовой молекулы. Местами по энстатиту развиваются удлиненные таблички амфибола ($Ng-Np=0,035$; $cNg=20^\circ$).

Охарактеризованные метаморфические апогарцбургитовые энстатиты являются чрезвычайно наглядным примером, который в природных условиях иллюстрирует один из результатов, полученных Н. Л. Боуэн и О. Ф. Татлом (1950) при исследовании системы $MgO-SiO_2-H_2O$. В соответствии с экспериментальными данными, возникновение энстатита за счет оливина будет происходить при соблюдении двух условий. Во-первых, температура процесса должна быть не ниже $650^{\circ}C$, поскольку энстатит в присутствии паров воды и кремнекислоты при более низких температурах существовать не может. Он становится неустойчивым и переходит в тальк и оливин. Во-вторых, растворы, преобразующие породу, должны быть насыщены кремнеземом. Ибо только в этом случае могут возникнуть энстатитовые парагенезисы.

Эти условия, по-видимому, существовали недалеко от контакта с пироксеновыми габбро в трещинах серпентинизированных дунитов при становлении массива габброидов Таннуольского интрузивного комплекса. Таким образом, наблюдавшиеся нами взаимоотношения габброидов с гипербазитами не только доказывают метасоматическое происхождение аподунитовых энстатитов, но и устанавливают порядок температур, существовавших близ контакта габбрового массивов в локальных трещинных зонах, по которым циркулировали гидротермальные растворы. Надо полагать, что столь высокая температура существовала не повсеместно на контакте габброидов и гипербазитов, а возникала только в ослабленных зонах, куда устремлялись перегретые кремнекислые растворы из кристаллизовавшегося габбрового массива. Вне этих зон, в участках прорыва гипербазитов габброидами, температура была значительно ниже, так как там (даже в непосредственном контакте) в гипербазитах возникает лишь антигорит и тальк. Такой парагенезис, по данным тех же экспериментальных исследований, существует при температурах порядка $400^{\circ}C$.

Жилки метасоматических энстатитов мы наблюдали также среди серпентинизированных гарцбургитов в Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве Восточно-Саянского пояса. Они обнаруживаются там по правобережью р. Ильчир в районе его крутой излучины. И в этом районе жилки энстатитов пространственно тяготеют к выходам метасоматически измененных габброидов, интродуцирующих гипербазиты Оспинско-Китойского массива. Метаморфические диопсидиты встречаются значительно более часто, чем энстатиты.

Мы наблюдали их в пределах того же Мало-Тарлакшинского массива гипербазитов, но в несколько иной геологической обстановке. В северной части массива, в поле распространения серпентинизированных гарцбургитов, прослеживается пологопадающее на север (20°) дайкообразное тело лейкократового гранита мощностью в 7 м. Диопсидиты образуются в виде неширокой полосы в экзонактовой зоне лейкократовых массивов гранитов. Воздействие гранита на вмещающие его гипербазиты заметно уже на расстоянии 10 м от контакта. Оно выражается в появлении среди серпентинизированного гарцбургита отдельных зерен моноклинного пироксена, развивающегося по серпентину, оливину и энстатиту. С приближением к контакту гранитов, количество монопироксена увеличивается, зерна его укрупняются и в них появляется большое число пойкилитовых вrostков первичномагматических минералов гарцбургита — оливина и энстатита (ситовидная структура зерна). Серпентин при этом исчезает совершенно. В одном случае на этой стадии процесса преобразования гарцбургита в породе было обнаружено большое количество зерен магнетита и зеленой магнезиально-железистой шпинели (типа плеонаста). Зерна магнетита и плеонаста обладают правильными кристаллографическими очертаниями и нередко находятся в сростании друг с другом. В 1,5 м от контакта реликты магматических ми-

нералов (оливин, энстатит) исчезают полностью и возникающая на месте серпентинизированного гарцбургита порода складывается одним только моноклинным пироксеном, зерна которого увеличиваются в размерах до 1—3 мм. Они имеют неправильную форму с зубчатыми ограничениями, благодаря чему структура породы становится типично гранобластической. Моноклинный пироксен в шлифах бесцветен и лишь иногда слабо окрашен в зеленоватый цвет. По оптическим свойствам, которые несколько колеблются ($Ng-Np=0,029-0,031$; $Np=1,690$; $cNg=40-46^\circ$; $2V=+59^\circ$), и по результатам рентгеноструктурного анализа (табл. 7) пироксен относится к диопсидгеденбергитовому ряду с содержанием молекулы железа примерно 40%.

Таблица 7

Межплоскостные расстояния, измеренные по дебаграммам моноклинного пироксена метасоматических пироксенитов Мало-Тарлақшинского массива и Диопсида

№№ пп	Исследуемый минерал			Диопсид*		№№ пп	Исследуемый минерал			Диопсид*	
	<i>l</i>	<i>d/nα</i>	<i>d/nβ</i>	<i>l</i>	<i>d/nα</i>		<i>l</i>	<i>d/nα</i>	<i>d/nβ</i>	<i>l</i>	<i>d/nα</i>
1	4	3,21	2,92	5	3,26	14	3	1,74	1,57	7	1,74
2	2	3,11	2,82			15	5	1,61	1,46	10	1,61
3	10	2,99	2,71	10	3,00	16	3	1,60	1,45		
4	6	2,94	2,67	3	2,91	17	2	1,54	1,39		
5	5	2,88	2,62			18	2	1,52	1,38	3	1,52
6	6	2,56	2,32	2	2,57	19	2	1,49	1,35	3	1,49
7	7	2,52	2,28	10	2,52	20	10 т	1,41	1,28	9	1,41
8	4	2,29	2,08	2	2,30	21	10 т	1,40	1,27	1	(1,40)β
9	2	2,20	1,99	2	2,20	22	разм.	1,32	1,20	8	1,32
10	4	2,12	1,92	5	2,12	23	4	1,27	1,15	7	1,28
11	3	2,03	1,84	3	2,03	24	3	1,26	1,14	5	1,26
12	3	2,00	1,81	3	2,01	25	4 ш	1,24	1,12	3	1,24
13	2	1,82	1,65	4	1,82	26	разм.	1,07	0,97	10	1,07
						27	разм.	1,06	0,96	9	1,06

* По В. И. Михееву (1957). Условия съемки: излучение железное $h_\alpha=1,932$; $v=32$ кэв, $I=12$ ма; экспозиция—42 час; $D_k=143,25$ мм; $D_{\text{обр.}}=0,6$ мм, поправка по NaCl.

Возникновение контактометасоматических апогарцбургитовых диопсидитов, очевидно, связано с привнесом из интрузирующего гипербазита гранита кальция и некоторого количества кремнезема при частичной миграции магния. Количество железа, входящего в состав геденбергитовой молекулы монопироксена, вероятно, заимствуется из оливина. Метасоматические преобразования гарцбургитов осуществляются при высоких температурах, так как уже на расстоянии 2—2,5 м от контакта серпентин в гарцбургитах становится неустойчивым и исчезает. Из экспериментальных работ Н. Л. Боуэна и О. Ф. Татла (1950) известно, что верхний температурный предел существования серпентина в ассоциации с оливином составляет 500°C .

Аналогичного типа диопсидиты были установлены нами при изучении Денжегурского массива в Восточно-Саянском гипербазитовом поясе. Там мономинеральные апосерпентинитовые диопсидовые породы, как это было показано выше при характеристике массива, развиваются в узкой зоне непосредственного контакта при прорыве Денжегурского массива интрузией габбро Боксонского комплекса.

К подобному же генетическому типу, по-видимому, относятся диопсидитовые жилы, обнаруженные Ю. Н. Колесником в левом борту долины р. Ильчир, в месте его крутого поворота среди серпентинизиро-

ванных гарцбургитов Оспинско-Китойского массива. Жилы диопсидитов локализуются в районе выходов метасоматически измененных габброидов, массив которых интродуцирует гипербазиты. Диопсидиты развиваются непосредственно по гарцбургитам. В них содержатся реликты магматического оливина и энстатита. Обычно пироксенитовые жилы в значительной мере тремолитизированы и серпентинизированы.

Наконец, следует напомнить, что мономинеральные диопсидовые породы метасоматического происхождения были обнаружены авторами в юго-восточной части Джидинского гипербазитового пояса, в районе, где широко распространены более молодые гранитоидные интрузии, рвущие гипербазитовые массивы.

Родингиты

Под этим названием выделяется вполне определенная петрогенетическая ассоциация кальциево-силикатных метасоматических образований, которая в отечественной петрографической литературе до сих пор не получила единого наименования. Одни исследователи описывают эти породы под названием «гранатиты», другие именуют их «хлорграпитами», третьи предпочитают перечислять в названии пород составляющие их минералы (пироксен-гранатовые, везувиан-диопсидовые и т. п.). Вместе с тем, в зарубежной литературе эти породы повсеместно объединяются под единым названием родингиты. В этой ситуации представляется целесообразным и нам именовать кальциево-силикатные породы родингитами.

Родингиты, как известно, широко распространены среди гипербазитов. О наличии их часто упоминается в работах, посвященных гипербазитам складчатых областей. Интересно отметить, что состав этих пород всегда более или менее постоянен. Главными породообразующими минералами родингитов являются: диопсид, гранат, везувиан, волластонит. Значительно реже встречается биотит, пектолит, альбит. Из низкотемпературных минералов, развивающихся по упомянутым выше, отметим серпентин, хлорит, тальк, кальцит, пренит. Следует заметить, что далеко не все родингиты содержат перечисленный набор минералов. Многие обладают почти мономинеральным или биминеральным составом. Наиболее распространенными минеральными парагенезисами являются: везувиан + гранат, везувиан + диопсид, волластонит + везувиан. Как правило, на границе с серпентинитами родингиты имеют диопсидовую оторочку. Иногда родингиты находятся в ассоциации с альбитами. В этом случае они слагают промежуточную зону между альбититами и гипербазитами.

В настоящее время можно считать установленным, что родингиты являются метасоматическими образованиями, возникающими по габбро, диабазам или осадочным породам (типа граувакков) основного состава, заключенным среди гипербазитов или на контакте с последними. Этим взглядам уже с начала настоящего столетия придерживалось подавляющее большинство исследователей (Murgoci, 1900; Cornelius, 1912; Курбатов, 1915; Benson, 1918; Grange, 1927; и др.). Имеется очень много примеров непосредственной пространственной связи родингитов с телами габбро или диабазов. Они приведены в работах С. М. Курбатова (1914), Г. Л. Падалка (1937), F. I. Turner (1933), И. Ф. Трусовой (1948), R. R. Miles (1950), R. D. Watson (1953), T. W. Bloxom (1954), Г. В. Пинус, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1958), V. Majer (1960) и др. Мюллер (Müller, 1962) описывает родингиты, возникшие по зеленокаменным сланцам на контакте с серпентинитами в Швейцарских Альпах.

Следует заметить, что некоторые исследователи (Е. А. Кузнецов, 1927; Н. Д. Соболев, 1934, 1952; Коржинский, 1958; и некоторые другие) указывают на возможность образования пород типа родингитов в связи

с более кислыми исходными породами (диоритами и гранитами). Не вдаваясь в детальное обсуждение этих представлений, которые, как следует из сказанного выше, являются исключением из общего правила, мы кратко остановимся на двух из отмеченных работ, касающихся хорошо нам знакомого района Восточного Саяна. В первой из них (Коржинский, 1958) дано описание родингитов (везувиано-гранато-диопсидовая порода), обнажающихся в левом борту долины рч. Змеевиковой на контакте «гранитоидного» тела с серпентинитами. Наши детальные исследования в данном районе показали, что А. Ф. Коржинским за гранитоиды были ошибочно приняты альбитизированные и калишпатизированные таббро (Колесник, 1965). Во второй работе (Соболев, 1934) описаны жилы «гранит-порфиров» из пади Борто-Гол. В центральных частях эти жилы, по данным этого автора, сложены альбитом и кварцем, а по периферии — гранатом, пироксеном и везувианом. Ниже будут разобраны случаи, когда альбит и другие минералы замещают родингиты. При этом альбит, как правило, появляется в центральных частях тел, сложенных родингитами. По-видимому, именно этот случай и был описан Н. Д. Соболевым. Таким образом, по крайней мере два (из трех известных нам) исключения оказываются несостоятельными и не могут являться аргументами в пользу представлений их авторов о том, что родингиты возникают за счет метасоматического преобразования гранитов или подобных им кислых интрузивных пород.

Наши наблюдения свидетельствуют о том, что в случае прорыва гипербазитов гранитоидами возникают более низкотемпературные минеральные ассоциации: актинолитовые, биотитовые, тальковые и карбонатные оторочки.

Возвращаясь к вопросу о распространенности родингитов, мы должны сказать, что альпинотипные гипербазиты юга Сибири не являются исключением из общего правила. В изученных нами гипербазитовых массивах родингиты встречаются достаточно часто. Они были обнаружены во многих местах и, в частности, на Салаире среди серпентинитов Таловского массива, в Туве в пределах Шагонарского, Актотракского, Кодейского массивов, в Западном Саяне (Куртушибинский и др. массивы), на Алтае (Чаганузинский массив), в Горной Шории (Сеглебирский и др. массивы), в ряде гипербазитовых массивов Восточного Саяна и т. д. В общем родингиты можно встретить везде, где гипербазитовые массивы пространственно ассоциируются с интрузиями основных пород. В зависимости от интенсивности проявившегося метасоматического процесса они либо слагают целиком небольшие по размерам дайко- и линзообразные тела и мелкие штоки, либо образуют сравнительно узкие полосы в эндоконтактных зонах прорывающих гипербазиты массивов основных пород.

Наиболее полно родингиты были изучены нами в районе Хушагольского месторождения нефритов в Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве Восточного Саяна. Материалами этих исследований мы и воспользуемся для того, чтобы дать общую петрографическую характеристику родингитам.

Геологическая обстановка, в которой образуются родингиты в районе Хушагольского месторождения нефритов показана на рис. 25 и поэтому в комментариях не нуждается. Отметим только, что изученные нами тела родингитов имеют отчетливо выраженную метасоматическую зональность. Для иллюстрации сказанного охарактеризуем одно из наиболее типичных тел метасоматитов, обнажающееся в долине р. Хуша-Гол, примерно в 2 км ниже озера, через которое протекает речка.

Как видно на рис. 26, центральная часть тела сложена волластонитовезувиановой породой с гранатом. Волластонит здесь образует таблечки и иглы различных размеров, но не превышающих в длину 0,1 мм. Опти-

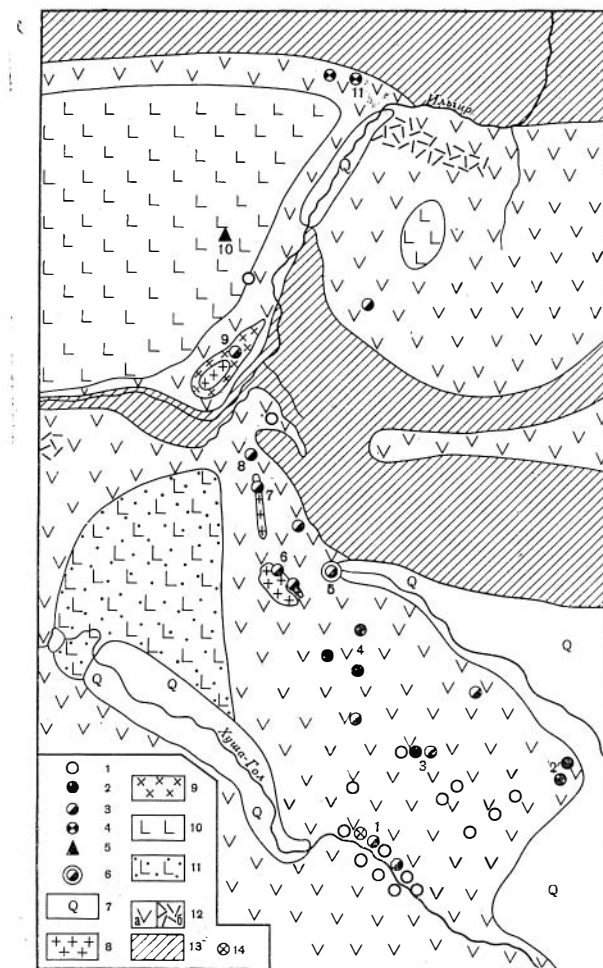


Рис. 25. Схема геологического строения района Хушагольского месторождения нефрита.
Составлена Ю. Н. Колесником

1 — кальциево-силикатные метасоматические породы, развивающиеся по жилкам основных пород (соответствуют максимальным μ CaO); 2 — альбититы с нефритом; 3 — альбититы с щелочными темноватыми минералами (соответствуют максимальным μ Na₂O); 4 — кварц-эпидотовые породы; 5 — жилы основных пород, неизмененные метасоматическими процессами; 6 — наиболее крупное проявление коренного нефрита; 7 — четвертичные отложения; 8 — массивы габбро и габбро-диабазов; 9 — густая сеть жил основных пород; 10 — гарцбургиты и дуниты; 11 — графитизированные гарцбургиты и дуниты; 12 — а — серпентиниты, б — карбонатизированный и оталькованный серпентинит; 13 — вмещающие сланцы; 14 — ортоклазодержащие ассоциации (соответствуют повышенным μ K₂O)

ческие свойства его следующие: $Ng=1,628$; $Np=1,614$; $Ng-Np=0,014$; $2V=-39^\circ$, координаты $\perp (100)$ по двойнику $Ng=31^\circ$; $Nm=90^\circ$; $Np=60^\circ$. Промежутки между зернами волластонита заполнены везувианом. Количественные взаимоотношения между ними непостоянны и меняются от чисто везувиановых до чисто волластонитовых разностей. Везувиан обычно бесцветен, иногда обладает буроватым оттенком, одноосный, отрицательный; $Ng=1,718$, $Np=1,713$, $Ng-Np=0,004$. По обоим минералам развивается гранат, чаще всего в виде отдельных разбросанных по всей породе мелких (0,05—0,5 мм) хорошо выраженных кристаллов. По величине показателя преломления ($N=1,734$) и данным рентгеноструктурного анализа гранат принадлежит к группе гроссуляра. Местами зерна граната сливаются в сплошную массу, в которой остаются

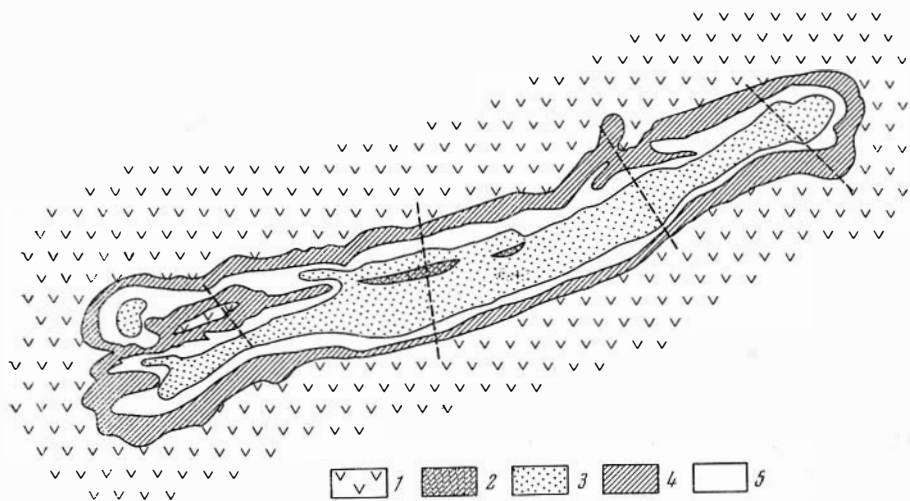


Рис. 26. Характер строения тела родингита

1 — серпентинит; 2 — диопсидовая порода с гранатом; 3 — везувиано-волластонитовая порода, по которой развивается гранат; 4 — диопсидит; 5 — безгранатовая везувиано-волластонитовая порода

ся только мелкие реликты везувиано-волластонитового агрегата. Спорадически здесь же появляются очень мелкие зернышки и иголочки диопсида. Его количество заметно увеличивается по направлению к границе тела родингита. В эндоконтактной полосе, мощность которой составляет в среднем 0,5—1,0 м, гранат исчезает. Еще ближе к контакту с гипербазитами везувиано-волластонитовая порода сменяется везувиано-диопсидовой. Волластонит там изредка присутствует только в виде тонких жилок. В некоторых случаях вместо волластонита исчезает везувиан (образуется диопсидо-волластонитовая порода). На непосредственной границе с серпентинитами остается только один диопсид, сливающийся в сплошную массу, которая с предыдущими зонами связана постепенными переходами. Оптические свойства диопсида характеризуются следующими константами: $N_g = 1,687$, $N_p = 1,658$, $N_g - N_p = 0,030$, $2V = 59 - 61^\circ$; $cN_g = 39^\circ$. Формы индивидов диопсида в пироксенитовой зоне весьма разнообразны. Очень часто это тончайшие волокна, обуславливающие в пироксеновой породе структуру, аналогичную нефриту. Такие нефритоподобные диопсидовые породы известны под названием каркаро. Местами волокнистая структура диопсидитов сменяется обыкновенным мелкозернистым агрегатом, который обычно пронизан извилистыми жилками, выполненными поперечноволоконным диопсидом. Здесь же встречаются розетки, метелочки и веретеновидные кристаллы. Последние, как правило, выдаются из мелкозернистой пироксеновой породы в серпентинит. В пироксеновой зоне иногда можно видеть мелкие бесформенные зернышки везувиана, окруженные розетками из иголочек диопсида, или чешуйки биотита, величина которых местами достигает 0,5 мм и более. Биотит обладает резким плеохроизмом в коричнево-желтых тонах; его показатели преломления равны: $N_g = 1,608$, $N_p = 1,574$.

Серпентинит, окружающий тела родингитов, не претерпевает существенных изменений. Только местами в непосредственной близости от пироксенитовой оторочки появляются перекристаллизованные разности серпентинитов, состоящие из игольчатого агрегата антигорита.

Нефриты

Нефрит среди альпинотипных гипербазитов юга Сибири известен только в Восточном Саяне. Он был обнаружен еще в начале прошлого столетия в виде галек и валунов в аллювии рек, в бассейне которых обнажаются Оспинско-Китойский и Харанурский ультраосновные массивы. Своеобразная структура нефрита и его хорошие качества как поделочного материала давно привлекали внимание исследователей. Оtryвочные и зачастую противоречивые сведения о количестве месторождений, их масштабах и геологическом строении района месторождений нефрита в Восточном Саяне можно найти в работах Л. А. Ячевского (1925), Б. М. Куплетского (1926), Н. Д. Соболева (1940), М. Ф. Шестопалова (1938). Эти исследователи высказывали и различные точки зрения на генезис нефрита, которые в настоящее время представляют лишь исторический интерес.

Л. А. Ячевскому (1925) принадлежит честь открытия первого коренного месторождения нефрита в Восточном Саяне, на притоке р. Урика — рч. Хара-Жалга (Харанурский гипербазитовый массив). Второе, наиболее крупное коренное месторождение нефрита было открыто М. Ф. Шестопаловым (1938). Оно расположено в пределах Оспинско-Китойского гипербазитового массива на водоразделе рек Хуша-Гол (система р. Китоя) и Ильчир, правого притока р. Онот. Этими двумя месторождениями пока исчерпываются наши сведения о коренных источниках нефрита. Существующие в литературе сведения о наличии коренных месторождений нефрита по рекам Даялыг (Г. М. Пермикин) и Оноту (Л. А. Ячевский) нашими исследованиями подтверждены не были.

По геологическому строению Харажалгинское и Хушагольское месторождения нефрита весьма близки между собой: поэтому, во избежание повторений, здесь мы ограничимся краткой характеристикой наиболее крупного — Хушагольского, отсылая интересующихся более подробными сведениями к монографии Ю. Н. Колесника (1965), специально посвященной нефритам Сибири.

Геологическая обстановка Хушагольского месторождения нефрита иллюстрируется схемой (см. рис. 25). Ультраосновные породы, слагающие Оспинско-Китойский гипербазитовый массив, в районе месторождения интродуцируются двумя небольшими штоками габбро-долеритов, которые сопровождаются многочисленными мелкими жилами того же состава. Породы основной интрузии и сопровождающие их жилы обнажаются среди серпентинитов на площади в 32 км². Жилообразные тела обладают обычно линзовидной формой, имеют небольшую мощность, варьирующую от 0,1 до 1-8 м и прослеживаются по простиранию на 10—30 м. Никакой закономерности в ориентировке жил не установлено.

Жилы основных пород и граничащие с ними гипербазиты почти полностью замещены метасоматическими образованиями, в числе которых следует отметить разнообразные по ассоциации минералов кальциево-силикатные породы типа родингитов, различные альбититы с нефритовыми или пироксеновыми оторочками, альбититы со щелочными роговыми обманками и пироксенами и другие разновидности метасоматических пород.

Нефритовые оторочки возникают за счет гипербазитов на границе метасоматически измененных апогаббровых пород и серпентинитов. Мощность чисто нефритовых оторочек колеблется от несколько сантиметров до 1 м, а длина их по простиранию варьирует от долей метра до 10 м.

На Хушагольском месторождении наблюдаются два типа обособлений нефрита, отличающиеся сопровождающими их минеральными ассоциациями.

К первому типу можно отнести небольшие обособления нефрита, встречающиеся по периферии альбититовых тел среди сплошной диопсидовой оторочки. Особенностью нефритовых обособлений данного типа является то, что они обычно содержат скопления веретеновидных кристаллов диопсида, количество которых иногда достигает 50% от объема породы и более. Нефрит здесь представлен самой тонкозернистой своей разновидностью. Заключенные в нем кристаллы диопсида не несут на себе никаких признаков замещения их нефритовой массой. Вместе с тем, диопсид отчетливо замещается более низкотемпературным широкопризматическим тремолитом. Внутри нефритовых обособлений появляется тальк. К этому же типу нефритовых обособлений относятся и те, которые иногда встречаются внутри альбититовых тел. В этом случае они окружены «тремолитовым ореолом», в котором среди альбитита фиксируются отходящие от нефрита тоненькие извилистые жилки и отдельные волокна тремолита. Иногда здесь же встречаются зернышки или жилки пектолита, также содержащие в некоторых случаях волосовидные кристаллы тремолита. В составе альбититовых тел, с которыми ассоциируются обособления нефрита характеризуемого типа, помимо альбита присутствуют пектолит и диопсид, которые составляют не более 5—7% объема альбитита. Ближе к эндоконтакту альбититовых тел пектолит исчезает. Еще ближе к контакту наблюдается сгущение зерен диопсида, которые постепенно сливаются в сплошную диопсидовую оторочку. В последней встречаются зерна гроссуляра и изредка листочки биотита.

Серпентиниты, вмещающие альбититовое тело, в контакте с диопсидовой и диопсидо-гроссуляровой породой представлены хризотил-антигоритовой разностью, которая претерпела перекристаллизацию с образованием крупнозернистого (до 0,5—1,0 мм) антигоритового агрегата. В последнем рассеяны мелкие (до 0,1 мм) веретеновидные зерна диопсида, часто соединяющиеся в извилистые цепочки (жилки). В отдельных местах диопсид образует метелочки, аналогичные тем, которые встречаются в альбитите. Вместе с диопсидом постоянно присутствует гранат. В некоторых случаях веретеновидные зерна диопсида располагаются внутри граната. Зерна диопсида и граната исчезают на расстоянии одного метра от границы с альбититом.

Нефритовые обособления охарактеризованного типа обнажаются в русле рч. Хуша-Гол (т. 1 на рис. 25).

Второй тип нефритовых обособлений образует сравнительно крупные массы и поэтому с экономической точки зрения представляет наибольший интерес. Нефрит образует почти сплошную оторочку по периферии альбититового тела (рис. 27). Кроме того, нефрит здесь представлен чистой разновидностью, не содержащей включений диопсида. Наиболее крупное тело данного типа расположено в русле безымянного ручья, впадающего слева в р. Гарлык-Гол ниже устья рч. Хуша-Гол.

Альбититы в противоположность описанным выше совершенно лишены пектолита, но в них появляется кварц в количестве до 5% объема породы. Кроме того, в альбититах повсеместно присутствует актинолит и монопироксен, встречается биотит. Все перечисленные минералы характеризуются повышенным содержанием железа. На границе нефрита с альбититом в последнем обычно наблюдается сеть нефритовых жилок. Иногда нефритовые жилки отсутствуют, а наблюдается увеличение количества мелких веретеновидных кристаллов диопсида, которые в непосредственном контакте с нефритом настолько сгущаются, что образуют сплошной диопсидовый агрегат. Диопсид, как правило, интенсивно замещается клиноцоизитом и цоизитом, широкими табличками более низкотемпературного (по сравнению с волокнами тремолита из нефрита) тремолитом, тальком и биотитом. В сторону серпентинитов нефриты постепенно переходят в грубозернистый агрегат игл и таблиц тремолита.

Нередко крупные зерна тремолита встречаются и внутри нефритовой массы, накладываясь на нее в виде более или менее хорошо образованных призм. На границе с серпентинитом среди крупнозернистого тремолита появляется тальк. В некоторых случаях крупнозернистая тремолитовая порода с тальком, отделяющая нефрит от серпентинита, отсутствует и вместо нее на границе появляется сплошная зона талька, мощность которой не превышает 10 см. По тремолито-тальковой породе развиваются длинные (1—2 мм) лейсты антигорита. Аналогичные лейсты антигорита фиксируются и в серпентините в непосредственной близости от тремолито-тальковой породы. Однако уже на расстоянии 1 м от ее границы лейсты антигорита исчезают и серпентинит представлен уже обычной баститсодержащей антигоритовой разностью.

Нефрит Хушагольского месторождения представляет собой макроскопически совершенно однородную, очень плотную и крепкую породу, окрашенную в бледно-зеленые, зеленые и серые цвета всех оттенков. Под микроскопом при одном никеле он бесцветен. Его структура меняется от чрезвычайно тонкозернистого спутанноволокнистого агрегата, в котором даже при большом увеличении невозможно заметить очертания отдельных индивидов, до сравнительно крупнозернистого агрегата, состоящего из спутанных или радиальнолучистых волокон, длина которых достигает 1,0—1,5 мм и ширина 0,01—0,05 мм. Невыдержанность размеров волокон тремолита ($N_g=1,632$; $N_p=1,609$), составляющего нефрит весьма обычное явление. Оно нашло отражение в классификации структур нефрита, предложенной еще Арцруном (Arzruni, 1883) и позднее разработанной Kalkowsky (1906). Отмеченные выше тонкозернистые разности относятся по этим классификациям к так называемой «пуховой» структуре; грубозернистые — к «волокнуистой» и «радикальнолучистой»; промежуточные — к «нормальной» спутанноволокнистой нефритовой структуре. Последняя пользуется наибольшим распространением в нефритах Хушагольского месторождения. В качестве примесей в тремолитовом агрегате нефрита встречаются мелкие неправильной формы зернышки магнетита и очень редко зернышки апатита.

Почти все исследователи нефрита отмечают, что, несмотря на его спутанноволокнистую структуру, в нем все-таки существует преимущественное направление ориентировки волокон (Uhlig, 1910; Rose, Fromme,

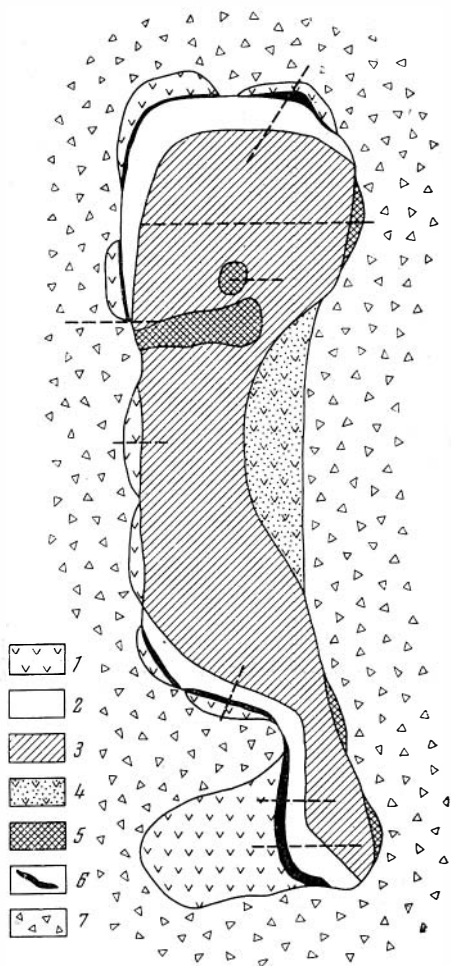


Рис. 27. Тело альбитита с нефритовой огорочкой

1 — серпентинит; 2 — неграфитизированный альбитит; 3 — графитизированный альбитит; 4 — графитизированный серпентинит; 5 — графитизированный нефрит; 6 — нефрит (неграфитизированный); 7 — делювий

1932; Rimman, 1939). Упомянутые исследователи, изучавшие нефритовые жилки в серпентините, нашли, что направление волокон перпендикулярно их стенкам. Анализ ста замеров ориентировки волокон нефрита Хушагольского месторождения привел нас к такому же выводу.

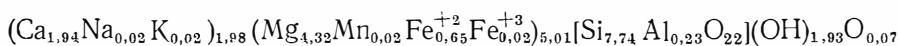
Химический состав нефрита характеризуемого месторождения приведен в табл. 8.

Таблица 8

Химический анализ нефрита Хушагольского месторождения

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
56,20	Нет	1,40	0,06	5,65	0,18	0,24	13,22	21,09	0,14	0,21	2,09	Нет	100,48

Анализ выполнен в химлаборатории ИГЕМ АН СССР. Рассчитанная по результатам химанализа кристаллохимическая формула нефрита имеет следующий вид:



Кроме района Хушагольского месторождения, в пределах Оспинско-Китойского массива реликты нефрита среди агрегата широкотаблитчатого тремолита и хлорита наблюдались в эндоконтактной зоне метасоматически измененного штока основных пород, обнажающегося по кл. Змеевиловому при впадении его в рч. Саган-Сайр. Находки реликтов нефрита в ассоциации с более низкотемпературными замещающими его минералами интересны в том отношении, что район этот может представлять интерес в смысле поисков новых коренных месторождений нефрита.

Более полные сведения о физических свойствах нефрита Хушагольского месторождения можно найти в работе Ю. Н. Колесника (1965). Там же детально обсужден вопрос о кристаллохимических особенностях нефрита по сравнению с обычными широкопризматическими тремалитами и разобраны факторы, определяющие тонковолокнистый габитус нефрита.

Альбититы

Эти породы являются типичными продуктами метасоматического процесса, которому подвергаются массивы основных пород интрузирующих гипербазиты. Они обычно встречаются в тех районах распространения гипербазитов, где метасоматические преобразования проявились наиболее интенсивно и где минералообразующие растворы носили отчетливо выраженный щелочной характер. Одним из таких районов, детально изученных нами, является район выходов Оспинско-Китойского массива. Поэтому приведенная ниже петрографическая характеристика альбититов основывается на материалах этого района.

Подвергшиеся изучению альбититы по особенностям минералогического состава могут быть подразделены на два типа: 1) бесщелочных и 2) щелочных альбититов. Они отличаются между собой тем, что альбититы второго типа содержат в своем составе комплекс типичных щелочных темноцветных минералов, а альбититы первого типа лишены их. Обе разновидности альбититов слагают центральные части подвергшихся метасоматозу тел основных пород, слагая в метасоматической колонке внешнюю зону.

Альбититы первого типа обладают неправильными бластовыми структурами с величиной зерен до одного и более мм. Иногда обнару-

живаются бластопорфировые структуры. Значительно реже встречаются мелкозернистые разности альбититов. В них часто сохраняются реликтовые структуры первоначального диабаза, что выражается в наличии удлинённых идиоморфных таблиц альбита, погруженных в бесформенную альбитовую массу, соответствующую, вероятно, темноцветным минералам бывшего диабаза. На границах некоторых тел структура альбитита унаследовала и закаленные контакты исходной породы. В качестве аксессуаров в альбититах всегда присутствует сфен и апатит. В качестве постоянной минеральной примеси в альбититах данного типа присутствует пектолит, количество которого никогда не опускается ниже 5—10% объема породы. Пектолит бесцветен, $N_g=1,630$; $N_p=1,598$; $N_g-N_p=0,034$; $2V=+52^\circ$; $\angle bNg=0^\circ$, координаты $\perp (100)$ (по двойнику): $N_g=90^\circ$; $N_m=90^\circ$; $N_p=0^\circ$. Пектолит образует небольшие таблички или неправильные зерна; иногда слагает мелкие, быстро выклинивающиеся жилки. Местами содержит реликты волластонита. В ассоциации с пектолитом в альбититах присутствует диопсид в виде отдельных зерен или мелких жилок. Содержание диопсида не превышает 1—2% объема породы. Оптические свойства диопсида: $N_g=1,687$; $N_p=1,658$; $N_g-N_p=0,030$; $2V=59-61^\circ$; $\angle cNg=39^\circ$.

Ближе к границе тела количество пектолита заметно увеличивается. На расстоянии 20—30 см от контакта альбит исчезает полностью; порода здесь сложена крупными (1,0—1,5 мм) табличками пектолита, в интерстициях между которыми расположен мелкозернистый агрегат гроссуляра. Количество диопсида в пектолит-гроссуляровой породе остается таким же, как и в центральных частях альбититового тела. В свою очередь, зона пектолит-гроссуляровой породы с диопсидом сменяется зоной, состоящей из диопсид-гроссуляровой породы с везувианом и волластонитом, а эта последняя контактирует с серпентинитами.

Помимо охарактеризованных, в составе данной группы альбититов встречаются разности (слагающие самостоятельные тела), лишенные пектолита. Его место занимает актинолит. В таких альбититах прекрасно сохраняется структура первоначального диабаза и его закаленные контакты. В центральных частях тел размеры зерен альбита увеличиваются. Порода приобретает порфировидную структуру, с размерами вкрапленников до 1,0—1,5 мм. Альбит обычно не sdвойникован и лишь иногда обнаруживает полисинтетическое двойникование. В составе альбититов устанавливаются мелкие неправильные по форме зернышки кварца. Его количества весьма непостоянны, но никогда не превышают 5% объема. Актинолит содержится либо в виде рассеянных в альбитовой массе отдельных волокон, либо в виде небольших скоплений. Показатели преломления актинолита составляют: $N_g=1,649-1,656$; $N_p=1,628-1,633$. Реже чем актинолит, но довольно часто присутствует биотит. Последний образует мелкие (порядка 0,1 мм) листочки, расположенные вместе с волокнами актинолита, которые иногда окружают его в виде каемок. Показатели преломления биотита меняются в следующих пределах: $N_g=1,609-1,642$; $N_p=1,572-1,591$. Кроме актинолита, биотита и кварца альбититы содержат еще монопироксен диопсид-геденбергитового ряда ($N_g=1,726$; $N_p=1,701$; $2V=+59^\circ$; $\angle cNg=41^\circ$). Важно подчеркнуть, что амфибол не является продуктом замещения пироксена. Обращает на себя внимание, что в минералах, входящих в состав характеризующихся альбититов, резко повышено содержание железа по сравнению с аналогичными минералами ранее описанных разновидностей. Так, монопироксен содержит не менее 45—50% железа, биотит — около 40—50%, актинолит — 30%.

