АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 479

А. К. СИБИЛЕВ

ПЕТРОЛОГИЯ И АСБЕСТОНОСНОСТЬ ОФИОЛИТОВ

(на примере Иджимского массива в Западном Саяне)

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук проф. Н. Л. Добрецов

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1980

УДК 553.676(235.223)

Сибилев А. К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне).— Новосибирск: Наука, 1980. 213 с.

Характеризуется геологическое строение, вещественный состав горных пород каледонской офиолитовой ассоциации, главным образом ультрабазитов Иджимского массива, в пределах которого расположено крупное Саянское месторождение хризотил-асбеста. Описаны дунит-гарцбургитовый комплекс, серпентиниты, диопсидиты, тремолититы, нефриты, хлорититы и габброиды. Приводится детальная характеристика породообразующих, рудных и гипергенных минералов. Освещены петрохимические и геохимические особенности офиолитов, что позволило выявить ряд петрохимических критериев оценки потенциальной хризотил-асбестоносности альпинотипных гипербазитов.

Детально описано Саянское месторождение хризотил-асбеста; критически рассмотрены существующие взгляды на источник растворов при серпентинизации и асбестообразовании.

Монография рассчитана на геологов, петрографов, минералогов, геохимиков, специалистов по магнезиальным полезным ископаемым.

С $\frac{20805 — 751}{055(02) — 80}$ 380.79.1904020000.

© Издательство «Наука», 1980.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Офиолитовый комплекс, как известно, включает ассоциацию пород, состоящую из гипербазитов, габброидов, плагиогранитов, серии диабазовых даек и спилитов, переслаивающихся с радиоляритами и пелагическими осадками.

Огромное внимание, уделяемое в последние годы геологами всего мира этому комплексу, связано в первую очередь с «...ключевым положением пород офиолитовой ассоциации в гипотезе новой глобальной тектоники, которая рассматривает офиолиты, как океаническую кору, формирующуюся в зонах спрединга» (Пейве и др., 1977, с. 4).

Офиолиты также интересны и тем, что с ними связаны разнообразные полезные ископаемые (асбест, хром и др.), имеющие большое народнохозяйственное значение.

После работ Н. Л. Добрецова (1974 г.) и А. Миасиро (Miyashiro, 1975) стали различать по геолого-структурным и петрохимическим признакам несколько типов офиолитовых комплексов. Особый интерес среди них представляют асбестоносные офиолиты.

Настоящая монография посвящена офиолитам центральной части Куртушибинского хребта (Западный Саян). Главное внимание уделено исследованию вещественного состава ультрабазитов Иджимского массива, с которым связано крупное Саянское месторождение хризотилового асбеста.

Офиолиты района Иджимского массива в разные годы изучали Г. В. Пинус, А. Г. Сивов, В. Д. Томашпольская, В. П. Еремеев, А. К. Сибилев, Н. Л. Добрецов, Л. Г. Пономарева, Н. Н. Херасков, Ю. В. Смирнов, О. З. Алиева, А. И. Гончаренко, Р. В. Колбанцев и многие другие геологи.

Проведенные нами в 1964—1977 гг. геолого-петрографические исследования Иджимского массива позволили более детально изучить его геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав, асбестоносность и взаимоотношения ультрабазитов с вмещающими породами.

Рукопись была прочитана докторами геолого-минералогических наук В. В. Велинским, К. К. Золоевым, кандидатами геолого-минералогических наук Г. И. Бурдом, А. И. Гончаренко, Ф. П. Лесновым, Л. Г. Пономаревой. Всем упомянутым товарищам, а также коллегам по совместной работе в Тувинской ГРЭ КГУ автор выражает свою искреннюю благодарность.

Автор особенно признателен профессору Н. Л. Добрецову — руководителю работы и редактору этой книги.

Глава 1

ГЕОЛОГИЯ ИДЖИМСКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА

Иджимский ультрабазитовый массив расположен в центральной части Куртушибинского хребта, входящего в систему горных хребтов Западного Саяна. В административном отношении массив находится на границе Тувинской АССР и Красноярского края. Он дренируется р. Стерлик и левыми притоками р. Ус (система Енисея) — речками Узюп, Иджим, Омул, Ореш и Коярд.

Описываемый массив — один из крупнейших в Алтае-Саянской складчатой области, он протягивается с юго-запада на северо-восток на 60 км при средней ширине 3 км и максимальной — 8 км. Площадь массива 180 км^2.

В орографическом отношении район Иджимского массива представляет собой горно-таежную местность с превышениями, достигающими 600 м.

Наиболее стойкими к процессам денудации являются габброиды, слагающие высокогорную гольцовую область Куртушибинского хребта. Здесь широко развиты безлесные ровные и полого-холмистые площадки (шириной до 1км), представляющие собой остатки древней выровненной поверхности, сохранившиеся на высотах 1900—2000 м в районе водораздела рек Ореш и Коярд и 1600—1700 м — в бассейне р. Иджим. На склонах хребта в северной части массива широко развиты кары, разделяемые узкими зубчатыми гребнями с крутыми стенками высотой до 400 м. Долины водотоков, берущие свое начало из каров, носят троговый характер и обычно имеют крутой уклон, часто встречаются небольшие водопады (см. Приложение 1, фиг. 1).

Для ультрабазитов типичен среднегорный эрозионно-денудационный рельеф. Перидотиты, наблюдаемые во внутренней части Иджимского массива, образуют крупные сопки, отдельные горы и скалистые гребни. Серпентиниты, поддающиеся процессам эрозии легче, чем перидотиты, слагают пониженные участки рельефа — подножия склонов гор, котловинки, долины речек и распадков. Эрозионные процессы наиболее интенсивно проявлены вдоль северо-западного контакта массива, который проходит по руслам и долинам рек и ручьев (руч. Сатпый, р. Блялик и т. д.).

Иджимский массив сравнительно легко доступен, через среднюю, наиболее широкую, его часть (р. Иджим) проходит Усинский автомобильный тракт, соединяющий города Абакан и Кызыл.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Иджимский ультрабазитовый массив входит в состав Куртушибинского (Саяно-Тувинского) офиолитового пояса, расположенного среди каледонид Западного Саяна. Офиолиты этого пояса слагают крупную по-

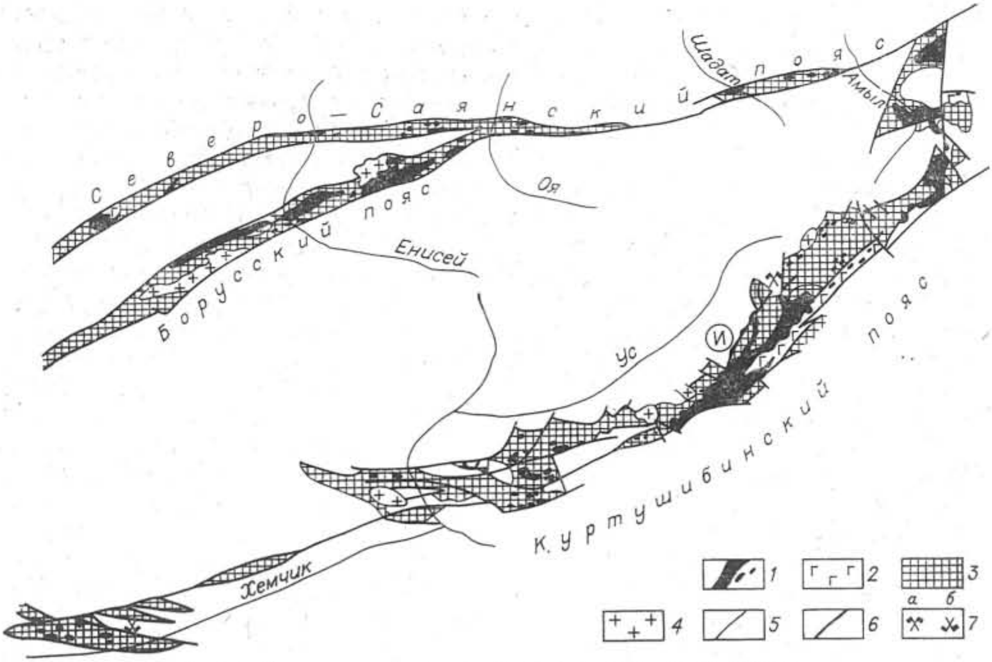


Рис. 1. Схема размещения офиолитов Западного Саяна.

1 — ультрабазиты; 2 — габброиды, комплекс параллельных даек; 3 — спилит-диабазовая формация, углисто-кремнистые сланцы (чингинская свита); 4 — посторогенные граниты нижне-среднедевонского возраста; 5 — геологические границы; 6 — важнейшие разломы; 7 — месторождения хризотил-асбеста (*а* — разведываемые, *б* — эксплуатируемые).

лосу размером по длинной оси 320 км при ширине, колеблющейся от 5 до 20 км (рис. 1).

На северо-западе офиолиты надвинуты под углом 40—60° на отложения амыльской свиты условно среднекембрийского (Херасков, 1970, 1975) или, скорее всего, протерозойского (Добрецов, Пономарева, 1976, 1977) возраста. Плоскость надвига падает на юго-восток. Надвиг местами маркируется телами серпентинитов, которые представлены тонкими (до 200 м) пластинами, зажатыми и растащенными вдоль поверхности дизъюнктива. Амыльская свита сложена альбит-эпидот-хлоритовыми, карбонат-эпидот-альбитовыми ортосланцами, кварц-карбонат-хлоритовыми и кварц-серицит-хлоритовыми парасланцами. Изредка встречаются гематитсодержащие кварциты. Для амыльской свиты характерна напряженная складчатость. Складки здесь часто опрокинуты на северо-запад с падением крыльев на юго-восток под углом 60—80°. Мощность свиты 1300 м.

Кое-где вдоль северо-западного края офиолитовой полосы распространены (бассейн рек Узюп и Коярд) нижнекембрийские отложения терешкинской свиты (Щеглов, Волков, 1970), обособленной от офиолитов разломами. В бассейне р. Коярд ее отложения залегают в ядре синформной складки (Херасков, 1975, 1976). В состав терешкинской свиты входят зеленовато-серые и красно-лиловые кремнеподобные алевролиты и кремни, зелено-серые туфопесчаники, туфоконгломераты, а также водорослевые известняки, бордово-красные и серые порфириты и их туфы. Вулканиты этой свиты принадлежат к порфиритовой формации, отвечающей по составу среднему базальту по О. Р. Дэли (Велинский, 1968). В известняках терешкинской свиты обнаруживается комплекс водорослей санаштыкгольского горизонта ленского яруса нижнего кембрия (сборы Я. В. Сарбаа, определение Л. Н. Кашиной).

Полоса выходов офиолитов с юго-востока, в районе Иджимского массива, ограничена разломом, отделяющим от нее нижне-среднекембрий-

ские отложения аласугской свиты (Чучко и др., 1969). Эта свита слагает непрерывную полосу шириной 4—10 км, протягивающуюся вдоль юго-восточного склона Куртушибинского хребта. Свита представлена зелеными и серо-зелеными метаморфизованными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, а также глинисто-кварц-хлоритовыми, серицит-карбонатными и лиловыми гематито-глинистыми, гематито-кремнистыми сланцами. В гальке конгломератов присутствуют кварциты, плагиограниты, обломки кварца. В протолочках из грубозернистых песчаников обнаруживаются зерна хромшпинелида. Терригенные отложения аласугской свиты смяты в линейные складки северо-восточного простирания. В бассейне р. Стерлик наблюдается опрокидывание складок на юго-восток, что установлено при геологической съемке масштаба 1:50 000, выполненной в 1973 г. под руководством Я. В. Сарбаа. Углы падения крыльев таких складок колеблются от 50 до 85°. Мощность свиты более 1700 м.

Силурийские отложения (шиштыкская свита) слагают в районе Иджимского массива широкие и пологие мульды, с падением крыльев 10—30°, редко 45°. Мульды сложены зеленовато- и лилово-серыми песчаниками. Мощность свиты около 1100 м.

В северо-западной краевой зоне офиолитового пояса местами (бассейны рек Узюп, Синтерба) формировались нижне-среднедевонские гранитоиды буйбинского интрузивного комплекса. Размеры массивов гранитоидов на рассматриваемой площади обычно невелики (от 2 до 70 км^2). Форма тел изометричная. Крупные и мелкие гранитные массивы окружены широкими полями роговиков. Минеральный состав гранитов обычно следующий: кварц (25—30%), плагиоклаз (25%), представленный альбит-олигоклазом (№ 9—25), микроклин-пертит (20—25%), биотит (до 5,0%), роговая обманка (до 2%). Акцессории представлены апатитом, магнетитом и циртолитом, вторичные минералы — альбитом (до 3%), флюоритом (до 2%) и каолином. Химический состав гранита (вес. %): SiO_2 — 75,0; TiO_2 — 0,15; Al_2O_3 — 12,60; Cr_2O_3 — 0,03; Fe_2O_3 — 1,3; FeO — 0,79; MnO — 0,020; MgO — 0,90; CaO — 0,69; Na_2O — 3,80; K_2O — 4,20; P_2O_5 — 0,083; S — 0,011; п. п. п.— 0,57, сумма — 100,144 (Узюпский массив, обр. 5145, аналитик Ф. Ф. Мухтарова, лаб. Тувинской ГРЭ).