Отличительной чертой данной разновидности альбититов является также то, что в составе их появляется цоизит и клиноцоизит. Оптическая характеристика этих минералов следующая: клиноцоизит имеет

$Ng=1,708-1,725$; $Np=1,703-1,715$; $Ng-Np=0,005-0,010$; $2V=\text{от } +73^\circ \text{ до } +34^\circ$; $\angle cNg=8^\circ$; для цоизита получено $Ng=1,702$; $Np=1,698$; $Ng-Np=0,004$; $2V=\text{от } +41^\circ \text{ до } +51^\circ$. Дисперсия оптических осей $r>v$. Присутствуют двойники по (040). Координаты полюса шва этих двойников относительно осей индикатриссы следующие: $Ng=70^\circ$; $Nm=90^\circ$; $Np=21^\circ$. Вся совокупность оптических данных указывает на то, что исследованный минерал относится к β -цоизиту. Клиноцоизит в альбитите обычно рассеян в виде мелких неправильных зернышек. Иногда можно заметить, как он замещает монопироксен или скопления волокон актинолита. Наблюдалась также клиноцоизитовая кайма вокруг листочков биотита. Местами в альбитите встречается крупнозернистая тремолитовая порода, которая содержит также зерна клиноцоизита и β -цоизита. Нередко обе разновидности цоизитовых минералов наблюдаются в одном зерне, причем β -цоизит всегда располагается по периферии. Тремолит образует широкие иглы или таблицы. Он обладает следующими оптическими константами: $Ng=1,635$; $Np=1,612$; $Ng-Np=0,023$; $2V=-78^\circ$; $\angle cNg=16$. Это, несомненно, более низкотемпературная ассоциация, замещающая все ранее упомянутые минеральные образования.

Зональность характеризуемых альбититов выражается в том, что в центральных частях тел присутствует кварц, в то время как по периферии он исчезает, но появляется биотит. В альбититовых телах данной разновидности, в отличие от предыдущих, полностью отсутствуют пектолит-гроссуляровая зона и зона кальцево-силикатных пород. Здесь альбититы либо непосредственно контактируют с серпентинитами, либо между ними обнаруживается оторочка нефрита.

Альбититы, содержащие полущелочные и щелочные темноцветные минералы, распространены значительно менее широко, чем охарактеризованные выше бесщелочные альбититы (см. рис. 25).

В центральных частях тел альбититов данного типа сохраняются реликты структуры исходной породы — габбро-диабазы. В альбититах содержится до 10—15% паргасита, плеохроирующего в бледных зеленовато-голубых тонах. Его оптические свойства следующие: $Ng=1,649$; $Np=1,631$; $cNg=24^\circ$; $2V=+63^\circ$; $r>v$. Паргасит образует широкие призм с хорошо выраженными гранями или зерна неправильной формы. Здесь присутствуют листочки биотита ($Ng=1,611$; $Np=1,575$) в количестве 1—2% объема породы. Среди альбита и паргасита можно встретить мелкие зернышки эгирин-авгита, плеохроирующие в травянозеленых тонах ($Ng=1,740$; $Np=1,710$; $\angle cNg=32^\circ$; $2V=+77^\circ$; $r>v$). Эгирин-авгит интенсивно замещен паргаситом. Ближе к зальбандам альбититовых тел полущелочные темноцветные минералы заметно уменьшаются как в размерах, так и по количеству. В альбититах появляются реликты бурой роговой обманки ($Ng=1,672$; $Np=1,654$; $2V=-78^\circ$; $cNg=21^\circ$; $Ng-Np=0,019$) и скоплений сосюрита, принадлежащие первоначальному габбро-диабазу. Реликты интенсивно корродированы альбитом. По краям зерен бурой роговой обманки появляются игольчатые кристаллы паргасита и биотит. Характерно, что эти изменения наблюдаются только по краям; внутри же зерна остаются совершенно свежими. Иногда среди альбититов вместо биотита присутствует кварц, а вместо паргасита появляется гастингсит (плеохроизм в бледных голубовато-зеленоватых тонах, $Ng=1,671$; $Np=1,656$; $Ng-Np=0,016$; $2V=-61^\circ$; $cNp=18^\circ$; наблюдается слабая дисперсия осей индикатриссы). Известны случаи, когда щелочные альбититы замещали не только габбро-диабазы, но и ранее образованные за счет них кальцево-силикатные породы.

Наряду с охарактеризованными разностями альбититов были встречены и такие, которые содержат широкопризматический тремолит (бесцветен, $Ng=1,649$; $Np=1,626$; $Ng-Np=0,021$; $2V=-76^\circ$; $\angle cNg=13^\circ$). Паргасит здесь уже не встречается. Его место занимает гастингсит, ко-

торый, по сравнению с предыдущими разностями, обнаруживает качества, свойственные более щелочным представителям. Об этом свидетельствует величина двупреломления (до 0,009), а также усиление дисперсии осей индикатриссы и более интенсивный плеохроизм; от серовато-голубого цвета по Ng до бесцветного по Np . Остальные оптические константы минерала следующие: $Ng=1,670$; $Np=1,662$; $2V=-53^\circ$; $\angle cNg=22^\circ$. Изменяет свои оптические свойства и эгирин-авгит ($Ng=1,752$; $Np=1,720$; $Ng-Np=0,035$; $2V=+85^\circ$; $\angle cNg=19^\circ$; $r>v$; плеохроизм от травянозеленого по Np до бесцветного по Ng), что опять-таки свидетельствует о повышении щелочности минерала. Эгирин-авгит по-прежнему интенсивно замещается амфиболами (гастингситом и тремолитом). Отмеченные разновидности альбититов обнаруживаются, как правило, по периферии альбититовых тел. В центральных частях таких тел тремолит не встречается. Его место занимает биотит.

Наконец, нами были исследованы альбититы, содержащие в своем составе амфиболы, которые по своим оптическим свойствам близки арфведсониту (плеохроизм: Ng -голубой с зеленоватым оттенком; Nm -бледно-желтый; Np — темно-синий; $\angle cNp=26^\circ$; $2V=-66^\circ$; $r \gg v$; $Ng=1,669$; $Np=1,662$; $Ng-Np=0,006$; сильная дисперсия осей индикатриссы). В них совершенно отсутствуют амфиболы типа паргасита и гастингсита. В краевых частях таких тел, наряду с арфведсонитом, встречается широкопризматический тремолит ($Ng=1,665$; $Np=1,637$), а в центральных место тремолита занимает биотит ($Ng=1,636$; $Np=1,590$). В небольшом количестве присутствует кварц.

Заканчивая на этом петрографическую характеристику разнообразных по составу альбититов, отметим, что анализ минеральных парагенезисов последних недвусмысленно говорит о том, что щелочность метасоматических растворов, под действием которых образовывались альбититы, неуклонно повышалась. В этом мы убедимся ниже при разборе парагенетической диаграммы.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕФРИТОВ, РОДИНГИТОВ, АЛЬБИТИТОВ И ДРУГИХ ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Детальное изучение разнообразных по минеральному составу метасоматических образований, возникающих в зонах контакта гипербазитов и габброидов, позволяет все наблюдавшиеся ассоциации метасоматических минералов условно разбить на три группы, связанные между собой взаимными переходами. Для каждой из этих групп характерны свои особенности минерализующей среды. Эти особенности определяются главным образом спецификой химизма растворов, которая в данном случае зависит от определенных интервалов значений химических потенциалов CaO , Na_2O и K_2O . Температуры растворов, как будет показано ниже, по крайней мере в метасоматическом процессе, связанном с преобразованием габброидов, были постоянны.

Ниже мы сперва остановимся на характеристике выделяемой группы ассоциаций, отвечающих низкой и средней щелочности и соответственно высоким и умеренным химическим потенциалам кальция, а затем проанализируем минеральные ассоциации, возникающие в условиях средней и высокой щелочности метасоматических растворов. В заключение очень кратко коснемся ассоциаций, отвечающих высоким химическим потенциалам калия.

Парагенезисы, отвечающие первой группе, изображены на многопучковой диаграмме (рис. 28), построенной по методу Д. С. Коржинского (1957) относительно потенциалов H_2O и CaO при постоянном значении химического потенциала Na_2O . Как можно видеть из диаграммы,

минеральные ассоциации, стабильные при наиболее высоких потенциалах CaO , отвечают кальцево-силикатным парагенезисам. Возникающие в этих условиях минеральные ассоциации отвечают по составу группе пород, объединяемых под названием родингитов. Последние, как было показано выше, широко распространены среди альпинотипных гипербазитов юга Сибири, да и не только Сибири, а вообще очень часто встречаются в парагенетической связи с ультраосновными породами, слагающими гипербазитовые пояса геосинклинальных зон. Сейчас уже ни у кого не возникает сомнение в том, что породы типа родингитов образуются метасоматическим путем по габбро, диабазам и другим породам аналогичного состава. Тела родингитов обладают четко выраженным зональным строением.

Детально изученные тела родингитов из района водораздела рек Хуша-Гола и Ильчира (Оспинско-Китойский массив Восточного Саяна) в своей центральной части сложены волластонит-везувияновой породой с гранатом. В следующей по направлению к гипербазитам зоне место исчезающего граната занимает диопсид. Наконец, на границе с гипербазитами (серпентинитами) возникает мономинеральная диопсидовая оторочка (метасоматические пироксениты-диопсидитиды). Иногда в этой же зоне вместе с диопсидом присутствует биотит. Следует иметь в виду, что далеко не все тела из данной группы содержат полный набор минералов. Многие обладают почти мономинеральным составом, обычно гроссуляровым или везувияновым.

При понижении потенциала кальция, как это видно из диаграммы (см. рис. 28), сначала волластонит замещается пектолитом, а затем становится устойчивым альбит. Метасоматические тела, отвечающие этим условиям, были обнаружены в левом борту долины р. Хуша-Гол в ее среднем течении. Они выявляют следующий характер зональности в направлении от гипербазитов к центру метасоматического тела: а) пироксенит (диопсидитит) с небольшой примесью биотита и реже граната; б) диопсид-волластонитовая порода с гранатом; в) существенно пектолитовая порода, состоящая из крупных таблиц пектолита, промежутки между которыми выполнены гранатом с небольшой примесью диопсида; г) крупнозернистые порфиоровидные альбититы, содержащие 5—10% пектолита (иногда с реликтами волластонита и небольшой примесью мелких зерен диопсида).

Отмеченная зональность не единственная в породах данного типа. Наблюдается и другой вариант без волластонита и везувияна. В этом случае в пироксените иногда появляется пектолит.

При дальнейшем понижении потенциала кальция становится устойчивой ассоциация тремолита и альбита. Наряду с этим, как следует из многопучковой диаграммы (см. рис. 28), диопсид также еще некоторое время стабилен с альбитом. Породы, отвечающие данным условиям метасоматического процесса, обнажаются в тех же местах, что и предыдущая минеральная ассоциация, а также в верховьях кл. Зеленого, левого притока р. Гарлык-Гол. На плане соответствующего тела (рис. 29) видно, что тремолит появляется здесь только в отдельных локальных участках, в то время как остальная масса породы его не содержит. Альбит свободный от тремолита содержит примесь диопсида и пектолита; иногда можно заметить реликты структур первоначального диабаза и следы его закалки. Экзоконтакты альбититового тела обычно представлены диопсид-гроссуляровой оторочкой с небольшой примесью биотита. Мощность оторочки колеблется в пределах 30—50 см. Тремолит здесь тонковолокнистый. Мономинеральный агрегат тремолита и является нефритом. Между выделениями нефрита, погруженного в альбитовую массу, и бестремолитовым альбититом всегда располагается промежуточная зона, обычно состоящая из альбита с примесью волокон тремолита и зернышек пекто-

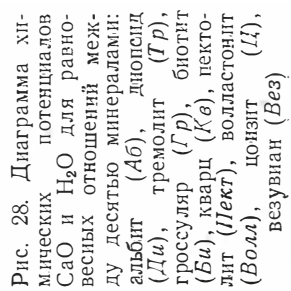


Рис. 28. Диаграмма химических потенциалов CaO и H_2O для равновесных отношений между десятью минералами: альбит (Ab), диопсид (Di), тремолит (Tr),grossуляр (Gr), ботрит (Bi), кварц (Qtz),нектонит ($Nekt$), воластонит (Wo), цонзит (Cz),везувиан (Ve)

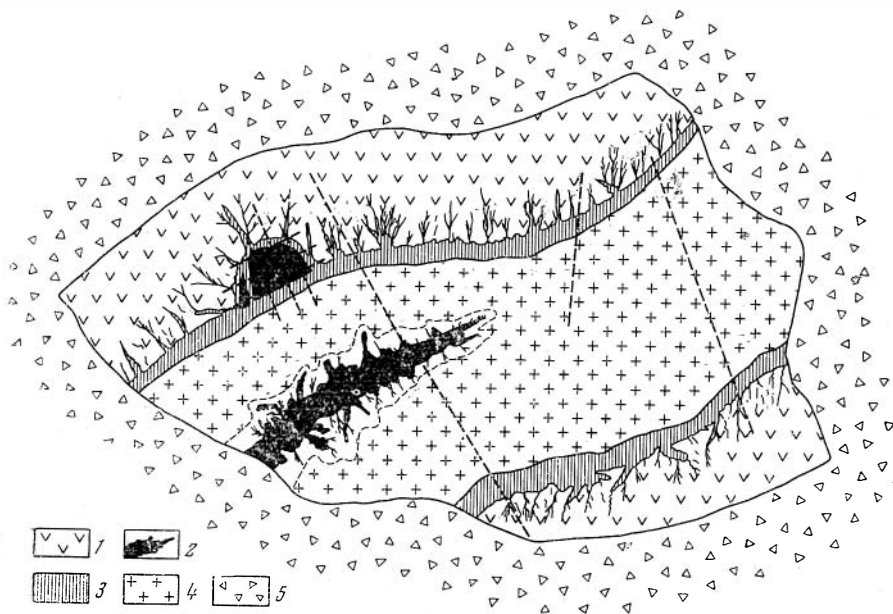


Рис. 29. Альбитовое тело, в отдельных участках которого появляется нефрит
 1 — серпентинит; 2 — нефрит; 3 — диопсидо-гроссуляровая и диопсидовая порода; 4 — альбитит;
 5 — делювий

лита. Нефрит из экзоконтакта, как правило, окружен со всех сторон диопсид-гроссуляровой породой. В узкой зоне, у непосредственной границы с нефритом, гранат исчезает, и развит мелкозернистый мономинеральный агрегат диопсида. Внутри нефритовой массы также часто содержится диопсид в виде своеобразных веретеновидных кристаллов. Местами веретеновидные кристаллы диопсида обособляются в сплошной мономинеральный агрегат, образуя своеобразную спутанноволокнистую диопсидовую породу, получившую название кар-карро.

Перейдем к парагенезисам стабильным при наиболее низких потенциалах кальция. В этих условиях диопсид становится неустойчивым в ассоциации с альбитом, а вместо пектолита появляется кварц. Встречающийся диопсид всегда корродирован альбитом. Странными и, на первый взгляд, непонятными кажутся его взаимоотношения с волокнами тремолита. Последние никогда не развиваются в том случае, если таблички диопсида расположены внутри нефритовых жилок вместе с кварцем. Это кажущееся противоречие легко разрешается, если учесть, что в минералах данной ассоциации весьма повышено содержание железа (до 40—50%). Наличие железа дает возможность предполагать существование четвертого инертного компонента, а, следовательно, считать кварц, тремолит и диопсид находящимися в равновесии вместе с альбитом. Именно эти условия следует считать оптимальными для образования промышленно-ценных концентраций нефрита, так как при более высоком потенциале кальция, как было показано выше, диопсид продолжает еще некоторое время сохранять стабильность с волокнистым тремолитом и поэтому нефрит обычно содержит примесь диопсида, а участки, лишенные этой примеси, имеют небольшие размеры.

Таким образом, можно констатировать, что в условиях непрерывного понижения потенциала кальция в минералообразующих растворах, вызывающих процесс метасоматоза на границе серпентинитов и габброидов, последовательно возникают родингиты, кар-карро, нефриты и бесщелочные альбититы.

Одновременно с понижением потенциала кальция в минералообразующих растворах повышается химический потенциал натрия. Это приводит к образованию новой группы метасоматических ассоциаций, возникающих в условиях средней и высокой щелочности растворов.

В этой обстановке образуются альбититы, содержащие полущелочные и щелочные темноцветные минералы. Такие породы пользуются меньшим распространением, чем метасоматические образования предыдущей группы. Они обнаружены нами в ряде пунктов в районе водораздела между рч. Хуша-Гол и кл. Зеленым, левыми притоками р. Гарлык-Гол (система р. Китой).

Парагенезисам из альбититов щелочного типа соответствует многопучковая диаграмма, изображенная на рис. 30. Она построена по тому же методу, что и рассмотренная выше, но уже относительно потенциалов Na_2O и H_2O при постоянном значении потенциалов CaO . В правой части диаграммы, при сравнительно низких потенциалах щелочей, стабильны ассоциации с паргаситом или гастингситом. Отвечающие этим условиям альбититовые тела содержат, как отмечалось выше, широкие призмы паргасита и мелкие зернышки эгирин-авгита. Ближе к периферии таких альбититовых тел появляются реликты бурой роговой обманки и соссюрита, принадлежащие исходной породе — габбро-диабазу. По краям бурой роговой обманки развиваются иглы паргасита и биотит. В некоторых разностях альбитита этого типа вместо биотита присутствует кварц (т. е. имеется парагенезис $\text{Ав} + \text{Пг} + \text{Кв}$), или вместо паргасита — гастингсит. Заметим еще, что в отдельных случаях мы наблюдали замещение альбититами данного типа не первоначального габбро-диабазы, а ранее образовавшихся метасоматических ассоциаций, соответствующих более низкой щелочности, в том числе и не содержащие альбит кальциево-силикатные породы.

При повышении потенциала натрия становится устойчивой ассоциация тремолита и альбита в присутствии гастингсита (см. рис. 30). Такие парагенезисы распространены, как правило, по периферии альбититового тела. Гастингсит в этом случае становится более щелочным. В эгирин-авгите заметно (до 30%) повышается содержание эгириновой молекулы. По периферии зерен пироксена появляются зоны более щелочных разностей. В центральных частях альбититовых тел в этих случаях вместо тремолита, который здесь не устанавливается, появляется биотит.

В альбититах с еще более высоким потенциалом натрия гастингситы (паргаситы) сменяются роговыми обманками, которые по своим оптическим свойствам близки арфведсониту. В остальном альбититы данного типа аналогичны предыдущим. По периферии этих тел вместе с арфведсонитом присутствует широкопризматический тремолит, а в центральных частях вместо тремолита появляется биотит. Как следует из парагенетической диаграммы (см. рис. 30), такая зональность свидетельствует о некотором понижении температуры минерализующих растворов от периферии к центру тела. Отметим, кстати, что при формировании всех предыдущих минеральных парагенезисов температура оставалась более или менее постоянной и, судя по участию в них таких минералов, как гранат, волластонит и других, соответствовала $650\text{—}700^\circ$. Заметим еще, что в рассматриваемой ассоциации отмечается общее повышение железистости (примерно на 40—50%). В соответствии со сказанным по этому поводу ранее, здесь тоже наблюдаются четырехминеральные парагенезисы. В качестве четвертой фазы в небольших количествах присутствует кварц.

На этом щелочной ряд изученных нами альбититов прерывается. Анализ парагенетической диаграммы (см. рис. 30) приводит к выводу, что при дальнейшем повышении потенциалов Na_2O , если это возможно,

сначала окажется неустойчивым тремолит в присутствии арфведсонита, а затем в качестве стабильной фазы должен появиться эгирин-авгит. Последняя ассоциация по своей щелочности близка к тем, которые наблюдаются в некоторых жадеитовых месторождениях. Только там вместо арфведсонита присутствует амфибол кроссит-глаукофанового ряда, а эгирин-авгит обогащен жадеитовой молекулой (Coleman, 1961). Заметим, что в составе нашего эгирин-авгита, как следует из сопоставления приведенной выше при описании альбититов оптической характеристики

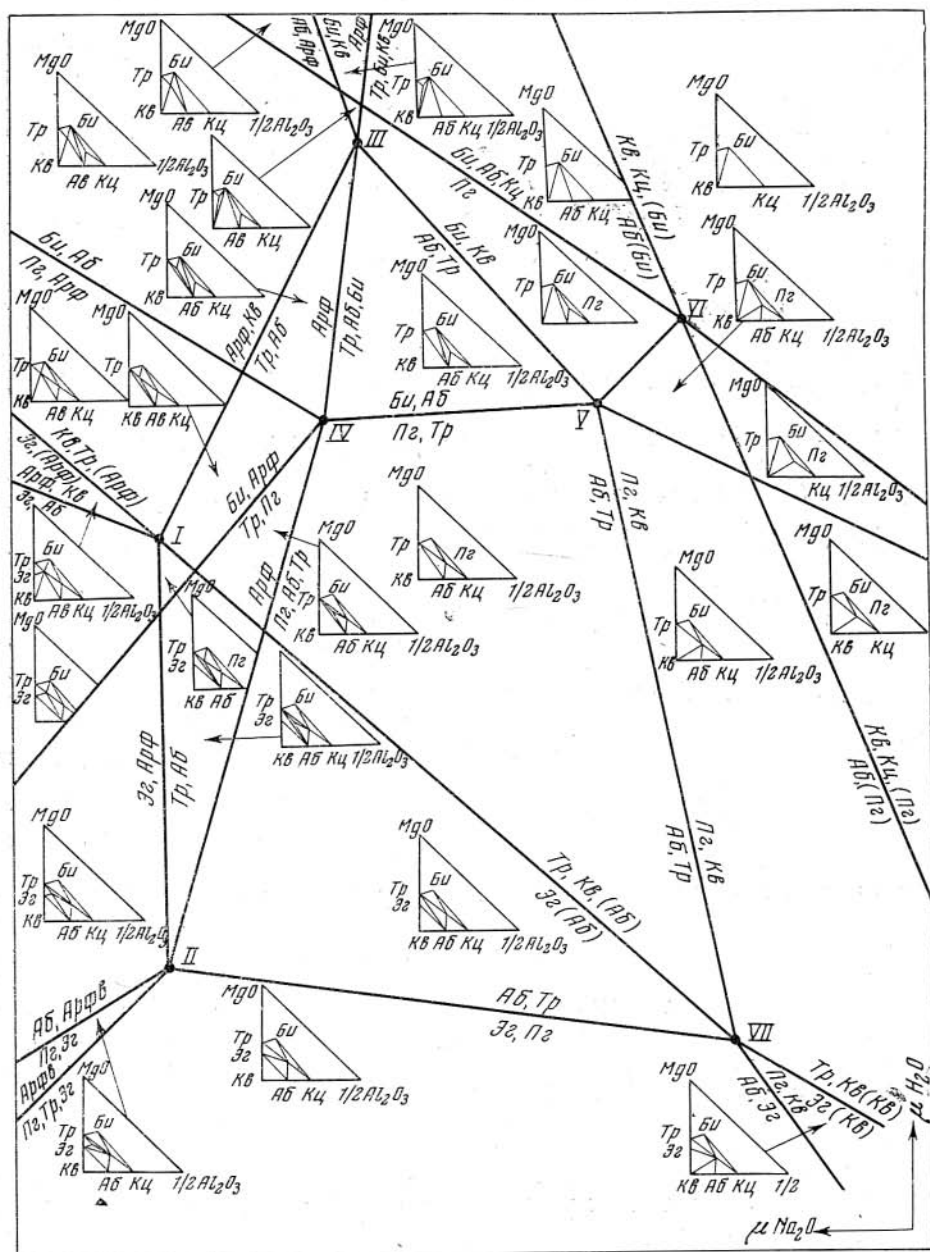


Рис. 30. Диаграмма химических потенциалов Na_2O и H_2O для равновесных отношений между восемью минералами: альбит (Аб), кварц (Кв), биотит (Бв), тремолит (Тр), цонзит-клиноцонзит (Кц), паргасит (Пг), эгирин-авгит (Эг), арфведсонит (Арф)

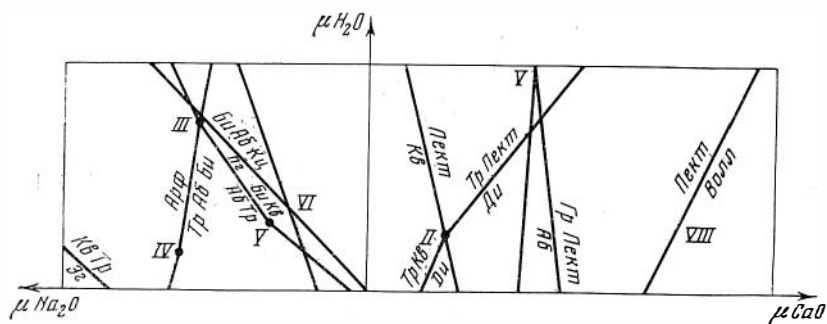


Рис. 31. Совмещение двух диаграмм, построенных относительно μCaO и $\mu \text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 28) и относительно $\mu \text{Na}_2\text{O}$ и $\mu \text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 30)

с диаграммой Н. Л. Добрецова и Л. Г. Пономаревой (1964), жадеитовой молекулы нет.

Анализ фактического материала свидетельствует о том, что все рассмотренные выше метасоматические ассоциации относятся к одной и той же системе. К одной системе относятся и обе многопучковые диаграммы (см. рис. 28, 30), каждая из которых является лишь частным разрезом ее двумерной плоскости. Для того, чтобы выяснить, как они связаны между собой, обратим прежде всего внимание на общие для них парагенезисы. Таковыми являются: $\text{Kв} + \text{Би} + \text{Tr}$; $\text{Kв} + \text{Би} + \text{AB}$; $\text{AB} + \text{Би} + \text{Kц}$. Далее заметим, что на рис. 28 имеется линия $\text{AB} \rightleftharpoons \text{Пект} + \text{Ц}$ и линия $\text{Пект} \rightleftharpoons \text{Kв} + \text{Kц}$, в то время как на рис. 30 альбит разлагается по реакции: $\text{AB} \rightleftharpoons \text{Kв} + \text{Kц}$. Отсюда заключаем, что в пространстве плоскость, соответствующая линии разложения альбита, пересекается с плоскостью соответствующей линии $\text{Пект} + \text{Kв}$, а, следовательно, и с плоскостью, соответствующей линии $\text{Би} + \text{Kв} \rightleftharpoons \text{Tr} + \text{AB}$. Таким образом, появление безальбитовых парагенезисов крайней правой части диаграммы (рис. 31) совершенно закономерно. Остается только сказать, что тела, содержащие такие парагенезисы, также наблюдались нами. Их местонахождение показано на схеме (см. рис. 25).

Итак, диаграмма, изображенная на рис. 28, является двумерным разрезом общей системы по координатам потенциала CaO и потенциала H_2O при минимальном значении потенциала Na_2O , а диаграмма, показанная на рис. 30, является разрезом по координатам потенциала Na_2O и потенциала H_2O при минимальном значении потенциала CaO . Следует подчеркнуть, что реальная система имеет не три, а значительно большее число координат. Сюда относится, например, координата потенциала K_2O . Нами наблюдались ассоциации, в которых вместо альбита широко развит ортоклаз. Минералы, составляющие эти ассоциации, обладают повышенной железистостью (до 40—50%) и образуют четверные парагенезисы.

Интересно отметить, что ортоклаз вместе с другими связанными с ним минералами (диопсид-геденбергит, пектолит, игольчатый везувиан, гроссуляр-андрадит) замещает безальбитовую кальцево-силикатную породу таким же образом, как это было описано выше для щелочных альбититов.

В заключение отметим, что проведенный выше парагенетический анализ всех встреченных разнообразных апогипербазитовых и апогаббровых метасоматических пород, возникающих при относительно высоких температурах минералообразующих растворов, свидетельствует о том, что как нефриты, так и альбититы и родингиты и другие охарактеризованные выше продукты метасоматоза являются производными единого метасоматического процесса. Более подробно эти вопросы обсуждены в монографии Ю. Н. Колесника (1965).

Эти породы пока известны в пределах Борусского гипербазитового массива в Западном Саяне. Впервые они были обнаружены М. И. Юдиным при просмотре каменной коллекции в 1959 г. Однако еще ранее, в 1934 г., М. М. Злобиным в неопубликованном отчете отмечалось наличие в долине кл. Кашкарак (приток р. Кантегира) на контакте гипербазитов Борусского массива и прорывающей его гранитоидной интрузии голубовато-зеленых мономинеральных пироксеновых пород. Позднее последние были проанализированы и в них установлено до 10% щелочей и около 24% глинозема. Результаты анализов пироксенитов были помещены в рукописи В. Д. Томашпольской «Гипербазитовые интрузии Западного Саяна», написанной ей в 1938 г. Еще позднее сведения о наличии своеобразных пироксеновых пород по кл. Кашкарак были опубликованы в монографии, посвященной гипербазитам Алтае-Саянской складчатой области (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), что помогло Н. Л. Добрецову в 1960 г. открыть новый район месторождения жадеититов в пределах того же Борусского массива. В результате работ Н. Л. Добрецова появилась первая исчерпывающая характеристика месторождений жадеититов и жадеитсодержащих пород Западного Саяна. В его работе приведены данные о геологическом строении районов месторождений жадеититов, петрографии и минералогии метасоматических пород и разбираются вопросы генезиса жадеититов (Добрецов, 1963).

Приводимая ниже характеристика жадеититов целиком основывается на упомянутой выше работе Н. Л. Добрецова.

Борусский гипербазитовый массив пространственно приурочен к северо-восточной региональной тектонической зоне, вдоль которой сопрягаются метаморфические сланцы протерозоя и отложения нижнего кембрия. Эта зона тектонических нарушений является юго-восточным ответвлением Северо-Саянского глубинного разлома. К северу от Борусского массива располагается полоса метаморфических пород протерозоя; сам массив залегает среди метаморфизованных отложений нижнего кембрия, подразделяемых на две толщи. Нижняя толща, прослеживаемая вдоль юго-восточного контакта гипербазитового массива, представлена метаморфическими сланцами в фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Верхняя толща метаморфизована слабее; в ее составе преобладают нормальные осадочные породы. Контакты гипербазитового массива на большом их протяжении тектонические. Значительная часть площади Борусского массива сложена серпентинитами. В центральных и особенно в северо-восточной частях массива оконтуриваются большие по размерам поля гарцбургитов, которым подчинены дуниты, лерцолиты и пироксениты. С юго-западной стороны массива гипербазиты прорываются небольшой Кантегирской интрузией гранитоидов, под влиянием которой в непосредственном контакте образуются апогипербазитовые амфиболовые и оливиновые породы, сменяющиеся зоной аллометаморфических серпентинитов.

Массив содержит дайки гранитоидов, часть из которых преобразована в метасоматические тела альбититов и жадеититов, располагающихся либо вблизи Кантегирской интрузии, либо вытянутых по простиранию гранитоидного массива и приуроченных к полосе аллометаморфических серпентинитов, аналогичных тем, которые обнажаются вблизи Кантегирской интрузии. Не измененные породы этих даек сходны по составу с породами гранитоидной интрузии. Все это дало основание Н. Л. Добрецову предположить парагенетическую связь Кантегирской интрузии и даек гранитоидов, рвущих гипербазиты Борусского массива.

В настоящее время в пределах Борусского гипербазитового массива известно около 15 метасоматических тел, содержащих жадеит. Они

локализованы в двух пространственно разобщенных участках массива. Один из них оконтуривается в долине кл. Кашкарак и по левобережью р. Кантегир около устья отмеченного ключа, а другой — в северо-восточной приводораздельной части хребта Борус по правобережью Енисея.

На первом из указанных участков насчитывается 5 тел жадеитов, которые вытягиваются в виде цепочки в субширотном направлении, параллельно ориентировке этой части Борусского массива. Последний здесь на северо-западе по тектонической границе контактирует с гранитоидами Кантегирской интрузии, а на юго-востоке вмещается породами нижнего кембрия. Гипербазиты представлены разнообразными серпентинитами, располагающимися полосами, параллельными контактам Борусского массива и только в юго-западной части участка, на левобережье р. Кантегир, обнажаются слабо серпентинизированные гарцбургиты. В центре массива оконтуривается полоса обычных апогарцбургитовых серпентинитов, которые ближе к контактам интрузии сменяются осветленными карбонатизированными разностями. Далее в том же направлении появляется полоса темно-зеленых криптокристаллических серпентинитов, среди которых встречаются участки крупночешуйчатых разностей. В крайней эндоконтактовой зоне массива серпентиниты обычно интенсивно рассланцованы и перемяты. Метасоматические тела жадеититов и альбититов локализованы исключительно среди полос аллометаморфических серпентинитов.

Для характеристики строения жадеитовых тел приведем описание наиболее крупного из них (60×40 м), обнажающегося в левом борту правой развилки кл. Кашкарак. Большая часть тела, которое в плане образует неправильный овал, и вся его центральная часть сложена альбитизированными жадеитами, состоящими из обильного альбита, практически не содержащего анартитовой молекулы ($N_g = 1,540$; $N_p = 1,531$), канкренина ($N_o = 1,523$; $\text{двупреломление} = 0,025$; иногда аномальный с $2V = -20-30^\circ$) и отдельных чешуек белой слюды в альбите. Альбит и канкренин развиваются по жадеиту. Зерна жадеита обычно катаклазированы и почти всегда в различной степени замещены альбитом и другими минералами. В этих породах встречаются участки, насыщенные жилками альбита с хлормелонитом ($N_g = 1,720$; $N_p = 1,670$; $N_g - N_p = 0,040$; $2V = 80^\circ$; $\angle cNg = 48^\circ$).

Среди альбитизированных жадеитов сохраняются участки мало измененных жадеитов. Они представлены крупнозернистым (1—5 мм) призматическим агрегатом светлого, зеленовато-серого цвета. Характерно присутствие зональных кристаллов. Внешние зоны отличаются более высоким показателем преломления и двупреломления и содержат повышенную примесь эгирина. Даже в слабо измененных жадеититах зерна жадеита обрастают бахромчатой каймой более позднего пироксена, обогащенного эгириновой молекулой. Среди зерен жадеита встречаются отдельные крупные кристаллы сфена. Химический состав [аналитик Е. И. Ломейко (ИГЕМ)] жадеита из мономинеральных пород кл. Кашкарак приведен в табл. 11, а его оптические свойства следующие: $N_g = 1,676$; $N_m = 1,665$; $N_p = 1,659$; $N_g - N_p = 0,016$; $2V = +76^\circ$; $\angle cNg = 36^\circ$; дисперсия слабая. Удельный вес 2,34.

Таблица 11

Химический состав жадеитового пироксена

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
58,87	0,34	21,60	1,44	0,45	0,01	1,66	2,77	12,79	0,08	0,04	0,16	100,21

Ближе к периферии характеризуемого тела появляются альбитизированные жадеититы с анальцимом. Последний выполняет интерстиции между призматическими зернами жадеита и образует зерна неправильных очертаний, которые развиваются за счет жадеита. Анальцитом, выполняющий промежутки между зернами жадеита, обнаруживает аномалии. Он детально исследован и описан Н. Л. Добрецовым (1962).

В северной части тела обособляются гнезда и жилки хлормеланитовой породы с реликтами жадеита и зернами сфена. Эти породы окружаются измененными жадеититами, состоящими из реликтов жадеита, а также диопсид-жадеита ($Ng=1,688$; $Ng-Np=0,020$; $2V=70^\circ$; $\angle cNg=37^\circ$), альбита, примеси анальцита, иногда канкрениита или парогонита. Измененные жадеититы содержат гнезда и жилки, состоящие из игольчатого хлормеланита и переменного количества альбита. Жилки окружены каймой, сложенной из анальцита и диопсид-жадеита.

Продуктами гистерогенного разложения жадеититов являются участки, состоящие из агрегата альбита с реликтами жадеита, а также канкрениита, анальцита, иногда эгирин-авгита или участки, сложенные анальцитом, находящимся в тесном срастании с кварцем и иголочками щелочного амфибола (состав которого меняется от натрового тремолита до магнезио-арфведсонита), а также агрегатом тремолита и цеолитов. Сфен при этом превращается в скопления игол рутила.

Из приведенной характеристики следует, что жадеититы подверглись процессу диафтореза, в котором Н. Л. Добрецовым выделены следующие фазы: 1) альбитизация жадеититов (разложение жадеита на альбит, хлормеланит, канкрениит и белую слюду); 2) образование хлормеланитовой породы; 3) замещение жадеита и отмеченных выше минеральных ассоциаций анальцитом, диопсид-жадеитом, альбитом; 4) полное разложение жадеитовых и альбитовых пород с образованием анальцит-кварц-арфведсонит-тремолит-цеолитовых ассоциаций.

В непосредственном контакте с телами жадеититов фиксируются узкие каймы актинолитовых пород, которые далее в сторону гипербазитов сменяются зонами крупночешуйчатых серпентинитов.

Н. Л. Добрецов не без основания полагает, что актинолитовые породы и аллометаморфические серпентиниты возникли позднее жадеититов и образовались в результате регрессивного метаморфизма синхронных жадеититам пироксенитов. К этому следует добавить, что пироксеновая оторочка вокруг метасоматических тел жадеититов могла образоваться по ранее серпентинизированным гипербазитам или автометаморфическим серпентинитам.

Вторая группа тел, расположенная в приводораздельной северо-восточной части хребта Борус, образует цепочку из 12 «линз» и «даек». В отличие от охарактеризованного выше участка этот район сложен сравнительно слабо серпентинизированными полосчатыми дунитами, гарцбургитами и лерцолитами. Однако и здесь метасоматические тела с жадеитом вмещаются только аллометаморфическими серпентинитами. Эти 12 тел сложены измененными плагиогранитами — кварцевыми порфирами и образовавшимися по ним альбититами, в том числе жадеит-содержащими.

Строение одного из типичных тел, обнажающегося в верховьях рч. Голованская Сосновка, представляется в следующем виде. Центральную и преобладающую часть тела составляют кварцево-альбитовые гнейсовидные породы, содержащие нитевидные скопления мелких кристаллов эгирин-авгита ($Ng=1,757-1,793$; $Np=1,720-1,746$; $Ng-Np=0,037-0,047$; $\angle cNg=8-26^\circ$; $2V=-77^\circ+84^\circ$) и магнезио-арфведсонита ($Ng=1,684-1,694$; $Np=1,687-1,672$; $Ng-Np=0,007-0,012$; $2V=-56^\circ-84^\circ$). Краевые зоны тела состоят из альбита и эгирин-авгита ($Ng=1,731-1,745$; $Np=1,695-1,716$; $Ng-Np=0,031-0,036$; $2V=$

$= +70^{\circ} + 82^{\circ}$). Ближе к центральным частям тела в этих породах появляется шизолит ($Ng=1,695$; $Np=1,656$; $2V=+52^{\circ}$; $Ng-Np=0,037-0,040$). Вблизи контакта, где появляются линзовидные включения амфибола, эгирин-авгит сменяется жадеитом. В этих породах фиксируются жилки альбита. Со стороны гипербазитов наблюдается следующая смена пород. Непосредственно на контакте образуется узкая хлорит-актинолитовая зона, которая далее от контакта сменяется зоной микрочешуйчатых плотных черных серпентинитов. Последние, в свою очередь, плавно сменяются слабо серпентинизированными гипербазитами. В северо-восточной части тела альбититы сменяются в центральных частях натролит-альбитовыми, а по периферии — натролит-кварц-анальцимовыми породами. И те и другие содержат эгирин-эвгит и гранат.

Детальное изучение метасоматических тел, обнажающихся в отмеченных выше двух участках Борусского массива, и сопоставление результатов исследования позволило Н. Л. Добрецову выявить следующие группы пород и соответствующие им фазы метасоматоза и диафтореза, отличающиеся щелочностью-кислотностью и (или) температурой, а в некоторых случаях и давлением (в порядке понижения температуры): 1) жадеиты и жадеитовые породы, а также слабоизмененные плагиограниты-кварцевые порфиры со щелочными пироксенами и амфиболами и без них и слабощелочные альбититы, в том числе кварцевые, с авгитом, актинолитом (гастингситом, пумпеллином), которые вместе с жадеитовыми породами отражают разные стадии преобразования плагиогранитов; 2) альбитизированные жадеититы; 3) хлормеланитовые породы; 4) крупнозернистые альбититы с эгирин-авгитом; 5) мелкозернистые гнейсовидные кварцевые альбититы, альбититы с эгирин-авгитом и щелочным амфиболом, часто с шизолитом; 6) альбит-натролитовые породы; 7) анальцим-кварцевые породы с гранатом и без него.

Охарактеризованные выше метасоматические тела, располагающиеся среди гипербазитов и образовавшиеся из даек гранитоидов, возникли в результате десиликации и щелочного (натрового) метасоматоза. Десиликация проявляется в образовании последовательных зон с непрерывно уменьшающимся по направлению к зальбандам содержанием кремнезема. Наиболее общая последовательность зон такова: 1) плагиогранит-кварцевый порфир; 2) кварцевые альбититы; 3) альбититы со щелочными пироксеном и (или) амфиболом; 4) альбититы, альбит-натролитовые, альбит-слюдавые породы; 4а) мономинеральные слюдяные; 4б) мономинеральные жадеитовые, образующиеся при высоком давлении.

Вмещающие метасоматические тела гипербазиты, наоборот, подвергаются силикации. Вместо оливиновых пород возникают пироксеновые (при высоких температурах) или амфиболовые и серпентиновые оторочки. Общая последовательность низкотемпературных метасоматических зон такова: 5) альбит-актинолитовая, 6) актинолитовая; 7) хлорит-серпентиновая; 8) гипербазит.

Образование перечисленных зон легко объясняется биметасоматом-выносом из кислых пород в гипербазиты кремнезема и некоторого количества алюминия и, наоборот, привносом железа (главным образом в форме Fe_2O_3) и окиси магния из гипербазитов в десилицированные породы.

Вторая особенность охарактеризованных образований — щелочной характер метасоматоза — проявляется в образовании таких специфических минералов, как эгирин, арфведсонит, шизолит, а также самих альбититов и жадеитов, близких по составу к нефелиновым сиенитам.

Обратимся теперь к выяснению условий температуры и давлений при образовании жадеитовых и жадеит-альбитовых пород Борусского массива.

В метасоматических образованиях установлен парагенезис жадеит + альбит + кварц с реликтами альбита. Этот парагенезис достаточно близок к парагенезису невариантной точки Р — Т диаграммы (рис. 32), имеющей температуру, равную 390°, и давление, равное 14,6 кбар. Другие парагенезисы с кварцем не известны, хотя прямых доказательств их невозможности не имеется. С другой стороны, ассоциация альбит + жадеит устойчива лишь при давлениях свыше 12,5 кбар. Отсюда интервал давлений для жадеитов и альбит-жадеитовых пород определяется в пределах 12,5—14,6 кбар (и больше).

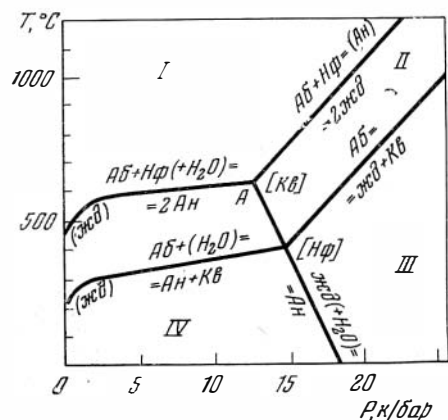


Рис. 32. Диаграмма РТ системы кварц-нефелин

Для низкотемпературных парагенезисов без жадеита верхний предел давлений ограничивается линией перехода анальцита в жадеит и кварц. Нижний предел достоверно определен быть не может. Однако косвенным признаком для его определения может служить наличие в метасоматических породах аномального анальцита, указывающего на полиморфную модификацию анальцита, устойчивую при давлениях свыше 8400 атм (Yoder a. Weir, 1960).

Столь высокие давления в конкретной геологической обстановке района Борусского гипербазитового массива не могут быть объяснены только литостатической нагрузкой вышележащих пород, так как такие давления могли существовать на глубинах не менее 40 км. Вместе с тем максимальная мощность всех палеозойских отложений в собственно каледонской зоне Западного Саяна оценивается в 15 км (Зоненшайн, 1963).

Вмещающие гипербазитовый массив метаморфические породы, как было сказано выше, представлены фацией зеленых сланцев и вблизи массива — фацией эпидотовых амфиболитов. В этих условиях существование высоких давлений, необходимых для образования жадеита, можно объяснить лишь наличием зоны глубинного разлома, к которой пространственно приурочены ультраосновные массивы северной ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса и в том числе Борусский массив. В пределах зон глубинных разломов и сопряженных с ними гипербазитовых массивов, вероятно, могли возникать локальные участки, в которых давление в несколько раз превышало то, которое было вне этих зон.

Температура образования жадеитсодержащих пород, согласно экспериментальным данным, при давлении 13000 атм. находится в интервале 550—630°С. Жадеититы, не содержащие никаких реликтов первичной породы, очевидно, отвечают наиболее высокотемпературным образованиям. Жадеититы Борусского массива отличаются крупнозернистым строением, что дает основание предполагать достаточно высокую температуру процесса, протекавшего, вероятно, в максимальную стадию метаморфического процесса, т. е. при максимальном давлении (выше усредненной цифры 13000 атм.). Отсюда температура образования крупнозернистых жадеититов, как следует из диаграммы (см. рис. 32), должна отвечать интервалу 650—700°. На одной из стадий процесса происходила аллометаморфическая серпентинизация гипербазитов. Согласно экспериментальным данным (Боуэн и Таттл, 1950), серпентинизация ультраосновных пород, даже в условиях высоких давлений, происходит при температурах ниже 550—500°С. Нижний темпе-

ратурный предел, определяемый по существующему в метасоматических образованиях парагенезису анальцит+кварц с реликтами альбита опускается ниже 300°.

С установленным, таким образом, интервалом температур метасоматического процесса (300—700°) хорошо согласуются температурные данные по вмещающим гипербазитовый массив метаморфическим породам протерозоя и кембрия. Как отмечалось выше, они принадлежат к фациям зеленых сланцев и частично эпидотовых амфиболитов. Нижний температурный предел пород фации зеленых сланцев близок к нижней границе регионального метаморфизма вообще, что соответствует, примерно, 300°. Верхний температурный предел этой фации метаморфизма, по мнению В. С. Соболева (1960), равен 500—550°С, а эпидотовых амфиболитов находится ниже границы высокотемпературного метаморфизма, т. е. примерно равен 600—650°. Породы фации эпидотовых амфиболитов были зафиксированы Н. Л. Добрецовым в осевой части зоны глубинного разлома и определяют, таким образом, максимальную температуру, существовавшую в зоне разлома.

Резюмируя все вышесказанное, подчеркнем основные выводы, к которым пришел Н. Л. Добрецов, изучавший жадеититы Борусского гипербазитового массива.

1. Жадеититы возникли за счет даек плагиогранитов — кварцевых порфиров, секущих гипербазиты.

2. Жадеититы образовались в результате биметасоматического процесса, обусловившего десиликацию полевошпатсодержащих пород в условиях интенсивного щелочного (натрового) метасоматоза и силикацию гипербазитов.

3. Процесс образования жадеититов протекал в обстановке высоких давлений (порядка 14 *кбар*), имевшей место в локальных участках зоны глубинного разлома, при максимальных температурах, достигавших 650—700°С.

Нельзя не отметить, что эти, как мы считаем, достаточно аргументированные выводы Н. Л. Добрецова никак не согласуются с высказываниями М. И. Юдина (1963) по поводу генезиса некоторых жадеитовых пород хребта Борус. Его утверждения о низких температурах и давлениях, при которых осуществлялся метасоматический процесс, приведший к образованию жадеититов и жадеитсодержащих пород, и о связи минералообразующих растворов с гипербазитовой магмой нам представляются ошибочными.

Ошибка М. И. Юдина заключается, вероятно, в том, что он не видит отчетливо проявленных явлений диафтореза, которому подверглись жадеитсодержащие тела, и поэтому неправильно трактует физико-химические условия метасоматического процесса. Что же касается источника минералообразующих растворов, то им никак не может быть гипербазитовая магма, поскольку сам М. И. Юдин считает, что жадеитсодержащие породы возникли за счет дайкообразных тел плагиоклазитов. Рассматривать последние как дериваты гипербазитовой магмы или как продукт метаморфизма гипербазитов нет никаких оснований. Следовательно, во всех случаях надо допускать, что полевошпатсодержащие породы возникли после формирования гипербазитового массива и поэтому источник минерализующих растворов, изменивших не только гипербазиты, но и полевошпатовые породы не может быть древнее магмы, породившей эти породы.

Графитизированные гипербазиты

Графитизированные гипербазиты являются уникальными образованиями не только среди альпинотипных ультраосновных пород юга Сибири, но и вообще среди гипербазитов складчатых областей. Они

установлены пока среди четырех массивов, входящих в состав Восточно-Саянского и Джидинского гипербазитовых поясов.

Впервые графитизированные гипербазиты были обнаружены М. Ф. Шестопаловым (1938) в Оспинско-Китойском массиве Восточного Саяна. Эта находка сразу привлекла внимание других исследователей. Ею, в частности, заинтересовался В. С. Трофимов (1939, 1940), который на основе исследования графитизированных гипербазитов массива выдвинул новую гипотезу происхождения алмазов из углеродсодержащих эманаций. Дальнейшими работами эта гипотеза была отвергнута. Позднее графитизированные гипербазиты были описаны в работах М. В. Богидаевой (1961) и И. В. Белова и М. В. Богидаевой (1962). Следует заметить, что еще В. С. Трофимов (1939), а за ним и М. В. Богидаева упоминали о том, что графитизация подвергается не только ультраосновные породы Оспинско-Китойского массива, но и заключенные в них полевошпатсодержащие породы. Первый рассматривал их как ксенолиты более древних гранитов, а вторая считала их производными более молодой кислой интрузии, рвущей гипербазиты. Для того, чтобы закончить обзор вопроса изученности графитизированных гипербазитов до наших работ, необходимо кратко изложить существовавшие различные точки зрения на происхождение этих пород. Обнаруживший графитизированные гипербазиты М. Ф. Шестопалов считал, что они возникают в результате обогащения углеродом ультраосновной магмы путем ассимиляции последней углистых филлитов и битуминозных известняков, вмещающих Оспинско-Китойский массив. Близкой к М. Ф. Шестопалову точки зрения придерживался и В. С. Трофимов. Процесс обогащения магмы углеродом представлялся ему в следующем виде. Из ксенолитов на известной глубине от кровли интрузии происходила возгонка углерода. Возникавшие углеродсодержащие эманации устремлялись вверх, в уже раскристаллизованные породы апикальной части интрузии, и там отлагали содержащийся в них углерод. М. В. Богидаева, более обстоятельно изучившая графитизированные гипербазиты, пришла к выводу, что графитизация ультраосновных пород происходила после их кристаллизации и частичной серпентинизации. Процесс этот был вызван углеродсодержащими эманациями, циркулировавшими по трещинам в тектонически ослабленных зонах массива. Источник углерода она, как и ее предшественники, видит во вмещающих породах. Следует отметить, что до работ М. В. Богидаевой рентгеноструктурное исследование углеродистого вещества, заключенного в гипербазитах, не давало однозначного решения относительно его природы. И только с помощью электроннографических исследований ею впервые было показано, что свободный углерод здесь представлен графитом.

После этих кратких замечаний перейдем к изложению материалов наших исследований, причем сперва остановимся на характеристике графитизированных пород Оспинско-Китойского массива, а затем отметим особенности проявления графитизации в Хангарульском массиве. Графитизированные серпентиниты Улансардыкского и Харанурского массивов были охарактеризованы выше при описании последних. Как показано на геологической карточке Оспинско-Китойского массива (см. рис. 6), участки графитизированных гипербазитов локализуются главным образом либо по границам блоков неизмененных гарцбургитов и дунитов с их серпентинизированными разностями, либо внутри полей распространения последних. И только в редких случаях графитизация проявляется в сплошном поле серпентинитов, как это имеет место, например, в западном эндоконтакте массива в верховьях рч. Зун-Оспа или в районе Хушагольского нефритового месторождения, где графитизации подвергаются как серпентиниты и образованные за счет них нефриты,

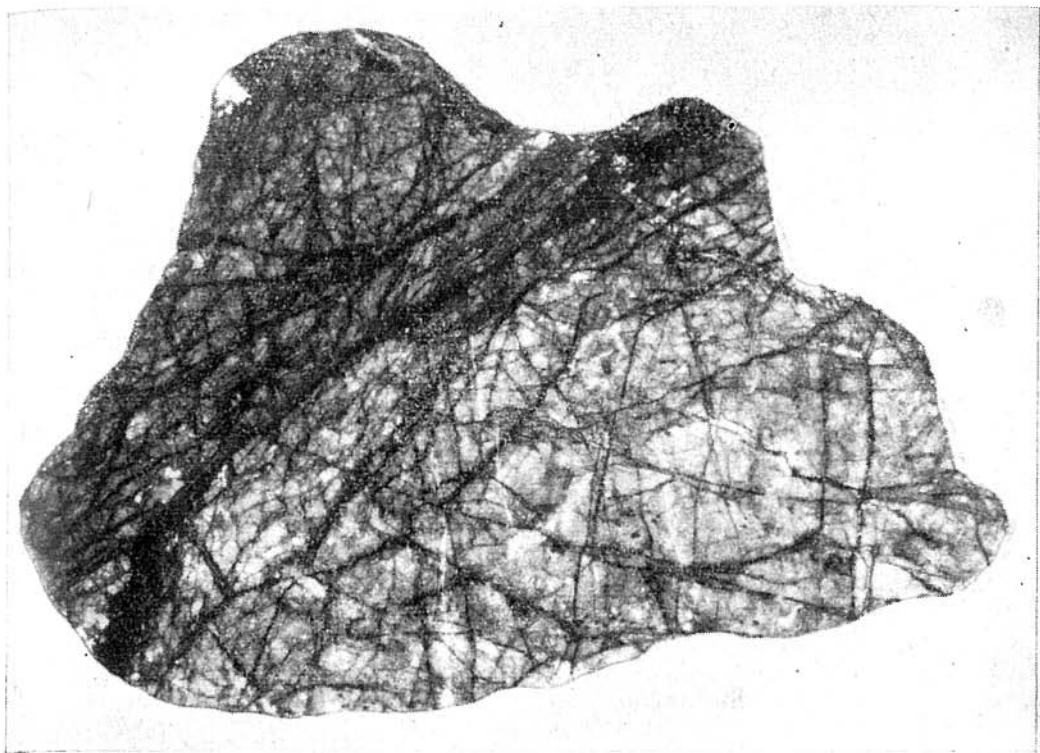


Рис. 33. Характер графитизации в частично серпентинизированном гарцбургите.
Полированный образец. Натур. вел.

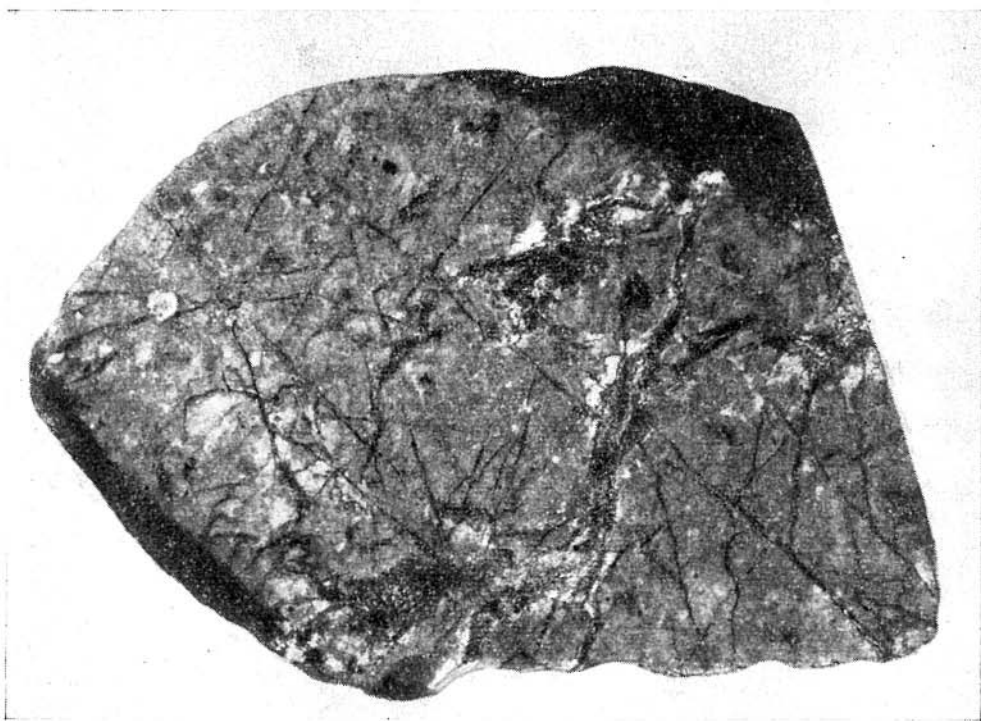


Рис. 34. Графитизированный дунит. Полированный образец. Натур. вел.

так и контактирующие с ними метасоматически измененные основные породы. Еще реже графитизация наблюдается на контакте гипербазитового массива с вмещающими их породами.

К полям наиболее интенсивной графитизации пород следует отнести районы горы Графитовой, верховьев кл. Змеевикового, верховьев правого и левого истоков рч. Зун-Оспы и верховья рч. Ильчир.

Графит присутствует в породах в виде скоплений дисперсных чешуек, размеры которых не превышают тысячные доли мм. Спектральным анализом в графите установлены, кроме Si, Al, Mg, Ca, все элементы группы железа, а также Cu, Zn, Zr, Sn, Ga. Обращает на себя внимание то, что среди элементов-примесей почти полностью отсутствуют типичные «биофильные» компоненты.

В свежих гарцбургитах и дунитах участки графитизации фиксируются в виде протяженных, более или менее прямолинейных полос, мощностью от 3—5 до 10—15 м. Эти полосы «ографиченных» гипербазитов чередуются с полосами ультраосновных пород незатронутых графитизацией. В совокупности они образуют графитизированную зону, мощность которой достигает 200—300 м. Полосы графитизированных пород по степени насыщенности их графитом весьма неоднородны. В них наблюдаются незакономерно ориентированные, ветвящиеся черные прожилки, мощностью до 1 см, пронизывающие незатронутые графитизацией гарцбургиты и дуниты (рис. 33, 34). Иногда черное графитсодержащее вещество цементирует обломки пород, образуя брекчии, о которых в свое время писали В. С. Трофимов (1939) и М. В. Богдаева (1961).

При микроскопическом исследовании выясняется, что скопления дисперсного графита образуют тонкие (сотые доли мм) жилки, которые, как правило, сопровождаются в зальбандах тонкозернистым или криптокристаллическим агрегатом антигорита, также содержащим пылевидную вкрапленность графита. Эти графито-серпентиновые жилки заполняют микроскопические зоны катаклаза в свежих, незатронутых серпентинизацией или частично серпентинизированных гарцбургитах и дунитах. Мощность таких катакlastических зон обычно измеряется долями мм, реже первыми мм и лишь в редких случаях достигает первых десятков мм. Иногда наблюдаются сложнопостроенные графитовые жилки, состоящие из нескольких параллельных или соединяющихся между собой прожилков. В серпентинитовом агрегате, сопровождающем жилки графита, местами можно видеть обломки зерен оливина с резко нарушенной оптической ориентировкой, которая вообще, как отмечалось, характерна для несерпентинизированных гипербазитов. В то же время в стороне от зон катаклаза зерна оливина не обнаруживают следов столь резкого давления. Границы зон катаклаза весьма четкие. Зоны катаклаза сопровождаются системой трещин, проходящих в свежей породе среди зерен не серпентинизированного оливина. По этим коротким прерывистым трещинкам от графитовых жилок отходят волосовидные проводнички, пронизывающие зерна оливина (рис. 35, 36).

В интенсивно графитизированных участках охарактеризованные выше зонки катаклаза сближаются, и насыщенность породы графитовыми жилками увеличивается. Возникают довольно значительные по мощности зоны сплошного графита. Увеличивается и степень серпентинизации породы. Таким образом, устанавливается прямая зависимость интенсивности графитизации породы от интенсивности ее катаклаза и серпентинизации.

Нередко помимо серпентина в ассоциации с графитом находится карбонат (рис. 37). В этом случае карбонат вместе с графитом составляет среднюю часть жилок, а серпентин, по-прежнему занимая большую часть объема жилок, составляет приальбандовые ее части. Мы неоднократно наблюдали, как графитовые прожилки по простиранию сменяются

Рис. 35. Жилки графита в частично серпентинизированном дуните. Николи скрещены, увел. 63

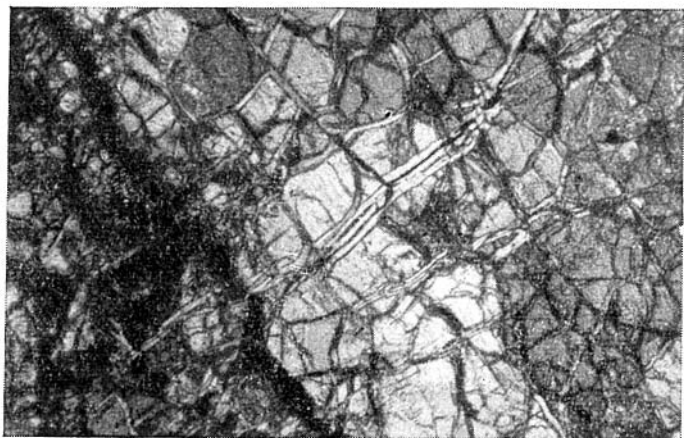
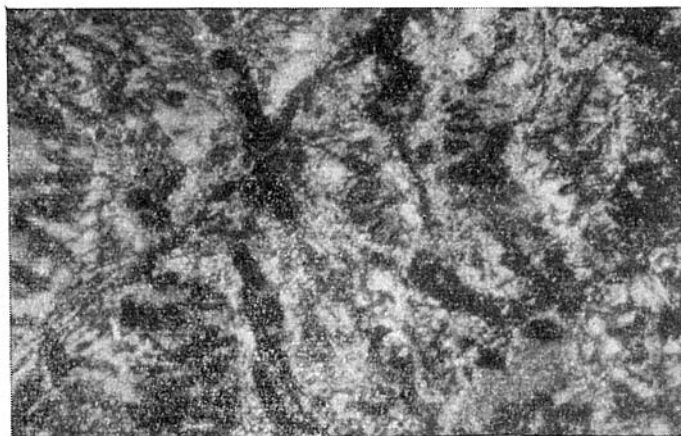


Рис. 36. Жилки графита, секущие зерна оливина. Николи параллельны, увел. 48

Рис. 37. Графитовые жилки с карбонатной оторочкой в серпентините. Николи параллельны, увел. 340



карбонатными. Соотношение количества карбоната и графита весьма непостоянно. Вместе с тем замечено, что количество карбоната увеличивается в сторону от участков интенсивной графитизации пород. Столь тесная ассоциация графита, карбоната и антигорита свидетельствует об их сингенетичности. Помимо перечисленных минералов иногда в пространственной связи с ними наблюдается коллоидный серпофит. Интересно отметить, что он всегда совершенно стерилен от графита. Вероятно, это более поздняя и более низкотемпературная генерация серпентина. В единичных случаях среди тонко кристаллического антигоритового агрегата, сопровождающего графитовые жилки, мы наблюдали небольшое количество игольчатых кристаллов тремолита.

В частично серпентинизированных гарцбургитах и дунитах описанный выше характер графитизации не меняется. Можно только отметить, что антигорито-карбонатно-графитовые жилки здесь местами отчетливо накладываются на петельчатую структуру ранее серпентинизированных ультраосновных пород.

Выше мы обращали внимание на то, что в участках массива, сложенных сплошными полями серпентинитов, графитизация была установлена лишь в единичных пунктах. Одним из них является район верховьев нижнего правого притока рч. Зун-Оспа, где недалеко от тектонического контакта гипербазитов с гнейсо-гранитами в серпентинитах эндоконтактной оторочки Оспинско-Китойского массива прослеживается мощная (200 м) зона графитизированных серпентинитов. Графитизация здесь, как и в предыдущих случаях, проявляется в виде сетки черных жилок, то более, то менее густо пронизывающих рассланцованные хризотил-антигоритовые серпентиниты, в которых местами сохраняются реликты первичных магматических минералов. Полосы графитизированных серпентинитов чередуются с пачками неграфитизированных разностей.

Наконец, следует отметить, что на водоразделе рек Хуша-Гол и Ильчир в непосредственном контакте с Оспинско-Китойским массивом и вблизи от него во вмещающих мелкокристаллических известняках были встречены несколько зон рассланцевания мощностью в 1—2 м. Один из таких контактов (водораздел р. Ильчир и рч. Зеленой) оказался графитизированным. Он имеет следующее строение. Рассланцованные серпентиниты, непосредственно контактирующие с кристаллическими известняками, лишены графита. Известняки (тоже рассланцованные) в зоне контакта графитизированы. Интенсивность графитизации постепенно падает с удалением от серпентинитов и на расстоянии 2—3 м исчезает полностью. Ореолы графитизации наблюдаются также вокруг кварцевых жил в приконтактной зоне рассланцованных известняков.

Как мы уже отмечали, графитизации подвергаются также и метасоматические образования, возникшие по основным породам, заключенным в гипербазитовом массиве. Графитизацией захватываются альбититы, содержащие щелочные темноцветные минералы, альбититы с пектолитом, нефритовые оторочки и окружающие метасоматические тела серпентиниты. Графит здесь концентрируется обычно в форме тонких извилистых жилок. Вокруг каждой жилки имеется ореол графитовой пыли, которая более или менее равномерно пронизывает все минералы вмещающей жилки породы.

В альбититах с полущелочным амфиболом и тремолитом тонкой графитовой пылью насыщена основная ткань породы. Вкрапленники альбита и эгирин-авгита графитизируются только с краев и лишь иногда по трещинкам спайности и плоскостям срастания двойников графит проникает внутрь порфировых выделений. Амфиболы обычно не подвергаются графитизации. Наблюдаются также жилки перекристаллизованного неграфитизированного альбита, в которых располагается вкрапленность амфибола. Замечено, что интенсивность графитизации нара-

стает от центральных частей альбититового тела к его периферии. Вмещающие графитизированные щелочные альбититы, серпентиниты графитизированы на расстоянии до 6 м от контакта с альбититом. Причем наибольшая графитизация их устанавливается в непосредственном контакте. С удалением от него интенсивность графитизации уменьшается и наряду с графитом в серпентинитах появляются мелкие зернышки карбоната. На расстоянии 3 м от тела альбититов количество карбоната и графита становится примерно равным. Графит в серпентинитах развивается обычно в виде тонких, чрезвычайно извилистых жилок, окруженных ореолов из графитовой пыли. Именно к ним приурочивается карбонат. Нередко он окружает графитовые жилки в виде внешней каймы. Еще далее от контакта с альбититами в серпентинитах решительно преобладает магнезит ($N_o=1,697$; $N_e=1,505$), среди которого графит появляется только изредка. Распределение графита в подвергшихся графитизации породах свидетельствует о том, что пути циркуляции углеродсодержащих флюидов локализовались в тектонически ослабленной зоне между метасоматическим телом и вмещающим его серпентинитом. Характер графитизации в более щелочных альбититах (с арфведсонитом) совершенно аналогичен.

Графитизированные метасоматические породы устанавливаются также в эндоконтактной зоне альбитизированного габбрового массива, расположенного на водоразделе рек Хуша-Гол и Ильчир. Полоса графитизированных пород имеет там мощность порядка 20—25 м. Графитизации подвергаются расположенные на контакте альбитизированного габбро нефриты, мелко- и среднезернистые альбититы с геденбергитом, волокнистым актинолитом и биотитом, а также крупнозернистые альбититы без геденбергита, но с кварцем, эпидотом и широкопризматическим актинолитом, т. е. более низкотемпературная ассоциация метасоматических минералов, чем щелочные альбититы.

Теперь кратко следует охарактеризовать графитизацию пород Хангарульского массива, входящего в состав Джидинского гипербазитового пояса, где до наших работ графит в ультраосновных породах никем не отмечался. Геологическая обстановка скоплений графита в серпентинитах была охарактеризована выше при описании Хангарульского массива. Здесь мы отметим, что жило- и шширообразные концентрации графита представлены почти дисперсным агрегатом графитовых пластинок, размеры которых измеряются тысячными долями мм. Среди сплошного скопления графитовых чешуек под микроскопом выявляются небольшие участки, сложенные листоватым антигоритом, индивидуумы которого густо пронизаны тончайшими чешуйками графита. К этим участкам приурочены бесцветные игловидные кристаллы амфибола, который по своим оптическим свойствам ($N_g-N_p=0,025$; $2V=-85^\circ$; $cN_g=13-18^\circ$) отвечает тремолиту, содержащему небольшую примесь железа. Игловидные кристаллы тремолита местами образуют сноповидные агрегаты, которые почти нацело замещают антигорит. Здесь же обнаруживаются более крупные, в сравнении с антигоритом, бесцветные пластинки минерала с ясной спайностью по 001, с повышенным по сравнению с серпентином двупреломлением, а также небольшое количество карбоната типа магнезильного доломита ($N_o=1,678$), локализующегося в тонких жилках, секущих породу. Графит в этой ассоциации, если не принимать во внимание карбонат, является наиболее поздним минералом, так как он замещает антигорит и жилки его отчетливо секут тремолит. При рентгеноструктурном анализе пробы из графитизированного участка серпентинитов (табл. 12) было установлено, что углеродистое вещество обладает кристаллической решеткой графита. Подтвердилось наличие в ассоциации с графитом тремолита и, кроме того, был установлен минерал, межплоскостные расстояния которого очень близки амезиту-магнийсо-

Межплоскостные расстояния минералов, входящих в состав обуглероженного гипербазита

№№ пп	Исследованный образец		Графит		Тремолит		Амезит	
	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$ (Å)	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$ (Å)	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$ (Å)	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$ (Å)
1	100	7,01	100	3,37	6	3,12	2	7,07
2	50	3,53					6	3,58
3	32	3,37						
4	60	3,42						
5	40	3,03						
6	12	2,83						
7	6	2,71	30	2,41	8	2,71	0,50	2,70
8	4	2,58			5	2,567	1	2,58
9	8	2,073					1	2,08
10	8	2,011						
11	16	1,885						
12	10	1,598			5	1,582		
13	10	1,511	60	2,03	8	1,50	3	1,519
14	8	1,436			10	1,43		
15	8	1,413						
16	4	1,349						

Примечание. Анализ произведен в рентгеноструктурном кабинете ИГиГ СО, АН СССР, аналитик Н. И. Зюзин. Съемка производилась на УРС-50и. Изучение $C_{из}$. Режим съемки: 37 кВ, 10 мА.

держателю минералу из группы хлорита, но обладающему кристаллической структурой каолинита. Вероятно, отмеченный выше минерал, похожий по оптическим свойствам на антигорит, отвечает амезиту.

Изложенный выше фактический материал, характеризующий явления графитизации в породах Оспинско-Китойского и Хангарульского массивов и ассоциирующихся с ними метасоматических образований, свидетельствует о том, что: 1) графитосодержащие породы во всех случаях пространственно связаны с зонами катаклаза или иными структурно ослабленными зонами (контакты гипербазитов с вмещающими породами и метасоматическими габброидами); 2) графит в ультраосновных породах тесно ассоциирует с тонко- и криптокристаллическим антигоритом и магнезиальным карбонатом.

Это позволяет считать, что графитизация является наложенным процессом, генетически не связанным и, по-видимому, значительно разорванным во времени с процессом формирования гипербазитовых массивов. Поскольку графитизацией захватывается и вся гамма метасоматических пород, возникших за счет интрузирующих гипербазитов габброидов, то, вероятно, и последние нет оснований рассматривать как источник углеродсодержащих флюидов. Учитывая то, что графитизация пород в Восточном Саяне носит региональный характер и ей подвергаются породы значительно более молодого возраста, чем гипербазиты (Ботокольский массив нефелиновых сиенитов), есть основание полагать, что вызвавшие графитизацию минералообразующие флюиды были генерированы интрузиями, возраст которых не моложе среднего палеозоя. Косвенным доказательством того, что явления графитизации не имеют генетической связи с интрузией гипербазитов, может служить и тот факт, что в числе элементов-примесей в графите установлены цирконий, олово и галлий, т. е. элементы не свойственные глубинной перидотитовой магме. Что же касается источника графита, то из-за отсутствия объективных данных

можно высказать лишь предположение о том, что он был заимствован из насыщенных углеродом пород, входящих в состав протерозойских толщ.

В заключение следует оговориться, что один из авторов работы (Ю. Н. Колесник) придерживается иной точки зрения. Он считает, что графитизация пород Оспинско-Китойского массива связана с метасоматическим процессом, изменившим тела основных пород, и приурочена к его высокотемпературной стадии. Общая последовательность событий при становлении Оспинско-Китойского гипербазитового массива представляется ему в следующем виде: 1) внедрение перидотитов и дунитов; 2) образование жил и мелких массивов основного состава в период, когда ультраосновные породы были еще нагреты до высоких температур; 3) метасоматический процесс, высокотемпературные стадии которого привели к образованию альбититов, кальциево-силикатных пород и нефритов и вызвали графитизацию; низкотемпературная ступень привела к образованию серпентинитовых полей и карбонатизации. Детально эти вопросы разобраны в монографии, посвященной генезису нефритов Сибири и в одной из статей (Колесник, 1965, 1966).

Глава III

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮГА СИБИРИ

Специфические черты вещественного состава альпинотипных гипербазитов юга Сибири достаточно отчетливо выступают из приведенной выше петрографической характеристики пород. Однако эти черты приобретают еще большую индивидуальность при анализе закономерностей химического состава пород и пороодообразующих минералов.

В настоящее время накопился значительный фактический материал, характеризующий химический состав ультраосновных пород и продуктов метаморфизма их. Обобщение этих материалов с использованием методов математической статистики позволяет сделать некоторые выводы по содержанию главных пороодообразующих элементов и характеру распределения их в породах, выявлению закономерных связей между этими элементами и, наконец, миграции отдельных элементов, входящих в состав ультраосновных пород, в процессе метаморфизма последних.

Для выявления особенностей химизма основных петрографических разновидностей гипербазитов мы использовали 138 силикатных анализов (см. прилож. 1), часть из которых выполнена по нашим материалам и нигде ранее не опубликована, часть же была заимствована из опубликованных работ и других источников.

Средний химический состав пород приведен в табл. 13. Близость химического состава различных разновидностей гипербазитов не дает возможности изобразить все имеющиеся у них анализы на векторной диаграмме, так как фигуративные точки векторов в этом случае располагаются настолько кучно, что пользование диаграммой становится практически невозможным. Расчеты показали, что крайние значения параметра «в» (по Заварицкому) определяются на диаграмме интервалом от 47 до 71, причем для 90% всех фигуративных точек этот интервал уменьшается до значений 57—68. Более половины фигуративных точек (64%) имеют нулевое значение параметра «а» и лишь у 5% проанализированных пород параметр, отражающий количество щелочных металлов, достигает величины больше единицы, но не в одном случае не превышает 2. Максимальное значение параметра «с» составляет 3,7, однако у 90% рассчитанных фигуративных точек величина его не превышает единицы. Поэтому на векторной диаграмме, отражающей химический состав гипербазитов, мы изобразили не весь рой векторов, рассчитанных по имеющимся в нашем распоряжении химическим анализам, а лишь средние химические составы наиболее типичных петрографических разновидностей ультраосновных пород и показали пределы колебаний значений отдельных параметров (рис. 38).

Параметры распределения породообразующих окислов в ультраосновных породах альпийских гипербазитов юга Сибири

	Дуниты				Гарцбургиты				Серпентиниты				Верлиты			Энстатиниты		Диопсидиты	
	$\bar{X}$	S	A	E	$\bar{X}$	S	A	E	$\bar{X}$	S	A	E	$\bar{X}$	SAE	$\bar{X}$	SAE	$\bar{X}$	SAE	
SiO ₂	40,21	2,56	+0,64	+1,10	40,41	1,61	+0,02	-0,29	38,81	2,30	+0,08	-0,36	42,84	—	51,31	—	48,76	—	
TiO ₂	0,05	0,11	+2,05	+2,83	0,09	0,15	+1,47	+0,26	0,02	0,04	+3,06	+12,66	0,08	—	0,09	—	0,06	—	
Al ₂ O ₃	1,07	0,98	+0,87	-0,31	1,49	1,30	+0,86	-0,45	1,64	1,43	+1,46	+1,74	1,64	—	2,11	—	2,79	—	
Fe ₂ O ₃	2,57	1,35	+0,55	-0,95	2,19	1,47	+0,48	-8,39	4,46	2,13	+0,07	-0,43	4,10	—	1,94	—	3,11	—	
Cr ₂ O ₃	0,20	0,22	+0,43	-1,54	0,25	0,20	-0,11	-0,02	0,20	0,28	+1,43	+1,43	0,21	—	—	—	0,27	—	
FeO	5,50	1,57	-0,74	-0,40	5,91	1,30	-0,44	-0,94	3,12	1,72	+0,22	-0,81	5,53	—	5,80	—	3,46	—	
MnO	0,11	0,07	+0,40	+1,04	0,08	0,07	+0,47	-0,46	0,12	0,13	+1,49	+2,89	0,20	—	0,13	—	0,17	—	
MgO	46,52	2,65	-0,24	-1,23	44,70	2,57	+0,32	+0,07	37,96	2,67	+0,36	-0,19	36,82	—	34,27	—	22,12	—	
CaO	0,20	0,26	+0,76	-1,04	0,42	0,38	+1,20	+0,95	0,57	0,84	+1,92	+3,04	3,50	—	1,18	—	17,01	—	
K ₂ O	0,02	0,06	+2,48	+4,85	0,01	0,05	+5,09	24,82	0,03	0,08	+2,69	+6,53	0,03	—	сл.	—	сл.	—	
Na ₂ O	0,06	0,14	+2,87	+6,74	0,02	0,04	+2,32	+4,00	0,14	0,24	+2,04	+3,40	0,12	—	сл.	—	0,10	—	
П. п. п.	3,63	3,01	+1,07	+0,06	4,52	2,68	+0,18	+0,75	12,65	2,44	+1,15	+2,04	4,79	—	2,35	—	1,93	—	

Кристаллохимическая формула: $A_{0,01}=1,21$; $\varepsilon_{0,01}=1,95$; $A_{0,01}=1,05$; $\varepsilon_{0,01}=1,78$; $A_{0,01}=0,78$; $\varepsilon_{0,01}=1,42$.

Примечание. Количество анализов: дуниты—25; гарцбургиты—32; серпентиниты—66; верлиты—5; энстатиниты—4; диопсидиты—6. Ввиду малого количества анализов для верлитов, энстатинитов и диопсидитов, рассчитаны лишь средние содержания породообразующих окислов.