Общий разрез офиолитов в районе Иджимского массива следующий:

1. Ультрабазиты с жилами оливиновых энстатититов, вебстеритов и родингитизированных габброидов. Мощность более 3000 м.

2. Габброиды (плагиоклазсодержащие пироксениты, эвкритовые габбро, габбро-нориты, нормальные габбро). Мощность до 1800 м.

3. Габбро-диабазовый дайковый комплекс. Мощность до 2000 м.

4. Зеленокаменно измененные вулканиты (спилит-диабазовая формация, по В. В. Велинскому, 1968) и кремнистые сланцы чингинской свиты венд-нижнекембрийского возраста (Владимирский, Задорожная, 1967; Щеглов, Волков, 1970; Херасков, 1975; и др.). Мощность 2300 м.

Габброиды слагают узкую (4 км) полосу, прослеженную по простиранию Куртушибинского офиолитового пояса на расстояние около 150 км. Примечательно, что у западного края габброидной полосы нередко обособляются тела гипербазитов, наиболее крупные выходы которых приурочены к тем участкам, где разрывные структуры делают заметный поворот с северо-восточного направления на субмеридиональное (Иджимский и Кызыр-Бурлюкский гипербазитовые массивы).

Основные породы представлены зеленокаменно измененными плагиоклазсодержащими пироксенитами, которые постепенно переходят в диопсид-анортитовые (эвкритовые) габбро, а последние, в свою очередь,— в габбро-нориты. Верхняя часть разреза габброидных пород местами образована нормальными габбро, иногда кварцсодержащими и роговообманковыми (руч. Левый Коярд). Габброиды образовались немного

позднее гипербазитов, прорывают их и в то же время залегают над ними (Добрецов, Пономарева, 1976, 1977). В габброидах широко распространены дайки микрогаббро, габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов. Вслед за Н. Л. Добрецовым мы выделяем эти дайки в особый комплекс базальтоидных даек, соответствующий комплексу параллельных даек в наиболее типичных офиолитовых ассоциациях (Davis, 1971; Moores, Vine, 1971) и в океаническом разрезе на о. Маккуори (Varne et al., 1969).

Строение дайкового комплекса было изучено нами в 1975 г. совместно с Н. Л. Добрецовым в маршруте по безымянному притоку, впадающему справа в руч. Левый Коярд. Здесь, в нижней части разреза габброидных пород (зона плагиоклазсодержащих пироксенитов), базальтоидные дайки слагают отдельные крутопадающие тела, вытянутые в субширотном направлении (рис. 2). Мощность тел 0,3—1,5 м. Среди серпентинитов эти дайки, как и габброиды, обычно превращены в родингиты. С некоторыми родингитами тесно ассоциируют апогипербазитовые диопсидиты, тремолититы, нефриты и хлорититы. В средней части разреза (эвкрит-пироксенитовая зона) базальтоидные дайки образуют не только отдельные тела (см. Приложение 1, фиг. 2), но также и целые пакеты тел общей мощностью до 20 м. Между дайками встречаются клинья вмещающих пород. Наибольшее количество даек наблюдается в верхней — габбро-норитовой части разреза. На долю даек здесь местами приходится до 70% общего объема пород. Мощность даек достигает 5 м. Дайки, как правило, простираются в субширотном и северо-восточном направлениях. Падение южное, юго-восточное под крутыми углами (60—80°). По краям даек видны зоны закалки мощностью до 10 см. Между дайками обычны блоки габбро-норитов и плагиоклазсодержащих пироксенитов. Базальтоидные дайки подвергались изменению в условиях зеленокаменной фации метаморфизма, что выражается в соссюритизации плагиоклаза и уралитизации пироксена.

Взаимоотношения пород габбро-диабазового комплекса с отложениями чингинской свиты сложные и недостаточно ясные. Контакты гипербазитов, как и габброидов, с вулканитами и углисто-кремнистыми сланцами этой свиты повсеместно тектонические (рис. 3).

Чингинская свита, впервые выделенная А. Г. Сивовым (1953), образует непрерывную полосу шириной от 2 до 10 км, вытянутую в северо-восточном направлении вдоль западного контакта Иджимского ультрабазитового массива. Она также закартирована в ряде тектонических блоков и со стороны восточного контакта массива. Нижняя часть свиты, имеющая мощность более 1300 м, сложена преимущественно кремнистыми, углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, среди которых наблюдаются отдельные горизонты фтанитов и зеленокаменно измененных эффузивов и туфов основного состава. Верхняя часть свиты (мощностью около 1000 м) существенно эффузивная. Она представлена зеленовато- и темно-серыми

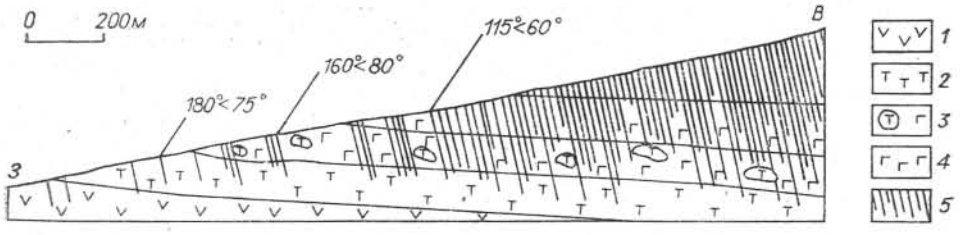


Рис. 2. Схематический геологический разрез в верховьях руч. Левый Коярд.
1 — серпентиниты; *2* — плагиоклазсодержащие пироксениты; *3* — эвкритовые габбро с обособлениями пироксенитов; *4* — габбро-нориты; *5* — комплекс параллельных даек.

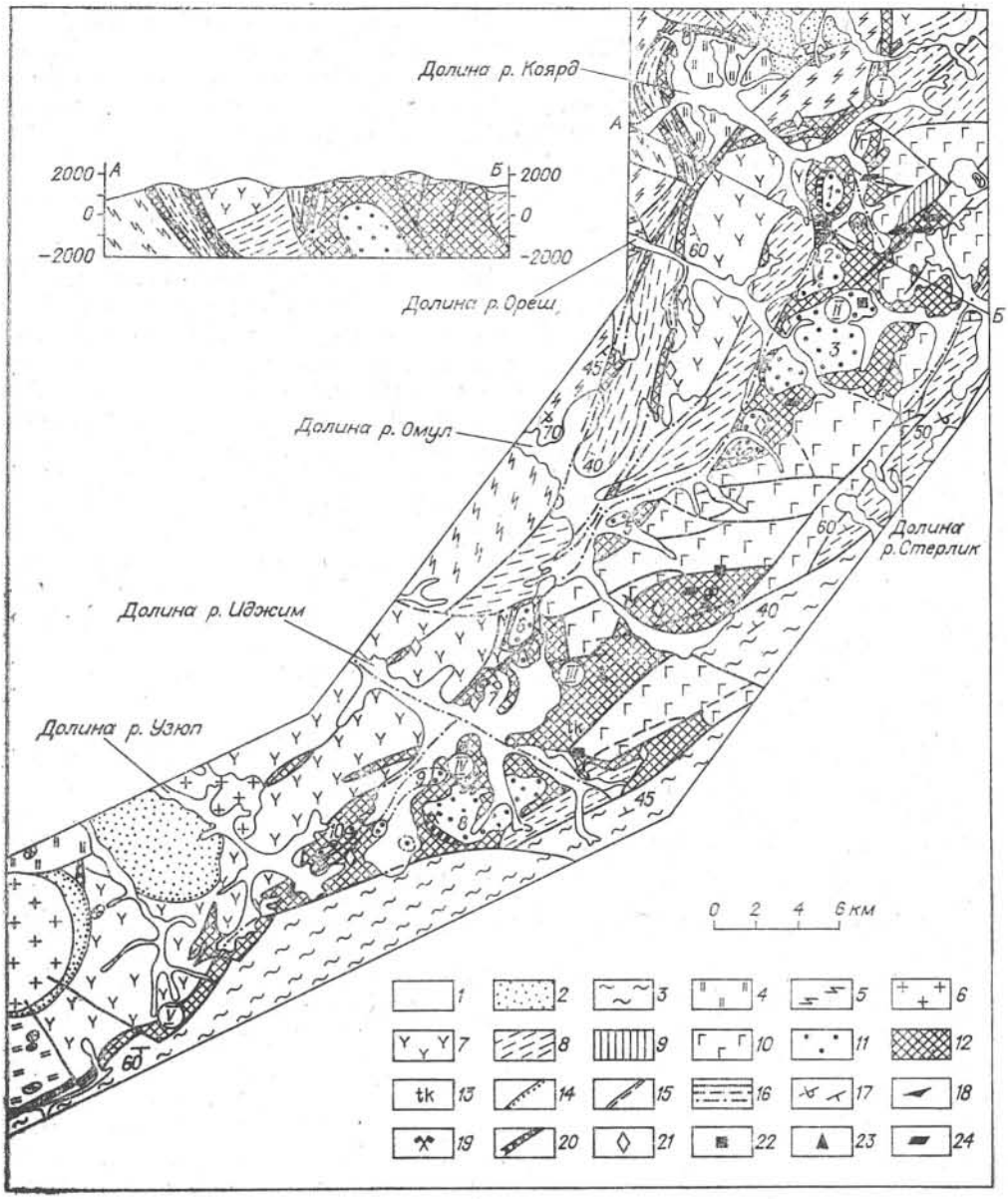


Рис. 3. Геологическая схема Иджимского ультрабазитового массива.

1 — четвертичные отложения; *2* — верхний силур, шиштыкская свита; *3* — средний — верхний кембрий, аласугская свита; *4* — нижний кембрий, терешкинская свита; *5* — протерозой (?), амыльская свита; *6* — калиевые граниты нижне-среднедевонского буйбинского интрузивного комплекса. Офиолитовая ассоциация (7—12): *7* — венд — нижний кембрий, верхняя, эффузивная толща чингинской свиты; *8* — нижняя сланцевая толща чингинской свиты; *9* — комплекс параллельных даек; *10* — нерасчлененные габброиды; *11* — ультрабазиты слабосерпентинизированные; *12* — серпентиниты; *13* — оталькование и лиственитизация пород; *14* — граница несогласного залегания; *15* — граница нормального стратиграфического и интрузивного контакта (достоверная и предполагаемая); *16* — линия тектонического контакта (достоверная, предполагаемая и скрытая под четвертичными отложениями); *17* — элементы залегания горных пород (опрокинутое, наклонное); *18* — элементы залегания плоскостей полосчатости в ультраосновных породах; *19* — месторождения хризотил-асбеста; *20* — асбестоносные залежи; *21* — проявления хризотил-асбеста; *22* — сульфидная и арсенидная минерализация; *23* — магнетитовые жилы; *24* — проявления нефрита. Цифры на рисунке — дунит-гарцбургитовые ядра: 1 — Коярдское, 2 — Водораздельное, 3 — Орешское, 4 — Бляликское, 5 — Омульское погребенное, 6 — Хата-Булунское, 7 — Карантинская группа мелких ядер, 8 — Иджимское, 9 — Сатпыйское, 10 — Узюпская группа мелких ядер. Цифры в кружках — тектонические блоки: I — Тиховский, II — Орешский, III — Омульский, IV — Иджимский, V — Синюхинский.

основными эффузивами (спилиты, диабазы) и их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися с углисто-кремнистыми сланцами и весьма редкими горизонтами известняков и доломитов.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Иджимский ультрабазитовый массив разбит дизъюнктивными нарушениями на серию тектонических блоков, разнородных по размерам, составу, степени метаморфизма, внутреннему строению и характеру асбестоносности (Сибилев, Еремеев, 1968; Еремеев, Сибилев, 1969, 1970, 1972; Еремеев, 1973). В направлении с севера на юг нами выделены тиховский, орешский, омульский, иджимский и синюхинский блоки (см. рис. 3).

Тиховский блок расположен к северу от долины р. Коярд и вытянут в субмеридиональном направлении на 8 км при ширине 0,2—1 км. С западной стороны блока наблюдаются плойчатые сланцы амыльской свиты, с восточной — отложения чингинской свиты и габброиды. Этот блок, повидимому, находится в зоне крупного надвига, по которому происходило поднятие офиолитового тела. Падение надвига восточное под углом 55°. Сложен блок преимущественно рассланцованными лизардит-антигоритовыми серпентинитами, в которых заключены мелкие реликтовые тела массивных серпентинитов, несущих хризотил-асбестовую минерализацию мелкосетчатого и просечкового типа. На отдельных участках серпентиниты претерпевают оталькование и карбонатизацию.

Орешский блок (Коярдский массив, по А. Г. Сивову, Куртушибинский — по Г. В. Пинусу) расположен в междуречье Коярд—Блялик. Площадь блока 80 км^2. Сложен он дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и серпентинитами. В подчиненном количестве встречаются жилообразные тела пироксенитов, габброидов и возникших по ним родингитов. Родингиты в отдельных случаях окаймлены апогипербазитовыми диопсидитами, тремолититами, нефритами и хлорититами. Частично серпентинизированные ультрабазиты образуют ряд крупных реликтовых тел (ядер), залегающих в центре ячейки, образованной различно ориентированными разломами. При детальном геологическом картировании оказалось возможным выделить следующие ядра: Коярдское (3 км^2), Водораздельное (8 км^2), Орешское (19 км^2) и Бляликское (3 км^2). Вблизи этих ядер среди серпентинитов присутствует целый рой относительно небольших дунит-гарцбургитовых ядер и пластин размером 0,4—1 км по длинной оси, 0,1—0,5 км по короткой. По мере приближения к краевым зонам блока размер ядер становится все мельче — до нескольких сантиметров в поперечнике. Дуниты и гарцбургиты в центральных ядрах серпентинизированы интенсивно (30—70%), в краевых — слабо (3—30%). В ультрабазитах весьма отчетливо проявлены полосчатые текстуры (Пинус и др., 1958; Сибилев, Еремеев, 1968; Еремеев, Сибилев, 1969, 1972; Колбанцев, 1976). Пространственное положение дунитовых полос в центральных частях крупных ядер характеризуется, по нашим данным, в основном крутым (50—80°) моноклинальным падением на юго-восток. В более мелких дунит-гарцбургитовых ядрах (или пластинах), испытавших в процессе тектонических нарушений дифференциальные вращательные движения, направление и угол падения полосчатых текстур резко меняются и приобретают субширотное и даже субмеридиональное простирание при крутых и пологих (10—20°) углах наклона. Элементы складчатой первичной структуры в ультраосновных породах массива, отмеченные А. И. Гончаренко в 1975 г. и Р. В. Колбанцевым (1976), нами не наблюдались.

Серпентиниты образуют непрерывные каймы вокруг дунит-гарцбургитовых ядер. Ширина полосы серпентинитов в западном крыле блока колеблется от 25 до 270 м, а в восточном — превышает 500 м, достигая в

отдельных случаях 2 км. Существенно лизардитовые серпентиниты преимущественно развиты в восточной части блока (Еремеев, Сибилев, 1969; Колбанцев, 1971), существенно хризотиловые — в западной. В краевых зонах гипербазитового блока обычно встречаются антигоритовые серпентиниты. Последние также изредка развиты и во внутренних частях дунит-гарцбургитовых ядер, где серпентиниты слагают узкие (0,1—5 м) полосы, ориентированные в самых различных направлениях.

В восточной части блока гипербазиты находятся в соприкосновении с габброидами. Последние залегают выше гипербазитов и в то же время имеют с ними интрузивные контакты при более позднем образовании основных пород. Результаты крупномасштабной аэромагнитной съемки, выполненной в 1973 г. Л. И. Холяндрой и Ф. Г. Саранцевым, свидетельствуют, что в междуречье Омул—Блялик габброиды образуют почти сплошной покров над гипербазитами.

Вдоль западного тектонического обрамления Орешского блока ультрабазиты граничат с породами нижней части разреза чингинской свиты. Это нарушение, названное нами *Контактным разломом,* прослеживается во всех блоках массива. В Орешском блоке этот разлом круто (70—90°) падает к северо-западу. На отдельных участках в зоне разлома среди серпентинитов наблюдаются тектонические блоки, пластины и клинья вмещающих пород. Острые северо-восточные углы клиновидных блоков выступают в виде огромных «заусенцев» длиной до 300 м при ширине 10—20 м и более. Контактный разлом и параллельные ему второстепенные разломы обнаруживают признаки только правостороннего смещения, а поперечные — левостороннего. Разлом маркируется мощной (до 200 м) зоной дробления и рассланцевания. Деформации горных пород в шовной части разлома происходили одновременно с их перекристаллизацией и последующим метасоматическим преобразованием. В строении поперечных разрезов через разлом обычно проявлены элементы двусторонней симметрии. Мощность измененных пород в стороны от тектонического контакта более или менее одинаковая и обычно не превышает 10 м. Главная тенденция процесса изменения пород в зоне разлома — образование обильно пироксенизированных (диопсид, салит), позже амфиболизированных (актинолит, тремолит, нефрит) вулканитов и гипербазитов. Появляются также родингитизированные участки, обогащенные гроссуляром, клиноцоизитом, альбитом и сульфидами.

Вмещающие вулканогенно-осадочные породы рассечены прожилками кварца, клинопироксена салитового ряда, пренита, сфена и альбита. В ультрабазитах широко развиты диопсидовые, тремолитовые, офитовые и хризотил-асбестовые жилки. Обилие прожилковых текстур в зоне Контактного разлома указывает на интенсивное возникновение трещин в горных породах, что можно поставить в причинную связь с внедрением гипербазитового массива во вмещающие породы в твердом состоянии (Еремеев, Сибилев, 1974).

В Орешском блоке расположено крупное Саянское месторождение хризотил-асбеста и целый ряд других асбестопроявлений.

Омульский блок (междуречье Блялик—Иджим) сложен преимущественно лизардитовыми серпентинитами, среди которых встречаются редкие ядра гарцбургитов (Омульское погребенное ядро — 1 км^2, Хата-Булунское — 2 км^2, Карантинская группа мелких ядер — около 1 км^2). Лизардитовые серпентиниты в западной и восточной краевых частях блока подвергались антигоритизации, оталькованию и карбонатизации. Хризотилсодержащие серпентиниты известны в районе Карантинского асбестопроявления (Еремеев, Сибилев, 1969). В зонах перекристаллизации серпентинитов иногда обнаруживаются желваки и жилы магнетита мощностью до 1 м и протяженностью до 20 м. Родингитовые тела редки. Вблизи мелких штоковидных тел габброидов ультрабазиты подвергались диопсидизации, тремолитизации и нефритизации.

Контакты гипербазитов с габброидами и осадочно-вулканогенными отложениями чингинской свиты повсюду тектонические и иногда маркируются выходами талькитов и тальк-карбонатных пород. Западный контакт этого блока имеет ломаный или ступенчатый характер. Здесь среди серпентинитов в приконтактовой зоне наблюдаются многочисленные мелкие тектонические клинья, сложенные зеленокаменными эффузивами, хлоритовыми сланцами и известняками. Отторгнутые в процессе становления ультрабазитов тектонические клинья вмещающих пород имеют северо-восточное простирание. В правом борту долины р. Иджим можно наблюдать смещение таких клиньев по северо-западным разломам, имеющим характер левых сдвигов. Амплитуда смещения достигает 60 м.

Асбестоносность в Омульском блоке проявлена слабо (Карантинское и другие мелкие проявления).

Иджимский блок (междуречье Иджим — Узюп) в отличие от Омульского включает большее количество гарцбургитовых ядер, размеры их достигают 2 км^2 и более (собственно Иджимское ядро — 12 км^2, Сатпыйское погребенное ядро — 2 км^2). В бассейне р. Узюп встречаются ядра перидотитов меньших размеров, протяженностью около 1 км и шириной 200—300 м. Форма ядер вытянутая, направление длинной оси их согласно с общим простиранием офиолитового пояса. Серпентиниты этого блока представлены преимущественно лизардитовыми, в меньшей мере, лизардит-хризотиловыми и хризотиловыми (Сатпыйское месторождение асбеста, левый борт долины руч. Сатпый). Габброиды в Иджимском блоке срезаны тектоническим нарушением. Разлом имеет вид субширотной дуги, обращенной выпуклостью в сторону ультраосновных пород. По нему гипербазиты приведены в соприкосновение с породами чингинской и аласугской свит. Падение этого разлома юго-восточное крутое (70—75°). Каких-либо признаков гидротермальной переработки пород в зоне разлома не обнаружено. Западный контакт ультрабазитов с эффузивами чингинской свиты перекрыт четвертичными отложениями.

Синюхинский блок (южное окончание массива) граничит, с одной стороны, с песчаниками аласугской свиты, с другой — с вулканитами чингинской и терешкинской свит. Протяженность блока около 20 км, ширина 0,4—1,2 км. Сложен он серпентинитами, нередко меланжированными (конгломератовидными). В единичных случаях встречаются жилообразные тела родингитов.

Изложенный фактический материал приводит к заключению, что Иджимский массив находится во вторичном залегании. Диапазон перемещения отдельных частей (блоков) массива был достаточно большой. Об этом свидетельствует нахождение гипербазитов среди отложений аласугской свиты, в которых отмечены (Зоненшайн, 1963; Херасков, 1975; наши данные) следы размыва офиолитов.

Глава 2

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ И ПРОДУКТЫ ИХ МЕТАМОРФИЗМА

Первичные ультрабазиты Иджимского массива представлены дунитами, гарцбургитами и лерцолитами. Преобладают гарцбургиты. Среди дунитов и перидотитов изредка встречаются жилообразные тела оливиновых ортопироксенитов, оливиновых вебстеритов и вебстеритов. Широко развиты серпентиниты. В преобразовании серпентинитов, расположенных вблизи основных пород алюмосиликатного состава, отмечены процессы диопсидизации, амфиболизации, хлоритизации, отальковання и карбонатизации.

Дуниты

В изученном массиве дуниты впервые были обнаружены и кратко описаны Г. В. Пинусом (Пинус, 1950; Пинус и др., 1958).

Крупное поле дунитов закартировано на водоразделе рек Ореш и Стерлик. Единичные линзообразные тела этих пород (мощностью до 2 м) встречаются в Иджимском ядре, а шлирообразные обособления (размером в поперечнике до 20 см) — в Узюпской группе гарцбургитовых ядер.

В Орешском блоке дуниты совместно с гарцбургитами образуют своеобразный полосчатый комплекс. Различный характер перемежаемости дунитов и гарцбургитов позволяет выделить два главных типа полосчатых комплексов.

1. Тонкополосчатый комплекс. Мощность полосок дунита и гарцбургита чаще всего варьирует от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров (см. Приложение 1, фиг. 3). Разница в составе полосок заключается в количественном соотношении породообразующих минералов (оливин, энстатит).

2. Грубополосчатый комплекс. Мощность дунитовых полос колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров и чаще всего составляет 0,6—1 м (см. Приложение 1, фиг. 4). Наиболее мощные полосы дунита прослеживаются по простиранию до 500 м и более. Расстояние между полосами дунита от 0,5 до 50 м.

Границы между дунитами и гарцбургитами ровные, иногда извилистые, как резкие, так и постепенные. Все перечисленные типы границ можно встретить в пределах одной полосы дунитов. При резком характере контактов дунитов с гарцбургитами в последних наблюдается повышенное (до 30—35%) содержание вкрапленников ортопироксена (см. Приложение 1, фиг. 5), образующего иногда крупные скопления и кристаллы (размером до 2 см), в результате чего перидотиты приобретают пегматоидный облик (Еремеев, Сибилев, 1969).

Мощность оторочек, обогащенных энстатитом, достигает 60 см при мощности дунитового «слоя» 20 см. Нередко с одного бока дунитовой полоски такая оторочка отсутствует или имеет небольшую ширину (1—3 см). Дуниты иногда содержат хромшпинелид, который образует тонкие прожилки или цепочки отдельных зерен. Максимальная мощность жил хромита 10 см, протяженность — 60 м. Прожилки и цепочки отдельных зерен хромита ориентированы согласно с элементами залегания полосчатости.

При плавном переходе от дунитов к гарцбургитам наблюдается постепенное увеличение в породе не только количества ортопироксена, но также и размеров его зерен.

В полевых условиях дуниты при картировании легко распознаются по ровной желтовато-бурой корке выветривания, а также по незначительному содержанию зерен ортопироксена (менее 5%). Цвет дунитов в свежем изломе зависит от степени их серпентинизации и изменяется от светло-серого (слабо серпентинизированные дуниты) до бутылочно-зеленого (сильно серпентинизированные разности). Структура слабо измененных дунитов панидиоморфнозернистая, образуемая полигональными и изометричными зернами оливина размером 0,5—2 мм в поперечнике (см. Приложение 1, фиг. 6). Кроме оливина (свыше 95%) и небольших примесей энстатита (до 5%) и хромшпинелида (0,1—1,0%) в дунитах, как правило, присутствуют следующие вторичные минералы: серпентин (лизардит, антигорит, хризотил), брусит, тальк и магнетит. Минимальное количество вторичных минералов — 3%.

По преобладающему развитию той или иной разновидности серпентина наблюдаются лизардитизированные (см. Приложение 1, фиг. 7), хризотилизированные и антигоритизированные дуниты.

Наиболее широко развиты дуниты с петельчатым серпентином. Толщина лизардитовых шнуров 0,001—0,020 мм, средний размер петель, образуемых серпентином, составляет около 0,10 мм. С петельчатым серпентином тесно ассоциирует брусит. Среднее содержание брусита в частично серпентинизированных дунитах 1,5%.

Замещение оливина антигоритом или хризотилом обычно сопровождается выпадением магнетита (1,5%). Тальк замещает мелкие (0,1—0,7 мм) зерна энстатита. Хромшпинелид в дунитах в проходящем свете окрашен в вишневый цвет. Размер зерен чаще всего 0,3 мм.