При анализе диаграммы и табл. 13 обращает на себя внимание очень близкий средний химический состав наиболее распространенных петрографических разновидностей — гарцбургитов и дунитов. Фигуративные точки, определяющие начало проекции векторов этих пород, характеризуются весьма высоким значением параметра «в», при нулевом или близком к нему значениях двух других параметров — «а» и «с», — отражающих главнейшие черты химизма горных пород. Направление проекции векторов также мало отличается между собой и определяется крутым наклоном, приближающим их к ребру тетраэдра SB. Близость химического состава гарцбургитов и дунитов объясняется специфической особенностью минерального состава перидотитов альпинотипных гипербазитов юга Сибири, заключающегося в весьма высоком содержании в них оливина. Количество последнего, как мы отмечали выше, редко опускается ниже 90—85 объемных процентов породы. При этом железистость оливина в дунитах и гарцбургитах практически одинаковая. Количество фаялитовой молекулы в оливине и в тех и в других породах варьирует в пределах от 6,3 до 10,0%. Однако благодаря наличию в гарцбургитах ромбического пироксена они по сравнению с дунитами несколько обогащены кремнеземом и содержат меньше магния.

Положение проекции векторов, отражающих химический состав пироксенитов (энстатитов и диопсидитов), отличается от проекции векторов гарцбургитов и дунитов. Это объясняется значительным увеличением содержания в них кремнезема, что находит отражение и в величине параметра «в». Что же касается величин двух других параметров — «а» и «с», — то они мало отличаются по сравнению с таковыми гарцбургитов и дунитов. В этом состоит одна из характернейших черт химизма пород альпинотипных гипербазитов. Все их петрографические разновидности содержат ничтожно малое количество щелочей и не содержат полевых шпатов, а стало быть и извести, входящей в состав последних. Вместе с тем направление и длина на диаграмме векторов, отражающих состав пироксенитов, хорошо подчеркивают особенности их химического состава, выражающегося для диопсидитов в обогащении их кальцием (короткий вектор), и почти горизонтальный вектор, отвечающий энстатитам, в составе породообразующих минералов которых кальций практически отсутствует.

Рассмотренные особенности химизма пород альпинотипных гипербазитов выступают еще более отчетливо, если сравнить химический состав типоморфных петрографических разновидностей их с аналогичными ультраосновными породами габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области и с щелочно-ультраосновной ассоциацией Сибирской платформы (гулинская интрузия). Для наглядности сопоставления мы составили вариационную диаграмму (рис. 39), на которой показали среднее содержание главных породообразующих окислов в составе ультраосновных пород различных формационных типов. Здесь же мы нанесли средний химический состав кимберлитов Якутии. Данные анализов пород габбро-пироксенит-дунитовой формации заимствованы из статьи И. М. Волохова (1965), по гулинской интрузии — из работы Л. С. Егорова, Т. Л. Голдбрута и К. М. Шихорина (1961), а по якутским кимберлитам — из коллективной монографии А. П. Бобривича и др. (1964).

Анализ диаграммы показывает, что дуниты, гарцбургиты и другие петрографические разновидности альпинотипных гипербазитов по сравнению с аналогичными породами габбро-пироксенит-дунитовой и щелочно-ультраосновной формаций содержат в среднем на 20—25% больше магния и несколько обогащены кремнеземом. Вместе с тем они содержат меньше железа, титана, щелочей, а также кальция и алюминия. Особенно существенная разница выявляется в содержании титана и щелочей

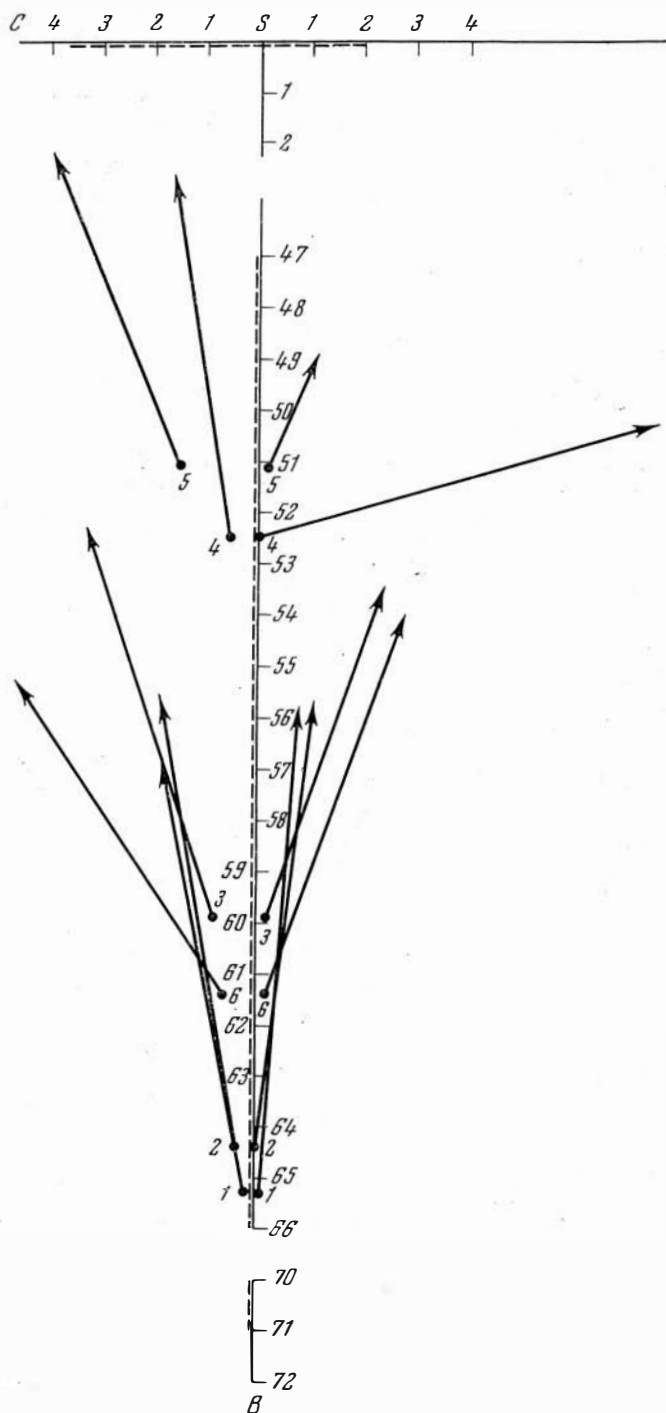


Рис. 38. Векторная диаграмма среднего состава различных петрографических разновидностей альпинотипных гипербазитов юга Сибири
 1 — дунит (25 анализов); 2 — гарцбургит (32 анализа); 3 — верлит (5 анализов);
 4 — энстатит (4 анализа); 5 — диопсидит (6 анализов); 6 — серпентинит (66 анализов). Пределы колебаний основных числовых характеристик показаны пунктирной линией

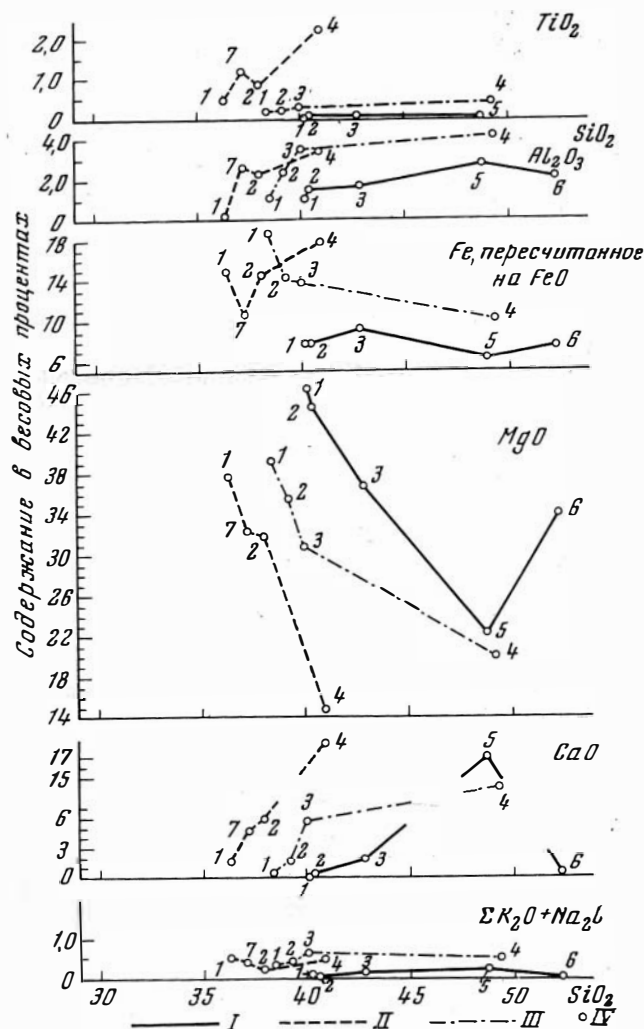


Рис. 39. Вариационная диаграмма химического состава ультраосновных пород Сибири, принадлежащих различным формационным типам

I — альпинотипные гипербазиты юга Сибири; II — щелочно-ультраосновная формация (Гулинская интрузия); III — габбро-пироксенит-дунитовая формация Алтае-Саянской области; IV — кимберлиты Якутии. 1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — верлиты; 4 — пироксениты; 5 — диопсидиты; 6 — энстатиты; 7 — меймечиты

Так, двуокиси титана в породах альпинотипных гипербазитов в 2,5—3,5 раза меньше, чем в аналогичных петрографических типах пород габбро-пироксенит-дунитовой формации, и в 9 раз меньше, чем в породах щелочно-ультраосновной ассоциации. Дуниты, гарцбургиты и другие разновидности пород альпинотипных гипербазитов по сравнению с аналогичными породами габбро-пироксенит-дунитовой формации содержат в 4 раза меньше щелочей. Количество же щелочей в породах щелочно-ультраосновной ассоциации превышает содержание щелочей в соответствующих породах альпинотипных гипербазитов в 6—8 раз.

Любопытные цифры выявляются и в отношении количества железа, входящего в состав отдельных петрографических разновидностей сравниваемых ассоциаций горных пород. Оказывается, что если принять

количество общего железа, входящего в состав дунитов габбро-пироксенит-дунитовой формации, за 100%, то дуниты альпинотипных гипербазитов содержат железа на 58% меньше, а по сравнению с дунитами щелочно-ультраосновной ассоциации — на 48% меньше. Характерно, что разница в содержании железа по мере увеличения в породах кремнекислоты постепенно сглаживается, однако и в наиболее кислых разновидностях ультраосновных пород — пироксенитах — она все же не опускается ниже 40—30%. Примерно аналогичная картина вырисовывается при сравнении содержания кальция и алюминия. Количество окиси кальция, входящей в состав пород альпинотипных гипербазитов, в среднем в 2,8 раза меньше, чем в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации, и в 10 с лишним раз меньше, чем в породах щелочно-ультраосновной ассоциации. Однако по сравнению с железом здесь наблюдается обратная тенденция: в более основных петрографических разновидностях различия в содержании окиси кальция проявляются менее разительно, чем в породах, более богатых кремнеземом. Особенно отчетливо это проявляется в отношении содержания глинозема. Например, в гарцбургитах альпинотипных гипербазитов количество глинозема лишь на 27% ниже, чем в гарцбургитах габбро-пироксенит-дунитовой формации, а в дунитах этих групп пород количество его примерно одинаково.

Можно было бы и дальше продолжить анализ распределения содержаний породообразующих окислов в ультраосновных породах, принадлежащих различным генетическим типам. Однако, как мы полагаем, и сказанного достаточно, чтобы увидеть петрохимические особенности пород альпинотипных гипербазитов, которые так рельефно выступают на фоне химизма ультраосновных пород других формационных типов.

Нам остается лишь отметить, что по содержанию главных породообразующих окислов ультраосновные дифференциаты габбро-пироксенит-дунитовой формации занимают промежуточное положение между породами альпинотипных гипербазитов и щелочно-ультраосновной ассоциации. Исключение составляют лишь дуниты габбро-пироксенит-дунитовой формации, которые значительно более обогащены железом по сравнению с дунитами всех других формационных типов. Наконец, нельзя не подчеркнуть, что средний химический состав кимберлитов Якутии по содержанию кремнезема, титана, щелочей, магния и кальция ближе всего сопоставляется с крайними ультраосновными дифференциатами (дунитами и меймечитами) щелочно-ультраосновной ассоциации Сибирской платформы и лишь по содержанию железа они приближаются к породам альпинотипных гипербазитов.

Для выяснения наличия элементов-примесей в альпинотипных гипербазитах были выполнены полуколичественные спектральные анализы из 96 проб неизмененных или слабо серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. Анализ произведен на 36 химических элементов (V, Cu, Pb, Zn, Co, Sn, Ge, Ga, Sr, Ba, B, P, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Ta, Sb, Bi, Cd, In, Au, Be, Sc, Ce, La, Y, Pt, Li, Yb, U, Th, Tl, Te, As). Из перечисленных элементов только Co, Cu и Zn были обнаружены во всех подвергшихся анализу пробах. Присутствие ванадия и бария установлено, соответственно, в 65 и 78% анализированных проб. Такие элементы, как Pb, Zr, Sn, As, Ge, Ga, Sr, обнаружены лишь в единичных пробах. Остальные элементы не установлены. Содержание элементов-примесей в альпинотипных гипербазитах юга Сибири отражено на рис. 40.

Среднее содержание элементов — примесей в дунитах и гарцбургитах (в %):
Co 0,0448; Zn 0,0206; Cu 0,0016; V 0,0026; Ba 0,0014.

Как увидим ниже, кобальт в качестве изоморфной примеси входит в состав всех главных породообразующих минералов анализированных пород: оливина, энстатита и хромипинелидов. Что касается цинка, меди

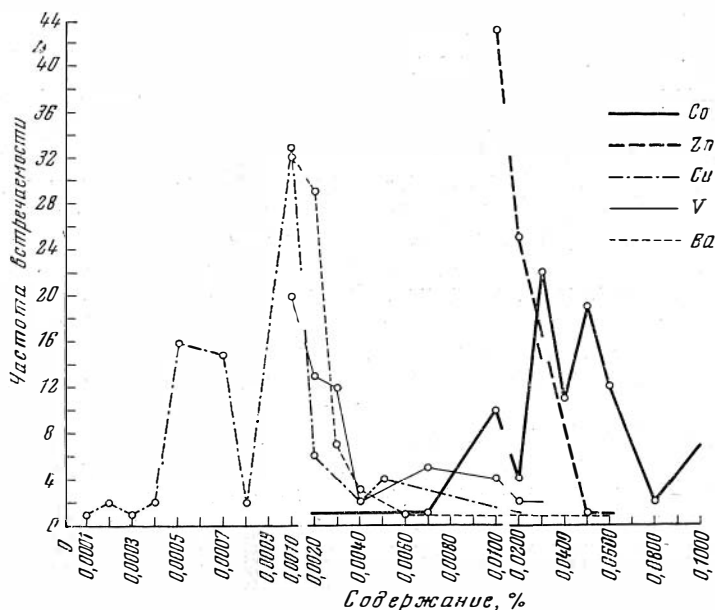


Рис. 40. Вариационные кривые частоты встречаемости и содержания элементов-примесей в породах альпинотипных гипербазитов юга Сибири

и ванадия, то они, вероятно, присутствуют в составе хромшпинелидов. Справедливость этого предположения подтверждается тем, что в 92 пробах из 96 эти элементы встречаются совместно с алюминием. С чем связан барий в гипербазитах, для нас пока остается неясным.

Переходя к вопросу о характере распределения породообразующих окислов в альпинотипных гипербазитах, обратимся к данным табл. 13.

Сравнение помещенных в ней значений коэффициентов асимметрии и эксцесса каждого породообразующего окисла гипербазитов с граничными значениями оценок данных коэффициентов при уровне значимости равном 1% (Урбах, 1963), свидетельствует о том, что характер распределения породообразующих окислов в дунитах и гарцбургитах подчиняется закону нормального распределения. Исключение составляют титан и щелочи, характер распределения которых отклоняется от нормального. Ниже будет показано, что титан в гипербазитах концентрируется главным образом в аксессуарных хромшпинелидах и поэтому характер распределения последних в основном зависит от характера распределения минерала-концентратора. Именно этим следует объяснять тот факт, что характер распределения титана отклоняется от закона нормального распределения. Что же касается щелочей, то по имеющимся в нашем распоряжении анализам они вообще не входят в состав породообразующих минералов гипербазитов (см. табл. 18). Отмечаемое в химических анализах последних ничтожное количество щелочей, очевидно, привносится в гипербазиты постмагматическими растворами в процессе аутометаморфической серпентинизации. Это как будто подтверждается тем, что в серпентинитах среднее содержание щелочей выше, чем в неизмененных или слабо серпентинизированных разностях гипербазитов. В этой связи интересно отметить, что в процессе серпентинизации гипербазитов выявленный выше закон распределения породообразующих окислов существенно нарушается. В серпентинитах нормальное распределение сохраняют лишь главные породообразующие окислы (SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO). Все же остальные окислы не подчиняются закону нормального распределения. Причину этого можно видеть в особенностях физико-химических условий, создающихся в процессе аутометаморфизма гипербазитов, обус-

ловливающих неравномерную миграцию некоторых породообразующих элементов.

Для выяснения зависимости между содержаниями главных породообразующих окислов (SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO), а также между их содержаниями и содержаниями Cr_2O_3 и NiO мы применили метод корреляционного анализа. При этом было использовано 32 химических анализа свежих или слабо серпентинизированных гарцбургитов и дунитов и 24 анализа серпентинитов. Рассчитанные общие и частные коэффициенты корреляции между содержаниями перечисленных окислов сведены в табл. 14 и 15.

Таблица 14

Значения коэффициентов корреляций между содержаниями породообразующих окислов неизмененных или слабо серпентинизированных дунитов и гарцбургитов

Окислы	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	MgO	Cr_2O_3	NiO
SiO_2	+1,000	$\frac{-0,476}{-0,139}$	$\frac{+0,282}{+0,428}$	$\frac{-0,503}{-0,793}$	$\frac{+0,204}{+0,074}$	$\frac{-0,400}{+0,057}$
Fe_2O_3		+1,000	$\frac{-0,579}{-0,728}$	$\frac{-0,313}{-0,085}$	$\frac{+0,041}{+0,385}$	$\frac{+0,297}{-0,206}$
FeO			+1,000	$\frac{-0,337}{-0,490}$	$\frac{-0,091}{+0,336}$	$\frac{-0,215}{-0,404}$
MgO	‡			+1,000	$\frac{-0,149}{-0,119}$	$\frac{+0,225}{+0,317}$
Cr_2O_3					+1,000	$\frac{+0,214}{+0,418}$
NiO						+1,000

Примечание: 1. В числителе показаны величины общих, в знаменателе частных коэффициентов корреляций:

2. Критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости в 0,05 и количестве дат, равном 32, составляет 0,349 (Янко, 1961).

При сравнении данных таблиц с критическим значением коэффициента корреляции выявляется, что достоверная прямая корреляционная связь в исследованных дунитах и гарцбургитах устанавливается между содержаниями кремнекислоты и закиси железа, между окисью железа и хрома, между закисью железа и окисью хрома и между закисью никеля и окисью хрома. Обратно пропорциональная зависимость устанавливается между содержаниями кремнекислоты и окисью магния, между содержаниями окисного железа и закисного железа и никеля.

Следует отметить, что коэффициенты корреляции между породообразующими окислами, вероятно, несколько искажены в связи с тем, что общая сумма этих окислов составляет 100% (Сарманов, Вистелиус, 1959). Вместе с тем, этим искажением практически можно пренебречь при корреляции содержаний между главными и аксессуарными окислами (Cr_2O_3 , NiO), поскольку последние содержатся в породе в небольших количествах.

Таким образом, результаты обработки статистических данных дают основание утверждать, что широко распространенное представление о существовании закономерной зависимости между содержаниями никеля и магния в альпинотипных гипербазитах следует считать ошибочным. Выясняется, что в дунитах и гарцбургитах складчатых областей содержание никеля коррелируется не с магнием, а с двухвалентным железом и что между ними существует не прямая, а обратная связь. Прямая корреляционная зависимость устанавливается между концентрациями двух- и трехвалентного железа и хрома.

Значение коэффициентов корреляций между содержаниями порообразующих окислов в серпентинитах

Окислы	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Cr ₂ O ₃	NiO
SiO ₂	+1,000	$\frac{+0,034}{-0,282}$	$\frac{-0,025}{-0,279}$	$\frac{-0,351}{-0,446}$	$\frac{+0,068}{-0,137}$	$\frac{-0,080}{+0,063}$
Fe ₂ O ₃		+1,000	$\frac{-0,389}{-0,671}$	$\frac{-0,386}{-0,703}$	$\frac{-0,027}{-0,444}$	$\frac{+0,182}{+0,362}$
FeO			+1,000	$\frac{-0,296}{-0,661}$	$\frac{-0,313}{-0,490}$	$\frac{-0,025}{+0,273}$
MgO				+1,000	$\frac{-0,085}{-0,432}$	$\frac{-0,112}{+0,321}$
Cr ₂ O ₃					+1,000	$\frac{+0,070}{+0,226}$
NiO						+1,000

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0,05 и 24 дат составляет 0,389.

Интересно отметить, что в тех же породах, но претерпевших полную серпентинизацию, корреляционная связь между главными порообразующими элементами, входящими в состав серпентина (Si, Fe, Mg), сохраняется. Продолжает сохраняться также выявленная ранее зависимость между содержаниями двух- и трехвалентного железа и хрома (табл. 15). Вместе с тем установленная в неизменных ультраосновных породах обратная зависимость между содержаниями закиси железа и закиси никеля в серпентинитах нарушается. Очевидно это связано с частичным перераспределением этих элементов при серпентинизации ортосиликатов.

Нами получены оригинальные данные о частичной миграции никеля при гидротермально-метасоматическом изменении ультраосновных пород. По результатам химических анализов 174 проб устанавливается прогрессивное уменьшение содержания никеля в процессе серпентинизации дунитов и гарцбургитов и последующем образовании по серпентинитам кварцево-карбонатных пород (табл. 16).

Как следует из табл. 17, в серпентините, возникшем за счет дунита и гарцбургита, содержание закиси никеля уменьшается на 25%. При последующем гидротермальном метаморфизме серпентинитов и образовании за счет них кварцево-карбонатных пород уменьшение содержания закиси никеля происходит еще более интенсивно. Концентрация ни-

Таблица 16

Изменение содержания закиси никеля в процессе гидротермального метасоматоза ультраосновных пород

Породы	Кол-во проб	Среднее содержание	δ	Критерий Стьюдента
Дуниты и гарцбургиты	35	0,265	0,0596	6,31
Серпентиниты	116	0,200	0,026	
Кварц-карбонатные породы	23	0,115	0,025	14,73

Примечание. Достоверность разности средних содержаний закиси никеля в дунитах и гарцбургитах и возникших за счет них метаморфических пород проверена с помощью критерия Стьюдента при уровне значимости в 0,01.

келя падает на 42%, а по отношению к исходным породам — дунитам и гарцбургитам содержание закиси никеля уменьшается на 57%. Отметим, кстати, что по данным И. И. Эдельштейна (1960), содержание закиси никеля при серпентинизации дунитов уменьшается на 24%. Столь существенные изменения в содержаниях закиси никеля, естественно, вызывают вопрос — куда девается высвобождающийся никель? Расчеты, проведенные И. И. Эдельштейном, показали, что уменьшение концентрации закиси никеля при серпентинизации дунитов происходит примерно пропорционально увеличению объема пород при серпентинизации. Таким образом, общий баланс никеля, заключенного в гипербазитовых массивах до и после серпентинизации их практически не меняется и заметного выноса никеля при этом не происходит. Однако это справедливо лишь в том случае, когда источник серпентинизирующих растворов находится вне пределов ультраосновного массива и когда в процессе серпентинизации выноса магния не происходит. В противном случае частичная миграция никеля должна иметь место. Происходит она также и в случае образования апосерпентинитовых тальково-карбонатных и кварцево-карбонатных пород. В последних нередко образуются небольшие скопления никелевых силикатов.

К вопросу о форме проявления никеля в ультраосновных породах обращалось большое число исследователей, причем все они единодушно считают, что никель в виде изоморфной примеси входит в порообразующие силикаты гипербазитов. Однако в последнее время в литературе появились высказывания, отвергающие возможность вхождения значительных количеств никеля в виде изоморфных примесей к магнию и железу в оливинах и пироксенах ультраосновных пород (Н. А. Елисеев, 1961; Э. Н. Елисеев, 1959). Эти исследователи утверждают, что большая часть содержащегося в ультраосновных породах никеля находится в сульфидной, а не в силикатной форме. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы по содержанию никеля и серы в ультраосновных породах альпинотипных гипербазитов юга Сибири не согласуются с представлениями Н. А. и Э. Н. Елисеевых относительно формы проявления никеля в ультраосновных породах. Мы уже упоминали о том, что среднее содержание закиси никеля в исследованных дунитах и гарцбургитах составляет 0,265%. В оливинах из этих пород содержание закиси никеля повышается до 0,30% (см. табл. 7). Для того, чтобы связать весь содержащийся в породах никель в сульфиды, потребовалось бы не менее 0,20% серы. Вместе с тем, фактически среднее содержание серы в исследованных гипербазитах составляет только 0,06%. Таким образом, становится очевидным более чем трехкратный дефицит серы. Эти данные еще раз подтверждают точку зрения тех исследователей, которые считают, что в ультраосновных породах альпинотипных гипербазитов главная масса заключенного в них никеля связана не с сульфидами, а силикатами (Эдельштейн, 1962; Штейнберг, Малахов, 1963; Ефимов, 1963). Низкое содержание серы в исходной глубинной перидотитовой магме, производными которой являются альпинотипные гипербазиты, является одним из главных факторов, объясняющих отсутствие среди пород данной ассоциации промышленно-интересных концентраций сульфидного никеля, на что мы не раз указывали ранее (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Пинус, Кузнецов, 1958).

Следует подчеркнуть, что устанавливаемый изоморфизм никеля с магнием в оливинах и магнезиальных пироксенах ультраосновных пород не должен рассматриваться как доказательство существования закономерной количественной связи между этими элементами (Эдельштейн, 1960). Результаты проведенной нами математической обработки статистических данных позволяют утверждать, что, по крайней мере для исследованных нами альпинотипных гипербазитов юга Сибири, досто-

верной корреляционной связи между содержаниями магния и никеля в ультраосновных породах не обнаруживается. Обратная корреляционная связь уверенно устанавливается лишь между содержаниями закиси никеля и железа, что подтверждается также исследованиями А. А. Ефимова, Л. П. Ивановой (1963) на материалах Кытлымского ультраосновного массива на Урале. К аналогичному выводу, правда, с некоторыми оговорками приходят Д. С. Штейнберг и И. А. Малахов (1963), обобщившие недавно большой фактический материал по химизму гипербазитов Урала.

В соответствии с данными табл. 13, средневзвешенное содержание двуокиси титана в породах альпинотипных гипербазитов юга Сибири составляет 0,04%. Столь ничтожное содержание титана в ультраосновных породах, массивы которых формируют гипербазитовые пояса в складчатых областях, является характерной чертой химизма, свойственной альпинотипным гипербазитам не только Сибири, но и других районов СССР и мира (Пинус, 1957).

Для выяснения вопроса о форме связи титана в исследованных нами гипербазитах обратимся к результатам химических анализов пороодообразующих минералов последних (табл. 17).

Данные таблицы свидетельствуют о том, что главным минералом-концентратором титана в исследованных гипербазитах являются хромшпинелиды, в которых двуокись титана присутствует постоянно и в значительных количествах. Что же касается оливина и ромбического пироксена, то из шести силикатных анализов их двуокись титана была обнаружена лишь в одном в количестве сотых долей процента.

Устанавливаемая, таким образом, концентрация титана в хромшпинелидах помогает объяснить особенности распределения этого элемента в гипербазитах. В данном случае характер распределения титана всецело будет зависеть от характера распределения в ультраосновных породах минерала-концентратора, то есть хромшпинелидов.

В заключение отметим факт резкого уменьшения содержания двуокиси титана в серпентинитах по сравнению с неизменными или слабо серпентинизированными разностями гипербазитов (см. табл. 13). Вероятно, это связано с частичной миграцией титана в процессе серпентинизации ультраосновных пород, когда находящиеся в них акцессорные хромшпинелиды замещаются магнетитом.

Хром в ультраосновных породах альпинотипных гипербазитов юга Сибири в основном связан в хромшпинелидах. В оливине и ромбическом пироксене — главных пороодообразующих минералах гипербазитов, его содержание ничтожно (см. табл. 17), тогда как в составе акцессорных хромшпинелидов, не затронутых постмагматическими изменениями, количество Cr_2O_3 варьирует от 39,18 до 45,86%. Средневзвешенное содержание окиси хрома в альпинотипных гипербазитах юга Сибири составляет 0,23% (см. табл. 13). Характерно более или менее постоянное содержание хрома в различных петрографических разновидностях, в том числе и в серпентинитах. Хромшпинелиды нередко сохраняются также, как единственные реликты магматических минералов, и в продуктах последующего метаморфизма серпентинитов — тальково-карбонатных и кварцево-карбонатных породах, хотя обычно они там замещаются магнетитом. В этих крайних продуктах изменения гипербазитов довольно часто обнаруживается фуксит. Все это говорит о том, что даже такой инертный элемент как хром в определенных условиях приобретает подвижность. То же самое следует сказать и о втором малоподвижном элементе — алюминии. Частичная миграция его из решетки хромшпинелидов фиксируется появлением узкого бордюра хлорита, возникающего за счет антигорита вокруг зерен метаморфизованного хромшпинелида.

Таблица 17

Химический состав породообразующих минералов альпийских гипербазитов юга Сибири

Оксиды	Олепни				Ромбический пироксен			Хрошшипте туды				
	1	2	3	4	Среднее содержание	1	2	Среднее содержание	1	2	3	Среднее содержание
SiO ₂	40,60	40,04	39,07	40,80	40,15	55,34	53,84	54,59	6,25	7,84	4,77	6,29
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,60	0,71	0,43	0,58
Al ₂ O ₃	»	»	1,34	0,84	0,55	»	»	»	11,70	9,70	11,91	11,10
Fe ₂ O ₃	1,08	1,30	0,27	0,10	0,69	1,12	1,28	1,20	6,33	16,10	6,56	9,66
Cr ₂ O ₃	0,02	0,004	Не обн.	0,06	0,02	0,04	0,04	0,04	41,96	39,18	45,86	42,33
FeO	7,94	8,66	6,94	5,57	7,28	5,92	9,68	7,80	18,22	19,96	17,23	18,47
NiO	0,32	0,318	0,30	0,26	0,30	0,11	0,01	0,06	0,33	0,28	0,11	0,24
MnO	0,07	Не обн.	0,14	0,04	0,06	Не обн.	0,14	0,07	0,25	0,10	0,52	0,29
MgO	48,44	49,48	50,78	51,05	49,94	35,27	32,50	33,89	14,31	5,88	12,21	10,80
CaO	Не обн.	0,10	Не обн.	0,15	0,06	0,70	1,05	0,88	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	»	Не обн.	»	сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»
K ₂ O	»	»	»	сл.	»	Не обн.	Не обн.	»	»	»	»	»
CoO	0,01	0,015	0,01	Не обн.	0,01	0,006	0,011	0,009	0,05	0,27	0,05	0,12
V ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,18	0,21	0,14	0,18
H ₂ O+	0,07	0,04	0,26	0,22	0,15	0,05	0,07	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П. п. п	1,57	0,62	Не обн.	0,14	0,58	1,17	1,00	1,09	»	»	»	»
Сумма	100,12	100,577	99,21	99,31	99,81	99,726	99,621	99,689	100,18	100,23	99,79	100,06

Статистическая обработка результатов химических анализов гипербазитов показывает, что содержание окиси хрома в неизмененных или слабо серпентинизированных дунитах и гарцбургитах достоверно коррелируется с содержанием в них закисного и окисного железа. Причем между содержаниями этих окислов выявляется прямая зависимость (см. табл. 15). Вместе с тем достоверной корреляционной связи между этими содержаниями в исследованных нами гипербазитах не обнаруживается. В этом свете эмпирически установленную закономерность пространственной ассоциации промышленных месторождений хромовых руд с дунитами и обогащенными оливином гарцбургитами, очевидно, следует объяснить не высокомагнезиальным составом вмещающих хромовые руды пород, а какими-то другими причинами, которые еще надлежит выяснить.

Т а б л и ц а 18

Тип хромшпинелидов	К-во проб	Mg	Fe ⁺²	Mn	Co	Ni	Cr	Al	Fe ⁺³	V	f
Акцессорный Рудообразующий . .	2	0,372	0,610	0,012	0,002	0,007	1,329	0,531	0,112	0,015	65,99
	2	0,557	0,439	0,009	—	0,004	1,258	0,624	0,091	0,015	48,76

Представляет интерес сравнение химических составов акцессорного и рудообразующего хромшпинелидов. В табл. 18 показаны средние значения коэффициентов кристаллохимических формул рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов, отобранных из совершенно свежих дунитов и обогащенных оливином гарцбургитов, слагающих Оспинско-Китойский гипербазитовый массив в Восточном Саяне и залегающих в нем же жил сливных хромшпинелидовых руд.

При сравнении данных таблицы выясняется, что наиболее четкие различия между акцессорными и рудообразующими хромшпинелидами заключаются в том, что в составе первых содержится меньше магния и больше двух- и трехвалентного железа, в связи с чем железистость акцессорных хромшпинелидов оказывается на 26% выше железистости рудообразующих хромшпинелизов. Количество ионов хрома и в тех, и в других остается почти неизменным. Наблюдается также тенденция к уменьшению содержания элементов-примесей в рудообразующих хромшпинелидах. Исключение составляет титан, количество которого не изменяется. Примесь кобальта в рудообразующих хромшпинелидах не обнаружена. Менее четко они отличаются между собой по содержанию алюминия. Вместе с тем глиноземистость рудообразующих хромшпинелидов оказывается почти на 14% выше, чем в акцессорных. Напомним, что повышенная железистость акцессорных хромшпинелидов по отношению к рудообразующим была отмечена С. С. Зиминным (1963) при анализе состава хромшпинелидов из гипербазитов Урала.

Повышенную магнезиальность рудообразующих хромшпинелидов, которые кристаллизуются позднее акцессорных, можно объяснить изменением потенциала кислорода в ходе кристаллизации ультраосновной магмы. По-видимому, в процессе формирования массивов потенциал кислорода возрастал, в связи с чем закисное железо частично переходило в окисное, а его место в кристаллической решетке хромшпинелида занимала окись магния. Что же касается элементов-примесей, то уменьшение содержания их в рудообразующих хромшпинелидах следует объяснить общим падением температуры в ходе магматического процесса, в результате которого происходит уплотнение кристаллической решетки.

Глава IV

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ КАЛЕДОНИД ЮГА СИБИРИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Геологическая позиция и тектоническое положение отдельных гипербазитовых поясов были рассмотрены выше при их характеристике. Здесь мы обсудим вопрос о тектоническом положении всей цепи гипербазитовых поясов юга Сибири.

Первое подобное обобщение было сделано для Алтае-Саянской области в нашей более ранней работе (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). В настоящее время накопился обширный новый материал по тектоническому положению гипербазитов юга Сибири, а также тяготеющих к ней территорий, который представляет возможность уточнить и развить некоторые ранее выявленные закономерности, касающиеся пространственного размещения продуктов глубинного ультраосновного магматизма в тектонических структурах, характера путей транспортировки высокомагнезиального ультраосновного силикатного расплава в земную кору, и обсудить вопросы, связанные с типизацией этих путей.

Свое обобщение мы строим на материалах личных исследований последнего времени по восточным районам юга Сибири, наших прежних работ по Алтае-Саянской области и на опубликованных данных Н. П. Михайлова (1962) по Казахстану и В. В. Беззубцева и И. И. Волчка (1963) по северо-западным районам Монголии.

Прежде чем перейти к анализу тектонического положения гипербазитовых поясов, следует сделать некоторые предварительные замечания.

На огромной территории юга Сибири и сопредельных с ней областей Северо-Западной Монголии и Казахстана известны альпинотипные ультраосновные массивы и гипербазитовые пояса различного возраста, формировавшиеся в ранние стадии развития синийской, каледонской и варисской геосинклиналей. Пространственно они связаны с областями распространения соответствующих складчатых структур. Мы в дальнейшем будем анализировать положение гипербазитовых поясов в каледонидах юга Сибири и сопредельных территорий, так как для анализа синийских и варисских гипербазитовых поясов пока материала недостаточно.

На рассматриваемой территории, обнимающей площадь более 3,5 млн. км², в настоящее время выявлено 34 гипербазитовых пояса раннепалеозойского времени, общая протяженность которых составляет около 7000 км. Количество известных гипербазитовых массивов здесь достигает 1100. Большинство гипербазитовых массивов представлено небольшими пластообразной формы телами (1—2 км², реже несколько десятков км²) или мелкими линзами (десятые и сотые доли км²). Общая

площадь выходов альпинотипных гипербазитов на данной территории составляет всего лишь 3350 км².

Эти цифры определяют две особенности, свойственные глубинному ультраосновному магматизму, источником которого является расплавленный субстрат верхней мантии, отличающие его от основного и кислого магматизма, очаги которых располагаются на более высоких гипсометрических уровнях. Во-первых, интрузия глубинной перидотитовой магмы одновременно охватывает огромные территории и, во-вторых, несмотря на громадные площади, захваченные интрузивными актами, объем внедренного в земную кору ультраосновного силикатного материала в общем весьма невелик.

На рис. 41 показана схема размещения гипербазитовых поясов на фоне главных элементов тектонических структур юга Сибири и прилегающих районов Восточного Казахстана и Северо-Западной Монголии. Первое, что обращает на себя внимание при рассмотрении данной схемы, является четкая приуроченность гипербазитовых поясов к региональным глубинным разломам. Тесная пространственная и генетическая связь гипербазитовых поясов с глубинными разломами сейчас уже приобрела значение никем не оспариваемой закономерности. Наш материал еще раз подтверждает эту закономерность и поэтому в дальнейших комментариях не нуждается.

Учитывая такую закономерную пространственную связь гипербазитовых поясов с глубинными разломами, представляется возможным рассматривать первые как своеобразные маркирующие горизонты, пользуясь которыми можно хорошо улавливать элементы структурного плана региональной дизъюнктивной тектоники в области их распространения. Анализируя с учетом сказанного пространственное размещение гипербазитовых поясов складчатых областей юга Сибири, Восточного Казахстана и сопредельных районов Северо-Западной Монголии, можно заметить весьма характерную особенность тектонического строения каледонид на этой большой территории. Намечается ряд как бы вложенных друг в друга концентрических дуг, обращенных своей выпуклой стороной к северо-западу. Эти дуги чаще всего прослеживаются по границам разновозрастных складчатых сооружений.

На юго-востоке территории такая дуга отчетливо намечается в области сопряжения древнекаледонских (салаирских) и протерозойских структур. Она хорошо проектируется Дзабханским гипербазитовым поясом Северо-Западной Монголии (Беззубцев, Волчек, 1963; Morawieski, 1962), Южно-Тувинским и Восточным поясами Тувы и Восточно-Саянским гипербазитовым поясом. Протяженность этой дуги составляет более 1600 км, а ее кривизна определяется хордой, длина которой измеряется 800 км.