Дуниты обычно несут следы интенсивных пластических деформаций, проявляющиеся в наличии в породах катакластических структур, в волнистом погасании кристаллов оливина.

Гарцбургиты

Гарцбургиты, обычно в той или иной степени серпентинизированные (5—70%), составляют около 35% всей площади массива. В Омульском и Иджимском блоках распространены однородные гарцбургиты, в Орешском — директивные и полосчатые.

Некоторые полосчатые текстуры гарцбургитов показаны (см. Приложение 1, фиг. 8, 9) и не требуют дополнительных пояснений. Расположение уплощенных и удлиненных кристаллов оливина и ортопироксена в гарцбургитах согласно с общим направлением полосчатости ультраосновных пород.

Гарцбургиты имеют красновато-бурую корку выветривания, на которой выступают бугорки пироксена. В свежем изломе антигоритизированные разности гарцбургитов имеют отчетливый темно-серый оттенок, обусловленный присутствием в породе магнетита (до 3%), что отличает их от лизардитизированных и хризотилизированных гарцбургитов, обладающих более светлой окраской и содержащих незначительное количество магнетита.

В состав гарцбургитов из первичных минералов входят преимущественно оливин (75—95%), в меньшей мере ортопироксен (5—25%) и единичные зерна клинопироксена и хромшпинелида. Под микроскопом гарцбургиты обнаруживают первичную гипидиоморфно-зернистую структуру, образованную идиоморфным оливином и ксеноморфным по отношению к нему ортопироксеном. На первичную структуру обычно накладывается вторичная петельчатая структура, связанная с развитием серпентина. Некоторые примеры микроструктур гарцбургитов показаны на фиг. 10 Приложения 1.

Из вторичных (гипогенных) минералов кроме серпентина в гарцбургитах массива обнаруживаются: бурый амфибол, тремолит, оливин, диопсид, тальк, хлорит, брусит, самородное железо в срастании с когенитом, магнетит, пирит и халькопирит.

Установлено зональное распространение различных по типу серпентинизации гарцбургитов как в направлении от центральных частей дунит-гарцбургитовых ядер к их краям, так и в направлении к структурно-ослабленным зонам внутри этих ядер. Как правило, краевые части большинства дунит-гарцбургитовых ядер или осевые зоны повышенной трещиноватости внутри этих ядер сложены лизардитизированными (и хризотилизированными) ультрабазитами. Антигоритизированные гарцбургиты (и дуниты) обычно распространены в центральных частях как мелких (Саянское месторождение хризотил-асбеста), так и более крупных (Орешское и Иджимское) перидотитовых ядер, а также на некотором удалении от трещинных зон внутри этих ядер. Такое закономерное расположение антигорита вдали от трещин впервые было отмечено Б. П. Кротовым (1915, с. 127) при описании ультраосновных пород Миасской дачи

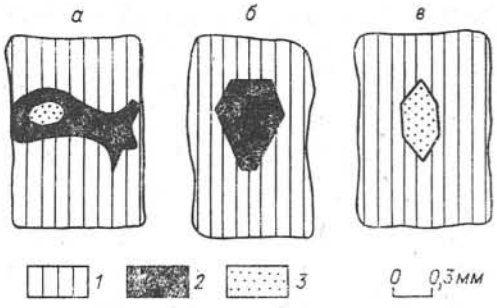


Рис. 4. Выделения в энстатите (*1*) хромита (*2*) и оливина (*3*).

(Урал). Переходы от одного типа серпентинизированных, гарцбургитов (и дунитов) в другой постепенные.

Оливин в слабосерпентинизированных гарцбургитах образует цельные идиоморфные кристаллы размером 0,1—2 мм. В интенсивно измененных гарцбургитах реликты оливиновых кристаллов обычно небольшого размера (0,05—0,1 мм^2). Наблюдаются самые разнообразные формы реликтов оливина: веретеновидные в случае развития параллельно ориентированных полосок лизардита: округлые — при развитии серпентина по петлевидной сети трещин; звездчатые, треугольные и другие остроугольные формы, напоминающие собой «раздробленное стекло», возникшие в связи с появлением антигорита.

Зерна оливина нередко несут следы пластической деформации: в одном случае зерна оливина обладают мозаичным погасанием (в связи с возникновением и распределением в решетке оливина дислокаций, проявляющихся в трансляционном скольжении); в другом — зерна оливина имеют ленточное угасание (ложное двойникование), связанное, видимо, с внутризерновыми движениями типа двойникового скольжения, и, наконец, в третьем случае — зерна оливина разбиты по многочисленным параллельным трещинам скалывания на ряд тончайших (0,03 мм) пластинок, которые ступенчато смещены относительно друг друга. По оптическим свойствам оливин близок к форстериту, содержащему 8% фаялитового компонента ($2V = +(84—87°)$, $n'_g = 1{,}634$; $n'_p = 1{,}644$).

Ортопироксен встречается в зернах размером от долей миллиметра до 2 см. Количество его в породе непостоянно и колеблется в широких пределах от 5 до 40%, составляя чаще всего 15%. Ромбический пироксен иногда содержит зерна оливина или хромита, внутри которого наблюдаются пойкилиты оливина (рис. 4, *а*). Формы включений оливина и хромшпинелида в ортопироксене большей частью овальные. В редких случаях наблюдаются шестиугольные кристаллы оливина (рис. 4, *б*) и октаэдры хромшпинелида (рис. 4, *в*).

Наблюдаются дугообразно изогнутые трещины спайности ортопироксена. По оптическим свойствам ($2V = 78°$, двупреломление 0,009, угасание прямое) ромбический пироксен близок к энстатиту.

Клинопироксен — второстепенный минерал, обнаруживается чаще всего в гарцбургитах Орешского блока. Он образует самостоятельные таблички (0,4 мм) или вростки внутри зерен энстатита, располагаясь вдоль линий спайности последнего. Клинопироксен обладает яркой тонкой спайностью. По оптическим свойствам ($2V = 55—56°$, $cNg = 38—40°$, $n'_g = 1{,}702$, $n'_p = 1{,}677$) моноклинный пироксен отвечает диопсид-авгиту.

Хромшпинелид (0,3—1%) наблюдается в виде мелких (0,02—0,3 мм) зерен, размер которых закономерно уменьшается по мере приближения ультрабазитов к габброидам. Для гарцбургитов Иджимского блока характерны лапчатые, дендритовидные, вытянутые формы минерала. В гарцбургитах Орешского блока, напротив, зерна хромшпинелида большей частью имеют эвгедральную форму. Окраска минерала изменяется от желто-бурой (пикотит) до буровато-красной (хромпикотит) или красно-бурой (хромит).

Лизардит первой генерации (по В. Р. Артемову), он же «петельчатый серпентин» или оксисерпентин (по Д. С. Штейнбергу, И. С. Ча-

щухину, 1977), «α-хризотил» (по В. Е. Трегеру), развивается по петлевидным или параллельным трещинкам, замещая как оливин, так и ромбический пироксен. Хромшпинелид при образовании петельчатого серпентина не подвергается заметному метаморфизму.

Лизардит образует полоски мощностью от тысячных долей миллиметра до 0,01—0,03 мм, реже до 0,15 мм. Ряд параллельных полосок лизардита, примыкающих друг к другу, образуют ленточные жилки мощностью до 0,5 мм. Большей же частью полоски (шнурки) лизардита, сочленяясь между собой, образуют петельчатую структуру с диаметром ячейки от 0,05 до 0,2—0,3 мм. Лизардитовые шнуры, имеющие различную ориентировку, обычно соприкасаются, но не пересекаются (рис. 5, *а*). Мощность полосок лизардита резко увеличивается при переходе их из оливина в энстатит. Однако, несмотря на, казалось бы, более предпочтительное развитие лизардита по ортопироксену, следует подчеркнуть, что в частично лизардитизированных гарцбургитах энстатит присутствует большей частью в неизмененном состоянии (Еремеев, Сибилев, 1970) и изредка замещен тальком или баститом. Замещение оливина лизардитом первой генерации происходит по сравнительно ровным и резким границам (см. рис. 5, *а*); энстатит замещается этим серпентином по зубчатой, пилообразной, границе, причем последняя обусловлена отставанием фронта серпентинизации вдоль трещин спайности (см. рис. 5, *б*). Ориентировка линий спайности ортопироксена при замещении его лизардитом не претерпевает каких-либо нарушений. Наблюдениями также установлено, что контуры ортопироксена, когда его большая или меньшая часть замещена лизардитом, сохраняют свои очертания и не показывают каких-либо признаков «разбухания» или увеличения объема минерала. Такая особенность замещения лизардитом ортопироксена впервые была описана К. К. Золоевым (1975, рис. 24). Среднее содержание лизардита первой генерации в гарцбургитах составляет около 30%, при минимальном содержании 3% и максимальном — 60—70%. Петельчатый серпентин тес-

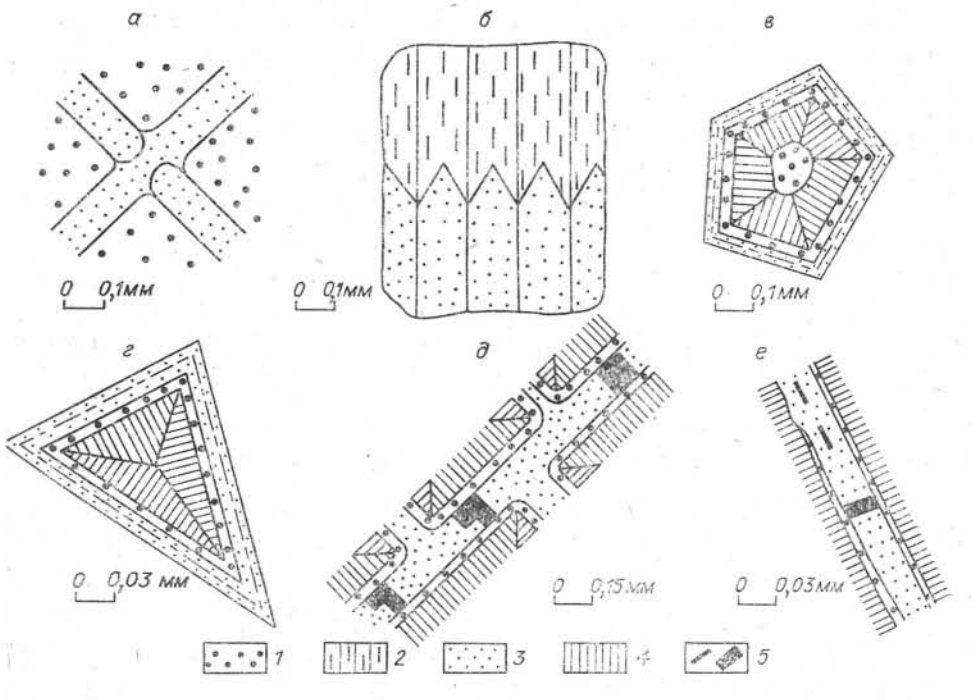


Рис. 5. Зарисовки с микрофотографий шлифов, иллюстрирующие характер замещения оливина (*1*) и ортопироксена (*2*) лизардитом (*3*) и хризотилом (*4*). Магнетит (*5*).

но ассоциирует с самородным железом и когенитом (Еремеев, Сибилев. 1970).

Зерна оливина, заключенные в петлях лизардита первой генерации, подвергаются замещению хризотилом или лизардитом второй генерации. В гарцбургитах между полосками раннего лизардита и ортотропически растущим за счет оливина хризотилом можно наблюдать тончайшую перегородку («псевдожилку») первичного оливина (см. рис. 5, *в*— *е*). Тончайшие (0,0005 мм) оливиновые перегородки могут давать замкнутые контуры, что свидетельствует о сохранении объема минерала при замещении его хризотилом.

Антигорита в гарцбургитах содержится до 40%. Он образует симметричные жилки мощностью 0,1—0,3 мм и линзовидные участки (0,1×0,3 мм) крупно- или среднелистоватого строения; гнездообразные скопления агрегатов чешуйчатого антигорита; отдельные сферокристаллы, состоящие из тонких игл, исходящих из одного центра по радиусам; маломощные (до 0,2 мм) жилки мелкозернистого серпентина; отдельные пластинки длиной до 0,12 мм; чешуйки размером в поперечнике 0,01—0,05 мм и иглы среди оливина. Оливин при антигоритизации гарцбургитов замещается вторичными минералами значительно медленнее, чем энстатит. Последний большей частью замещен волокнистой массой бурого амфибола, актинолит-тремолитом, тальком и лизардитом.

Бурый амфибол обрастает ромбический пироксен по периферии или образует внутри его зерен сеть тонких жилок, имеющих преимущественно согласные, реже секущие взаимоотношения с трещинами спайности энстатита. Обнаруживаемые в амфиболовой псевдоморфозе реликты энстатита имеют форму расщепленных пластинок. Амфибол не развивается непосредственно по оливину, и в псевдоморфозах уралита по энстатиту часто можно видеть включения оливина, хорошо сохранившиеся от вторичных изменений. Амфиболизация ромбического пироксена сопровождается возникновением прямоугольной сети тончайших жилок вторичного оливина. Псевдоморфозы уралита по энстатиту под микроскопом имеют бурую или светло-бурую окраску и желтые, оранжево-желтые интерференционные цвета. Угол угасания наиболее крупных волокон 12—19°. По-видимому, это амфибол купферит-куммингтонитового ряда. В силу трудности точной диагностики этого минерала, мы применили к нему более общий термин «бурый амфибол». В шлифах можно видеть замещение псевдоморфоз амфибола по ортопироксену хризотиловым баститом.