Следующая за ней к северо-западу дуга хорошо трассируется ориентировкой северной ветви гипербазитового пояса Западного Саяна и гипербазитовыми поясами юго-восточного Алтая. Продолжение южной части дуги определяет Толбонурский гипербазитовый пояс Монголии, а северное отмечается Кондатским глубинным разломом и намечающимся вдоль него новым гипербазитовым поясом, фрагменты которого устанавливаются сейчас на западном и восточном флангах этого разлома. Во внутренней части только что очерченной дуги обнажены складчатые структуры каледонид Западного Саяна, которые вдоль дуги сочленяются с древнекаледонскими структурами западной части Восточного Саяна, погребенного фундамента Минусинского прогиба и салаиридами Горного Алтая. Размеры охарактеризованной дуги соизмеримы с размерами описанной выше.

Не так четко, но все же достаточно определенно вырисовывается еще одна дуга, занимающая промежуточное положение между описанными

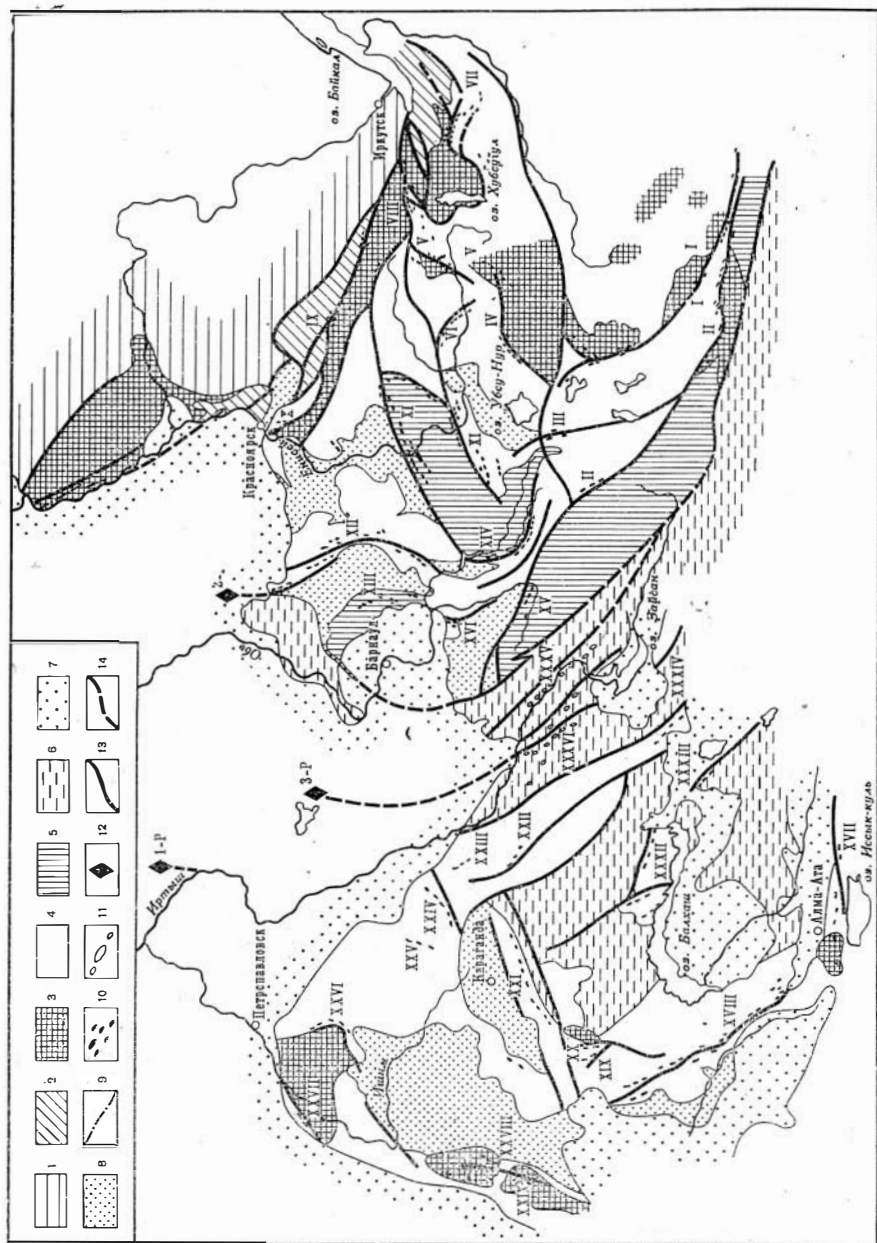


Рис. 41. Схема размещения гипербазитовых поясов в тектонических структурах юга Сибири и в прилегающих районах Восточного Казахстана и Северо-Западной Монголии

1 — Сибирская платформа; 2 — выступы архейского фундамента Сибирской платформы; 3 — протерозойские складчатые структуры; 4 — древнекаледонские (салаирские) складчатые структуры; 5 — каледонские складчатые структуры; 6 — герцинские складчатые структуры; 7 — герцинские наложенные прогибы; 8 — покров мезокайнозойских отложений; 9 — гипербазитовые пояса протерозойского возраста; 10 — гипербазитовые пояса герцинского возраста; 11 — гипербазиты, вскрытые глубокими скважинами в потрещенном фундаменте Западно-Сибирской низменности; 12 — гипербазитовые пояса нижнепалеозойского возраста; 1 — Дзобханский; 2 — Толбанурский; 3 — Паган-Шибитинский; 4 — Южно-Тувинский; 5 — Восточно-Тувинский; 6 — Каахемский; 7 — Дзидинский; 8 — Восточно-Саянский; 9 — Итско-Талгуский; 10 — Красноярский; 11 — Западно-Саянский; 12 — Кузнецко-Алатауский; 13 — Салаирский; 14 — Кураевский; 15 — Тюркестинский; 16 — Северо-Алтайский; 17 — Зайлигского Алатау; 18 — Чу-Балхаский; 19 — Кызылжарский; 20 — Таласуэский; 21 — XXI — Тетурмаский; 22 — Муржик-Артальский; 23 — Ал-камергенский; 24 — Чидерты-Экибастузский; 25 — Ерментауский; 26 — Бо-ровской; 27 — XXVII — Алкан-Бурлукский; 28 — XXVIII — Шайтангаский; 29 — XXIX — Талды-Шайский; 30 — XXX — Итмуруддинский; 31 — Шонгаский; 32 — XXXII — Чулькитил-Тольку-масский; 33 — XXXIII — Джунгарский; 34 — XXXIV — Тарбагатайский; 35 — XXXV — Приртышский; 36 — XXXVI — Черский; 37 — XXXVII — Енисейский

ранее. Ее контуры определяются гипербазитовыми массивами Цаган-Шибетинского пояса, Западно-Тувинским и Каахемским гипербазитовыми поясами Тувы. Пути проникновения гипербазитовой магмы здесь определялись глубинными разломами, проходящими на стыке между собственно каледонскими структурами Западного Саяна и древнекаледонскими структурами Тувы. Фланги дуги трассируются гипербазитовыми поясами, расположенными внутри древнекаледонских (салаирских) структур Тувы и Северо-Западной Монголии.

С северо-востока и юго-запада эти дуги как бы обрезаются протяженными глубинными разломами, фиксируемыми гипербазитовыми поясами. На северо-востоке такой разлом разграничивает область распространения протерозойских складчатых структур Восточного Саяна от более древних, вероятно, архейских глубокометаморфизованных толщ, слагающих выведенный на современную денудационную поверхность кристаллический фундамент Сибирской платформы. Вдоль этого глубинного разлома располагаются Ийско-Тагульский гипербазитовый пояс, а на его продолжении — Красноярский пояс. На юго-западе такой же прямолинейный глубинный разлом фиксируется на стыке древнекаледонских (салаирских) и собственно каледонских складчатых структур. Он трассируется Толбонурским гипербазитовым поясом Северо-Западной Монголии и Теректинским поясом Горного Алтая.

Далее к западу каледонские складчатые структуры Алтае-Саянской области сменяются варисской геосинклинальной зоной, в пределах которой известны более молодые, варисские по возрасту гипербазитовые пояса (Чарский и Прииртышский). По геофизическим и буровым данным продолжение упомянутых гипербазитовых поясов устанавливается далеко к северу в погребенном варисском фундаменте Западно-Сибирской низменности (Коротун, 1961). Конфигурация самой варисской складчатой зоны и положение в ней гипербазитовых поясов, как это было ранее отмечено В. А. Кузнецовым (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), также образует дугу, обращенную своей выпуклой стороной на северо-запад. Таким образом, общий план тектонических структур варисской складчатой зоны повторяет рисунок главных элементов структур более древних каледонид Алтае-Саянской области.

В каледонских структурах Казахстана гипербазитовые пояса образуют дуги, обращенные своей выпуклостью на северо-запад. Это подчеркивается пространственным размещением Чу-Илийского, Тектурмасского, Муржик-Арталькского и Тарбагатайского гипербазитовых поясов, ультраосновные массивы которых, размещаясь в отложениях нижнего палеозоя, отчетливо вырисовывают область распространения древних структур Центрального Казахстана (Михайлов, 1962). Фрагментами следующей, расположенной к северо-западу, дуги могут быть Талдысайский, Шайтантасский и Аккан-Булукский гипербазитовые пояса. Учитывая геофизические данные и данные глубокого бурения, можно предполагать продолжение северной ветви этой дуги в область погребенного каледонского фундамента Западно-Сибирской низменности к северу от города Тары, где разведочной скважиной в районе Ново-Васильевской площади на глубине более 2500 м были вскрыты серпентинизированные дуниты (Коротун, 1961). По геофизическим данным, обобщенным Л. Я. Проводниковым (1963), в этом районе в погруженном фундаменте Западно-Сибирской низменности оконтуриваются протяженные полосы изверженных пород основного и ультраосновного составов, фиксируемые максимальными величинами напряжения магнитного поля (ΔT_a) и приращения силы тяжести (ΔG_a). Следует отметить, также, что геофизическими данными для северных районов складчатого обрамления южной части Западно-Сибирской низменности хорошо подтверждается общий дугообразный план каледонских структур.

В целом расположение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и Казахстана представляется как система грубо концентрических дуг, вписанных между двумя продольными глубинными разломами, а не в виде прямолинейных зон, прослеживаемых на многие тысячи километров, примером которых могут служить гипербазитовые пояса Урала или Тихоокеанский линеамент, трассируемый гипербазитовыми массивами (Ициксон, 1963). Элементы рисунка Сибирского и Казахстанского плана размещения гипербазитовых поясов, но только не раннепалеозойского, а мезозойского возраста, можно наблюдать в районах Юкона и Аляски (Noble, Taylor, 1960). Гипербазитовые пояса там очерчивают две дуги. Одна из них прослеживается сперва параллельно горным системам Юго-Восточной Аляски, а затем, плавно изгибаясь, уходит в сторону побережья Берингова моря. Другая намечается от границ Аляски и Юкона и, также дугообразно изгибаясь, идет по территории Центральной Аляски до Берингова моря. Эти дуги вполне соизмеримы с описанными гипербазитовыми дугами каледонид юга Сибири и Казахстана.

Таким образом, можно наметить два типа размещения гипербазитовых поясов в тектонических структурах. Один из них, который назовем уральским, определяется линейным расположением гипербазитовых поясов, подчиненным крупным тектоническим структурам, прослеживаемым на несколько тысяч километров. Другой тип определяется концентрическими дугами. В данном случае гипербазитовые пояса сопряжены с глубинными разломами, которые по своей протяженности должны быть отнесены к разрывным структурам второго порядка. Этот тип пространственного размещения гипербазитовых поясов может быть назван сибирским, поскольку наиболее отчетливо он проявился на юге Сибири.

Трассируемые гипербазитовыми поясами глубинные разломы представляется возможным подразделить на ряд типов в соответствии с различным положением их в тектонических структурах.

Глубинные разломы, которые являются путями проникновения глубинной перидотитовой магмы, чаще всего закладываются и развиваются в пределах геосинклинальных областей и нередко там, где последние сочленяются со срединными массивами, отторгнутыми от более древних складчатых сооружений, обрамляющих геосинклинальную область. Прекрасным примером глубинного разлома заложенного и развившегося по границе геосинклинальной области и заключенной в ней срединной массы может быть Агардагский разлом в юго-восточной Туве, оконтуривающий северную границу Сангиленского срединного массива. Этот разлом маркируется Южно-Тувинским гипербазитовым поясом. К этому же типу глубинных разломов следует отнести Дзабханский глубинный разлом в Северо-Западной Монголии, вдоль которого прослеживается непрерывная цепь гипербазитовых массивов одноименного по названию пояса. Разлом этот и сопряженный с ним гипербазитовый пояс прослеживается вдоль западной и юго-западной границ срединного массива, обнажающегося среди кембрийских геосинклинальных отложений к востоку от «Долины великих озер».

Аналогичные по типу глубинные разломы можно наблюдать и в каледонских структурах Казахстана. Так, например, по границам Кокчетавской срединной массы протерозойского возраста, заключенной среди древнекаледонской (салаирской) складчатой зоны, фиксируются глубинные разломы и пространственно связанные с ними Аккан-Бурлакский и Боровский гипербазитовые пояса.

Не менее часто глубинные разломы и формирующиеся вдоль них гипербазитовые пояса обнаруживаются во внутренних областях геосинклиналей вдали от срединных масс и границ более древних складчатых

структур, обрамляющих геосинклиналь. В этих случаях глубинные разломы проявляются в областях флексурных перегибов геосинклинального ложа по границам глубоких геосинклинальных прогибов и смежных с ними геоантиклинальных поднятий, что находит отражение в геологическом строении разделяющихся глубинным разломом структурно-фациальных зон геосинклинальной области. В наших примерах районы, отвечающие глубоким прогибам геосинклинального ложа, слагаются обычно вулканогенными образованиями — продуктами слабо дифференцированной базальтовой магмы, формирующей серию пород так называемой диабазовой формации, или эффузивами спилитокератофирового ряда, или их эквивалентами. Перемежающиеся с эффузивами пачки осадочных пород представлены чаще всего кремнисто-сланцевыми горизонтами с участием характерных пиритизированных стально-серых и черных углеродсодержащих сланцев. Такой характер разреза свидетельствует, с одной стороны, о подводном типе вулканической деятельности, а с другой — о глубоководных условиях седиментации осадочной части разреза этих отложений. Наоборот, в соседних структурно-фациальных зонах, отвечающих геоантиклинальным поднятиям подводного ложа геосинклинали, в это же время формируются более пестрые по составу вулканогенные образования, отвечающие в общем содержанию тех ассоциаций вулканогенных пород, которые ближе всего соответствуют понятию андезит-дацитовая формация (Кузнецов, 1964). Активная вулканическая деятельность протекает здесь в субаэральной обстановке в условиях островной страны, о чем свидетельствует и фациальный состав пород осадочной части разреза этих толщ. Гипербазитовые массивы в данной обстановке локализируются главным образом по краям геосинклинальных прогибов, находясь в пространственной ассоциации с вулканогенными образованиями диабазовой или спилито-кератофировой формациями.

Типичным глубинным разломом такого типа является разлом, трассированный ультраосновными массивами Каахемского гипербазитового пояса Восточной Тувы. Аналогичного типа глубинные разломы зафиксированы в Юго-Западном Прибайкалье, где они маркируются гипербазитовыми массивами Джидинского пояса, а также глубинный разлом, вдоль которого локализован Цаган-Шибитинский гипербазитовый пояс Северо-Западной Монголии, и некоторые другие разломы.

На нашей схеме (см. рис. 41) показан целый ряд гипербазитовых поясов, которые располагаются в собственно каледонских структурах. Среди последних они появляются там, где в ядрах антиклиналей или в тектонических клиньях, зажатых вдоль зон глубинных разломов, обнажаются блоки более древних пород кембрийского возраста. В связи с этим следует подчеркнуть, что в пределах Алтае-Саянской области и прилегающих к ней районов Северо-Западной Монголии и Юго-Западного Прибайкалья гипербазитовые интрузии сохраняют примерно одинаковый стратиграфический уровень и, как мы уже отмечали, нигде не проникают в отложения более молодого возраста, чем нижний кембрий.

К следующему типу глубинных разломов следует отнести те разломы, которые проявляются по границам разновозрастных складчатых зон. В наших примерах это будут разломы, разграничивающие древнекаледонские (салаирские) складчатые зоны от собственно каледонских складчатых структур. В качестве иллюстрации подобного типа разломов и совмещенных с ними гипербазитовых поясов можно привести зоны глубинных разломов, в которых локализованы гипербазитовые массивы северной и южной ветвей протяженного Западно-Саянского пояса, а также Толбонурский разлом и сопряженный с ним одноименный гипербазитовый пояс в Северо-Западной Монголии. К такому же типу разломов

относятся глубинные разломы Горного Алтая, трассированные ультраосновными массивами Теректинского и Курайского гипербазитовых поясов.

Наконец, в пределах Алтае-Саянской складчатой области, в районах сопряжения каледонской геосинклинали с обрамляющими ее более древними складчатыми областями и кристаллическим фундаментом Сибирской платформы, выявляется еще один тип глубинных разломов, которые имеют характер «сквозных» разломов, проникающих из области геосинклинальных зон в более древние, жесткие, ранее консолидированные складчатые системы. Вдоль таких разломов нередко образуются своеобразные узкие, но протяженные зоны (шовные структуры), в пределах которых формируются отложения синхронные по времени седиментации геосинклинальным отложениям, но представленных там иными фациями. Обычно это типичные молассы.

К глубинным разломам данного типа мы относим «сквозной» разлом, маркированный гипербазитовыми массивами Восточно-Саянского пояса. Этот разлом прослеживается из древнекаледонской (салаирской) геосинклинальной зоны в область протерозойского складчатого обрамления. Аналогичным сквозным глубинным разломам следует считать и так называемую Колбинско-Удинскую зону региональных разломов, прослеживаемую вдоль границ протерозойской складчатой структуры Восточного Саяна и обнаженного кристаллического фундамента Сибирской платформы. Северо-западное окончание этого разлома ограничивает контуры Манского синклинория, сложенного многогеосинклинальными отложениями вендского комплекса и кембрия. К Колбинско-Удинской зоне глубинного разлома приурочен Ийско-Тагульский гипербазитовый пояс, а с сопряженной с ней серией региональных разломов пространственно связаны ультраосновные массивы Красноярского гипербазитового пояса. Вероятно, «сквозные» глубинные разломы в той их части, где они разграничивают разновозрастные докембрийские складчатые сооружения, существовали и до заложения древнекаледонской (салаирской) геосинклинали. Однако в дальнейшем, в связи с активизацией тектонической деятельности, вызванной формированием геосинклинали, эти разломы приобрели характер «сквозных» глубинных разломов.

Нельзя не отметить, что гипербазитовые массивы, которые трассируют «сквозные» глубинные разломы в той их части, где они прослеживаются в обрамляющих геосинклиналь более древних складчатых структурах, формально могут рассматриваться по отношению к этим структурам, как посторогенные образования. Однако такая интерпретация фактов была бы неправильна, так как при определении места интрузии в геологической истории района нельзя абстрагироваться и не учитывать общую геологическую обстановку в региональном плане. В рассмотренном выше примере гипербазитовых поясов Восточного Саяна можно видеть, что раннепалеозойские альпинотипные гипербазитовые массивы появляются только там, где «сквозные» глубинные разломы обуславливали заложение синхронных с ранними стадиями развития соседней каледонской геосинклинали многогеосинклинальных прогибов, выполненных разновозрастными отложениями. Таким образом, поскольку появление интрузии гипербазитов в соседних с геосинклиналью районах ее обрамления целиком и полностью обуславливается тектоническими процессами, происходящими в рядом расположенной геосинклинальной области, то, с нашей точки зрения, эти интрузии было бы неправильно классифицировать как посторогенные. К сожалению, некоторые исследователи не учитывают этих обстоятельств и, встречая в природе подобные примеры, безапелляционно заявляют об отсутствии связи между временем становления альпинотипных гипербазитовых массивов и поясов и этапами формирования геосинклинали.

Возвращаясь к вопросу о систематизации глубинных разломов, с которыми пространственно ассоциируют гипербазитовые пояса, следует подчеркнуть, что в зависимости от положения этих разломов в тектонических структурах среди них можно выделить следующие типы:

а) разломы, зарождающиеся и развивающиеся в областях сопряжения геосинклинали со срединными массивами, заключенными в ней;

б) разломы, расположенные во внутренних областях геосинклинали, закладывающиеся в районах флексурного перегиба геосинклинального ложа по границам глубоких геосинклинальных прогибов и смежных геосинклинальных поднятий;

в) разломы, прослеживающиеся по границам геосинклинали и смежных складчатых структур;

г) «сквозные» глубинные разломы, которые, зарождаясь в геосинклинальной области, в своем дальнейшем развитии выходят за пределы последней в район складчатого обрамления геосинклинали.

Все перечисленные типы глубинных разломов являются путями проникновения перидотитового субстрата верхней мантии и трассируются гипербазитовыми поясами.

Глава V

ВРЕМЯ И МЕСТО ИНТРУЗИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Обсуждение этих важных вопросов, непосредственно связанных с решением таких проблем как происхождение ультраосновной магмы, механизм ее внедрения и связь интрузий с тектоническими структурами, наталкиваются на ряд трудностей, вызванных отсутствием или слабым проявлением продуктов контактового метаморфизма вокруг гипербазитовых массивов, с одной стороны, и довольно часто наблюдаемым тектоническим характером контактов интрузивов с вмещающими их породами — с другой. Все это усугубляется еще тем, что существующие в настоящее время методы определения абсолютного возраста горных пород пока еще не применимы для ультраосновных пород альпинотипных гипербазитовых интрузий.

Подобное положение породило сомнения у ряда исследователей относительно достоверности принятых в настоящее время систем доказательств возраста гипербазитовых интрузий и вынудило их выступить в печати по поводу этого вопроса (Добрецов, 1964; Морковкина, 1964). Они считают, что достоверно возраст гипербазитовых интрузий может быть определен лишь в очень редких случаях, когда исследователю повезет встретиться в природе с исключительно благоприятным сочетанием геологических условий. Вероятно, это справедливо, если попытаться определять возраст гипербазитов по одному гипербазитовому массиву и ограничиваться наблюдениями в ближайших окрестностях его. Если же, учитывая отмеченные выше специфические условия проявления гипербазитовых массивов, тщательно анализировать всю сумму фактов, проливающих свет на время формирования гипербазитовых интрузий в региональном плане, то задача эта в большинстве случаев оказывается посильной и поэтому серьезных оснований для таких пессимистических выводов не остается. Постараемся показать это на примере анализа времени становления альпинотипных гипербазитов юга Сибири.

Из изложенных в главе первой материалов, характеризующих гипербазитовые массивы и сформированные ими гипербазитовые пояса, распространенные на огромной территории юга Сибири, можно было заметить, что различные исследователи в разное время датировали время становления гипербазитовых интрузий в различных регионах от протерозоя до девона включительно. Более того, не было согласованности относительно времени формирования гипербазитовых интрузий, проявленных в одном и том же регионе, например, в Туве, Восточном Саяне и т. д. Даже по поводу возраста отдельных гипербазитовых массивов, как это имело место в Горном Алтае, существовали различные точки зрения.

Вместе с тем, в настоящее время накопился достаточно представительный фактический материал для того, чтобы утверждать, что в большинстве регионов Алтае-Саянской области, территория которых охватывалась каледонской геосинклиналью юга Сибири, интрузия альпинотипных гипербазитов произошла в кембрийское время. Этот вывод основывается на том, что в Туве, Западном Саяне, Кузнецком Алатау и на Салаире в составе базальных конгломератов верхнего кембрия, ордовика и силура обнаруживается галька гипербазитов. Так, в Западном Саяне по работам А. Г. Сивова (1940, 1953) уже давно было известно, что на юго-восточном склоне региона галька гипербазитов входит в состав конгломератов ордовика, а на северном склоне обломки серпентинитов встречаются в брекчии, лежащей в основании нижнемонокской свиты среднего кембрия. В последние годы получен новый материал, свидетельствующий о доордовикском, вернее, о доверхнекембрийском возрасте гипербазитов. В различных районах северного фаса Западного Саяна Н. Н. Херасковым, а также В. В. Велинским и А. П. Щегловым (1965), в конгломератах, залегающих в основании арбатской (аласугской) свиты $Ст_{2-3}$ была обнаружена галька гипербазитов. Конгломераты аналогичного стратиграфического положения, содержащие гальку гипербазитов, были найдены В. В. Велинским также в хребте Борус, в бассейне рч. Малый Кашкарет. В западных районах Тувы верхний возрастной предел интрузии гипербазитов определяется наличием гальки последних в базальных конгломератах силура, устанавливаемых на левобережье р. Хемчик, в урочище Хопсек, и по правой стороне долины р. Барлык, несколько выше устья его левого притока рч. Большой Шуй, где фаунистически охарактеризованные отложения силура с базальными конгломератами в основании ложатся на эродированную поверхность Кодейского гипербазитового массива (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955). В южных районах Кузнецкого Алатау наличие гальки серпентинитов в базальных конгломератах ордовика отмечала М. Г. Маркина (1949), а на Салаире аналогичная картина была описана И. Е. Шатровым (1937).

Наличие гальки гипербазитов в конгломератах верхнего кембрия, ордовика и силура объективно устанавливает, что ко времени седиментации соответствующих по возрасту отложений не только были сформированы массивы гипербазитов, но к этому же времени произошла денудация перекрывающих их толщ пород, благодаря чему массивы ультраосновных пород были выведены на уровень существовавшей в то время эрозивной поверхности и подверглись размыву.

Перечисленные факты, определяющие верхнюю возрастную границу интрузии альпинотипных гипербазитов в различных регионах Алтае-Саянской области, могут быть уточнены некоторыми косвенными наблюдениями. Мы имеем в виду то, что в районах Юго-Восточной и Восточной Тувы известны многочисленные случаи прорыва ультраосновных массивов, слагающих там гипербазитовые пояса, гранитоидами таннуольского интрузивного комплекса. Верхнекембрийский возраст пород последнего в настоящее время ни у кого не вызывает сомнений, поскольку он, помимо общегеологических соображений, устанавливается и объективными методами абсолютного летоисчисления (Пинус, 1960; Иванова, Полевая, 1956). На северном склоне Западного Саяна, в хребте Каир, на размытой поверхности основной интрузии залегает базальный конгломерат арбатской свиты верхов среднего — низов верхнего кембрия, в гальке которого присутствуют все петрографические разновидности основной интрузии (Сивов, 1953). Все эти данные позволяют уверенно считать, что становление ультраосновных массивов, формирующих альпинотипные гипербазитовые пояса Алтае-Саянской области, произошло до времени верхнего кембрия.

Что касается нижней возрастной границы интрузии гипербазитов, то она устанавливается исходя из региональных геологических наблюдений. Последние заключаются в том, что во всех пяти перечисленных выше регионах Алтае-Саянской области альпинотипные гипербазитовые массивы размещаются среди различных по составу толщ кембрийского и докембрийского возрастов, но большей частью среди специфических по составу осадочно-вулканогенных толщ, стратиграфическое положение которых на основании палеонтологических документов теперь достаточно точно устанавливается, как нижний или низы среднего кембрия. В вышележащие, более молодые отложения гипербазитовые массивы не проникают.

Встречающиеся в литературе сведения о наличии в пределах Горного Алтая и Тувы более молодых гипербазитов, чем кембрийские (Винкман, Гинцингер, 1954; Радыгин, 1954), как было показано ранее (Кузнецов, 1954; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), основаны на неправильной интерпретации наблюдаемых фактов и поэтому выводы их оказались ошибочными. Дело в том, что в сложной по строению зоне глубинного разлома в Теректинском хребте Горного Алтая некоторые из линз серпентинитов были перемещены с мест своего первоначального залегания и оказались зажатыми в виде тектонических клиньев среди девонских отложений. В экзоконтактах этих линз, в ряде случаев, как это часто встречается, серпентиниты превращены в тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы. Эти апосерпентинитовые метасоматические образования и были приняты М. К. Винкман и А. Б. Гинцингером как контактово-измененные породы девона, что и привело их к ошибочному выводу о существовании в этом районе Алтая герцинских по возрасту гипербазитов. Здесь, кстати, следует отметить, что описания примеров тектонического перемещения отдельных блоков и целых ультраосновных массивов с мест их первоначального залегания встречаются в литературе довольно часто. В частности, недавно такой пример был детально описан в статье А. Л. Книппер и Ю. Л. Костяняна (1964). Можно сослаться также на работы А. Хильк (Helke, 1962); В. Миловановича, Карамата (Milovanivica; Karamata, 1960) и других. Вместе с тем, было бы неверно, опираясь на эти примеры, считать, что явления диаперизма гипербазитовых массивов имеют широкое распространение в природе. Поэтому при определении возраста гипербазитов нельзя не учитывать факты закономерной приуроченности ультраосновных интрузий к определенным стратиграфическим толщам. В другой из упоминаемых выше работ к альпинотипным гипербазитам А. И. Радыгиным была ошибочно отнесена дайка пироксенитов, принадлежащая к иному формационному типу. Несколько позднее в печати появилась работа А. Н. Кена и Г. Н. Шапошникова (1959) о послесилурийских ультраосновных интрузиях Тувы. Так же, как и у Родыгина, у них речь идет не об альпинотипных гипербазитах, а об ультраосновных дифференциатах базальтовой магмы.

Таким образом, тот факт, что во всех рассмотренных регионах Алтае-Саянской складчатой области гипербазитовые массивы при своем становлении достигали вполне определенного стратиграфического уровня, определяемого отложениями нижнекембрийских толщ, нельзя считать случайным явлением и не принимать его во внимание при установлении возраста гипербазитов, как это предлагает Н. Л. Добрецов (1964). Наоборот, мы считаем, что отсутствие проявлений альпинотипного ультраосновного магматизма среди более молодых палеозойских отложений Тувы, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Салаира и Горного Алтая, в сочетании с известными фактами совместной дислоцированности кембрийских отложений и залегающих среди них линз и пластообразных тел гипербазитов, достаточно надежно определяют нижнюю возрастную границу интрузии гипербазитов в упомянутых районах юга Сибири.

Переходя к датировке возраста альпинотипных гипербазитов других районов южной части Сибири, отметим, что геолого-структурная позиция ультраосновных массивов, формирующих Джидинский гипербазитовый пояс в Юго-Западном Забайкалье, по существу ничем не отличается от таковой в рассмотренных выше регионах Алтае-Саянской складчатой области. Так же как и там гипербазитовые массивы Юго-Западного Забайкалья располагаются среди геосинклинальных отложений нижнего кембрия и частично в докембрийских отложениях, слагающих выступы древнего кристаллического фундамента, обнажающегося на границе с каледонской геосинклиалью юга Сибири. Так же, как и там, гипербазитовые массивы не были обнаружены среди более молодых, чем нижний кембрий, отложений джидинской свиты. Наконец, так же, как и там, гипербазитовые массивы прорываются гранитоидными интрузиями, близкими аналогами таннуольского комплекса верхнекембрийского возраста. Все это позволяет нам считать, что интрузия альпинотипных гипербазитов в районах Юго-Западного Забайкалья происходила в то же время, как и в более западных районах каледонской геосинклинали юга Сибири.

Значительно сложнее решается вопрос о возрасте альпинотипных гипербазитов Восточного Саяна. Напомним, что в противоположность другим районам Алтае-Саянской области, гипербазитовые массивы в большинстве районов Восточного Саяна размещаются не в кембрийских, а в более древних, преимущественно протерозойских толщах. Это обстоятельство, как мы отмечали выше, было использовано рядом исследователей, как основание для утверждения о древнем, протерозойском возрасте гипербазитов Восточного Саяна. Однако не меньшее число исследователей по ряду других соображений считают возраст гипербазитов этого региона нижнепалеозойским. Такая неопределенность в вопросе о времени формирования гипербазитовых интрузий может быть объяснена двумя причинами. Во-первых, до недавнего времени стратиграфия Восточного Саяна была построена главным образом на материалах маршрутных и мелкомасштабных геологических съемок и поэтому не была надежной. Такое положение, естественно, не могло не сказаться на достоверности тех фактов, на которые опирались геологи при определении возраста гипербазитов. Вторая причина заключается в том, что специальными исследованиями гипербазиты Восточного Саяна почти не подвергались, а если таковые и производились, то они ограничивались изучением отдельных массивов и осуществлялись главным образом на территории юго-восточной части региона. Обобщающих работ по гипербазитам Восточного Саяна до настоящего времени не было. Существующие же многочисленные схемы магматизма Восточного Саяна, в части, касающейся ультраосновных интрузий, не вызывают доверия, поскольку авторы этих схем сами не занимались изучением продуктов ультраосновного магматизма. В связи с этим в ряде схем допущено объединение генетически различных магматических образований в единые магматические комплексы. Все это значительно затрудняло решение вопроса о возрасте гипербазитов.

Не останавливаясь на систематическом изложении взглядов ранних исследователей Восточного Саяна, отметим лишь, что большая часть их считала возраст гипербазитов раннепалеозойским (Львов, 1930; Кузнецов, 1932; Лодочников, 1936; Шестопалов, 1937; Соболев, 1940; Трофимов, 1940; и др.). Различие во взглядах этих исследователей заключалось лишь в том, что одни из них связывали внедрение гипербазитов с салаирским, другие с таконским или с каледонским тектогенезом. Сторонников более древнего, протерозойского возраста гипербазитов было меньше (Кузнецов, 1948; Лурье, Обручев, 1950; Радугин, 1952; и др.). Последующие геологические исследования Восточного Саяна выявили

новый материал, который как будто бы подтверждал точку зрения о протерозойском возрасте гипербазитов. Мы имеем в виду сообщение А. П. Риханова о находке гальки гипербазитов в конгломератах кембрия и наблюдения В. П. Арсентьева и др. (1960) о прорыве гипербазитов гранитоидами, имеющими, по его мнению, протерозойский возраст. В это же время возникли представления о наличии в юго-восточной части Восточного Саяна боксонского интрузивного комплекса, объединяющего породы основного и ультраосновного состава. Это привело к тому, что некоторые исследователи — авторы свободных работ по магматизму Восточного Саяна, стали вообще отрицать наличие в этом регионе самостоятельной гипербазитовой интрузии в качестве производной глубинной перидотитовой магмы и рассматривали все ультраосновные породы как дифференциаты базальтовой магмы (Сулоев, 1960; Смирнов и Булдаков, 1962). Другие же оставались на прежних позициях и продолжали выделять гипербазитовую интрузию в виде так называемого ильчирского (Крылов, Мануйлова и др., 1962) или джебского (Додин, 1964) интрузивного комплекса палеозойского или, точнее, кембрийского возраста.

Как видно из приведенного краткого обзора взглядов различных исследователей, единого мнения о возрасте гипербазитов Восточного Саяна достичь не удалось.

Обращаясь к результатам наших работ следует, прежде всего, разъяснить ошибочность точки зрения А. И. Сулоева, А. Д. Смирнова и В. В. Булдакова, которые не видят на территории Восточного Саяна интрузивных пород производных генетически самостоятельной глубинной перидотитовой магмы. Это заблуждение вызвано неправильным толкованием содержания боксонского интрузивного комплекса. Вопрос этот детально, с привлечением фактического материала, был рассмотрен выше при характеристике Денжегурского гипербазитового массива. Поэтому здесь мы ограничиваемся констатацией тех выводов, которые следуют из анализа реально наблюдаемых фактов. В противоположность представлениям Ф. К. Волколакова, нами было установлено, что гипербазитовые массивы, размещающиеся на западном фланге Восточно-Саянского гипербазитового пояса, только пространственно и то местами совмещаются с основными интрузиями боксонского комплекса, что обуславливается общностью путей транспортировки основной и ультраосновной магм. Генетически же это совершенно различные образования, причем гипербазиты по времени формирования являются более древними по отношению к интрузии боксонского комплекса. В этом свете становится ясно, что предложенные упомянутыми авторами схемы магматизма Восточных Саян, по крайней мере, в части, касающейся времени и места основных и ультраосновных интрузий, нуждаются в серьезных коррективах.

В юго-восточной части Восточного Саяна табброидные и диабазовые интрузии боксонского комплекса рвут и метаморфизуют вулканогенные отложения нижней части разреза боксон-сархойской серии, которые, по мнению большинства геологов (Додин, Журавлева, 1963), относятся к самым верхам докембрия. Среди согласно перекрывающих вулканогенные отложения существенно карбонатных пород, содержащих кембрийскую фауну, интрузий боксонского комплекса пока не обнаружено. Здесь следует отметить, что между вулканогенными отложениями верхней части разреза докембрия и лежащими на них карбонатными толщами кембрия значительных перерывов в осадконакоплении не отмечается, вследствие чего эти толщи нами объединены в боксон-сархойскую серию, формировавшуюся в пределах одного и того же седиментационного цикла.

Гипербазиты прорываются не только интрузиями боксонского комплекса, но и широко распространенными на юго-востоке Восточного Саяна

гранитоидами. Об этом сообщалось раньше в работе В. П. Арсентьева (1960). Аналогичные факты наблюдались и нами и были приведены при характеристике Харанурского гипербазитового массива, а также некоторых других гипербазитовых массивов, обнажающихся в западной части Восточно-Саянского гипербазитового пояса. Однако все эти факты не решают окончательно вопрос о верхней возрастной границе гипербазитов, поскольку возраст прорывающих их гранитоидов точно не установлен. Обсуждая вопрос о верхней возрастной границе интрузии гипербазитов, нельзя обойти молчанием имеющееся указание А. П. Риханова о наличии в районе Оспинско-Китойского гипербазитового массива кембрийских конгломератов, содержащих гальку серпентинитов. После специальной проверки этого сообщения, осуществленной Ю. Н. Колесником, было выяснено, что А. П. Рихановым за кембрийские конгломераты были приняты карбонатизированные рассланцованные серпентиниты, обладающие конгломератовидной отдельностью.

Нижняя возрастная граница гипербазитовых массивов, слагающих Восточно-Саянский пояс, пока может быть обоснована тем, что в истоках р. Дибин и в пределах хребта Пограничного (западная часть гипербазитового пояса) массивы ультраосновных пород залегают среди терригенных отложений дибинской свиты синия. Очевидно, гипербазиты проникали и в вышележащие отложения нижней (вулканогенной) части разреза боксон-сархойской серии, поскольку в полях распространения последней гипербазиты сохраняются в виде остатков кровли среди прорывающих эти отложения массивов боксонского интрузивного комплекса.

Хотя изложенный выше материал и не решает совершенно однозначно вопрос о возрасте гипербазитов, тем не менее он склоняет нас к мысли, что интрузия альпинотипных гипербазитов в юго-восточной части Восточного Саяна происходила не в кембрии, как на большей части территории Алтае-Саянской области, а несколько раньше. Сделанный вывод, как увидим ниже, не противоречит фактическому материалу по другим районам Восточного Саяна.

Так, на крайнем северо-западе Восточного Саяна, в районе распространения Красноярского гипербазитового пояса, ультраосновные интрузии распространены предпочтительно среди существенно вулканогенных отложений бахтинской свиты, относящейся к верхней части стратиграфического разреза протерозоя (синия). Лишь единичные массивы гипербазитов, обнажающиеся на водоразделе рек Большой и Малый Инжулы (притоки р. Базанихи) и в верховьях рч. Береть (система р. Мана), вмещаются отложениями койской свиты. Последняя является аналогом агульской свиты, залегающей в основании стратиграфического разреза вендского комплекса Манского прогиба (Семихатов, Хоментовский, 1964). Следует учесть, что отложения вендского комплекса в северо-западной части Восточного Саяна структурно тесно связаны с нижнекембрийскими отложениями. Между ними нет регионально выраженного перерыва, в то время как от верхнепротерозойских отложений (синий) их отделяет четко выраженный тектоно-денудационный перерыв. Нельзя не отметить также и то, что региональные тектонические нарушения, которые здесь трассируются гипербазитами, отчетливо секут под различными углами пликативные структуры, сложенные породами всех свит, которые составляют верхнюю половину синия. Все это свидетельствует о том, что и в крайних северо-западных районах Восточного Саяна интрузия гипербазитов формировалась после проявления главной фазы байкальской складчатости, консолидировавшей геосинклинальные отложения протерозоя, и поэтому только тот факт, что гипербазитовые массивы вмещаются синийскими толщами, в данном случае не может служить доказательством протерозойского возраста их.