Тальк первой генерации в большинстве случаев связан с ромбическим пироксеном, обволакивая его с периферии или развиваясь внутри зерна энстатита вдоль плоскостей спайности. В гарцбургитах Иджимского блока тальк нередко слагает целые псевдоморфозы по энстатиту. В одном шлифе наблюдалось явное пересечение талька петельчатым серпентином. При замещении энстатита тальком в исключительно редких случаях возникают жилки вторичного оливина (мощностью 0,02 мм, протяженность 0,3 мм). На возможность возникновения талька и оливина при разложении энстатита обращали внимание Н. И. Хитаров с соавторами (1967).

Характерным вторичным минералом для антигоритизированных гарцбургитов является также хлорит. Он образует рубашки (мощностью до 0,1 мм) вокруг зерен метаморфизованного хромшпинелида или выполняет в нем открытые трещины.

Брусит в гарцбургитах встречается в виде единичных мелких чешуек и пластинок в офит-магнетитовых прожилках. В хризотилизированных гарцбургитах встречается вторичный диопсид, образующий вместе с бруситом псевдоморфозы по ортопироксену.

Замещение оливина серпентином сопровождается выделением магнетита, общее количество которого в частично серпентинизированных гарцбургитах 1,9% (среднее по 28 анализам).

В протолочках, взятых из лизардитизированных гарцбургитов Орешского, Омульского и Иджимского блоков, помимо первичного хромшпинелида из числа вторичных рудных минералов были обнаружены в единичных знаках самородное железо в срастании с когенитом, магнетит, пирит и халькопирит (Еремеев, Сибилев, 1970).

Лерцолиты

В полевых условиях лерцолиты легко картировались по специфической буровато-серой корочке выветривания, высокому содержанию пироксена, а также по их черному цвету в свежем изломе. Эти породы обладают магнитными свойствами и сильно действуют на стрелку компаса.

Взаимоотношения гарцбургитов с лерцолитами отчетливо устанавливаются на водоразделе рек Ореш — Коярд. Микроскопическое изучение образцов, взятых здесь в пределах единого слоя директивных перидотитов, протягивающегося согласно с генеральным — северо-восточным — направлением полосчатости пород, позволило установить постепенный переход гарцбургитов в лерцолиты. Этот переход фиксируется появлением в гарцбургитах единичных зерен моноклинного пироксена, количество которого по мере удаления от западного контакта ультрабазитового массива в глубь его постепенно увеличивается до 5—10% и вблизи контакта ультраосновных пород с габброидами иногда достигает 15%. Аналогичные взаимоотношения гарцбургитов с лерцолитами, т. е. постепенный переход между ними, были установлены Г. В. Пинусом с соавторами (1958, 1966) в Кодейском (Тува) и Оспинско-Китойском (Восточный Саян) гипербазитовых массивах.

Главнейшие минералы лерцолитов Иджимского массива — оливин ($2V = 88°$) и энстатит ($2V = +(78—82)°$, $n_g - n_p = 0{,}009$),— судя по их оптическим свойствам, мало чем отличаются от оливина и энстатита гарцбургитов. Возрастание в лерцолитах моноклинного пироксена влечет за собой уменьшение содержания оливина. Количество последнего в лерцолитах 75%. Содержание энстатита в лерцолитах не опускается ниже 15%. Моноклинный пироксен значительно уступает по размерам оливину и энстатиту. Форма зерен моноклинного пироксена таблитчатая, округлая и неправильная. Отдельные его зерна обнаруживают следы пластической деформации — дугообразное искривление трещин спайности.

Моноклинный пироксен ксеноморфен по отношению к оливину и часто встречается внутри зерен энстатита.

Хромшпинелид в лерцолитах имеет яркую буровато-желтую окраску, присутствует в незначительном количестве и образует мелкие (до 0,3 мм) зерна неправильной формы.

Для лерцолитов характерен следующий набор вторичных минералов: серпентин (лизардит, хризотил, микроантигорит), тальк, хлорит, диопсид, гроссуляр, уралит и магнетит. Брусит отсутствует. Минимальное количество лизардита первой генерации 5—10%. Остаточные зерна оливина в лерцолитах, как правило, не имеют ровных границ, изнутри и по периферии зерна оливина испещрены иглами антигорита или волокном хризотила. Метаморфизм энстатита выражен в замещении его баститом, уралитом, иногда тальком. Моноклинный пироксен большей частью остается свежим, иногда по краям зерен он гранатизирован и хлоритизирован. Избыточное количество кальция и алюминия пироксена обусловливает при его разложении появление в серпентиновой массе разветвленной сети хлорит-гранатовых жилок, внутри которых вырастают ромбовидные кристаллы вторичного пироксена. Количество магнетита в лерцолитах не опускается ниже 2% и в среднем составляет 2,7% (13 анализов). Магнетит образует сплошные или прерывистые жилки шириной до 0,02 мм, отдельные пылеобразные или относительно крупные (0,04 мм) зерна.

Оливиновые ортопироксениты, оливиновые вебстериты и вебстериты

Оливиновые ортопироксениты приурочены к центральным частям массива. Чаще всего они слагают тонкие жилы и полоски мощностью 1—5 см. Реже встречаются более мощные (до 2 м) жилообразные тела. В одном случае (р. Омул) закартирован штоковидный выход этих пород размером в поперечнике 150 м. Выделяется несколько разновидностей оливиновых ортопироксенитов: гиганто-, крупно-, средне- и мелкокристаллические с размером кристаллов ромбического пироксена от долей миллиметра до 4 см в длину (см. Приложение 1, фиг. 11, *а*). В состав этих пород помимо ортопироксена входят оливин (5—30%) и единичные зерна моноклинного пироксена (до 5%). Ромбический пироксен в пироксенитах, залегающих в зонах слабой серпентинизации ультрабазитов, частично замещен тальком с одновременным образованием вторичного магнетита. По мере увеличения степени серпентинизации пород ортопироксен вместо отталькования подвергался серпентинизации с образованием баститовых или антигорит-тальковых участков. Характерная особенность энстатита — наличие в нем округлых включений оливина (фиг. 11, *б*), обычно частично или нацело замещенного серпентином (лизардит первой генерации, мелкочешуйчатый антигорит). Клинопироксен образует зерна неправильной формы и небольших размеров (0,4—0,6 мм в поперечнике). При серпентинизации замещается бесцветным тремолитом. Хромшпинелид имеет самую разнообразную форму, но чаще всего — округлую. В проходящем свете окрашен в бурый цвет.

Оливиновые вебстериты и вебстериты встречены в нескольких местах Орешского блока. Содержание моноклинного пироксена в вебстеритах достигает 20% главным образом за счет уменьшения содержания оливина, тогда как ортопироксен в них содержится примерно в тех же количествах, что и в оливиновых ортопироксенитах (70—80%). Из вторичных минералов присутствуют амфибол актинолит-тремолитового ряда, диопсид, гранат андрадит-гроссулярового ряда, хлорит, серпентин и магнетит.

Серпентиниты

Серпентиниты — доминирующие породы Иджимского массива. По своей природе они делятся на аподунитовые и апоперидотитовые разности. Исключительно редко встречаются баститы, возникшие за счет оливиновых ортопироксенитов. Преимущественно развиты апогарцбургитовые серпентиниты. По текстурным признакам серпентиниты расчленяются на массивные и рассланцованные разновидности. По минеральному составу различаются серпентиниты лизардитовые, хризотиловые, антигоритовые и смешанного состава (лизардит-хризотиловые, лизардит-антигоритовые).

Лизардитовые, лизардит-хризотиловые и хризотиловые серпентиниты массивной текстуры. Цвет этих серпентинитов зависит от минерального состава и их природы. Аподунитовые серпентиниты окрашены в следующие цвета: бутылочно-зеленый — лизардитовые серпентиниты с реликтами оливина; черный — бруситсодержащие лизардитовые серпентиниты; зеленовато-серый — бруситсодержащие хризотиловые серпентиниты. Апогарцбургитовые и аполерцолитовые серпентиниты имеют чаще всего грязно-зеленую (лизардитовые разности) и зелено-серую (хризотиловые серпентиниты) окраску. Границы между серпентинитами и первичными ультрабазитами как резкие, так и постепенные, ровные и извилистые (см. Приложение 1, фиг. 12).

Аподунитовые серпентиниты обладают хорошо развитой бурой коркой выветривания, апоперидотитовые — пепельно-серой корочкой небольшой мощности. Апоперидотитовые серпентиниты отличаются от аподуни-

товых также наличием хорошо различимых невооруженным глазом темно-зеленоватых вкрапленников бастита (5—35%). Бастит хорошо различим невооруженным глазом в серпентинитах, располагающихся на некотором удалении от структурно-ослабленных участков (жилы хризотил-асбеста). Вблизи жил хризотил-асбеста очертания зерен бастита обычно сильно затушеваны процессами хризотилизации.

Установлено зональное распространение различных по минеральному составу серпентинитов в направлении от перидотитов к зонам трещиноватости и рассланцевания. Вдоль западных и южных периферийных частей Коярдского, Иджимского и других перидотитовых ядер распространены хризотиловые и хризотилсодержащие серпентиниты (Еремеев, Сибилев, 1970). На некотором удалении от ядер хризотиловые серпентиниты сменяются лизардитовыми. В переходной зоне от существенно хризотиловых серпентинитов к лизардитовым первые разновидности серпентинитов располагаются в ядрах крупных петель, образуемых серпентинитами второй разновидности (см. Приложение 1, фиг. 13).

Кроме минералов группы серпентина в состав описываемых змеевиков входят тремолит, диопсид, хлорит, магнетит, пирит, пирротин и реликтовые оливин и хромшпинелид. Типоморфным вторичным минералом для аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов является брусит, а для аполерцолитовых — диопсид.

Наиболее распространенные микроструктурные разновидности аподунитовых серпентинитов — лентопетельчатые и петельчатые (конвертообразные). Серпентиниты с лентопетельчатой структурой сложены в основном параллельно ориентированными шнурами, полосками раннего лизардита (70—80%) и реликтовыми остатками зерен оливина (до 20%), реже обнаруживаются брусит (6,2—12,9%), хромшпинелид и магнетит. Серпентиниты с петельчатой микроструктурой представлены либо лизардитовыми, либо существенно хризотиловыми разностями. Отличаются эти серпентиниты составом ядерных частей лизардитовых петель: в одном случае это полуизотропный серпентин (лизардит второй генерации, по В. Р. Артемову, 1970), в другом — хризотил. В одном шлифе лизардит второй генерации и хризотил можно наблюдать в ячейках двух петель, прилегающих друг к другу (Саянское месторождение), что свидетельствует об одновременности образования полуизотропного серпентина (лизардит второй генерации) и хризотила (Соболев, 1975). Под микроскопом апогарцбургитовые серпентиниты массивной текстуры обнаруживают своеобразную порфиробластовую структуру с идиобластами бастита и основной тканью, имеющей микроструктуру аподунитовых серпентинитов, т. е. конвертообразной и псевдоморфно-пластинчатой в лизардитовых разностях (см. Приложение 1, фиг. 14) и волокнисто-конвертообразной, решетчатой и гребенчатой (фиг. 15) — в существенно хризотиловых. В описываемых серпентинитах часто встречаются жилки офита, немалита, хризотил-асбеста и магнетита.

Бастититы в Иджимском массиве распространены незначительно. Они обнаружены в бассейне рек Левый Коярд и Иджим.

Текстура пород массивная, структура таблитчато-зернистая, цвет темно-зеленый. Серпентины состоят из бастита (50—75%), псевдоморфно заместившего энстатит, редких зерен вторичного моноклинного пироксена ($cNg = 46°$), серпентина (лизардит, антигорит), граната андрадит-гроссулярового ряда, хромшпинелида и магнетита.

Лизардит, заместивший оливин, образует петельчатую микроструктуру. Ячейки петель сложены изотропным серпентином. Антигорит микрозернистый, реже сноповидный, слагает среди бастита участки овальной формы (0,5 × 0,7 мм) или же образует тонкие жилки, секущие бастит.

Гранат развивается по трещинам спайности в бастите, возле хромита он окрашен в зеленый цвет (гроссуляр?).

Хромшпинелид (0,5 мм) бурый, овальной формы.

Рассланцованные серпентиниты имеют своеобразную пластично-брекчиевидную микроструктуру, обусловленную наличием среди волокнисто-струйчатой массы хризотила (до 60—70%) удлиненных микролинзочек лизардитовых серпентинитов. Магнетит из обычного рассеянного состояния, характерного для массивных серпентинитов, в рассланцованных их разностях переходит в концентрированное, приурочиваясь к микротрещиноватости. Ориентировка шнурков магнетита совпадает с направлением рассланцовки. Среднее содержание магнетита в рассланцованных серпентинитах 4,3%.

Антигоритовые серпентиниты массива отчетливо разделяются на следующие типы: 1) приуроченные к зонам разрывных нарушений, проходящим как по контакту гипербазитов с вмещающими породами, так и во внутренних частях массива; 2) приуроченные к переходной зоне от гипербазитов к габброидам.

Наиболее детально серпентиниты первого типа изучены в районе Саянского месторождения хризотил-асбеста, где они слагают прерывистую полосу средней мощностью 1,5 м и максимальной — 10 м. Антигоритовые серпентиниты имеют черный цвет, занозистый излом и яркую иризацию на отполированных до блеска плоскостях скольжения. Серпентиниты пронизаны многочисленными прожилками щеповидного пикролита травяно-зеленой окраски, реже встречаются жилки поперечноволокнистого ломкого хризотил-асбеста (мощностью до 30 мм) и продольно-волокнистого тремолита. Встречаются также диопсидовые прожилки мощностью 2—5 мм. Порода сложена существенно игольчатым и криптокристаллическим антигоритом с низкой темно-серой интерференционной окраской. Иглы антигорита ориентированы преимущественно в одном направлении и оттеняют тем самым сланцеватую текстуру породы. Магнетит слагает прерывистые и неровные прожилки мощностью до 0,1—0,2 мм. Форма его зерен округлая, в некоторых трещинах наблюдаются октаэдрические кристаллы. В виде реликтов присутствуют лизардит, аналогичный таковому в обычных серпентинитах, и хромшпинелид, просвечивающий в желтовато-бурых тонах. Размер зерен хромшпинелида колеблется от 0,3 до 1,5 мм. В краевых частях и вдоль трещин зерна хромшпинелида замещены магнетитом. Последний в свою очередь замещается пирротином. В центральных частях зерен хромшпинелида изредка наблюдаются ориентированные в одном направлении тонкоигольчатые выделения самородного железа. Минеральные примеси также представлены чешуйчатым тальком и пеннином, идиобластами диопсида, игольчатыми кристаллами тремолита, зернами орегонита, маухерита, хизлевудита и брейтгауптита.

В зоне контакта гипербазитов с габброидными породами антигоритовые серпентиниты с одной стороны граничат с тальковой или амфиболовой зоной, с другой — с массивными лизардитовыми серпентинитами. Мощность антигоритовой зоны здесь от первых десятков до первых сотен метров. Макроскопически антигоритовые серпентиниты представляют собой относительно плотные (2,63—2,76 г/см^3) и вязкие породы, с трудом поддающиеся разрушению от удара молотком. Цвет породы в свежем изломе серый, зеленовато-серый. Корочка выветривания кирпично-красная. Антигоритовые серпентиниты имеют хорошо различимое простым глазом зернистое строение и содержат блёстки карбоната, выщелачивание которого в условиях гипергенеза ведет к появлению пустоток, выполненных землисто-охристым материалом. Серпентиниты рассекаются редкими маломощными (1—5 мм) прожилками ломкого хризотил-асбеста. Микроструктура пород не отличается постоянством. В тех случаях, когда в породе отсутствуют первичные серпентиновые минералы, серпентиниты показывают лейстовидно-вязаную, спутанно-листоватую (см. Приложение 1, фиг. 16) крупно- и мелкочешуйчатую структуру (фиг. 17, *а*). Неоднородность структуры проявлена вследствие различной морфологии

и размеров индивидов антигорита. Величина чешуек антигорита колеблется от сотых долей до 0,2 мм, длина листочков достигает 0,4 мм при ширине 0,01—0,08 мм. Размеры выделений антигорита возрастают по мере приближения серпентинитов к габброидам. Процесс перекристаллизации лизардитовых серпентинитов в антигоритовые происходил без существенного нарушения их микропетельчатой структуры. Последняя отчетливо выявляется при изучении породы без анализатора, когда в ней обнаруживается пылевидный магнетит, воспроизводящий типичные черты петельчатого строения исходного серпентинита (см. Приложение 1, фиг. 17, *б*). Второстепенные минералы представлены карбонатом, тальком, бруситом, тремолитом, диопсидом, хлоритом, ломким хризотил-асбестом. Из числа рудных минералов кроме реликтовых магнетита и сильно метаморфизованного и разъеденного антигоритом хромшпинелида (см. Приложение 1, фиг. 18) обнаруживаются новообразованные самородное железо, пирит и молибденит (Еремеев, Сибилев, 1970). Карбонат (до 5%) присутствует в виде таблитчатых кристаллов размером от 0,3×0,5 до 0,5×1 мм, обладающих ромбоэдрической спайностью, иногда образует густую сеть тонких жилок или агрегатные скопления мелких зерен. Тальк (до 10%) слагает мелкие (0,02—0,05 мм) чешуйки, развивающиеся по антигориту. Брусит (0—15%) весьма редок, с карбонатом совместно не встречается. В гигантолистоватых серпентинитах брусит образует крупные таблички длиной до 0,4 мм, которые рассекаются лейстами антигорита. Тремолит (0—3%) сравнительно редкий минерал. В одном шлифе наблюдалось замещение его диопсидом ($cNg = 45°$). Хлорит (пеннин) образует гексагонально-таблитчатые выделения, изометричные, радиально-лучистые сферокристаллы и чешуйки размером до 0,3 мм. С процессом антигоритизации пород генетически связано образование тонких (2—30 мм) жил ломкого хризотил-асбеста.

Жильные образования. Процессы серпентинизации ультраосновных пород сопровождались появлением различных жильных образований. Большая часть их обычно относится к числу сравнительно маломощных прожилков, развивающихся по определенным системам трещин и в целом имеющих площадное распространение. В зависимости от состава среди прожилков можно выделить хризотил-асбестовые, офитовые и бруситовые.

Хризотил-асбестовые прожилки в Иджимском массиве встречаются очень часто и локализуются в аподунитовых, апогарцбургитовых и аполерцолитовых серпентинитах. В отдельных случаях хризотил-асбест дает промышленные концентрации (Саянское и Сатпыйское месторождения и другие проявления).

Офитовые прожилки обнаруживаются на всей площади массива. В Иджимском ядре офитовые прожилки тесно перемежаются с хризотил-асбестовыми и присутствуют примерно в равных количествах. В Омульском блоке офитовые жилы преобладают над хризотил-асбестовыми, в Орешском — зоны распространения офитовых жил, как правило, окаймляют асбестоносные залежи (Саянское месторождение). Офитовые прожилки образуют не менее трех разновременных генераций.

Офиты первой генерации представлены одиночными прожилками черного, реже темно-зеленого цвета. Прожилки сложены аморфным или поперечно-шестоватым офитом. Максимальная их мощность 3 см, обычная — 1—3 мм. Границы офитовых прожилков с вмещающими породами (серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, серпентиниты) ровные, резкие. Жильная масса легко отделяется от вмещающей породы. Прожилки черных офитов, залегающие в дунитах и гарцбургитах, в отличие от хризотил-асбестовых жил часто не сопровождаются серпентинитовой оторочкой. Однако для вмещающих эти жилы пород характерна весьма отчетливая зональность. Вдоль зальбандов офитового прожилка развиваются лизардитизированные гарцбургиты, которые на некотором удалении

от прожилка сменяются антигоритизированными гарцбургитами. Обычно зоны развития прожилков черного офита отчетливо совпадают с зонами развития наиболее ранних серпентиновых минералов (лизардит и антигорит первой генерации).

Офиты второй и третьей генераций имеют светло- и голубовато-зеленые цвета. Эти две разновозрастные группы офитов подтверждаются отчетливым пересечением одних поколений таких жил другими. Мощность жилок колеблется от первых миллиметров до 8 см. Офиты, как и хризотил-асбест, образуют следующие морфологические типы жилкования: мелкопрожил, мелкая сетка, простые и сложные отороченные жилы (см. Приложение 1, фиг. 19). Под микроскопом в офите наблюдается тонкая ленточная микроструктура (фиг. 20). Ленточность ориентирована параллельно зальбандам прожилка. Офит обогащен отдельными зернами магнетита и его сплошными скоплениями. Цепочки зерен магнетита располагаются перпендикулярно к контактам офитового прожилка. Магнетитовые жилки местами непрерывно прослеживаются из офита во вмещающие его серпентиниты. Вблизи офитового прожилка серпентиниты заметно обогащены магнетитом.

ПРОДУКТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ

В процессе преобразования серпентинитов возникают диопсидовая, амфиболовая, хлоритовая и тальковая зоны. Все они развиваются последовательно во времени, последние три зоны могут формироваться как путем непосредственного замещения исходного серпентинита, так и за счет ранее возникшей диопсидовой зоны.

Диопсидовая зона. Пироксенизация серпентинитов привела к образованию существенно диопсидовых пород массивной текстуры. На факт замещения серпентина диопсидом в Иджимском массиве впервые обратили внимание Г. В. Пинус с соавторами (1958). Пироксеновая зона представлена своеобразными нефритоподобными породами, сложенными спутанно-волокнистым диопсидом (каркарро) и мелко-, средне- и крупнозернистыми мономинеральными диопсидитами. К настоящему времени такие породы обнаружены в следующих пунктах: 1) в бассейне р. Омул, где они облекают штоковидные мелкие тела измененных габброидов, расположенные в поле серпентинитов, 2) на Саянском месторождении хризотил-асбеста, на контакте ультрабазитов с вулканитами чингинской свиты (скв. 42, гл. 9 м), а также вблизи дайки альбитизированных габбро-норитов (скв. 4, гл. 138 м), 3) в гальке руч. Левый Коярд, дренирующего контакт габброидов с серпентинитами.

Мощность зоны колеблется от нескольких сантиметров до 2 м.

Каркарро окрашены в белые, светло-желтые и яблочно-зеленые цвета. Под микроскопом каркарро обнаруживают фибронематобластовую структуру. Диопсид образует весьма тонкие (0,05 мм) удлиненные (0,4—1 мм) волокнистоподобные кристаллы, имеющие веретено- и клиновидные формы. Из второстепенных минералов присутствуют серпентин и реликтовый хромит, просвечивающий бурым цветом.

Мономинеральные диопсидиты сложены длиннопризматическими кристаллами клинопироксена с характерными клиновидными концами. Размеры зерен достигают 2 см. Из второстепенных минералов встречаются серпентин, гроссуляр и реликтовый хромшпинелид. В диопсидитах иногда обнаруживаются (р. Омул) желваки магнетитовых руд. Диопсидовая зона в направлении к центру гипербазитового массива постепенно переходит в тремолитовую (нефритовую) зону.

Амфиболовая зона. В составе зоны, имеющей мощность от первых сантиметров до 10 м, встречаются тремолититы, нефриты и тремолитсодержащие антигоритовые серпентиниты. Тремолитовая зона может

формироваться как путем непосредственного замещения исходного серпентинита, так и за счет ранее возникшей диопсидовой зоны.

Тремолититы. Тремолит-актинолитовые (амфиболовые) породы в Иджимском массиве впервые были обнаружены Н. Д. Меркурьевым в центральной части Иджимского гарцбургитового ядра и А. Д. Шелковниковым — в Коярдском ядре. При изучении гипербазитового массива нами еще в 1965—1966 гг. было установлено широкое развитие процессов амфиболизации ультраосновных пород в зоне их контакта с алюмосиликатными породами (габброиды, вулканиты). Внешне тремолититы выглядят массивными или сланцеватыми породами, имеющими зеленовато-серые, серовато-, светло- и голубовато-зеленые цвета. Корочка выветривания белая. Под микроскопом они обнаруживают фибронематобластовую или нематобластовую (см. Приложение 1, фиг. 21) структуры. В шлифах порода существенно состоит из удлиненно-таблитчатых, лучистых и игольчатых кристаллов тремолита. Длина табличек достигает 0,10 мм. В промежутках между амфиболом присутствует мелкочешуйчатый серпентин и тальк (до 3%). Из реликтовых минералов встречаются диопсид (до 10%) и хромшпинелид, просвечивающий желтовато-бурым цветом. Устанавливается развитие тремолита по диопсиду. Мелкие (0,05 мм) зерна хромшпинелида иногда замещены магнетитом, раздроблены и неравномерно растащены.

Нефрит. Валуны нефрита в верховьях руч. Левый Коярд обнаружил в 1967 г. А. Н. Сутурин. Коренные нефритопроявления были выявлены в 1972—1973 гг. А. К. Сибилевым (1977) на площади Саянского месторождения хризотил-асбеста, а в 1973 г. И. Н. Кузнецов, В. А. Подкаменный и А. П. Секерин открыли Куртушибинское месторождение нефрита, расположенное в междуречье Левый Коярд — Козларт — Бажи-Хем (Секерин, 1977).

Нефритовые тела залегают на контакте серпентинитов и основных пород алюмосиликатного состава. Кроме того, они замещают оливиновые вебстериты и вебстериты (Коярдское ядро). Длина жилообразных тел нефрита колеблется от первых десятков сантиметров до первых метров при мощности от 1—2 см до 2 м. В верховье р. Бажи-Хем обнаружена (Секерин, 1977) нефритовая «жила» длиной около 150 м при мощности 1—2 м.