Ультраосновные массивы Ийско-Тагульского гипербазитового пояса, расположенного в центральной части Восточного Саяна, как было показано выше при его описании, четко приурочены к сложно построенной зоне Главного Саянского разлома. В пределах этой зоны обнажаются породы самого различного возрастного диапазона. В восточной части пояса гипербазиты залегают в метаморфических толщах архея, западнее они располагаются среди карбонатных пород мирючинской свиты протерозоя (синия), а еще западнее вмещаются метаморфизованными основными эффузивами неясного возраста, и, наконец, в крайнем западном фланге пояса ультраосновные массивы проникают в конгломераты кичинской свиты, которая в настоящее время уверенно параллелизуется с ангульско-анастатьевской серией Манского прогиба (Берзин, Миссаржевский, Семихатов, 1963).

Таким образом, во всех трех районах распространения гипербазитов в Восточном Саяне массивы их проникают в толщи, которые непосредственно подстилают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия и структурно тесно с ними связанные. Тот факт, что интрузии гипербазитов на рассмотренной территории Восточного Саяна везде достигают одного и того же стратиграфического уровня и нигде не были обнаружены в пределах заведомо кембрийских отложений, еще раз подтверждает сделанный выше вывод о том, что интрузии эти были сформированы до начала седиментации кембрийских толщ. Однако следует иметь в виду, что вмещающие гипербазитовые тела толщи и вышележащие кембрийские отложения нельзя резко разграничивать, поскольку они структурно связаны между собой и формировались в процессе единого седиментационного цикла. Именно этими промежуточными между протерозоем (синием) и палеозоем толщами начинается разрез отложений каледонской геосинклинали юга Сибири.

В этом свете представляет интерес сопоставление возраста ультраосновных массивов, трассирующих гипербазитовые пояса по периферии и в центральных частях каледонской геосинклинальной области юга Сибири. Из всего сказанного выше следует, что время формирования одной и той же гипербазитовой интрузии во внутренних зонах геосинклинали и ее ближайшем окружении может быть несколько различным. В нашем случае оказывается, что в районах более древних складчатых областей, непосредственно примыкающих к контурам геосинклинали, гипербазитовые интрузии были сформированы несколько раньше, в период седиментации отложений вендского комплекса, тогда как во внутренних областях геосинклинали становление гипербазитовых интрузий происходило вероятнее всего в начале среднего кембрия. Такое скопление во времени формирования интрузий альпинотипных гипербазитов, по-видимому, объясняется тем, что тектоническая активность в ранней стадии развития геосинклиналей наиболее резко проявляется в областях сочленения последней с обрамляющей ее жесткой рамой, вследствие чего именно в этих районах проявляются первые глубокие разломы, открывающие доступ в земную кору перидотитового субстрата верхней мантии.

Устанавливая раннекембрийский и вендский возраст альпинотипных гипербазитов в большинстве изученных нами районов, мы тем самым не отрицаем возможности проявления среди протерозойских складчатых структур юга Сибири и более древних по возрасту интрузий данного генетического типа. К таковым, например, бесспорно надо отнести альпинотипные гипербазитовые массивы, формирующие Енисейский гипербазитовый пояс. Верхняя возрастная граница гипербазитов, обнажающихся в Северо-Енисейском крыже, как было отмечено при их описании, четко фиксируется наличием гальки гипербазитов в конгломератах вороговской серии, породы которой трансгрессивно и с угловым несогласием ложатся на различные свиты синия и, в свою очередь, перекрываются фаунисти-

чески охарактеризованными отложениями кембрия. Вместе с тем нижний возрастной предел интрузии определяется тем, что массивы ее обычно залегают среди метаморфизованных основных вулканогенных пород нижней части разреза тунгусикской серии синия и частично в более древних метаморфических толщах протерозоя. Вероятными возрастными аналогами альпинотипных гипербазитов Енисейского кряжа могут быть ультраосновные массивы, располагающиеся среди байкальских складчатых структур в бассейне среднего течения р. Вилюя. Не исключена возможность того, что и гирлянды небольших гипербазитовых массивов, обнажающиеся среди метаморфических толщ Канской и Бирюсинской глыб Восточного Саяна, объединяемые там в идарский магматический комплекс, также окажутся протерозойского возраста. Таким образом, уже сейчас есть все основания утверждать, что среди разновозрастных складчатых структур, обрамляющих с юга Сибирскую платформу, имеют место проявления глубинного ультраосновного магматизма различного возраста.

Переходя к обсуждению вопроса о месте интрузии альпинотипных гипербазитов в истории развития геосинклинальных областей юга Сибири, следует, прежде всего, выяснить формационную принадлежность этих отложений, которые являются вмещающими для ультраосновных массивов. Выше мы говорили о том, что большинство гипербазитовых массивов, трассирующих гипербазитовые пояса Тувы, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Салаира, Горного Алтая, Юго-Западного Забайкалья и частично Восточного Саяна (восточный фланг Кузнецко-Саянского гипербазитового пояса), залегают среди специфических осадочно-вулканогенных нижнекембрийских толщ, которые по особенностям петрографического состава могут сопоставляться со спилито-кератофировой формацией ранних этапов развития геосинклиналей. Часть ультраосновных массивов, обнажающихся в перечисленных районах, размещается в более древних и синхронных вулканогенным формациям существенно карбонатных отложениях кембрия и верхнего докембрия, накопление которых происходило также в начальные этапы развития каледонской геосинклинали юга Сибири, но в иной структурно-фациальной обстановке. Гипербазитовые массивы Восточного Саяна концентрируются в тех районах, где в верхнедокембрийское и кембрийское время на жестком основании более древних складчатых структур, обрамлявших каледонскую геосинклиналь, развивались многосинклинальные прогибы, выполненные характерным для них комплексом отложений. Эти прогибы закладывались вдоль зон глубоких тектонических разломов, возникших в жесткой раме под влиянием тектонических напряжений в развивавшейся соседней каледонской геосинклинали.

Несколько иная, более сложная картина выявляется в Енисейском кряже, где проявлена более древняя — синийская альпинотипная гипербазитовая интрузия. Ультраосновные массивы там также в большинстве своем размещаются в нижней части стратиграфического разреза синия среди метаморфизованных основных вулканогенных пород, которые можно сопоставить со спилито-кератофировой формацией начальных этапов развития геосинклиналей. Однако синийская геосинклиналь здесь развивалась не на океаническом ложе, а на активизированном складчатом основании протерозоя. Это обстоятельство, по-видимому, отразилось на продолжительности и специфике развития синийской геосинклинали, хотя начальные стадии эволюции ее по формационному составу отложений, типу складчатости и характеру магматизма ничем не отличаются от типичной каледонской эвгеосинклинали юга Сибири.

Таким образом, пример разновозрастных альпинотипных гипербазитовых интрузий складчатых областей юга Сибири еще раз подтверждает установившиеся среди большинства исследователей мнения о том, что

глубинный ультраосновной магматизм закономерно связан с ходом исторического развития геосинклиналей и проявляется в ранней стадии эволюции последней. Мы подчеркиваем это положение потому, что за последнее время в печати начали раздаваться голоса сомнений относительно достоверности этого вывода. К числу сомневающихся относятся, например, Донель и Рэган (Donal, Ragan, 1963), которые, изучая ультраосновные массивы района Каскадных гор, пришли к заключению о возможности проявления доорогенных, синорогенных и посторогенных интрузий альпинотипных гипербазитов. Далее, Ю. А. Кузнецов (1964), опираясь на пример Урала, также считает, что нет никакой специфической приуроченности гипербазитовых интрузий к начальным или каким-либо другим этапам развития подвижных зон.

Столь решительно возражая против сложившегося у исследователей альпинотипных гипербазитов мнения о закономерной приуроченности внедрения ультраосновных интрузий к ранним стадиям развития геосинклиналей, упомянутые геологи вынуждены, однако, сопроводить свои выводы столь существенными оговорками, смысл которых неоспоримо свидетельствует о правомерности тех воззрений, против которых они выступили. Так, Ю. А. Кузнецов вслед за формулировкой своего вывода пишет, что «глубинные разломы и связанные с ними интрузии гипербазитов чаще всего проявляются на очень ранних стадиях развития подвижных зон и лишь в некоторых случаях могут проявляться и сравнительно поздно, все же всегда до времени образования гранитоидных интрузий батолитового типа» (Кузнецов, 1964, стр. 86). Что же касается первых двух авторов, на которых мы ссылались выше, то и они недвусмысленно заявляют, что единственной чертой, отличающей изученный ими массив ультраосновных пород от типичных альпинотипных, является время интрузии по отношению к орогенезу. По их данным внедрение дунитового массива Твин Систерз произошло после главного орогенеза, имевшего место в этом районе в меловое время. Таким образом, признавая справедливость существующего мнения о месте альпинотипных гипербазитов в общей схеме геосинклинального магматизма для большинства геосинклинальных областей, они обосновывают свои возражения единичными частными примерами. В этом свете представляется целесообразным остановиться на рассмотрении этих примеров подробнее.

В работе Донеля и Рэгана с особой тщательностью обосновывается тектоническая природа контактов детально изученного ими дунитового массива Твин Систерз и подробно доказывается, что современное положение массива, приуроченного к крупному сбросу, обусловлено вертикальным перемещением твердого блока дунитов на уровень залегания палеоценовых отложений. В этих условиях вряд ли правильно будет определять время формирования массива исходя из того, что на современной денудационной поверхности слагающие его породы контактируют с раннетретичными отложениями и, основываясь на этом, считать интрузию посторогенной. С большей долей вероятности можно говорить, что дунитовый массив Твин Систерз последующими тектоническими процессами был перемещен с места его формирования и в настоящее время находится во вторичном залегании.

Не менее неудачный пример, как нам представляется, был использован и Ю. А. Кузнецовым для доказательства независимости времени формирования интрузии альпинотипных гипербазитов от хода исторического развития геосинклинальных зон. Дело в том, что на Урале, судя по тем сведениям, которые имеются в литературе, в вопросе о возрасте гипербазитовых интрузий пока ясности нет. Так, например, Б. М. Романов (1958) выделяет на Урале шесть разновозрастных гипербазитовых поясов, А. А. Пронин (1963) увеличивает количество их до восьми, Д. С. Штейнберг и Н. Д. Соболев (1964), Н. Д. Соболев (1963) — четыре,

а В. М. Сергиевский (1960) считает, что на Урале проявляется только три интрузии гипербазитов, причем из них только одна (силурийская по возрасту) относится к альпинотипному типу, а остальные являются представителями более молодых габбро-перидотитовой и перидотитово-габбровой формаций. Таково мнение наиболее авторитетных знатоков геологии Урала. Судить о том, какая из перечисленных точек зрения является более обоснованной, трудно, поскольку единственным объективным критерием для определения возраста гипербазитов на Урале пока является наличие гальки гипербазитов в конгломератах угленосной свиты карбона. Как мы видели выше, уральский материал может быть интерпретирован по-разному, и если, например, солидаризироваться с мнением В. М. Сергиевского, то пример Урала может служить лишним доказательством той точки зрения относительно времени интрузии альпинотипных гипербазитов и ее месте в ходе эволюции геосинклинали, которая разделяется большинством исследователей. Кроме того, используя пример Урала, нельзя не учитывать также специфические условия развития уральской геосинклинали, ось которой во времени смещалась к востоку.

Все это вместе взятое свидетельствует о том, что пока нет никаких серьезных оснований для пересмотра существующих представлений о времени и месте интрузии альпинотипных гипербазитов, поскольку фактический материал мирового масштаба говорит о том, что становление интрузий альпинотипных гипербазитов закономерно связано с начальными стадиями развития геосинклинали и в дальнейшем процессе ее эволюции не повторяется. Может быть, эта закономерность объясняется тем, что в связи с нарастанием сиалической коры в ходе развития геосинклинали энергии тектонических напряжений становится уже недостаточно, чтобы глубинная перидотитовая магма могла проникать далеко в сиалический панцирь Земли.

Глава VI

НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОБЛЕМОЙ ГИПЕРБАЗИТОВ

Глубинное происхождение альпинотипных гипербазитов в настоящее время признается почти всеми исследователями. Этому способствовали геофизические исследования, доказавшие одинаковую скорость прохождения упругих волн в субстрате верхней мантии Земли и ультраосновных породах альпинотипных гипербазитовых массивов, залегающих в толще земной коры (Берч, 1964; Гутенберг, 1963), экспериментальные работы по зонной плавке метеоритов, показавшие вероятный механизм происхождения расслоенного строения земной коры и верхней мантии (Виноградов, 1959), а также детальные петрографические исследования, в результате которых была установлена гетерогенная природа ультраосновных пород и показано генетическое различие между ультраосновными породами, производными базальтовой магмы и альпинотипными гипербазитами, которые по особенностям минерального состава, петрохимическим свойствам и геолого-тектонической позиции считаются производными глубинной перидотитовой магмы, возникающей за счет субстрата верхней мантии Земли (Hess, 1938; Соболев, 1962; Пинус, 1957; и др.).

Возможность возникновения ультраосновных пород в результате дифференциации базальтовой магмы неоспоримо доказывается многочисленными природными объектами и подтверждается экспериментальными исследованиями. Что же касается разделяемого большинством исследователей воззрения о возникновении альпинотипных гипербазитов за счет субстрата верхней мантии, то в этом вопросе прямые доказательства пока отсутствуют, поскольку последний еще не доступен для непосредственного наблюдения. Поэтому правомерность суждения о генетическом родстве альпинотипных гипербазитов с веществом верхней мантии в настоящее время основывается на сумме косвенных соображений. В числе последних, помимо отмеченных выше, немаловажное значение имеют известные случаи наличия в излившихся базальтовых лавах ультраосновных включений, состав которых иногда весьма близко отвечает составу альпинотипных гипербазитов. Однако то обстоятельство, что подобного типа включения могут рассматриваться как магматические сегрегации составных частей базальтовой магмы, и то, что ультраосновные включения находятся в базальтовой же магме, очаги зарождения которой могут возникать и выше поверхности Мохоровичича, а стало быть и выше субстрата верхней мантии, степень достоверности этого косвенного доказательства снижается. В этом свете исключительный интерес представляют ультраосновные включения в кимберлитах, так как глубинное происхождение очагов зарождения кимберлитовой магмы доказывается наличием в кимберлитах алмаза. Аналитические расчеты и экспериментальные дан-

ные показывают, что для образования алмаза необходимы давления порядка 40 *кбар* и температуры около 1200°. Подобные термодинамические условия не могут возникать в пределах земной коры, так как максимальное давление там не превышает 15 *кбар* (Соболев, 1960, 1962). Прямым следствием этого тезиса является то, что очаги образования алмазоносной кимберлитовой магмы возникают на больших глубинах, во всех случаях ниже поверхности Мохоровичича.

Открытие алмазоносных кимберлитов в Якутии и их интенсивное исследование в течение последнего десятилетия предоставило возможность провести сравнительный анализ продуктов глубинного ультраосновного магматизма Сибирской платформы с альпинотипными гипербазитами обрамляющих ее с юга складчатых областей. Такой анализ территориально сближенных, хотя и разновозрастных, продуктов ультраосновного магматизма, формировавшихся в резко отличных тектонических условиях, как будет показано ниже, позволит получить дополнительную информацию, проливающую свет на весьма сложную проблему генезиса альпинотипных гипербазитов.

Анализ целесообразно начать с сопоставления фактических данных, отражающих минеральный и химический состав типоморфных петрографических разновидностей альпинотипных гипербазитов юга Сибири с аналогичными по составу включениями в кимберлитах Сибирской платформы.

По данным А. П. Бобривича и др. (1964), А. П. Бобривича (1965), среди включений ультраосновных пород в кимберлитах Якутии обнаружены оливиновые породы (дуниты и оливиниты), перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, гранатовые перидотиты), пироксениты (вебстериты, диаллагиты, энстатиты, бронзититы), разнообразные серпентиниты, горнблендиты и слюдиты. Наиболее часто встречаются почти мономинеральные оливиновые породы и перидотиты. Из числа последних преобладают гранатовые перидотиты. Пироксениты обнаруживаются значительно реже. В дальнейшем мы оставляем без внимания горнблендиты и слюдиты, поскольку среди пород слагающих гипербазитовые массивы складчатого обрамления юга Сибири их аналогии отсутствуют. Не рассматриваем мы и широко распространенные среди включений в кимберлитах серпентиниты, потому что для наших целей сравнительного анализа состава продуктов глубинного магматизма они не могут быть использованы в силу их метаморфической природы.

В табл. 19 сведены средние данные, характеризующие химический состав различных петрографических разновидностей альпинотипных гипербазитов юга Сибири и аналогичных петрографических разновидностей ультраосновных включений в кимберлитах Якутии.

Данные таблицы весьма убедительно свидетельствуют об очень близком, если не тождественном, составе дунитов и пироксенитов альпинотипных гипербазитов с аналогичными им по составу интрателлурическими включениями в алмазоносных кимберлитах. В качестве особенностей химизма последних можно отметить лишь несколько повышенное содержание в них хрома и кальция. Почти аналогичная картина наблюдается и при сравнении химического состава гарцбургитов и лерцолитов. Однако при сравнении состава перидотитов бросается в глаза несколько завышенное в перидотитах включений содержание глинозема за счет уменьшения содержания в них магния. Эти несоответствия химического состава однотипных пород альпинотипных гипербазитов и ксенолитов в кимберлитах можно объяснить присутствием в составе последних незначительной примеси хромдиоксида и пироба, которые полностью отсутствуют в составе пород альпинотипных гипербазитов.

Правомерность такого допущения подтверждается сравнением химизма главных пороодообразующих минералов пород альпинотипных

Средний химический состав типоморфных пород альпинитных гипербазитов юга Сибири и ультраосновных включений в кимберлитах Якутии

Порода	Минеральный состав	Химический состав																MgO/ FeO	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п. п.	Сумма		Fe _{общ}
Д у н и т ы																			
Альпийские перидиты Включения в кимберитах	Оливин. Хромшпиннелиды	40,21	0,05	1,07	2,57	0,20	5,50	0,41	—	46,52	0,20	0,06	0,02	—	—	3,63	100,44	8,58	12,4
	Оливин. Хромшпиннелиды	41,10	0,01	1,00	6,50	0,65	2,02	0,08	—	43,50	1,21	0,10	—	—	1,64	3,50	99,79	8,74	15,6
Г а р ц б у р г и т ы																			
Альпийские перидиты Включения в кимберитах	Оливин. Энстатит. Хромшпиннелид	40,41	0,09	1,49	2,19	0,25	5,97	0,08	—	44,70	0,42	0,02	0,01	—	—	4,52	100,45	8,83	11,5
	Оливин. Энстатит. Хромшпиннелид	40,95	сл.	4,41	3,58	3,05	4,21	0,14	0,17	36,98	3,03	0,15	0,03	—	0,47	2,42	99,58	8,26	11,3
Э н с т а т и т ы																			
Альпийские перидиты Включения в кимберитах	Энстатит	51,31	0,09	2,41	1,94	—	5,80	0,43	—	34,27	1,86	сл.	сл.	—	—	2,35	99,86	5,39	9,2
	»	51,68	0,06	2,96	2,45	1,30	2,27	0,10	0,12	34,58	1,57	0,60	0,33	—	0,53	2,09	100,61	4,97	17,8
Д е р ц о л и т ы																			
Альпийские перидиты Включения в кимберитах	Оливин. Энстатит. Диопсид. Хромшпиннелид	39,62	н/обн.	2,31	2,83	—	5,17	0,27	0,23	39,92	1,42	0,10	0,06	—	0,42	7,85	99,63	8,58	9,3
	Оливин. Энстатит. Диопсид. Хромшпиннелид	37,63	сл.	4,62	4,14	3,26	6,67	0,16	0,26	36,05	3,13	0,18	0,08	—	1,41	3,06	100,36	11,55	6,2

Химический состав главных породообразующих минералов ультраосновных пород

	Порода	Оксиды									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO
Оливин	Альпинотипные дуниты	40,15	0,02	0,55	0,69	0,02	7,28	0,06	0,30	0,01	49,94
	Дунитовые ксенолиты в кимберлитах	40,28	0,001	0,26	1,44	0,017	6,90	0,13	0,26	0,024	50,19
Энстатит	Альпинотипные пироксениты (энстатиты)	54,59	не обн.	не обн.	1,20	0,04	7,80	0,07	0,06	0,009	33,89
	Энстатитовые ксенолиты кимберлитов	54,60	0,19	0,96	0,89	0,13	5,34	0,12	0,08	0,005	34,98
Хромшпинелиды	Средний состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов альпинотипных гипербазитов (3 анализа)*	6,29	0,58	11,10	9,66	42,33	18,47	0,29	0,24	0,12	10,80
		—	0,62	11,90	10,36	45,41	19,81	0,32	—	—	11,58
	Средний состав акцессорных хромшпинелидов, ксенолитов из дунитов, гарцбургитов, лерцолитов (4 анализа)*	3,15	0,96	33,07	3,03	31,49	12,12	0,15	—	—	15,43
		—	0,99	34,39	3,15	32,75	12,61	0,16	—	—	16,05

* Анализы, в которые внесены поправки после удаления свободного кремнезема, падающего в породу при рас-

гипербазитов и аналогичных по составу ксенолитов алмазоносных кимберлитов (табл. 20).

Анализ данных таблицы позволяет сделать заключение о тождественном составе оливинов, которые слагают основную часть объема сравниваемых пород. Очень близки по составу и энстатиты, которые являются вторым по значению породообразующим минералом альпинотипных гипербазитов. При сравнении состава энстатитов обращает на себя внимание лишь повышенное содержание глинозема в ромбических пироксенах ультраосновных включений в кимберлитах. К сожалению, из-за недостаточного количества аналитических данных мы лишены возможности в настоящее время сравнить состав моноклиновых пироксенов, но если учесть то, что более 90% объема массивов альпинотипных гипербазитов юга Сибири сложено обогащенными оливином, гарцбургитами и подчиненными в количественном отношении дунитами, т. е. породами, не содержащими в своем составе монопироксен, то этот пробел в исследовании не окажет существенного влияния на выводы. Что же касается акцессорных хромшпинелидов, то, как следует из табл. 20, в составе их намечаются уже существенные различия. Акцессорные хромшпинелиды альпинотипных гипербазитов значительно меньше содержат глинозема, немного меньше магнезии, но зато по сравнению с акцессорными хромшпинелидами ультраосновных включений в кимберлитах обогащены хромом и железом. Эти существенные отклонения в составе хромшпинелидов можно отчасти объяснить тем, что цифры, отражающие средний химический состав хромшпинелидов, объединяют составы хромшпинелидов различных петрографических разновидностей. С другой стороны, состав акцессорных хромшпинелидов даже в одних и тех же породах, слагающих ксенолиты в кимберлитах, как показал В. А. Милашев и др. (1963), существенно отличаются между собой. Устанавливаемые отклонения в составе хромшпинелидов не должны нас смущать, так как содержание этого минерала в ультраосновных породах не превышает одного объемного процента.

альпинотипных гипербазитов и ксенолитов кимберлитов

								Коэффициенты кристаллохимических формул							
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма	Fe ^{общ.}	Mg	Fe ⁺²	Cr	Ni	Ca	Fe ⁺³	Si	Al	f
0,06 1,19	He обн. » »	He обн. » »	0,15 0,07	0,58 0,21	99,80 99,972	8,78 9,41	1,832 1,829	0,151 0,141	— —	0,006 0,04	— —	0,012 0,026	0,938 0,986	0,017 0,009	8,2 8,4
0,88 1,15	» » 0,27	» » 0,21	0,06 0,17	1,09 0,36	99,689 99,445	9,87 —	1,800 1,841	0,232 0,158	— —	— —	0,034 0,045	0,029 0,025	1,946 1,928	— 0,041	12,2 9,0
He опр.	He опр.	He опр.	V ₂ O ₅ 0,18	н/оп	100,06										
—	—	—	—	—	100,00	32,37	0,539	0,467	1,089	—	—	0,439	Ti 0,016	0,439	—
0,02	0,09	0,07	—	0,61	100,09										
—	—	—	—	—	100,00	17,16	0,689	0,313	0,744	—	—	0,055	Ti 0,023	1,115	—

тирани в яшмовой ступке.

Заканчивая на этом сравнительный анализ вещественного состава альпинотипных гипербазитов с ультраосновными интрателлурическими включениями в кимберлитах, мы можем констатировать если не тождество, то очень близкое сходство как пород, так и слагающих их главных порообразующих минералов рассмотренных естественных ассоциаций горных пород.

В этом свете очень интересно отметить, что по данным А. П. Бобриневича и др. (1959, 1964, 1965), А. А. Панкратова и Г. И. Смирнова (1960), Н. Н. Сарсадских, В. С. Ровша, В. А. Благулькина (1960) и других исследователей якутских кимберлитов, оливин из кимберлитов весьма близок по составу оливину находящихся в них ультраосновных включений. Этот факт, как справедливо отмечают перечисленные выше исследователи, свидетельствует о том, что кимберлиты и ультраосновные включения в них связаны родством через однотипную ультраосновную магму. Рассуждая аналогичным образом, мы можем с той же долей вероятности утверждать, что магма, породившая породы альпинотипных гипербазитов, родственна магме, из которой произошли ультраосновные интрателлурические включения в кимберлитах, а через них и с магмой кимберлитов.

Таким образом, проведенный выше сравнительный анализ минерального и химического состава ультраосновных пород дает дополнительное и, как мы полагаем, достаточно веское доказательство того, что субстрат верхней мантии Земли является тем источником, из которого произошли ультраосновные породы, слагающие массивы гипербазитовых поясов складчатых областей.

Признание генетической связи между источниками вещества, из которого произошли ультраосновные включения в кимберлитах и породы альпинотипных гипербазитов, влечет за собой ряд петрогенетических следствий, касающиеся сложной проблемы происхождения последних.

Прежде всего встает вопрос о гипсометрическом уровне зарождения очагов глубинной перидотитовой магмы альпинотипных гипербазитов по сравнению с очагами кимберлитовой магмы. Решение этого вопроса

опять-таки невозможно без детального рассмотрения вещественного состава возникших в результате кристаллизации ее пород.

В данном случае определяющим критерием, позволяющим оценить относительную глубину зарождения очагов упомянутых выше магм, является наличие в производных кимберлитовой магмы таких специфических минералов, как алмаз и пироп, которые возникают в условиях больших давлений. Тот факт, что в альпинотипных гипербазитах ни алмазы, ни гранаты встречены не были, позволяет предположить, что очаги зарождения глубинной перидотитовой магмы располагаются выше очагов зарождения кимберлитовой магмы. Об этом же может свидетельствовать и то обстоятельство, что близкие по составу с альпинотипными гипербазитами ультраосновные включения, захваченные кимберлитовой магмой при ее движении вверх, также не содержат алмазы. Однако в них нередко присутствует пироп, местами как незначительная примесь в дунитах, оливинитах и других петрографических разновидностях, местами же содержание граната увеличивается до 2—4 и даже 12—16 объемных процентов (Бобриевич и др., 1964), что позволяет квалифицировать эти породы как гранатовые перидотиты, гранатовые оливиниты и т. д. Обсуждая условия образования гранатовых перидотитов, Н. П. Михайлов и В. С. Ровша (1965) показали, что перидотиты, в составе которых наблюдается парагенезис оливина-пироба-пироксена, требуют для своего образования повышенного давления, нежели перидотиты с обычной для альпинотипных гипербазитов ассоциацией минералов оливин-пироксен-хромшпинелид.

Таким образом, учитывая особенности минерального состава пород альпинотипных гипербазитов, интрателлурических включений в кимберлитах и кимберлитов, можно довольно уверенно говорить о том, что очаги зарождения кимберлитовой магмы располагаются наиболее глубоко в субстрате верхней мантии; вещество, образующее породы родственных включений в кимберлитах (содержащих гранат-пироп), занимает промежуточное положение, а перидотитовая магма, формирующая породы альпинотипных гипербазитов, возникает на еще более высоких гипсометрических уровнях субстрата верхней мантии.

Глубина зарождения очагов алмазоносной кимберлитовой магмы, если учитывать только литостатическое давление, должна составлять примерно 150 км. Однако в районах распространения кимберлитового магматизма, приуроченного к окраинным зонам платформ, намечаются области повышенных давлений, влияние которых распространяется и на глубинные слои Земли. Поэтому В. С. Соболев (1962) допускает возможность образования кимберлитовой магмы на глубинах не 150, а 100—70 км. Для определения глубин зарождения очагов перидотитовой магмы эти цифры могут быть использованы лишь для ориентировочного определения нижней границы, да и то весьма приблизительно, поскольку альпинотипный ультраосновной магматизм проявляется в совершенно иной тектонической обстановке, свойственной ранним этапам геосинклинального развития земной коры.

Для того, чтобы оценить глубины зарождения магматических очагов, в которых образуется высоко магнезиальный силикатный расплав, формирующий массивы альпинотипных гипербазитов, мы должны будем обратиться к экспериментальным исследованиям А. П. Виноградова по зонной плавке каменных метеоритов. По расчетам А. П. Виноградова (1962) оказывается, что максимальное количество легкоплавкой фазы, которая может быть выплавлена и дегазирована из вещества мантии, составляет не более 15% всех силикатов. Рассуждая обратным образом, мы можем заключить, что по мощности базальтового слоя Земли можно ориентировочно судить о том объеме (а стало быть и о глубине слоя) вещества мантии, который подвергся дифференциации и дегазации.

В этом свете интересно проанализировать распределение мощности базальтового слоя под различными тектоническими структурами земной коры.

Как показывают геофизические исследования, мощность базальтового слоя в различных структурных элементах земной коры весьма неоднородна. Наименьшая мощность базальтового слоя, колеблющаяся в пределах 4—10 км, устанавливается под дном океанов. Максимальная мощность (свыше 20 км) фиксируется под орогенными зонами и щитами, испытавшими новейшие поднятия. Платформенные области обладают средней мощностью базальтового слоя (Фотиади, Каратаев, Моисеенко, 1965; Магницкий, 1965). В современных геосинклиналях (Курило-Камчатской, Тонго-Новозеландской, Зондской и Пуэрториканской) мощность базальтового слоя весьма изменчива и на небольших расстояниях варьирует в широких пределах, изменяясь от 7—10 до 30 км. Наибольшая мощность устанавливается в области островных дуг, наименьшая — в переходной зоне от геосинклинали к океаническому ложу (Магницкий, 1965; Удинцов, 1965).

Такая контрастность в распределении базальтового слоя является одним из характернейших признаков геосинклинальных зон. Кроме того она, конечно, зависит от стадии развития геосинклинали. Интрузии альпинотипных гипербазитов проявляются на ранних этапах эволюции геосинклинальных зон, вслед за массовым излиянием основных эффузивов, в то время когда сиалический слой земной коры еще не сформировался. В этих условиях в современных геосинклинальных зонах мощность базальтового слоя не превышает 15 км. Отсюда можно сделать заключение, что в геосинклинальных зонах на ранних этапах эволюции их нижняя граница полностью дифференцированного и дегазированного субстрата верхней мантии должна располагаться не глубже 100 км. Ниже этой границы вещество верхней мантии подверглось лишь частичной дифференциации и по химизму должно близко соответствовать составу каменных метеоритов. Учитывая постепенные границы перехода между частично дифференцированным и дегазированным субстратом мантии и тугоплавкой фракцией его, которая по составу отвечает дуниту, следует допустить, что нижняя граница магматических очагов глубинной перидотитовой магмы в начальные этапы геосинклинального развития будет залегать еще выше — в интервалах глубин 80—60 км. Эти цифры отвечают тем частям слоя «В» верхней мантии, где геофизики фиксируют пониженные для субстрата Земли скорости прохождения упругих сейсмических волн. Именно в этой части слоя «В» верхней мантии температуры близки к точке плавления, а само вещество находится в аморфном стекловидном состоянии (Магницкий, 1965). Если это так, то мы должны будем признать, что глубина зарождения очагов перидотитовой магмы, формирующей массивы альпинотипных гипербазитов, относительно невелика, и глубинные разломы, которые служат путями проникновения дифференцированного субстрата верхней мантии в земную кору, не обязательно должны распространяться на сотни километров в глубь Земли, как это полагают некоторые исследователи.

Весьма разнообразный минеральный состав интрателлурических включений в кимберлитах, среди которых встречаются как типичные представители альпинотипных гипербазитов (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты и пироксениты), так и чуждые им породы (гранатовые оливины, гранатовые перидотиты и магматические эклогиты), совершенно однозначно свидетельствуют о неоднородном минеральном составе вещества верхней мантии. Это особенно убедительно было показано В. С. Соболевым и Н. В. Соболевым (1964) для района северо-восточной части Сибирской платформы. Они показали, что в южных районах упомянутой территории над слоем верхней мантии, состоящим из гранатовых

перидотитов, залегает горизонт эклогитов, который в северном направлении по простиранию сменяется горизонтом шпинелевых перидотитов. Но шпинелевые перидотиты, слагая верхние части субстрата мантии Земли, не обладают однородным составом. Это следует из того, что кимберлитовая магма, пересекая слой шпинелевых перидотитов, увлекла при своем движении вверх ультраосновные породы, в которых хромшпинелиды выступают уже не как породообразующие, а как акцессорные минералы. Эти породы, как было показано выше, ничем не отличаются от типоморфных петрографических разновидностей альпинотипных гипербазитов. Таким образом, мы должны будем допустить, что в верхних частях субстрата верхней мантии обособляются участки, отвечающие по составу дунитам, гарцбургитам, лерцолитам и другим разновидностям альпинотипных гипербазитов.

О том, что субстрат верхней мантии Земли не представляет собой гомогенного целого, а обладает определенной минералогической зональностью, писали также Д. Грин и А. Рингвуд (Green, Ringwood, 1963). Эти авторы, рассматривая строение верхней мантии, выделяют в составе ее четыре основные минералогические ассоциации, которые сменяют друг друга по мере возрастания давления с глубиной: 1) оливин + амфибол (эпидот) + акцессорный хромшпинелид; 2) оливин + плагиоклаз + энстатит + акцессорный хромшпинелид; 3) оливин + энстатит + диопсид + шпинель; 4) оливин-пироп + пироксен или пироксены. Характерно, что выводы Грина и Рингвуда, основанные на аналитических расчетах, хорошо совпадают с представлениями о строении верхней мантии, возникшими в результате анализа вещественного состава родственных включений в кимберлитах. Мы имеем в виду то, что гранатовые перидотиты в верхних горизонтах субстрата мантии сменяются шпинелевыми перидотитами.

Мы рассмотрели строение субстрата верхней мантии в пределах окраинных частей платформ в областях проявления кимберлитового магматизма и убедились в том, что местами субстрат верхней мантии представлен веществом, по составу тождественным перидотитовой мантии, породившей альпинотипные гипербазиты. Естественно допустить, что и в примыкающих к платформе геосинклинальных областях строение субстрата верхней мантии в общем должно сохраняться таким же. Однако в начальные и ранние этапы геосинклинального развития, когда сналический слой земной коры в геосинклинальных областях только начинает формироваться, термодинамические условия в верхних частях субстрата мантии будут иными, чем под мощным слоем земной коры платформ. Главное отличие, очевидно, заключается в том, что давление, которому подвергаются верхние слои мантии в области зарождающейся геосинклинали, будет значительно меньшим. Это обстоятельство повлечет за собой смещение в глубь Земли границы, разделяющей зону гранатовых перидотитов от залегающих выше шпинелевых перидотитов. По-видимому, именно этим следует объяснять тот факт, что среди пород альпинотипных гипербазитов почти не встречаются гранатсодержащие разновидности. В этих условиях глубина зарождения очагов кимберлитовой магмы должна значительно возрасти и если они образуются, то заключенная в них магма оказывается уже не в состоянии преодолеть вышележащую мощную толщу субстрата и выйти на дневную поверхность. Это наиболее вероятная причина, объясняющая отсутствие проявления кимберлитового магматизма в геосинклинальных областях. Другим существенным отличием строения верхних подкорových частей верхней мантии в геосинклинальных областях на ранних стадиях развития их следует считать отсутствие фазовых переходов базальт-эклогит, как это иногда имеет место в подкорových частях платформенных областей (В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1964). Экспериментальные данные, характеризующие фазовые превращения минералов эклогитовой фации метаморфизма, свидетельствуют о том,

что необходимые термодинамические условия для осуществления такого фазового перехода на ранней стадии эволюции геосинклинали могут быть достигнуты на глубинах не менее чем в 20—25 км ниже поверхности Мох, если считать, что средняя мощность базальтового слоя в этих условиях, как мы отмечали выше, составляет 15 км. Поэтому следует признать, что поверхность Мохоровичича в начальные этапы эволюции геосинклинали определяется не фазовой, а химической границей.

При зарождении очагов глубинной перидотитовой магмы, возникающей при резком спаде давления в областях зон глубинных разломов, субстрат мантии, состоящей главным образом из шпинелевых перидотитов, плавится. В возникающем таким образом высокомагнезиальном силикатном расплаве под действием сил гравитации происходит отсадка хромшпинелидов, которые концентрируются в придонных участках магматических очагов. Освобожденный от хромшпинелидов силикатный расплав и представляет собой глубинную перидотитовую магму альпинотипных гипербазитов. Возможно, что некоторые из встречающихся среди массивов альпинотипных гипербазитов участки вкрапленных хромшпинелидовых руд, в которых хромшпинелид составляет 5—10 объемных процентов породы, можно рассматривать как реликты недоплавленного шпинелевого перидотита субстрата верхней мантии. Жилы и залежи массивных хромшпинелевых руд, часто располагающиеся вне связи с участками вкрапленных руд, следует объяснять как инъекцию осажденного хромшпинелевого концентрата, захваченного из глубин внедряющейся в земную кору перидотитовой магмой. Не придавая существенного значения процессам дифференциации перидотитовой магмы на месте в магматической камере, о чем подробнее будет сказано ниже, и исходя из изложенной выше концепции, мы приходим к заключению о том, что размеры хромшпинелевых залежей могут не зависеть от массы внедрившегося высокомагнезиального силикатного расплава. Этот вывод, имеющий и практическое значение, как нам представляется, должен учитываться при поисковых работах на хромовые руды.

Вопрос о дифференциации глубинной перидотитовой магмы был обсужден нами в более ранних работах (Пинус, 1957; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). В них мы отметили, что, поскольку глубинная перидотитовая магма сама является продуктом дифференциации субстрата мантии, ожидать большей склонности ее к дифференциации нет оснований. Этот вывод подтверждается результатами изучения вещественного состава альпинотипных гипербазитовых массивов, сложенных, как это следует из их характеристики, в основном обогащенными оливином гарцбургитами или возникшими по ним серпентинитами. Об этом же свидетельствует то обстоятельство, что массивы альпинотипных гипербазитов практически не сопровождаются жильной фацией. Наблюдающаяся частичная дифференциация интрузирующего материала (появление энстатитовых полос среди дунитов и обогащенных оливином гарцбургитов) относится к явлениям кинетической дифференциации, происходящей в процессе движения силикатного вещества.