Нефриты встречаются среди тремолититов или окаймляют последние со стороны серпентинитов.

Внешне нефрит представляет собой весьма плотную массивную скрытокристаллическую породу. Излом занозистый, раковистый. Корка выветривания белая. Цвет в сколах болотно-зеленый, неоднородный. Нефрит просвечивает в пластинках толщиной до 5 мм.

Порода сложена спутанно-волокнистым агрегатом бесцветного тремолита ($cNg = 12°$, $n_g' = 1{,}625$). Длина волокон 0,30 мм. Среди волокнистого тремолитового агрегата нефрита встречаются таблички тремолита, чешуйки серпентина и талька, а также реликтовые кристаллы хромшпинелида. В полированных шлифах обнаруживаются единичные зерна оргонита размером в поперечнике 0,006—0,05 мм. Нефрит часто рассланцован, качественные его разности встречаются редко. Со стороны антигоритовых серпентинитов нефритовые (тремолитовые) тела окаймлены в одних случаях тремолитизированными и хлоритизированными серпентинитами, в других — хлорититами, в третьих — антигорит-тремолит-тальковой породой (тальковая зона).

Амфиболизированные и хлоритизированные серпентиниты обнаружены на площади Саянского месторождения хризотил-асбеста, где они приурочены к контакту серпентинитов с вулканогенно-осадочными породами чингинской свиты. Помимо этого аналогичные серпентиниты были зафиксированы в целом ряде тектонических нарушений, отходящих от Контактного разлома к юго-востоку и расположенных в поле развития

асбестоносных хризотиловых серпентинитов (канавы 60, 70). Наиболее значительной и хорошо изученной является тектоническая зона, которая вскрыта расчисткой № 7, расположенной в 150 м от контакта гипербазитового массива с вмещающими породами. Азимут простирания зоны СЗ 305°, мощность 0,5—1,5 м, протяженность — первые десятки метров. В пределах зоны хризотиловые и лизардитовые серпентиниты претерпели дробление и интенсивные гидротермальные изменения, выразившиеся в перекристаллизации (антигоритизации), тремолитизации и хлоритизации пород. Широкое развитие получил ярко-зеленый офит (пикролит), имеющий продольно-шестоватое строение. Процессы антигоритизации, хлоритизации и тремолитизации серпентинитов сопровождались выделением тонкой рассеянной вкрапленной, прожилково-вкрапленной и вкрапленно-гнездовой никель-арсенидной и сульфидной минерализации (пентландит, маухерит и др.). В осевой брекчированной зоне нарушения наблюдаются участки, обогащенные магнетитом, который образует тонкие (1—5 см) прожилки и гнездообразные скопления (размер в поперечнике до 10 см).

Амфиболизированные и хлоритизированные серпентиниты имеют лепидобластовую структуру. Серпентин представлен чешуйчатым антигоритом и реликтовым лизардитом первой и второй генераций. Тремолит ($n'_g = 1{,}630$) близок к таковому в нефрите, местами он замещен вторичным диопсидом ($cNg = 45°$). Хлорит образует редкие чешуйки и агрегатные скопления небольших (0,01—0,2 мм) листочков.

Хлоритовая зона развивается как за счет тремолитовой зоны, так и путем непосредственного замещения серпентинитов. Мощность не превышает 0,5 м.

Мономинеральные хлорититы окрашены в темно-зеленый цвет и имеют сланцеватое или массивное сложение. Микроструктура пород лепидобластовая, крупночешуйчатая. Минеральный состав хлорититов: клинохлор (85—95%), серпентин, реликты оливина и хромшпинелида, просвечивающего красно-бурым цветом. Изредка в массе бесцветного клинохлора ($n'_g = 1{,}570$), образующего чешуйки размером до 1×2 мм, встречаются реликтовые цоизит ($n'_g = 1{,}718$) и тремолит.

Тальковая зона. В ее составе встречаются талькиты, антигорит-тремолит-тальковые, тальк-карбонатные и кварц-тальк-карбонатные породы. Тальксодержащие породы распространены незначительно (менее 1%) и обычно приурочены к зонам разломов, проходящим по контактам гипербазитового массива. Наиболее значительные выходы этих пород (мощностью около 100 м и протяженностью до 1—2 км) известны в Омульском блоке, где они впервые были выявлены Г. В. Пинусом в 1948 г. В меньшей мере эти породы распространены в Орешском, а также в Тиховском и Синюхинском тектонических блоках.

В бассейне руч. Левый Коярд наблюдался редкий случай непосредственного перехода лизардитовых серпентинитов в талькиты. Охотнее всего тальк замещает бастит и лизардит второй генерации (см. Приложение 1, фиг. 22). При замещении бастита мелкочешуйчатым (0,01—0,05 мм) агрегатом талька происходит выпадение обильной сыпи магнетита. Замещение тальком лизардита второй генерации начинается от границы последнего с петельчатым серпентином (лизардит первой генерации). На первой стадии отталькования серпентина образуются эмбриональные тальковые петли. Продолжая перерабатывать полуизотропный серпентин, тальк завоевывает все большее и большее пространство и, наконец, выполняет всю ячейку серпентиновой петли. В конечном итоге тальк перерабатывает и петельчатый серпентин, и порода превращается в мономинеральный талькит. Среди массы талька ($n'_g = 1{,}586$) наблюдаются примеси магнезита, тремолита, хлорита, диопсида, пирита, халькопирита и реликтового хромшпинелида.

Талькиты слагают тела линзообразной формы, имеющие мощность до 10 м и протяженность в первые десятки метров (правый борт долины р. Иджим). В геологическом отношении мономинеральные талькиты приурочены к зоне разлома, проходящей между гипербазитами и габброидными породами. Типичные талькиты обладают сланцеватым, реже массивным сложением. Микроструктура лепидобластовая (см. Приложение 1, фиг. 23). Тальк слагает основную массу пород, выделяясь в виде мелких удлиненных чешуек. Наиболее крупные чешуйки талька размером до 0,5 мм обладают совершенной спайностью по (001). В промежутках между тальком сохранились реликты серпентина и тремолита. Антигорит-тремолит-тальковые породы встречены в одном случае (Саянское месторождение хризотил-асбеста, скв. 33, гл. 14 м), где они с одной стороны граничат с антигоритовыми серпентинитами, а с другой — с породами амфиболовой зоны (тремолититы, нефриты). Здесь тальковая зона замещает амфиболовую.

Тальк-карбонатные породы наблюдались в истоках р. Коярд, на правобережье р. Иджим и других местах. Эти породы окрашены преимущественно в светло-серые, желтовато-зеленые цвета, имеют сланцеватую, иногда массивную текстуру.

Структура тальк-карбонатных пород порфиробластовая с микролепидобластовой основной тканью. Кроме талька и карбоната, в этих породах присутствуют примеси антигорита, тремолита, хромшпинелида и пирита.

Тальк (45—80%) слагает основную массу пород. Агрегаты мелких (0,005—0,05 мм) листочков, чешуек и пластинок талька располагаются в промежутке между зернами карбоната. Иногда тальк образует прожилки (0,1—2 мм), рассекающие кристаллы карбоната.

Карбонат (20—50%) образует кристаллы в форме ромбоэдров. Размер зерен 0,1—2 мм.

Брейнерит встречается в виде округлых зерен, обладающих весьма совершенной спайностью по ромбоэдру. Размер зерен брайнерита обычно не превышает 0,3 мм.

Антигорит образует в карбонатных зернах редкие иглы и лейсты длиной до 0,1 мм.

Тремолит выделяется в виде волокнистых и таблитчатых кристаллов, замещаемых тальком.

Хромшпинелид сильно метаморфизован. Пирит образует мелкие (0,01—0,8 мм) зерна, имеющие форму кубов и октаэдров. Переход тальк-карбонатных пород к серпентинитам постепенный.

Кварц-тальк-карбонатные породы (лиственит) распространены незначительно. Наиболее крупные выходы этих пород известны в верховье р. Коярд, а также в восточной части Орешского блока — в гольцовых участках Куртушибинского хребта.

Лиственит внешне представляют собой массивную породу светло-серого цвета, пронизанную в разных направлениях многочисленными прожилками кварца. Выветрелые лиственит имеют бурую окраску, связанную с разложением карбонатов с выделением окислов железа.

Порода сложена в основном тальком, кварцем и карбонатом. Карбонат преобладает (см. Приложение 1, фиг. 24). Из второстепенных минералов присутствуют халцедон, хлорит, фуксит, пирит, халькопирит и орегонит. Реликтовые минералы представлены серпентином и метаморфизованными зернами хромшпинелида.

Карбонат (40—60%) в лиственитах представлен магнезитом и брейнеритом и выделяется в той же форме, что и в тальк-карбонатных породах. Изредка встречается доломит.

Тальк тесно ассоциирует с реликтовым серпентином.

Кварц (до 40%) образует мелкозернистые агрегаты и слагает прожилки. Наряду с кварцем встречается халцедон. Он наблюдается в виде

мелкочешуйчатых радиально-лучистых и колломорфно-сферолитовых агрегатов.

Хлорит ($n'_g = 1{,}591$, $n'_p = 1{,}582$, $n'_g - n'_p = 0{,}009$) приурочен к кварцевым массам.

Фуксит встречается вблизи зерен метаморфизованного хромшпинелида и образует агрегаты микроскопических чешуек и листочков. Фуксит имеет совершенную спайность в одном направлении, удлинение положительное, погасание прямое. Схема абсорбции: Ng — зеленая, Np — светло-зеленая. Показатели преломления: $n'_g = 1{,}609 - 1{,}611$, $n'_p = 1{,}576 - 1{,}578$).

В аншлифах из лиственитов выявлены пирит, халькопирит и орегонит (размером в поперечнике 0,002—0,005 мм).

ВЫВЕТРИВАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы массива в общем слабо изменены процессами выветривания и лишь изредка в зонах тектонических нарушений обнаруживаются признаки древней коры выветривания (Еремеев, Сибилев, 1966, 1973).

Гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты более устойчивы к агентам выветривания, чем серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты, что объясняется присутствием в последних двух разновидностях пород брусита, который, как хорошо известно (Гинзбург, Рукавишникова, 1951), в поверхностной зоне принадлежит к неустойчивым минералам. Неодинаковая степень выветривания серпентинитов различной природы позволяет легко различать их в полевых условиях.

Ультраосновные породы, подверженные гипергенным изменениям, имеют плотное сложение, слабо трещиноваты, изредка содержат полости выщелачивания, иногда выполненные артинитом, керолитом и арагонитом, пестро окрашены в белесоватые, буроватые, желтоватые и фисташково-зеленоватые цвета. Такие породы обладают по сравнению с невыветрелыми разностями заметно меньшей объемной массой. Процессу слабого выветривания (выщелачивания) подверглись не сплошь все ультраосновные породы, а отдельные участки их, как правило, тяготеющие к трещинам (см. Приложение 1, фиг. 25).

Бастит в апогарцбургитовых серпентинитах, затронутых выветриванием, окрашен за счет вторичных продуктов в белесые, бурые, темно-коричневые и желтовато-зеленые цвета.

При микроскопическом изучении ультраосновных пород из зоны выветривания установлено, что оливин, входящий в состав дунитов и гарцбургитов, как правило, не претерпевает каких-либо изменений. Ромбический пироксен также остается практически неизмененным.

В составе дунитов, гарцбургитов и серпентинитов минералы серпентиновой группы участвуют как минералы-реликты и как минералы, затронутые процессами выветривания. К гипергенным изменениям серпентинов относятся их обохривание, превращение в водные силикаты магния, основные карбонаты магния и гидраты окиси железа. Скорость и интенсивность изменений серпентина, кроме внешних условий среды, зависят также от структурных особенностей его отдельных разновидностей. Гипергенному изменению подвержен в основном лизардит (петельчатый и пластинчатый), т. е. обохривание прежде всего поражает серпентин в петлях, оставляя хризотиловые ячейки неизмененными. Такое избирательное выветривание серпентиновых минералов, по-видимому, связано с наличием в лизардите первой генерации включений тонкодисперсного брусита и самородного железа.

Глубина распространения частично выветрелых ультраосновных пород обычно составляет 30—45 м, в зонах разломов гипергенные минералы встречаются на глубинах около 130 м и даже более.

Возраст древней коры выветривания, остатки которой обнаруживаются на ультрабазитах Иджимского массива, очевидно, домиоценовый. Аналогичный возраст коры выветривания, связанной с гипербазитами Хемчикско-Куртушибинского гипербазитового пояса, был установлен В. П. Еремеевым и А. К. Сибилевым (1966) в районе Актовракского месторождения хризотил-асбеста.

ГАББРОИДЫ, АЛЬБИТИТЫ И РОДИНГИТЫ

Плагиоклазсодержащие пироксениты

Плагиоклазсодержащие пироксениты, по классификации О. А. Воробьевой и С. В. Ефремовой (1973), отнесены к группе габброидных пород.