Здесь будет уместно уточнить наши представления о степени насыщенности глубинной перидотитовой магмы летучими. Исходя из изложенной выше концепции, следует, очевидно, признать, что зарождающийся в дегазированном субстрате верхней мантии высокомагнезиальный силикатный расплав будет беден летучими и, в частности, водой. Известно, что в хондритах содержится всего 0,5% воды (Виноградов, 1959). Вместе с тем мы не можем игнорировать факты, свидетельствующие о широко проявившихся процессах автоморфической серпентинизации ультраосновных пород альпинотипных гипербазитов, которую нельзя объяснить, если считать, что глубинная перидотитовая магма была почти свободна от летучих. Это противоречие может быть снято, если допустить, что

ультраосновной субстрат обогащается летучими в процессе внедрения в породы земной коры. Такое допущение вполне обоснованно и находит подтверждение в пространственном распространении серпентинитов в гипербазитовых массивах. При характеристике последних мы все время подчеркиваем, что внешняя зона гипербазитовых массивов во всех случаях складывается серпентинитами. Последние образуют как бы оболочку вокруг внутренней зоны массива, сложенной лишь частично серпентинизированными ультраосновными породами. Такое строение свойственно не только гипербазитовым массивам юга Сибири, но и вообще всем альпинотипным гипербазитовым массивам. Далее, еще Г. Хессом был отмечен интересный факт, свидетельствующий о том, что гипербазитовые массивы, залегающие в древних метаморфических толщах, серпентинизированы значительно слабее, чем те, которые залегают среди более молодых геосинклинальных толщ. Эти наблюдения Г. Хесса находят подтверждение и на материале альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Прекрасной иллюстрацией сказанного могут служить ультраосновные массивы Южно-Тувинского гипербазитового пояса, которые размещаются как среди геосинклинальных отложений нижнего кембрия, так и среди метаморфических толщ докембрия. Те из них, которые размещены среди бедных водой глубоко метаморфизованных пород докембрия, серпентинизированы в гораздо меньшей степени, чем те, которые вмещаются вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия.

Сказанное убеждает нас в том, что внедряющийся ультраосновной субстрат обогащается летучими (водой) за счет пород земной коры как в процессе внедрения, так и на месте формирования гипербазитового массива. Судя по результатам исследований А. А. Кадика и Н. И. Хитарова (1965), аккумуляция магмой летучих из окружающей ее среды возможна в том случае, если давление последних в породах рамы будет больше, чем в магме. Очевидно, именно эти условия имеют место в насыщенных водой геосинклинальных отложениях, где происходит становление альпинотипных гипербазитовых массивов.

Выше, используя доступные нам фактические материалы, мы попытались обсудить вопрос об источнике вещества глубинной перидотитовой магмы и в результате этого обсуждения пришли к выводу, что таковым, вероятно, является вещество верхней части субстрата мантии Земли, отвечающее по составу шпинелевым перидотитам.

Здесь уместно будет напомнить, что исследования А. П. Виноградова, Е. И. Донцовой, М. С. Чупахина (1960) также свидетельствуют о том, что субстрат верхней мантии Земли неоднороден и что условия образования пород основного и кислого состава земной коры резко отличны от условий образования глубинных ультраосновных пород, возникающих за счет вещества субстрата мантии. Эти выводы они обосновывают тем, что среднее изотопное отношение кислорода, серы, углерода ультраосновных пород (дунитов) характеризуется малой дисперсией и близко к таковому метеоритов (ахондритов), в то время, как основные и кислые породы земной коры обнаруживают заметные отклонения в сторону увеличения содержания тяжелых изотопов по отношению к дунитам и каменным метеоритам. Такое несоответствие объясняется тем, что образование вещества каменных метеоритов и дунитов происходило в восстановительной обстановке и при более высоких температурах, чем образование магматических пород в земной коре (Виноградов, 1959). Об этом же свидетельствуют отношения кремнекислоты к магнезии в метеоритах и различных типах интрузивных горных пород. На рис. 42 мы показали эти отношения для метеоритов, альпинотипных гипербазитов юга Сибири (138 анализов), кимберлитов Якутии (339 анализов), среднего состава базальтов и гранитов (по Дэли). Как видно из графика, отношения SiO_2 к MgO для альпинотипных гипербазитов, кимберлитов и различных по

типу метеоритов очень близки между собой, тогда как в базальтах и гранитах эти отношения повышаются соответственно в 8—80 раз. Эти факты также до известной степени указывают на источник вещества, из которого возникла глубинная перидотитовая магма, породившая породы альпинотипных гипербазитов.

Одной из дискуссионных сторон сложной проблемы генезиса альпинотипных гипербазитов является вопрос о характере становления гипербазитовых массивов. Решение этого вопроса осложняется тем, что наблюдаемые в природе явления, связанные с процессом формирования массивов альпинотипных гипербазитов, вступают в противоречия с результатами экспериментальных исследований магнезиального силикатного расплава, который наиболее близко отвечает составу глубинной перидотитовой магмы. Эти противоречия сводятся главным образом к тому, что при изучении гипербазитовых массивов исследователь прежде всего сталкивается с фактом почти полного отсутствия каких-либо следов контактового воздействия внедрившейся перидотитовой магмы на породы вмещающей ее рамы, в то время как данные экспериментальных исследований совершенно определенно свидетельствуют, что даже водный магнезиальный силикатный расплав обладает такими температурами, которые не могут не оставить след в породах, слагающих вмещающую магмы камеру. Это положение достаточно подробно рассматривается в статье Н. Л. Добрецова (1964), и поэтому здесь нет смысла обсуждать его вторично. Надо сказать, что отмеченные выше противоречия между наблюдаемыми в природе фактами и результатами экспериментальных исследований послужили основанием для ряда исследователей не соглашаться с гипотезой магматического происхождения альпинотипных гипербазитов и искать иных путей решения вопроса.

В настоящее время в литературе, обсуждающей вопросы формирования и генезиса ультраосновных массивов альпинотипных гипербазитов, довольно отчетливо намечаются три тенденции. Сторонники одной из них последовательно отстаивают магматическое происхождение альпинотипных гипербазитов, доказывая внедрение перидотитового расплава в силикатную оболочку Земли. Представители второй точки зрения, пытаясь обойти осложнения, вызываемые отсутствием термального метаморфизма во вмещающих гипербазитовых массивах породах, обосновывают вторжение холодных твердых блоков субстрата верхней мантии в земную кору, и, наконец, третья — наиболее малочисленная группа исследователей старается доказать метаморфическую природу пород альпинотипных гипербазитов. Надо заметить, что все три точки зрения на происхождение гипербазитов и характер становления ультраосновных массивов не лишены слабых сторон и не могут без известных трудностей и гипотетических допущений объяснить всю сумму природных фактов, с которыми имеет дело исследователь, изучающий альпинотипные гипербазиты.

Наиболее серьезным препятствием для принятия гипотезы о магматическом генезисе гипербазитов обычно считаются факты либо полного отсутствия проявлений контактового метаморфизма, либо очень слабого

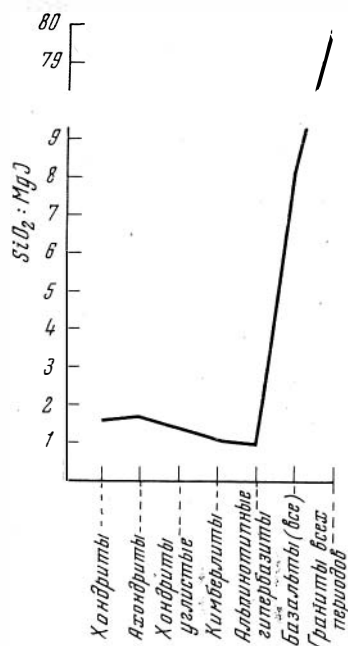


Рис. 42. Отношение кремнекислоты к магнию в метеоритах и различных типах интрузивных горных пород

воздействия перидотитовой магмы на вмещающие гипербазитовые массивы породы. Действительно, эти факты трудно объяснить, если считать, что высокотемпературный существенно магнезиальный силикатный расплав кристаллизовался на месте залегания гипербазитовых массивов. Что же касается второго возражения против данной гипотезы, сущность которого сводится к тому, что магма перидотитового состава вообще не может существовать в природе, как это полагают, например, Н. П. Боуэн и О. Ф. Таттл (1950), то оно нам кажется несостоятельным, хотя бы потому, что примеры наличия вулканогенных пород, химический состав которых отвечает перидотитам, теперь уже хорошо известны. Можно напомнить о существовании меймечитов на северо-западе Сибирской платформы (Моор, Шейнманн, 1960), о наличии вулканогенных пород перидотитового состава на острове Кипр (Gass, 1958), на Урале (Смирнов, Кухаренко, 1960), на Гебридских островах и в Западной Гренландии (Drever, Johnstone, Thomas, 1961).

Гипотеза проникновения в силикатную оболочку Земли сухих твердых блоков вещества верхней мантии, о чем теперь все больше пишут (Roever *et al.*, 1957; Regan, 1959, 1963; Москалева, 1961; и др.), не может удовлетворительно объяснить наблюдаемые в ряде случаев явления дифференциации в гипербазитовых массивах (Непомнящих, 1959; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955; Добрецов, 1963; и др.) и гораздо чаще встречающиеся неоднородности петрографического состава последних. Не находит объяснения с этих позиций устанавливаемая в ряде случаев закономерная ориентировка главного порообразующего минерала пород альпинотипных гипербазитов — оливина в отношении первичной их полосчатости, так как такая ориентировка может возникнуть лишь в случае движения текущей массы. Подобная ориентировка зерен оливина была выявлена недавно Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецовым (1965) при исследовании гарцбургитов массива Пай-Ер на Урале. Не согласуется с представлениями о холодном вторжении твердых блоков вещества мантии в земную кору и результаты исследования С. С. Зимина (1963, 1965), согласно которым имеет место закономерное изменение химического состава хромшпиннелидов в зависимости от глубины эрозионного среза гипербазитовых массивов. Кроме того, следует иметь в виду, что известные факты тектонической нарушенности контактов гипербазитовых массивов при внимательном изучении последних большей частью обнаруживают незначительную вертикальную амплитуду перемещения блоков вдоль контактовых поверхностей. Наконец, как это следует из приведенной выше характеристики гипербазитовых массивов и ранее опубликованных работ (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955, 1958), явление тектонически «сорванных контактов» устанавливается далеко не в каждом массиве ультраосновных пород.

Учитывая эти противоречащие обсуждаемой гипотезе факты, Ф. Рост (Rost, 1959) выдвинул компромиссную концепцию. Он допускает возможность существования жидкой перидотитовой магмы, но только вне области плутонических, интрузивных и вулканических процессов. По его мнению, гипербазитовые массивы в том виде, в котором мы наблюдаем их на современных эрозионных срезах, были сформированы на больших глубинах в пределах верхней мантии, где, как он полагает, имеет место дифференциация перидотитовой магмы. Вторжение же дифференцированного перидотитового субстрата в земную кору осуществляется в виде твердых блоков под большим давлением, которому подвергаются не только интрузирующий блок перидотита, но и вмещающие его породы, перемещающиеся вверх вместе с блоком. Правомочность изложенной концепции может обсуждаться лишь для тех случаев, когда анализ геологической обстановки района распространения гипербазитов выявляет наличие перемещенных вверх тектонических клиньев, содержащих в своем составе

гипербазитовые массивы и линзы. Следует отметить, что аналогичная геологическая ситуация встречается и в исследованных нами районах юга Сибири. В частности, в районе Теректинского гипербазитового пояса в Горном Алтае, где тектонические блоки нижекембрийского пород интродуцированных линзами гипербазитов находятся в вынужденном контакте среди девонских толщ. Однако это лишь частные и довольно редко встречающиеся случаи. Таким образом, и сформулированный Ф. Ростом обновленный вариант гипотезы вторжения твердых блоков перидотитового субстрата, не может быть принят для объяснения генезиса и механизма становления интрузий альпинотипных гипербазитов.

Обратимся теперь к третьей гипотезе, сторонники которой пытаются доказать метасоматическое происхождение пород, слагающих массивы альпинотипных гипербазитов.

В настоящее время накопился большой материал, свидетельствующий о том, что при определенном сочетании геологических факторов в природе возникают ультраосновные породы, метасоматическая природа которых не вызывает сомнения. В отечественной литературе примеры образования метасоматических гипербазитов с различной степенью достоверности описаны в работах Г. М. Виноградской (1954, 1957); М. И. Юдина (1959); Г. В. Пинус, Ю. Н. Колесник (1960); А. Г. Бакирова (1961); А. А. Ефимова, Л. П. Ивановой (1963) и др. Однако авторы этих работ, описывая конкретные примеры возникновения метасоматических дунитов, перидотитов и пироксенитов, всегда подчеркивали, что эти метасоматические образования имеют апогипербазитовую природу. Кроме того, из существа большей части отмеченных работ совершенно не следует, что их авторы склонны объяснять происхождение всей массы гипербазитов складчатых областей только метасоматическим путем. Наоборот, описывая, например, метасоматические пироксениты Тувы, мы акцентировали внимание читателя на то, что подобного типа образования встречаются редко, возникают в сравнительно небольших объемах и в общем балансе альпинотипных гипербазитов играют незначительную роль. Вместе с тем, нередко сторонники обсуждаемой гипотезы как у нас, так и за рубежом, используют эти и подобные им частные примеры в подтверждение правомерности своей точки зрения о происхождении всей массы гипербазитов только метасоматическим путем. Поэтому, если мы исключим из числа сторонников гипотезы метасоматического происхождения гипербазитов лиц, которые попали в число сочувствующих этой гипотезы по недоразумению, а на самом деле не имеют к ней никакого отношения, то ортодоксальных трансформистов оказываются единицы. Уже одно это обстоятельство свидетельствует о слабости их позиций.

Наиболее последовательными сторонниками этой гипотезы за рубежом следует считать Авиаса (Avias, 1949, 1955). У нас упорно пропагандирует ее С. В. Москалева (1960₁, 1960₂, 1962, 1964). Критический разбор аргументации Авиаса, которую он приводит в доказательство метасоматического генезиса гипербазитов Новой Каледонии, дан нами ранее (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958), поэтому здесь нет смысла повторять его вновь. Напомним только, что с нашей точки зрения доводы Авиаса оказались несостоятельными. Что же касается многочисленных работ С. В. Москалевой, в которых она настойчиво отстаивает метасоматическую природу как альпинотипных гипербазитов, так и ультраосновных дериватов базальтовой магмы, то противоречивость системы ее доказательств и несоответствие некоторых исходных положений с природными фактами недавно обстоятельно была раскрыта П. П. Смолиным (1964), а также П. М. Татариновым, В. Р. Артемовым и др. (1965). Поэтому мы ограничимся лишь некоторыми критическими замечаниями. Напомним, что в соответствии с представлениями С. В. Москалевой типоморфные породы альпинотипных гипербазитов — гарцбургиты и дуниты возникают

в результате явлений магмиевого метасоматоза за счет существенно энстатитового (разрядка наша.— Г. П.) субстрата верхней мантии. В более высоких зонах вновь возникшего дунит-гарцбургитового субстрата проявляется кальциевый метасоматоз, который приводит к образованию менее распространенных среди альпинотипных гипербазитов разновидностей пород — лерцолитов и диопсидитов. Последние, в свою очередь, являются исходным субстратом для образования пород пироксенито-габбровой ассоциации. Преобладающие там габброиды появляются в результате алюминиевого метасоматоза, обуславливающего явления фельдшпатизации диопсидитов. С. В. Москалева подчеркивает, что все эти процессы связаны в единый непрерывный цикл, этапы которого закономерны и представляют собой последовательно сменяющие друг друга стадии единого процесса породообразования. Оставляя на совести автора возможность проявления в широких масштабах последовательно сменяющих друг друга волн различного по характеру метасоматоза, в том числе и алюминиевого, мы не можем не обратить внимание на ее заблуждение относительно состава субстрата верхней мантии. Прямые наблюдения над вероятными отторженцами вещества верхней мантии — ультраосновными ксенолитами кимберлитов и ультраосновными включениями в базальтовых лавах со всей очевидностью свидетельствуют о существенно оливиновом, а не энстатитовом составе вещества верхней мантии. Наличие на этих глубинах энстатитового субстрата не согласуется и с существующими там термодинамическими условиями. Далее автор обсуждаемой концепции упускает из виду то обстоятельство, что ультраосновные породы, а тем более габброиды пироксенит-габбровой (по терминологии С. В. Москалевой) ассоциации отличаются от пород альпинотипных гипербазитов не только наличием в их составе алюминия, но также и титана и щелочей. Таким образом, чтобы быть последовательной, С. В. Москалева должна была вслед за алюминиевым метасоматозом допустить еще две волны — титанового и щелочного (натриевого) метасоматоза. Наконец, если все эти волны отражают «единый процесс породообразования» (Москалева, 1964), то возникает вопрос, почему между явлениями кальциевого и алюминиевого метасоматоза происходит столь длительный временной перерыв, во время которого происходят кардинальные геологические события. По данным автора концепции преобразование энстатитового субстрата мантии на Урале происходило до заложения геосинклинали, в отдаленное докембрийское время, а формирование пород пироксенит-габбровой ассоциации — в среднем палеозое, в процессе развития уральской геосинклинали. Все это вместе взятое заставляет нас с большой осторожностью подходить к многочисленным публикациям С. В. Москалевой, в которых излагаются мало обоснованные фактическими материалами идеи. О том, что это так, свидетельствует и дискуссия по проблеме гипербазитов, состоявшаяся на первом Уральском петрографическом совещании, где эта концепция не нашла поддержки (см. Труды совещания).

Приведенный краткий критический разбор существующих представлений о генезисе ультраосновных пород альпинотипных гипербазитов приводит нас к выводу о том, что наиболее удовлетворительно можно будет объяснить всю совокупность явлений, наблюдаемых при изучении альпинотипных гипербазитов, только в том случае, если мы вернемся к гипотезе Н. Л. Боуэна и И. Ф. Шера (Bowen a. Schairer, 1935) об агрегатном состоянии перидотитовой магмы в процессе ее движения в верхние горизонты земной коры. В самом деле, существенно раскристаллизованная масса, содержащая лишь небольшое количество жидкой фазы по сравнению с высокомагнезиальным ультраосновным расплавом, будет иметь несравненно более низкую температуру. Этим самым может быть снято главное противоречие между наблюдаемыми в природе фактами

и результатами экспериментальных исследований, касающееся вопросов контактового метаморфизма пород, вмещающих массивы гипербазитов. Значительно проще объясняются при этом допущении и другие присущие альпинотипным гипербазитам специфические черты, такие, например, как наблюдаемое поразительное однообразие пород и выдержанность вещественного состава последних, слабое проявление дифференциации в ультраосновных массивах, практически полное отсутствие жильной фации в гипербазитовых интрузиях, а равным образом и ряда текстурных и структурных особенностей пород, в том числе и таких, как часто наблюдаемая одноименная ориентировка главного породообразующего минерала — оливина, его деформация, наличие полосчатых текстур и т. д.

Следует напомнить, что возрождающаяся гипотеза Боуэна и Шера получает в настоящее время все большее и большее признание как со стороны отечественных, так и зарубежных геологов. Мы имеем в виду работы Ю. А. Кузнецова (1964), Н. Л. Добрецова (1964), К. Росса, М. Фостера, А. Майера (Ross, Foster, Maers), Г. Тирреля (Tirrel, 1955), Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), и др.

По-видимому, следует признать, что гомогенный высокотемпературный существенно магнезиальный силикатный расплав может существовать только лишь на значительных глубинах в очагах зарождения перидотитовой магмы. При его движении в верхние горизонты земной коры расплав этот в большей своей части достаточно быстро кристаллизуется, в результате чего большую часть пути от магматического очага до места формирования массива движется не однородный силикатный расплав, а кашеобразная масса кристаллов оливина, содержащая существенно водную фазу, в составе которой должна присутствовать кремнекислота и окись хрома.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсентьев Б. Н. Полезные ископаемые и ближайшие задачи учета минеральных ресурсов Бур.-Монг. автономной области. Труды Центр. управл. промышленных разведок. М., в. 2, 1922.
- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— Труды БакНИИ, вып. 2, 1960.
- Арсентьев В. П., Волков Л. С., Копейкина П. В. О взаимоотношениях гранитоидов и гипербазитов Урикско-Онотско-Китойского междуречья (Восточный Саян).— Материалы по геол. и пол. иск. Бурят. АССР, вып. 2(V), 1960.
- Баженов И. К., Нагорский М. П. Геология района г. Красноярская.— Материалы по геол. Красноярск. края, № 1, 1937.
- Бакиров А. Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива.— Труды Первого Уральск. петрогр. совещания. Свердловск, 1963.
- Беззубцев В. В., Волчек И. И. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии.— Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостехиздат, 1963.
- Белов В. П. Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа.— Вестник МГУ, № 1, 1964.
- Белов И. В., Богидаева М. В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья.— Петрография СССР, том II, Изд-во АН СССР, 1962.
- Белостокский И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Труды ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Берзин Н. А., Миссаржевский В. В., Семихатов М. А. Строение киченской свиты в зоне главного разлома Восточного Саяна.— Геология и геофизика, № 2, 1963.
- Берч Ф. Скорость продольных волн в горных породах при давлениях 10 кбар. Сб. статей «Ультразвук в геофизике». Изд-во «Мир». М., 1964.
- Бесова М. В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения.— Сб. «Месторождения редких и малых металлов в СССР», т. I, Изд-во АН СССР, 1939.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Бобриневич А. П. К познанию вещественного состава ультраосновного слоя Земли на основании изучения включений пиропсодержащих ультраосновных пород в кимберлитах.— Геология и геофизика, № 3, 1965.
- Бобриневич А. П., Бондоренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Гостехиздат, 1959.
- Бобриневич А. П., Лупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964.
- Богданович К. И. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1893 г.— Горный журнал, III, 1894.
- Богданович К. И. О сибирских нефритах.— Записки Имп. С.-Петерб. мин. общ-ва. Протоколы заседаний, 1894.
- Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии.— Горный журнал, № 10, 1895.
- Богидаева М. В. Оспинско-Китойский массив гипербазитов (Восточный Саян).— Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, серия геол., в. 16, 1961.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф., Система $MgO-SiO_2-H_2O$.— Сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ. 1950.
- Белинский В. В., Щеглов А. П. Вулканогенно-осадочные формации кембрия Западного Саяна.— Геология и геофизика, № 9, 1965.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б. К вопросу о возрасте гипербазитов Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1954.

- Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1959.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Вестник АН СССР, № 9, 1962.
- Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале.— Доклады АН СССР, т. ХСVII, № 5, 1954.
- Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунит-пегматитов западной полосы гипербазитов Урала.— Геол. сборник ВСЕГЕИ, № 2, 1957.
- Волкояков Ф. К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна.— Труды БакНИИ, вып. 2, 1960.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского края по геологическим и радиологическим данным.— Труды Красноярск. геол. управления. «Геология юго-зап. обрамления Сиб. платформы». Изд-во «Недра», 1964.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Стрижов В. П., Мусатов Д. И. Геохронология Енисейского края.— Докл. сов. геологов, XXII сессия МГК, пробл. № 3, 1964.
- Вологдин А. Г. Геологический очерк района Красноярской гидроустановки на р. Енисее.— Труды ВГРО, вып. 282, 1933.
- Волохов И. М. Гипербазитовые брекчии Центральной Тувы.— Труды ГГИ ЗСФАН, вып. 17, 1956.
- Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: «Магматические формации Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», 1965.
- Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского края.— Советская геология, № 62, 1957.
- Гокоев А. Г. Некоторые месторождения хризотил-асбеста в Змеевском поясе Кытйских гольцов (Вост. Саяны).— Известия Всесоюзного геол. об-ва. М.— Л., 51, вып. 10, 1932.
- Григорьев Д. П. Изоморфизм соединений магния и кальция по данным наблюдений, теории и опыта.— В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», 1946.
- Добрецов Н. Л. Аномальный анализит из жадеитовых пород хр. Борус (Западный Саян) и его генезис.— Геология и геофизика, № 12, 1962.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, альбитов и жадеитов хр. Борус (Зап. Саяны).— Труды Ин-та геол. и геогр., т. 15: «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», № 1, 1963.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов.— Геология и геофизика, № 3, 1964.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Парагенетические типы пироксенов и зависимость их состава от состава и условий образования вмещающих их пород.— Сов. геология, № 12, 1964.
- Додин А. Л. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Магматические формации.— Труды 3-го Всесоюз. петрограф. совещ. Изд-во «Наука», 1964.
- Додин А. Л., Журавлева И. П. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне.— Геология и геофизика, № 6, 1963.
- Додин А. Л., Маньковский В. К. Основные черты стратиграфии восточной части Восточного Саяна.— Советская геология, № 4, 1961.
- Дренов Н. В. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы.— «Тектоника Сибири», Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Егоров Л. С., Гольдбрут Т. Л., Шихорина К. М. Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Елисеев Н. А. Генезис сульфидной медно-никелевой минерализации.— В сб.: «Ультраосновные и основные интрузии Печенги». Изд-во АН СССР, М.— Л., 1961.
- Елисеев Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР.— В сб.: «Проблемы геохимии», вып. 1. Изд-во Львовского ун-та, 1959.
- Ефимов А. А., Иванова Л. П. О некоторых метасоматических явлениях, сопровождающих образование пироксенитовых жил в дунитах.— Докл. АН СССР, т. 148, № 2, 1963.
- Ефимов А. А., Иванова Л. П. Поведение хрома, никеля и кобальта в процессе формирования Кытлымского платиноносного массива.— Геохимия, № 11, 1963.
- Железнова-Панайотова М. Магнезиальная метасоматоза на ультрабазите при с. Брусевцы.— Труды геол. Българ. Серия геохим., минерал. и петрогр., кн. 4, 1963.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. ГОНТИ, 1932.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы.— Вопросы геологии Азии, т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
- Залялеев Р. Ш. Об интрузивных комплексах Красноярского хребта.— Материалы по геологии Красноярского края, вып. 1, 1961.

- Зимин С. С. О составе и парагенезисах хромшпинелидов в ультраосновных породах.— Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Зимин С. С. Некоторые особенности состава и генезиса хромитов.— Геология и геофизика, № 4, 1965.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванов А. Х. Восточное Прикасповье. МНР. Географическое и геологическое описание.— Труды Монг. комисс. АН СССР, вып. 3, 1953.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий Таннуольского комплекса (Тувинская автономная область).— Информ. сборник ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
- Ицкисон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геология рудных месторождений, № 2, 1963.
- Кадик А. А., Хитаров Н. И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды.— Геохимия, № 5, 1965.
- Кен А. Н. Гипербазитовые пояса Тувы.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, № 28, 1960.
- Кен А. Н., Шапошников Г. Н. О послесидурийских ультраосновных интрузиях Тувы.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, № 8, 1959.
- Кириченко Г. И. Тектоника Енисейского края.— «Тектоника Сибири». Изд-во СО АН СССР, т. II, Новосибирск, 1963.
- Книппер А. Л., Костянин Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан.— Известия АН СССР, серия геол., № 10, 1964.
- Кобеляцкий И. А. Геологический очерк верхнего течения рек Урика и Онота.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири, вып. 20, 1947.
- Ковригин С. Геогностические замечания в горах Саянского края.— Горный журнал, ч. III, кн. VII, 1835.
- Ковригина Е. К., Ковригин Ф. К. Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского края в бассейнах рек Верхней и Нижней Сурних, Столбовой и Исаковки.— Информ. сборн. ВСЕГЕИ, № 40, 1960.
- Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Изд-во «Наука», 1965.
- Колесник Ю. Н. К петрографии Оспинского гипербазитового массива (в свете проблемы генезиса гипербазитов).— Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1966.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский А. Ф. Термические исследования водных магнезиальных силикатов Оспинского ультраосновного массива в Восточном Саяне.— Труды Вост. Сиб. фил. АН СССР, вып. 8, 1958.
- Коржинский А. Ф. Скарновые образования в Оспинском гипербазитовом массиве Вост. Саяна.— Записки Вес. минерал. об-ва, 87, в. 3, 1958.
- Корнев Т. Я. Магматические формации южной части Енисейского края.— Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.
- Коротун В. В. О находах гипербазитов в фундаменте Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГГИМС, вып. 14, 1961.
- Кортусов М. П. Петрография интрузивных пород бассейна реки Тюртек.— Труды Томского государственного университета, т. 124, серия геол., 1953.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничения Сибирской платформы.— «Тектоника Сибири». Изд-во СО АН СССР, т. II. Новосибирск, 1963.
- Крылов И. Н., Мануйлова М. М., Митрофанов Р. Т., Никитина Л. П., Хильцова В. А. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна.— В сб.: «Петрография Вост. Сибири», т. II, Изд-во АН СССР, 1962.
- Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Алтае-Саянской горной системы.— Докл. АН СССР, т. LX, № 2, 1948.
- Кузнецов В. А. О возрасте гипербазитовых интрузий Горного Алтая.— Известия АН СССР, серия геол., № 4, 1954.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— В сб.: «Вопросы геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 13, 1963.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука» СО АН СССР, 1965.
- Кузнецов Е. А. Петрографическое описание Соймоновской долины. Гора Карабаш.— Труды Ин-та прикл. минер., № 32, 1927.
- Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска.— Известия Зап.-Сиб. геолого-разведочного треста, т. XII, вып. 2, 1932.
- Кузнецов Ю. А. Енисейский край.— «Стратиграфия СССР». «Нижний докембрий». Госгеолтехиздат, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Куплетский Б. М. Коренное нефритовое месторождение на р. Хара-Жалга в Восточном Саяне.— Докл. АН СССР, июнь, 1926-А.

- Курбатов С. М. Везувиины с берега р. Казнакты в Кумачинских горах на Ю. Урале.— Изв., 1914.
- Курбатов С. М. Предварительный отчет о поездке летом 1914 г. на Ю. Урале.— Труды Геол. Музея Акад. наук, т. III, вып. 3, 1915.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие.— Труды ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
- Лодочников В. Н. Петрология Ильчирско-Мондинского района.— Труды Вост. Сиб. геол. упр., вып. 28, 1941.
- Лопатин И. А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 г.— Зап. Импер. русск. геогр. об-ва по общей географии, XXVIII, № 2, 1897.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— Известия АН СССР, серия геол., № 6, 1950.
- Львов А. В. О геологических исследованиях в Тункинских и Китоиских Альпах.— Советская Азия, № 3—4 и 5—6. М., 1930.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Макаров С. И. Маршрут в районе г. Черная Сопка.— «Путеводитель экскурсии III Всесоюз. петрограф. совещания ЮГ Краснодарского края». Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Маркина М. Г. О типах основных и ультраосновных интрузий Горной Шории.— Труды ВИМС, вып. 2, 1949.
- Милашев В. А., Крутойрский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы.— Труды НИИГА, т. 126, 1963.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана.— Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 80, 1962.
- Михайлов Н. П., Ровша В. С. О влиянии давления на парагенезис ультрабазитов.— Докл. АН СССР, т. 160, № 5, 1965.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, Госгеолтехиздат, 1957.
- Моор Г. Г., Шейнманн Ю. М. Порода из северной окраины Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, т. 51, № 2, 1946.
- Москалева С. В. Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габброндного и гипербазитового состава на Урале.— В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». Изд-во АН СССР, 1960.
- Москалева С. В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала.— В кн.: «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». Госгеолтехиздат, 1960.
- Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала.— Советская геология, № 12, 1962.
- Москалева С. В. К вопросу о генезисе гарцбургитовых комплексов Урала.— В кн. «Первое Уральское петрографическое совещание». Свердловск, 1963.
- Москалева С. В. Проблема верхней мантии и генезис гипербазитов.— Докл. АН СССР, т. 156, № 5, 1964.
- Мусатов Д. И. Некоторые вопросы соотношения Сибирской платформы с ее обрамлением.— «Тектоника Сибири». Изд-во СО АН СССР, т. II. Новосибирск, 1963.
- Налетов П. И. Ультраосновные породы юго-западного Забайкалья.— Матерпалы по геол. и пол. ископ. Бурятской АССР, вып. VI, 1961.
- Налетов П. И., Шалаев К. Л., Деуля Т. Г. Геология Джидинского рудного района.— Труды ВСГУ, вып. 27, Иркутск, 1941.
- Непомнящих А. А. Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива.— Сов. геология, № 9, 1959.
- Никитина Л. П. Региональный метаморфизм архейских образований западной части Хамар-Дабана.— Труды лаборат. геол. докембрия, вып. 8, 1959.
- Никитина Л. П. Гарганская глыба, архей.— «Стратиграфия СССР». «Нижний докембрий». Госгеолиздат, 1963.
- Николаев И. Г. Геологические исследования в СЗ части Северо-Енисейского горного округа, произведенных в 1921 и 1922 гг.— Известия Сиб. отд. Геол. ком-та, IV, выпуск 4, 1925.
- Николаев И. Г. Маршрутные геологические исследования в бассейне правых притоков р. Енисей к северу от р. Гаревки в 1928 г.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та, X, 1929.
- Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1942.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, т. LXVIII, № 5, 1949.
- Офман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— «Тектоника СССР», т. 4, 1959.
- Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации.— В кн.: «Петрография Урала», т. I, 1937.
- Панкратов А. А., Смирнов Г. И. Об олиvine из кимберлитовых трубок Якутии.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 1, 1960.

- Парфенов Ю. И. Интрузивные магматические комплексы Южно-Енисейского края.—Труды Красноярск. геол. управления. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». Изд. «Недра», 1964.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья I.—Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1956.
- Пинус Г. В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей.—Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1957.
- Пинус Г. В. Таннуолюкский интрузивный комплекс (Тува)—Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 6, 1961.
- Пинус Г. В. Кембрийский вулканизм Тувы.—Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 7, 1961.
- Пинус Г. В. Кембрийская гипербазитовая формация юга Сибири. Магматические формации.—Труды 3-го Всесоюзного петрографич. совещания. Изд-во «Наука», 1964.
- Пинус Г. В. О возрасте гипербазитов Восточного Саяна и некоторых вопросах геологии с ним связанных.—Геология и геофизика, № 4, 1964.
- Пинус Г. В. Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий.—Геология и геофизика, № 1, 1965.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы.—Геология и геофизика, № 3, 1960.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Джединский гипербазитовый пояс. Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области.—Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 33, 1963.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А. Закономерности геологического строения и металлогения Алтае-Саянской гипербазитовой формации.—В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы.—Труды Тувинской компл. экспедиции СОПС АН СССР, вып. 2, 1955.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Ориентировка оливина в гипербазитах массивов Борусского (Зап. Саян) и Пай-Ер (Полярный Урал).—Геология и геофизика, № 5, 1965.
- Проводников Л. Я. Карты тектонического районирования вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Ротапринт. Изд-во СО АН СССР. Новосибирск, 1963.
- Пронин А. А. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала. Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала.—Труды I Уральского петрографич. совещания. Свердловск, 1963.
- Радугин К. В. Горная Шория. Кузнецкий Алатау и западная часть Восточного Саяна.—Труды лаборат. докембрия АН СССР, вып. 1, 1952.
- Радугин К. В. О гипербазитах Красноярского края. Мат. по минералог. петрографии и полезн. ископ. Западной Сибири и Красноярск. края.—Издание Томского университета, вып. 2, Томск, 1964.
- Радыгин А. И. Некоторые данные о возрасте гипербазитов ЮВ части Горного Алтая.—Труды Томского ун-та, т. 132, 1954.
- Романов Б. М. К вопросу о развитии уральской палеозойской геосинклинали.—Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 6, 1958.
- Сарманов О. В., Вистелнус А. Б. О корреляции между процентными величинами.—Докл. АН СССР, т. 126, № 1, 1959.
- Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькина В. А. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алакитского района.—Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР.—Сборник ВСЕГЕИ, Л., 1960.
- Семенов Г. Г. Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна.—Материалы по геологии Красноярского края, вып. 1, 1963.
- Семихатов М. А., Хоментовский В. В. Геологические предпосылки бокситоносности вендского комплекса Манского синклиория.—Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., № 3, 1964.
- Сергеевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала.—Мат. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. ГОНТИ, 1960.
- Сивов А. Г. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна.—Труды 1-й научн. конф. по изуч. и осв. произв. сил Сибири. Издание Томского гос. ун-та, т. II, 1940.
- Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна.—Известия Томского политехнического ин-та, т. 74, вып. 2, 1953.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.

- Смирнов Ю. Д., Кухоренко А. А. О перидотитах бассейна р. Улс (Северный Урал) и об отношениях их к группе кимберлитов.— Ученые записки ЛГУ, № 291, 1960.
- Смолин П. П. К трансформистским идеям генезиса гипербазитов и габброндов С. В. Москалевой.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1964.
- Смолянский Е. Н. К металлогении Джидинского рудного района.— Труды 1-го совещания по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского гос. университета, 1949.
- Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов.— Геология и геофизика, № 1, 1960.
- Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме.— Докл. сов. геологов к XXI Межд. геол. конгрессу. Проблема «Гранитогнейсы» Изд-во АН УССР, 1960.
- Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— Геология и геофизика, № 7, 1962.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, т. 158, № 1, 1964.
- Соболев Н. Д. Саянская перидотитово-серпентинитовая полоса.— Труды Ин-та геол. и минер., вып. 4, 1934.
- Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Кытойских Альп (Восточный Саян), часть I, геологич. исследование. Изд-во АН СССР, 1940.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, 1952.
- Соболев Н. Д. О скарнах и хлорито-гранатовых породах.— Зап. Всесоюзного мин. об-ва, 88, № 4, 1959.
- Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых.— Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI, Изд-во АН СССР, 1962.
- Соболев Н. Д. Возрастные и генетические группы ультраосновных массивов Урала и закономерности размещения связанных с ними полезных ископаемых. Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала.— Труды I Уральского Петрографического совещ. Свердловск, 1963.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— Труды ИГН АН СССР, вып. 97, 1948.
- Спичарский Т. Н. Сибирская платформа.— «Геологическое строение СССР», т. III. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Сулоев А. И. Магматизм Восточного Саяна.— Сов. геология, № 6, 1960.
- Татарников П. М., Артемов В. Р., Михайлов Н. П., Румянцева Н. А., Сергневский В. М., Смирнов Ю. Д. О формациях основных и ультраосновных пород Урала (критические замечания о статье С. В. Москалевой).— Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1965.
- Тектоническая карта СССР в масштабе 1:10 000 000 под редакцией А. А. Богданова. 1961.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Трофимов В. С. Новые данные по геологии центральной части Восточных Саян.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., т. 18, 1940.
- Трофимов В. С. Коренные алмазоносные породы иные чем кимберлиты.— Сов. геология, том IX, № 4—5, 1939.
- Труды Первого Уральского петрографического совещания. Свердловск. 1963.
- Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана.— Труды ИГН АН СССР, вып. 92, 1948.
- Удинцов Г. Б. Новые данные о строении дна Индийского океана.— Океанология, вып. 6, т. V, 1965.
- Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. Изд-во АН СССР, 1963.
- Фитенгоф А. Х. Расследование месторождений онотских нефритов.— Отчет Вост.-Сиб. отд. РГО за 1868 г.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Монсеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геология и геофизика, № 10, 1965.
- Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1957.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фацальных зон юго-западной части Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, Изд-во АН СССР, 1960.
- Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнекембрийских отложений западной части Восточного Саяна.— «Региональная стратиграфия СССР», т. 4, Изд-во АН СССР, 1960.
- Черский И. Д. Краткий отчет об исследованиях, произведенных летом 1873 г. в Кытойских и Тункинских Альпах (с картой).— Известия Сиб. отд. РГО, т. IV, вып. 5, 1873.

- Шатров И. Е. Геологическое строение Салаирского кряжа в верховьях рек Алат-бая, Тогул, Бачаты.— Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 39, 1937.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, вып. 3—4, 1932.
- Шестопалов М. Ф. Ультраосновной массив Китайских альп в Восточном Саяне и связанные с ним месторождения (предварительное сообщение).— Труды ЦНИЛК'а треста «Русские самоцветы», сбор. № 4, 1937.
- Шестопалов М. Ф. Новое месторождение нефрита в Восточном Саяне. В кн.: Сборник работ по самоцветам», вып. 5, М.— Л., 1938.
- Шипулин Ф. К. Основные черты геологического строения Монголии.— Сов. геология, № 24, 1947.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А. О распределении никеля в ультраосновных породах Урала.— Геохимия, № 11, 1963.
- Штейнберг Д. С., Соболев И. Д. Формационное деление магматических образований Урала. Магматические формации.— Труды 3-го Всесоюзного петрограф. совещания. Изд-во «Наука», 1964.
- Щукин Н. Краткий обзор поездки на коренное месторождение нефрита — верховья рек Онот и Урик.— Известия Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества, т. 36, 1908.
- Эльдейштейн И. И. К геохимии никеля.— Геохимия, № 7, 1960.
- Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение.— Известия АН СССР, серия геол., № 2, 1959.
- Юдин М. И. Жадентовые и натролитовые породы в гипербазитах хребта Борус (Западный Саян) и их происхождение.— Известия АН СССР, серия геол., № 4, 1963.
- Янко Ярослав. Математико-статистические таблицы. Госстатиздат, 1961.
- Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азир-Тал и бассейна реки Белый Июс.— Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 17, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Ячевский Л. А. О месторождениях нефрита по системам рек Онота и Урика в Иркутской губернии.— Записки Импер. с.-Петербург. минерал. об-ва, ч. 35, в. I, Протоколы засед., 1897.
- Ячевский Л. А. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных в местности, прилегающей к южной части Байкала.— В кн.: «Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской жел. дороги», вып. VII, 1898.
- Ячевский Л. А. Коренные месторождения нефрита.— Вестник Геологического комитета, № 4, 1925.
- Argunni A. Nephrit von Schahidulla — Chodja in Rüen — Lün — Gebbirge. Berlin, Ascher, s. 19, 1883.
- Avias C. Note preliminaire sur quelques observations et interpretations nouvelles concernant les peridotites et serpentines de Nouvelle — Caledonie (secteur central).— Bull. Soc. geol., v. XLVI, № 4, 5, 6, 1949.
- Avias C. Relation mineralogiques et geochimiques entre les serpentines et peridotites de Nouvelle Caledonie, leurs inclusions leurs enclaves, les roches encaissantes. Les échanges de matiers au cours de genese des roches acides et basiques. LXVIII, 1955.
- Benson W. N. The origin of serpentinite, a historical and comparative study.— Am. J. Sci., v. XLVI, № 276, 1918.
- Bloxom T. W. Rodingite from the Girvan — Ballantrae complex, Ayrshire.— Min. mag., v. XXX, № 227, 1954.
- Bowen N. L., Schairer I. F. The sistem MgO, FeO, SiO₂.— Am. Jour. Sci., 5 th. ser., v. 29, 1935.
- Coleman R. G. Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito country, California.— Journ. Petrology, v. 2, № 2, 1961.
- Cornelius H. P. Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer — Julierpa.— Neues Jahrb. Min., 35, 1912.
- Donal M., Ragan. Emplacement of the twin sisters dunite washington.— American Journal of Science, v. 261, № 6, 1963.
- Drever H. I., Johnston R., Thomas C. Ultrabasic liquids.— Nature (Engl.), 192, № 4798, 1961.
- Gass I. G. Ultrabasic pillow Lavas Cyprus.— Geol. Mag., № 3, 95, 1958.
- Grange L. F. On the «rodingite» of Nelson.— Trans. New Zealand. Inst., vol. 58, 1927.
- Green D. H., Ringwood A. E. Mineral assemblages in a model mantle composition.— J. Geophys. Res., № 3, 68, 1963.
- Nelke A. The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district Turkey.— Econ. Geol., vol. 57, № 6, 1962.
- Hess H. H. A primary peridotite magma.— Am. J. Sci., v. 35, № 209, 1938.
- Yoder H. S., Wier C. E. High — Pressure From of Analcite and Free Energy Change with Pressure of Analcite Reactions.— Amer. J. Sci., Brady. vol. 258-A, 1960.
- Kalkowsky E. Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien.— Zeitsch. d. Deutsche Geol. Ges., H. 58, 1906.

- Majer V. Rodingit von Cap Bassit (Nordwestsyrien).—Neues Jb. für Mineralogie, H. 4, 1960 (Monatshäfte).
- Miles K. R. Garnetized gabbros from the Eulaminn a district.—Bull. Geol. Surv. W. Australia, no. 103, pt. 2, 1950.
- Milovanovic C., Karamata S. Über den Diapirismus serpentinitischen Massen.—Rep. 21 ses. Norden, pt. 18, Copenhagen, 1960.
- Morawiecki A. Występowanie skal ultrazasadowych w Mongolskie j Republice Ludowej.—Przegl. geol., 10, No 11, 1962.
- Murgoci G. Über die Einschlüsse von granatvesuvianfels in dem serpentine des Paringu Massif.—Bull. Sci., Bukarest, 9, 1900.
- Müller P. Kalksilikattfelse im Serpentin des Piz Lunghin bei Maloja. Ein Beitrag zur Genese der Rodingite.—«Chemie der Erde», Iena, 1962.
- Noble I. A., Taylor H. P. Correlation of the Ultramafic Complexes of South Eastern Alaska with Those of Other Parte of North America and the World.—Report of the Twenty—First Session, Norden. Part XIII, Copengagen, 1960.
- Regan D. M. The mode of emplacement of the Twin Sisters dunite, Washington.—Geol. Soc. America. Bull., v. 70, 1959.
- Regan D. M. Emplacement of the Twin Sisters dunite, Washington.—American Journ. Science, v. 261, № 6, 1963.
- Rimann E. Nephrit und Carcaro in ultrabasischen Gesteinen.—Fortschritte der Mineralogie, Bd. 23, № 2, S. CXLIX, 1939.
- Roever'de W. R. Sind die alpinotypen Peridotitsmassen vie lleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale.—Geol. Rundschau. v. 46, 1957.
- Rose H., Fromme J. A new occurence of nephrite.—Zentralblatt für Geologie und Mineralogie. Teil A. Stuttgart, 1932.
- Ross C. S., Foster M. D., Maers A. T. Origin et dunite and of olivine—rich inclusions in basaltis rocks.—Amer. Miner., vol. 39, № 9—10, 1954.
- Rost F. Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten.—Freibergen Forschungh, № 58, 1959.
- Tirrel H. V. Distributions of ignecus rocke in Space and time.—Bull. Geol. Soc. America, vol. 66, № 4, 1955.
- Turner F. J. The metamorphic and Intrusiv Bocke of Southern Westland.—Trans. a. proccedings New Zealand. Inst., v. 63, 1933.
- Uhlig I. Nephrit aus dem Harz.—Neues. Jb. Min. Geol., Pal., 11, Band 80, 1910.
- Vinogradov A. P., Dontsova E. I., Chupakhin M. S. [Виноградов А. П., Донцова Е. И., Чупахин М. С.] Isotopic ratios of oxygen in meteorites and igneous rocks.—Geochim. et cosmochim. asta, 18, No 3—4, 1960.
- Watson K. D. Prenitisation of albitite.—Amer. Min., v. 38, 1953.

Химические анализы альпинотипных гипербазитов юга Сибири

ПРИЛОЖЕНИЕ

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	SO ₃	Т. п. п.	Сумма
Д у н и т ы																		
1	40,00	Следы	0,43	1,29	0,49	7,26	0,43	0,25	49,89	Нет	Нет	Нет	0,64	0,04	0,15	—	—	100,72
2	40,15	»	0,16	0,73	0,49	6,55	0,10	0,37	49,74	Следы	0,01	0,05	0,87	0,41	0,14	0,03	—	100,00
3	42,12	Нет	1,17	0,81	0,43	6,24	0,11	0,33	46,85	Нет	0,04	0,19	1,55	0,17	0,15	—	—	100,16
4	40,68	Следы	0,05	0,97	Нет опр.	7,04	0,07	Нет опр.	49,84	0,05	0,08	0,07	—	0,43	—	0,05	1,21	100,26
5	43,22	»	0,87	1,28	»	6,23	0,11	»	46,92	0,35	Нет	Нет	—	0,20	—	—	0,98	100,16
6	43,30	»	0,96	1,58	»	6,03	0,15	»	46,56	0,51	»	»	—	0,10	—	—	0,82	100,01
7	37,28	—	0,96	5,00	—	5,14	0,22	0,17	48,22	0,28	—	0,08	—	0,09	—	—	3,22	100,66
8	39,00	—	1,81	0,64	—	7,24	0,31	0,30	50,46	—	—	0,04	—	0,10	—	—	0,71	100,61
9	42,84	Следы	0,06	2,90	Нет опр.	6,07	0,10	Нет опр.	45,98	Нет обн.	Нет обн.	Нет обн.	—	0,06	—	0,12	0,86	98,99
10	40,15	»	0,16	0,73	0,49	6,55	0,10	0,37	49,74	Следы	—	0,60	—	—	—	—	1,18	100,07
11	41,87	»	2,08	1,20	0,08	6,28	0,16	0,25	45,11	Нет обн.	Нет обн.	Следы	0,26	—	0,92	0,429	2,41	100,75
12	47,69	Нет обн.	0,21	1,51	0,17	5,48	0,13	0,25	41,86	0,10	»	»	0,21	—	1,16	0,477	1,15	100,17
13	41,35	»	1,81	1,73	0,207	6,24	0,11	0,255	47,01	Нет обн.	Следы	»	0,19	—	0,47	0,305	0,86	100,43
14	39,65	0,43	0,69	3,71	0,35	3,60	0,10	0,23	43,42	»	Нет обн.	»	0,29	—	0,31	0,41	7,35	99,65
15	40,81	Следы	0,59	0,85	0,36	5,72	0,12	0,24	46,07	0,55	Следы	»	0,19	—	0,52	0,16	4,47	100,46
16	40,28	Нет обн.	0,38	2,72	0,35	3,80	0,09	0,27	47,29	0,10	»	»	0,11	—	0,18	0,22	4,92	100,60
17	38,72	0,02	0,80	2,76	0,05	2,76	0,16	0,22	42,53	0,50	0,20	0,70	0,44	—	—	—	10,66	100,52
18	36,05	Нет обн.	2,26	5,00	0,33	2,77	0,12	0,29	42,70	Нет	—	Нет	0,76	—	—	—	9,75	100,03
19	39,24	»	0,30	4,07	0,60	4,86	0,14	0,80	42,50	0,60	Следы	Следы	0,22	—	—	—	6,40	99,73
20	38,23	»	2,27	3,61	0,50	4,02	»	Нет опр.	43,52	0,25	Нет опр.	Нет опр.	0,48	—	—	—	6,48	99,36
21	38,32	0,40	2,81	2,05	Нет	5,60	»	Нет обн.	48,76	0,40	Нет обн.	Нет обн.	0,30	—	—	—	1,62	100,26
22	35,32	0,30	3,58	3,94	»	5,03	»	»	45,10	Нет	»	Нет обн.	0,32	—	—	—	4,44	98,63
23	41,10	0,30	1,86	2,30	Нет	5,31	»	»	46,04	»	»	Нет обн.	0,28	—	—	—	2,24	99,73
24	38,37	0,07	0,32	2,96	Нет обн.	5,55	0,17	Нет опр.	47,22	0,66	»	Нет обн.	4,84	—	—	—	—	100,16
25	39,50	0,05	0,36	2,36	»	6,14	0,14	»	49,16	0,75	»	Нет обн.	2,32	—	—	—	—	100,78

(продолжение)

Гарцбургиты

26	40,64	0,04	0,40	1,09	0,31	6,23	0,10	0,30	47,18	0,20	—	0,13	3,57	0,12	—	—	—	100,34
27	41,54	Нет	0,39	2,00	0,46	6,11	—	—	44,88	0,16	0,02	0,16	3,94	0,24	—	—	—	100,22
28	43,58	0,03	0,16	0,17	0,25	7,59	0,27	0,39	46,65	—	—	0,15	—	—	—	—	0,68	99,92
29	41,00	—	0,03	3,39	—	5,49	0,07	—	49,00	0,31	—	0,02	—	0,14	—	—	0,98	100,43
30	42,37	Следы	1,79	0,60	0,135	6,82	0,18	0,225	43,33	0,25	Не обн.	Следы	0,17	—	3,57	0,137	0,52	100,10
31	40,82	»	0,31	1,08	0,205	6,82	0,03	0,305	47,44	Не обн.	»	»	0,21	—	1,36	0,134	0,88	99,65
32	40,34	»	0,90	0,55	0,38	6,35	0,10	0,27	45,35	»	Следы	»	0,17	—	0,64	0,04	5,37	99,95
33	40,30	»	0,37	0,61	0,21	7,19	0,11	0,27	50,64	»	»	»	0,14	—	0,48	0,13	0,31	100,62
34	39,89	Не обн.	0,54	1,72	0,39	6,03	0,12	0,25	45,34	0,35	»	»	0,10	—	0,70	0,26	4,97	100,50
35	39,60	»	1,34	3,72	0,28	4,71	0,13	0,80	42,25	0,40	»	»	0,16	—	—	—	6,38	99,97
36	41,42	»	1,26	4,07	0,50	4,86	0,13	0,80	43,00	0,80	»	»	0,08	—	—	—	3,08	99,97
37	40,65	»	—	2,71	0,35	4,06	0,04	Не обн.	44,64	0,58	0,01	0,05	0,03	—	—	—	6,47	99,59
38	43,43	0,07	1,14	1,33	0,48	6,53	0,17	—	42,66	0,60	0,26	0,02	0,24	—	—	—	2,96	99,90
39	39,66	Не обн.	0,98	3,94	0,40	3,99	0,16	0,35	44,15	Следы	Не обн.	0,06	0,10	—	—	—	5,82	99,61
40	40,72	»	1,22	5,63	—	3,38	—	—	41,57	1,20	—	—	—	—	—	—	6,38	100,10
41	39,74	»	1,16	4,71	0,43	3,59	0,15	0,50	40,13	Следы	Не обн.	Следы	0,70	—	—	—	8,34	99,45
42	39,02	»	0,55	4,69	0,42	3,59	0,08	0,30	42,14	0,15	»	»	0,64	—	—	—	8,34	99,92
43	36,52	0,40	4,36	3,56	0,50	4,17	Не обн.	Не обн.	45,28	0,60	»	Не обн.	0,22	—	—	—	4,58	100,19
44	38,84	0,03	0,62	3,41	Не обн.	5,55	»	»	46,24	0,32	»	»	4,92	—	—	—	—	100,19
45	40,00	0,40	3,71	1,13	0,50	6,74	»	»	44,96	0,50	»	»	Нет	—	—	—	2,12	100,05
46	40,76	Нет	2,71	0,59	0,25	7,18	»	»	45,32	0,20	»	»	0,56	—	—	—	1,96	59,53
47	41,92	»	1,84	2,30	Нет	5,60	»	»	45,61	0,40	»	»	0,30	—	—	—	2,14	100,41
48	42,56	»	3,32	2,62	0,50	4,88	»	»	45,83	0,50	»	»	Нет	—	—	—	0,32	100,53
49	41,21	0,04	0,68	1,60	Не обн.	7,90	0,13	»	43,11	1,31	»	»	—	—	—	—	4,44	100,44
50	38,68	0,40	4,53	Не обн.	Не обн.	6,74	Не обн.	Не обн.	44,87	1,50	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,18	—	—	2,90	99,80
51	38,52	0,40	2,91	1,79	Нет	6,45	»	»	45,10	0,30	»	»	»	0,48	—	—	4,32	100,27
52	39,86	0,05	0,75	3,36	Не обн.	6,50	0,14	Не обн.	42,66	0,77	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	6,27	100,36
53	38,24	0,04	3,21	1,96	»	6,17	Не обн.	Не обн.	42,27	0,20	»	»	0,24	—	—	—	5,08	99,77
54	38,52	0,40	2,51	1,79	Не обн.	6,45	»	»	45,10	0,30	»	»	0,48	—	—	—	4,32	100,27

(продолжение)

55	38,80	Нет	0,07	2,25	Нет	5,89	»	»	47,48	0,40	»	»	0,26	—	—	2,10	100,25
56	40,81	0,05	1,58	0,52	0,52	7,75	0,10	—	41,01	0,28	—	—	0,18	—	—	6,59	99,21
57	43,02	0,05	1,87	1,05	0,36	7,68	0,10	—	43,45	0,74	—	—	0,03	—	—	1,40	99,72
Серпентиниты																	
58	34,83	Следы	0,14	5,01	0,45	1,60	0,11	0,40	39,86	Нет	0,08	—	11,58	0,08	5,80	—	99,94
59	41,20	»	2,26	0,38	—	6,38	—	—	36,82	0,43	0,50	0,35	—	—	—	11,70	99,97
60	40,84	»	2,72	0,92	—	5,75	—	—	37,20	0,30	0,70	0,30	—	—	—	11,39	100,02
61	41,26	»	0,03	2,31	Нет опр.	3,81	0,04	Нет опр.	41,91	2,73	Нет обн.	Нет обн.	—	0,42	—	7,54	100,05
62	38,16	»	0,12	2,60	»	2,12	0,07	»	40,83	2,43	»	0,17	—	0,70	—	13,16	100,36
63	42,40	»	0,87	4,53	»	2,25	0,07	»	38,43	Нет обн.	»	Нет обн.	—	0,22	—	11,66	100,43
64	39,40	»	1,31	5,69	»	1,23	0,09	»	39,84	Нет опр.	»	»	—	0,50	—	13,14	101,20
65	37,36	0,01	1,00	7,02	0,58	0,46	0,06	—	40,00	—	0,17	0,09	—	—	—	12,74	99,49
66	37,00	0,03	2,65	6,06	0,84	0,31	0,07	—	40,56	—	0,11	0,004	—	—	—	12,90	100,53
67	33,84	—	1,84	3,87	—	1,98	0,11	—	39,20	0,15	0,01	—	—	0,51	—	18,26	99,77
68	37,00	—	0,41	7,73	—	—	—	0,18	40,97	—	0,01	—	—	0,49	—	13,32	100,11
69	37,28	0,02	2,72	0,92	—	5,75	—	—	37,20	0,30	0,70	0,30	—	—	—	11,37	95,56
70	35,00	—	0,17	3,00	—	4,64	—	—	36,27	—	0,16	—	—	0,38	4,62	16,70	100,49
71	38,00	Нет обн.	1,10	1,09	0,12	4,76	0,05	0,2	38,64	0,10	Следы	Нет обн.	0,24	—	5,36	10,29	99,98
72	38,02	0,25	1,27	7,85	0,124	5,52	0,24	0,29	34,51	2,05	Следы	»	0,35	—	1,08	8,37	99,97
73	36,65	Следы	0,50	2,01	0,156	4,22	0,16	0,2	40,11	Нет обн.	Следы	»	0,18	—	6,36	9,72	100,29
74	40,73	»	3,10	2,49	0,14	6,92	0,06	0,11	34,42	»	Следы	Следы	0,45	—	1,12	11,20	100,41
75	39,76	—	0,32	4,36	0,56	4,45	0,07	0,62	39,15	—	—	—	0,24	—	—	10,28	99,99
76	38,56	Следы	1,32	5,76	0,92	2,86	0,29	0,24	37,18	0,62	—	—	0,22	—	—	10,96	98,92
77	39,32	»	1,55	4,23	0,86	1,36	0,32	0,28	38,52	0,08	0,20	—	0,40	—	—	12,32	99,44
78	38,72	Следы	1,72	3,83	1,18	3,45	0,16	0,22	35,86	1,52	0,15	—	0,08	—	—	13,05	99,44
79	35,54	»	1,28	3,04	0,72	1,28	0,22	0,21	39,88	—	0,08	—	0,08	—	—	16,76	99,09
80	37,92	0,02	5,18	4,38	—	5,89	—	—	33,48	0,56	—	—	—	—	—	12,03	99,46
81	37,61	0,02	5,91	4,22	—	6,03	—	—	33,62	0,42	0,23	—	—	—	—	12,61	100,67
82	44,63	0,02	5,17	0,92	—	5,45	—	—	31,24	0,56	0,95	—	—	—	—	11,68	100,62
83	42,32	0,11	0,37	0,88	—	5,31	—	—	39,99	—	0,50	—	—	—	—	10,36	99,84
84	37,02	0,02	1,78	2,00	—	5,89	—	—	36,47	2,52	—	—	—	—	—	13,32	99,02
85	42,92	0,07	0,85	2,55	—	4,59	—	—	36,51	0,51	—	—	—	—	—	12,24	100,24

86	42,04	0,05	—	2,32	—	4,74	—	—	37,13	—	0,84	—	—	—	—	—	—	—	13,00	100,12
87	42,72	0,08	1,07	0,52	—	4,74	—	—	37,58	0,16	0,21	—	—	—	—	—	—	—	12,36	99,44
88	40,42	0,11	2,84	4,40	0,76	2,46	0,67	0,16	35,55	0,77	0,09	0,52	0,77	0,10	—	—	—	—	11,96	100,81
89	38,40	0,02	1,35	7,26	—	1,82	0,23	0,14	38,03	0,30	0,05	0,05	0,30	0,50	—	—	—	—	12,60	100,90
90	38,64	0,01	2,64	6,35	—	2,35	0,36	0,14	37,94	0,20	0,05	0,05	0,20	0,08	—	—	—	—	10,54	99,45
91	38,82	0,04	0,78	6,05	—	3,03	0,06	—	40,53	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	10,84	100,29
92	35,60	0,02	1,13	4,63	—	3,98	0,18	0,17	38,93	0,20	0,12	0,12	0,20	0,34	—	—	—	—	14,86	100,46
93	34,70	0,02	0,63	4,33	0,10	3,53	0,27	0,20	39,05	0,35	0,03	0,03	0,35	0,32	—	—	—	—	16,32	100,00
94	40,34	0,02	1,37	5,91	—	2,35	0,30	0,10	37,91	0,30	—	—	—	0,46	—	—	—	0,05	11,34	100,45
95	38,38	0,03	1,70	5,79	—	2,55	0,27	0,16	37,88	0,90	Следы	Следы	0,05	0,50	—	—	—	0,01	12,70	100,87
96	39,36	0,02	2,74	3,93	—	3,34	0,33	0,15	37,18	2,40	0,15	0,05	2,40	0,16	—	—	—	0,01	10,70	100,52
97	43,10	0,05	1,78	3,95	—	5,20	0,33	0,20	34,76	0,60	Следы	Следы	0,60	0,24	—	—	—	—	10,50	100,71
98	38,22	0,05	1,30	7,24	—	2,35	0,23	0,17	36,78	0,10	0,03	0,03	0,10	0,50	—	—	—	—	12,82	99,95
99	38,36	0,06	1,39	5,81	0,23	2,83	0,40	0,20	37,21	0,25	0,03	0,03	0,25	0,64	—	—	—	—	12,19	99,90
100	36,96	0,03	1,51	9,05	0,31	2,71	0,36	0,10	36,28	0,20	0,21	0,21	0,20	0,56	—	—	—	—	11,58	100,36
101	39,49	Не обн.	1,28	3,64	0,38	2,11	0,06	0,24	39,20	0,00	—	—	0,00	0,32	—	—	—	—	13,36	100,08
102	40,13	»	1,86	5,03	0,40	1,40	0,07	0,22	38,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	—	—	—	—	12,40	100,01
103	40,33	»	2,10	3,87	0,30	2,63	0,10	0,21	37,09	0,22	—	—	0,22	0,32	—	—	—	—	12,45	99,62
104	39,47	»	1,61	4,86	0,34	2,81	0,10	0,20	41,50	0,26	0,00	—	0,26	0,48	—	—	—	—	9,07	100,70
105	39,79	»	1,35	5,61	0,35	2,00	0,10	0,22	41,40	0,00	—	—	0,00	0,40	—	—	—	—	9,58	100,90
106	38,81	»	3,20	5,41	0,32	1,51	0,08	0,22	38,40	0,18	—	—	0,18	0,64	—	—	—	—	12,37	101,14
107	40,22	0,10	1,68	5,54	0,54	1,69	0,14	—	35,56	1,20	0,08	0,08	1,20	1,42	—	—	—	—	11,80	100,18
108	35,82	Не обн.	0,06	4,67	0,41	3,02	0,11	0,50	43,10	Следы	Не обн.	Не обн.	Следы	0,16	—	—	—	—	11,64	99,54

(окончение)

115	40,08	—	3,77	4,17	0,25	0,67	0,12	—	31,27	3,77	—	1,00	—	—	—	14,71	99,81
116	40,75	—	0,56	9,34	0,38	0,10	0,13	—	35,60	0,19	—	—	—	—	—	12,77	99,82
117	36,22	0,07	3,00	6,03	0,55	4,45	0,20	0,30	33,85	2,85	—	Следы	0,38	—	—	11,22	99,12
118	37,20	Нет	5,34	5,31	0,25	Нет	Не опр.	Не обн.	40,00	1,20	—	Не обн.	0,18	—	—	10,86	100,21
119	37,00	»	5,97	1,63	Нет	2,73	»	»	39,53	1,40	—	»	Нет	—	—	12,20	100,46
120	40,28	0,02	0,36	4,35	Не опр.	3,50	0,06	—	36,75	0,76	—	»	—	—	—	11,43	99,51
121	40,00	0,07	0,60	4,72	»	4,28	0,10	—	40,78	0,60	—	»	—	—	—	9,44	100,59
122	39,80	0,05	0,85	4,66	»	4,00	0,14	—	40,26	1,56	—	»	—	—	—	8,76	100,08
123	39,50	0,07	0,76	4,67	»	1,90	0,13	—	39,76	0,73	—	»	—	—	—	12,85	100,43

Верхиты

124	42,34	0,05	1,50	0,52	0,60	7,69	0,12	0,18	43,16	3,85	Следы	0,12	0,44	0,18	Нет	0,05	100,81
125	40,97	0,26	2,37	5,71	0,06	7,99	0,23	0,105	32,03	4,75	Не обн.	Следы	0,22	—	0,64	0,031	100,06
126	50,20	Не обн.	0,90	4,24	0,40	2,26	0,13	1,00	36,90	2,10	Следы	Следы	Следы	—	—	2,45	100,58
127	41,06	0,09	1,14	7,66	—	4,52	0,27	0,08	32,11	5,70	0,10	0,30	0,14	—	—	7,20	100,43
128	39,62	Не обн.	2,31	2,38	Не обн.	5,17	0,27	0,23	39,92	1,12	0,06	0,19	0,12	—	—	7,85	99,69

Энстатингиты

129	51,20	0,07	1,23	1,81	Не опр.	5,69	Не опр.	—	36,73	1,75	Не обн.	Следы	—	—	—	1,26	99,88
130	53,20	0,10	2,22	3,01	»	4,20	0,13	—	33,60	1,79	»	»	—	—	—	1,48	99,73
131	50,70	0,05	1,64	2,32	Не опр.	5,41	0,11	—	37,77	0,71	Не обн.	Не обн.	—	—	—	1,70	100,46
132	50,13	0,14	3,36	0,62	0,29	7,91	0,16	0,10	28,97	3,20	Следы	Следы	0,21	—	0,60	4,14	100,28

Дипосидититы

133	45,22	—	0,20	3,72	—	6,93	0,36	—	29,35	13,40	—	0,08	—	0,07	—	0,80	100,13
134	45,98	0,12	6,24	0,18	0,35	5,72	0,11	0,033	21,18	15,97	Следы	Следы	0,13	—	0,24	3,62	99,81
135	49,28	0,24	4,02	5,03	—	2,71	0,20	0,03	19,70	15,46	0,20	0,51	0,24	—	—	1,50	99,17
136	49,94	Не обн.	2,05	3,57	0,21	1,31	0,13	0,25	21,89	18,83	Следы	0,03	0,08	—	—	1,22	99,51
137	49,26	»	2,62	5,82	0,36	0,51	0,16	Следы	20,10	18,50	»	Следы	0,20	—	—	1,90	100,23
138	52,93	Следы	1,60	0,55	0,70	3,60	0,08	Следы	19,49	19,91	Нет	Нет	1,49	0,07	Нет	—	99,98

Примечание к табл.: 1—2. Дунит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. Из колл. М. Ф. Шестопалова; 3. Дунит. Вост. Саян, Улан-Сардыкский массив. Из колл. М. Ф. Шестопалова; 4—5. Дунит. Вост. Саян, Улан-Сардыкский массив. Из колл. В. П. Арсентьева; 6. Дунит. Вост. Саян, Ильчирский массив. Из колл. В. П. Арсентьева; 7. Дунит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. рч. Хархын-Зура. Из колл. М. В. Богidaeовой; 8. Дунит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, рч. Зун-Гол. Из колл. М. В. Богidaeовой; 9. Дунит. Вост. Саян, Улан-Сардыкский массив. Из колл. Л. С. Волкова; 10. Дунит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, басс. рч. Гарлык-Гол. Из колл. Л. С. Волкова; 11. Дунит. Вост. Саян, массив на водоразделе рек Негодка и Путун-Ой (басс. р. Тагул). Из колл. Г. В. Пинуса; 12. Дунит. Вост. Саян, тот же массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 13. Дунит. Вост. Саян, Тагульский массив, лев. борт долины р. Тагул, ниже устья рч. Инджигея. Из колл. Г. В. Пинуса; 14. Дунит. Вост. Саян, Харанурский массив, лев. борт долины рч. Холбо, в 3 км выше устья. Из колл. Г. В. Пинуса; 15. Дунит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, водораздел кл. Змеевикового и следующего к востоку ключа. Из колл. Ю. Н. Колесника; 16. Дунит. Вост. Саян, Харанурский массив, лев. борт долины рч. Баруун-Холбо, в 1,5 км от устья. Из колл. Г. В. Пинуса; 17. Дунит. Джидинский р-он ЮЗ Забайкалья, Харгантинский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 18. Дунит. Зап. Саян, Калнинский массив. Из колл. И. М. Волохова; 19. Дунит. Зап. Саян, Куртушибинский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 20. Дунит. Зап. Саян, Калнинский массив. Из колл. И. М. Волохова; 21. Дунит. Зап. Саян, Борусский массив. Из колл. М. И. Юдина; 22—25. Дунит. Зап. Саян, Борусский массив. Из колл. М. И. Юдина; 26. Гарцбургит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. Из колл. М. Ф. Шестопалова; 27. Гарцбургит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, гора Графитовая. Из колл. В. С. Трофимова; 28. Гарцбургит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, рч. Саган-Сайр. Из колл. М. В. Богidaeовой; 29. Гарцбургит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, рч. Орто-Гол. Из колл. М. В. Богidaeовой; 30. Гарцбургит. Вост. Саян, водораздел между 2-левыми притоками рч. Сараспуль (басс. р. Тагул). Из колл. Г. В. Пинуса; 31. Гарцбургит. Вост. Саян, Тагульский массив, лев. борт долины р. Тагул, ниже устья рч. Инджигея. Из колл. Г. В. Пинуса; 32. Гарцбургит. Вост. Саян, Харанурский массив, вершина горы Хара-Куурай. Из колл. Г. В. Пинуса; 33. Гарцбургит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, водораздел между кл. Змеевиковым и следующим к востоку ключом. Из колл. Ю. Н. Колесника; 34. Гарцбургит. Вост. Саян, Харанурский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 35—36. Гарцбургит. Зап. Саян, Иджимский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 37. Гарцбургит. Зап. Саян, Борусский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 38. Гарцбургит. Тува, Северный правобережный массив долины рч. Сольджер. Из колл. Г. В. Пинуса; 39. Гарцбургит. Тува, Агардагский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 40. Гарцбургит. Алтай, Чаганузунский массив. Из колл. В. А. Кузнецова; 41—42. Гарцбургит. Алтай, Чаганузунский массив. Из колл. В. А. Кузнецова; 43—57. Гарцбургит. Зап. Саян, Борусский массив. Из колл. М. И. Юдина; 58—60. Серпентинит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. Из колл. М. Ф. Шестопалова; 61—62. Серпентинит. Вост. Саян, Ильчирский массив. Из колл. В. П. Арсентьева; 63. Серпентинит. Вост. Саян, Харанурский массив. Из колл. В. П. Арсентьева; 64. Серпентинит. Вост. Саян, Ильчирский массив. Из колл. В. П. Арсентьева; 65. Серпентинит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. Из колл. М. В. Богidaeовой; 66 и 68. Серпентинит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, кл. Змеевиковый. Из колл. М. В. Богidaeовой; 67. Серпентинит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, рч. Орто-Гол. Из колл. М. В. Богidaeовой; 69. Серпентинит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, рч. Хархын-Зура. Из колл. М. В. Богidaeовой; 70. Серпентинит графит-содержащий. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. Из колл. М. В. Богidaeовой; 71. Серпентинит. Вост. Саян, кл. Могильный (басс. р. Б. Бирюсы). Из колл. Г. В. Пинуса; 72. Серпентинит. Вост. Саян, Янгозинский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 73. Серпентинит. Вост. Саян, водораздел между кл. Мельничным и следующим к востоку ключом, правым притоком р. Хормы (басс. р. Б. Бирюсы). Из колл. Г. В. Пинуса; 74. Серпентинит. Вост. Саян, Правый борт долины р. Оки, против устья рч. Боксон. Из колл. Г. В. Пинуса; 75. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, лев. берег рч. Сохюрты. Из колл. Т. Т. Деуля; 76—78. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, кл. Хутул-Бурун-Убур. Из колл. М. В. Богidaeовой; 79. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, пада Боршагор. Из колл. М. В. Богidaeовой; 80. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, водораздел рек Цакирка-Джида. Из колл. Т. Т. Деуля; 81. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, водораздел рек Цакирка-Джида в р-оне Тарбогатайского местор. Из колл. Т. Т. Деуля; 82. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, там же. Из колл. Т. Т. Деуля; 83. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, рч. Тотхолта. Из колл. Т. Т. Деуля и М. С. Можаровского; 84. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, водораздел рек Оронгодой-Цакирка. Из колл. Т. Т. Деуля и М. С. Можаровского; 85. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, р. Дархинтуй. Из колл. Т. Т. Деуля и М. С. Можаровского; 86. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Дархинтуйский массив. Из колл. Т. Т. Деуля и М. С. Можаровского; 87. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Дархинтуйский массив. Из колл. Т. Т. Деуля и М. С. Можаровского; 88. Серпентинит.

Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, верховья рч. Биту-Джида. Из колл. Б. Н. Одо-кий; 89. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Убуринкурский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 90. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Хан-гарульский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 91. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, там же. Из колл. Г. В. Пинуса; 92. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Харгантинский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 93. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, верховья рч. Бельчир. Из колл. Г. В. Пинуса; 94. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Цаганморинский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 95. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Убуринкурский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 96. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Дархинтуйский массив, устье р. Бартой. Из колл. Г. В. Пинуса; 97. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Дархинтуйский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 98. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Дархинтуйский массив, падь Талакта. Из колл. Г. В. Пинуса; 99. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Убуринкурский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 100. Серпентинит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Убуринкурский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 101—102. Серпентинит. Зап. Саян, Петуховский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 103. Серпентинит. Зап. Саян, Шадатский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 104. Серпентинит. Зап. Саян, Калнинский массив. Из колл. И. М. Волохова; 105. Серпентинит. Зап. Саян, Гремучинский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 106. Серпентинит. Зап. Саян, Шадатский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 107. Серпентинит. Тува, ср. течение р. Шурмак, выше устья Улуг-Кускунг-Хем. Из колл. Г. В. Пинуса; 108. Серпентинит. Тува, Кодейский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 109. Серпентинит. Тува, Шагонарский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 110. Серпентинит. Тува, Актотракский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 111. Серпентинит. Алтай, Чаганузунский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 112. Серпентинит. Алтай, Курайский массив. Из колл. В. А. Кузнецова; 113—114. Серпентинит. Алтай, Хр. Ковак-Тайга. Из колл. В. А. Кузнецова; 115. Серпентинит. Салаир, кл. Белнинка, басс. р. Шалоп. Из колл. И. М. Волохова; 116. Серпентинит. Салаир, р. Яма, ниже дер. Еланды. Из колл. И. М. Волохова; 117. Серпентинит. Салаир. Из колл. И. М. Волохова; 118—123. Серпентинит. Зап. Саян, Борусский массив. Из колл. М. И. Юдина; 124. Верлит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. Из колл. М. Ф. Шестопалова; 125. Верлит. Вост. Саян, Янгозинский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 126. Верлит. Зап. Саян, Иджимский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 127. Верлит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, массив, расположенный севернее Хурайцакирского тела. Из колл. Г. В. Пинуса; 128. Верлит. Зап. Саян, Борусский массив. Из колл. М. С. Захарова; 129—131. Энстатит. Зап. Саян, Борусский массив. Из колл. М. И. Юдина; 132. Энстатит. Денжегурский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 133. Диопсидит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив, рч. Орто-Гол. Из колл. М. В. Богдаевой; 134. Диопсидит. Вост. Саян, правый борт долины р. Оки, против устья р. Боксон. Из колл. Г. В. Пинуса; 135. Диопсидит. Джидинский р-он юго-зап. Забайкалья, Убуринкурский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 136. Диопсидит. Тува, Хопсекский массив. Из колл. Г. В. Пинуса; 137. Диопсидит. Салаир. Из колл. И. М. Волохова; 138. Диопсидит. Вост. Саян, Оспинско-Китойский массив. Из колл. М. Ф. Шестопалова

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Г л а в а I. Гипербазитовые пояса юга Сибири	5
Енисейский кряж	6
Восточный Саян	16
Юго-Западное Прибайкалье	51
Кузнецкий Алатау	64
Тува	69
Западный Саян	76
Горный Алтай	79
Салаир	85
Г л а в а II. Петрографическая характеристика гипербазитов и апогипербазитовых образований	90
Г л а в а III. Петрохимическая характеристика и некоторые вопросы геохимии альпинотипных гипербазитов юга Сибири	150
Г л а в а IV. Тектоническое положение альпинотипных гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий	163
Г л а в а V. Время и место интрузий альпинотипных гипербазитов в геологической истории геосинклинальных областей	171
Г л а в а VI. Некоторые генетические вопросы, связанные с проблемой гипербазитов	181
Литература	196
Приложение	204

*Георгий Владимирович Пинус
Юрий Николаевич Колесник*

Альпинотипные гипербазиты юга Сибири

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР*

Редактор *А. М. Пергамент*
Художник *К. М. Егоров*

Технический редактор *Ф. М. Хенох*

Сдано в набор 15/IX 1966. Подписано к печати 19/XII 1966 г.

Формат 70 × 108^{1/16}. Печ. л. 13,25+2 вкл.

Усл. печ. л. 14,35+2 вкл. Уч.-изд. л. 18,5. Тираж 1000 экз. Т-15787.

Изд. 1260/66. Тип. зак. 6387.

Цена 1 р. 37 к.

Издательство «Наука»,
Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21
2-я типография Издательства «Наука».
Москва, Г-90, Шубинский пер., 10