Во внутренних частях Иджимского гипербазитового массива пироксениты образуют отдельные жилообразные тела (мощностью от первых сантиметров до 0,5—1 м) и мелкие обособления неправильной формы. Далее на восток количество жил пироксенитов и их объем увеличиваются, появляются линзо- и штокообразные тела. В левом борту долины руч. Левый Коярд жилы плагиоклазсодержащих пироксенитов, рассекая ультрабазиты в тех или иных направлениях, часто сочленяются между собой, пересекаются, в результате чего между ними оказываются отдельные участки серпентинитов самой различной формы и разнообразных размеров. В переходной зоне от ультраосновных пород к диопсид-анортитовым габбро (правый борт долины руч. Левый Коярд, верховье р. Блялик) располагается мощная (до 200 м) зона плагиоклазсодержащих пироксенитов, среди которых наблюдаются обильные реликтовые тела серпентинитов. Форма реликтовых тел округлая, угловатая, неправильная. Размеры серпентинитовых останцов колеблются от нескольких сантиметров до первых десятков метров в поперечнике. Мелкие обломки серпентинита, погруженные в пироксенитовый «цемент», имеют антигоритовый состав. Более крупные блоки серпентинитов (до 20—50 м в поперечнике) характеризуются зональным строением. Центральная часть их сложена лизардитовыми серпентинитами, краевая — антигоритовыми. Полосчатость в серпентинитах, обусловленная перемежаемостью аподунитовых серпентинитов с апогарцбургитовыми, ориентирована в северо-восточном направлении с падением на северо-запад (340°) под углом 40° (единичные замеры, руч. Левый Коярд). Переход от серпентинитов к пироксенитам всегда резкий.

Макроскопически пироксениты представляют собой средне- и крупнозернистые породы зеленовато-серого цвета, покрытые красновато-бурой коркой выветривания. В отдельных случаях пироксениты содержат шлировидные участки гигантозернистого сложения размером в диаметре до 3 м.

Минералогический состав пироксенитов характеризуется наличием сильно измененного основного плагиоклаза (5—15%), амфиболизированного клинопироксена (70—85%) и разложенного ортопироксена (5—15%).

Свежий первичный плагиоклаз не встречен. Толстопризматические его кристаллы замещены серым агрегатом, состоящим из альбита, граната, цоизита, чешуек хлорита и пелита. Двойниковое строение минерала затушевано развитием вторичных продуктов. Первичную основность плагиоклаза определить невозможно. Судя по отсутствию следов зонально-

сти плагиоклаза и исходя из состава замещаемых его вторичных минералов, плагиоклаз, по-видимому, относится к основному ряду.

Клинопироксен составляет основную массу породы. Обычно он частично и полностью замещен уралитовой роговой обманкой, обладающей отчетливым плеохроизмом: по Ng — светло-зеленый, по Np — буровато-зеленый. Оптические свойства уралита: $cNg = 12—27°$, $n'_g = 1{,}660—1{,}664$, $n'_p = 1{,}645—1{,}646$, $ng—np = 0{,}015—0{,}018$, $2V = —80°$. Уралит, в свою очередь, замещается бледно-зеленым актинолит-асбестом. Ромбический пироксен (энстатит), встречающийся между зернами клинопироксена, аналогичен ортопироксену из оливиновых энстатититов и гарцбургитов. Он бесцветен, разбит трещинами, по которым развивается серпентин. На контакте плагиоклазсодержащих пироксенитов с серпентинитами за счет первых часто образуются родингиты, а за счет вторых — тремолититы и хлорититы.

Эвкритовые габбро

Выходы диопсид-анортитового габбро (эвкрита) располагаются между плагиоклазсодержащими пироксенитами на западе и габбро-норитами на востоке (руч. Левый Коярд, р. Блялик). Эвкриты вблизи контакта габброидов с ультрабазитами наблюдаются среди плагиоклазсодержащих пироксенитов в виде небольших шлировидных обособлений размером в поперечнике до 2 м. Переходы между породами постепенные. По мере удаления от контакта с ультраосновными породами количество шлиров габбро в массе пироксенита постепенно увеличивается. В 300—500 м от контакта эвкриты становятся преобладающими породами. Они образуют крупные поля, среди которых уже пироксениты встречаются в эвкритах в виде изолированных шлировидных включений (см. Приложение 1, фиг. 26). Иногда в диопсид-анортитовых габбро наблюдаются блоки антигоритовых серпентинитов, окруженные пироксенитовой оторочкой. Средняя мощность эвкрит-пироксенитовой зоны оценивается в 400 м. Эвкриты имеют неравномерно-зернистую структуру, массивную текстуру. На отдельных участках встречаются полосчатые, такситовые и пегматоидные эвкриты. Размеры кристаллов клинопироксена и плагиоклаза достигают нескольких сантиметров в длину. При микроскопическом изучении обнаруживается, что порода состоит почти исключительно из вторичных минералов. Первичные минералы эвкрита — клинопироксен и анортит сохранились лишь в виде реликтов, суммарное количество которых колеблется от 5 до 40%. Среди измененных диопсид-анортитовых габбро (см. Приложение 1, фиг. 27) можно выделить цоизитизированное габбро с различимой габбровой структурой и полностью зеленокаменно измененное габбро, превращенное в тремолит-цоизитовые породы.

В измененном эвкрите наиболее широко распространен белый цоизит, образующий чаще всего полные псевдоморфозы по таблитчатым кристаллам анортита. Наряду с белым цоизитом иногда встречается его марганцовистая разность — розовый цоизит (тулит). В гораздо меньших количествах по анортиту развиваются скаполит и пренит.

Клинопироксен замещен амфиболами нескольких разновидностей. Наиболее ранней является уралитовая роговая обманка, по которой в свою очередь развивается бледно-зеленоватый актинолит или бесцветный тремолит.

Габбро-нориты

Двупироксеновые зеленокаменно измененные габбро-нориты (лабрадор±ортопироксен+клинопироксен±оливин) широко развиты в междуречье Иджим — Омул, а также вдоль восточного края полосы габброидных пород — в северной части района.

Постепенный переход между диопсид-анортитовыми габбро и габбро-норитами можно наблюдать в долине руч. Левый Коярд и его правых притоков. Ширина переходной зоны составляет около 300 м. Мощность габбро-норитового слоя приблизительно 500 м.

Первичные породообразующие минералы габбро-норитов: плагиоклаз № 65 (40—80%), клинопироксен (40—55%), ортопироксен (5—10%), оливин (0—8%). Второстепенные минералы представлены апатитом, сфеном, рутилом, ильменитом, цирконом, пиритом и пирротином. Обычно габбро-нориты сильно изменены постмагматическими процессами. Особенно интенсивно вторичные процессы проявлены вдоль зон разломов.

Эпигенетические изменения плагиоклаза сопровождаются почти полным его замещением вторичными минералами: соссюритом, альбитом, альбит-олигоклазом, кварцем (0—4%), белым и розовым цоизитом, гранатом, актинолитом, хлоритом, зеленым биотитом, скаполитом и пренитом.

Пироксены частично или полностью замещаются различными амфиболами, гранатом, хлоритом и серпентином. Последний перерабатывает также и оливин.

Нормальные габбро

Внешне нормальные габбро представляют собой среднезернистую породу серого цвета с выделяющимися зелеными кристаллами роговой обманки. Минеральный состав пород: реликты плагиоклаза № 40—45 (5—40%), реликты пироксенов (до 25%), бурая роговая обманка ($cNg=22°$) (0—20%), амфибол актинолит-тремолитового ряда (20—35%), эпидот (40—50%), хлорит (3—6%), кварц (до 4%), лейкоксенизированный ильменит, толстопризматический (до 2 мм) апатит (0,1—5%).

Альбититы

Габброиды на отдельных участках (междуречье Иджим — Омул, руч. Левый Коярд) подвержены процессам локальной альбитизации с образованием мономинеральных альбититов.

Альбититы слагают тела неправильной формы мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров.

В их составе кроме альбита (80—90%) также отмечаются второстепенные минералы: кварц, хлорит, зеленовато-бурый биотит, актинолит, эпидот, лейкоксенизированный ильменит, рутил, циркон, апатит, пирит. Структура пород среднезернистая, пойкилогранобластовая, порфировидная.

Родингиты

Родингиты — продукты метаморфической переработки габброидов. Наиболее широко они распространены в Орешском блоке, где к настоящему времени выявлено около 100 выходов этих пород, и в меньшей мере — в Омульском (6 выходов), Иджимском и Синюхинском (по 2 выхода) блоках.

Апогаббroидные родингиты в Иджимском массиве обнаруживаются среди дунитов, перидотитов, серпентинитов, а также в зоне плагиоклазсодержащих пироксенитов. Среди первичных ультрабазитов родингиты, как правило, одеты в тонкую серпентинитовую рубашку. Родингиты образуют жило- и линзообразные тела или овальной формы будины. Мощность тел от первых сантиметров до первых метров.

При геологическом картировании родингиты чаще всего наблюдались в виде свалов. В коренном залегании они были вскрыты на площади Саянского месторождения хризотил-асбеста. Здесь жилообразные тела ро-

дингитов образуют субмеридиональную систему направления простираний с крутым (50—70°) падением на запад.

Вблизи контакта с родингитами серпентиниты в зоне мощностью до 0,5 м рассечены сложной сетью жилок, обычно выполненных тремолитом, хлоритом, офитом и хризотил-асбестом. Родингиты иногда сами бывают рассечены как мелкими (1—2 мм), так и более крупными (до 2 см) трещинами, выполненными везувианом, гранатом, клинохлором и офитом с хризотил-асбестом (Саянское месторождение). Выходя из родингитового тела во вмещающие серпентиниты, жилки клинохлора резко сменяются вначале офитом, внутри которого наблюдаются обособления асбеста, а затем хризотил-асбестом (Еремеев, Сибилев, 1969). Границы между жильными минералами внутри прожилка обычно тупые, с выпуклой поверхностью, обращенной в сторону известково-силикатной породы. Хризотил-асбестовые жилки вблизи родингитов утоняются и преломляются (см. Приложение 1, фиг. 28). В зонах интенсивной хризотилизации ультрабазитов родингиты чаще всего бывают одеты в хлоритовую рубашку, реже в диопсидовую или тремолитовую (нефритовую).

В строении родингитовых тел выделяется довольно четкая зональность. Типичная метасоматическая колонка имеет следующий вид: 1) слабо измененные габброиды, 2) осветленные и частично гранатизированные габброиды, 3) существенно гроссуляровые и везувиановые родингиты, 4) существенно хлоритовые родингиты.

Существенно гранатовые родингиты обнаружены в Омульском и Синюхинском блоках. Это желтовато-белые с розовым оттенком породы, обладающие большим удельным весом. Хлорит придает родингитам темно-зеленые цвета, а диопсид — серовато-зеленые. Структура родингитов фиброгранобластовая, гранобластовая. Родингиты, кроме граната (до 92%), также содержат вторичный диопсид, везувиан, хлорит. Между агрегатами зерен граната имеются пустоты, частично выполненные хлоритом. В гранате включены призматические кристаллы везувиана и диопсида. Максимальное содержание диопсида в родингитах 45% (пироксен-гранатовые родингиты). Размер кристаллов клинопироксена колеблется от долей миллиметра до 2 см.

Везувианиты широко развиты на хризотил-асбестоносных участках (Саянское месторождение, руч. Левый Коярд). Внешне эти породы представляют собой оливково-зеленую, зеленовато-белую очень плотную тонкозернистую породу. Минеральный состав везувианитов: везувиан (до 80%), андрадит (3—20%), диопсид (5—12%), цоизит (1—3%), сфен (0—2%), хлорит (до 3%). Структура — пойкилогранобластовая.

Встречаются также ассоциации гроссуляр+везувиан+хлорит±цоизит (везувиан-хлоритовые, существенно хлоритовые родингиты).

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ И АССОЦИИРУЮЩИЕСЯ С НИМИ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ПРОДУКТЫ ИХ МЕТАМОРФИЗМА

Основные эффузивы представлены спилитами, диабазами и спилитовыми порфиритами — темно-зелеными плотными породами, слабо затронутыми рассланцеванием. Петрографически диабазы и спилиты являются близкими образованиями и различаются присутствием в первых породах незначительных реликтов основного плагиоклаза, сохранившегося от замещения его альбитом.

Спилиты имеют апоинтерсертальную структуру основной массы и содержат исключительно редкие вкрапленники альбита и пироксена. Темноцветные вкрапленники (размером до 2 мм) представлены авгитом, частично или полностью замещенным агрегатами хлорита, реже актинолита и стильпномелана. Основная масса породы и порфировидные выделения плагиоклаза замещены альбитом № 0—8 (25—60% объема породы),

хлоритом (15—35%), актинолитом (5—18%), стильпномеланом (до 15%), клиноцоизитом (до 5%), эпидотом (до 8%) и карбонатом (1—2%). Миндалины в диабазах, размером 1—5 см, выполнены кварцем, хлоритом и кальцитом. Спилиты и диабазы содержат значительное количество (до 10%) лейкоксенизированного ильменита. Магнетит редок (менее 1%). Изредка встречается когенит. Общий минеральный состав туфогенных пород близок к составу основных эффузивов.

Динамометаморфические формации зоны смятия Контактного разлома обладают отчетливо выраженной зональностью, причем наиболее измененные породы располагаются вблизи гипербазитов. В участках непосредственного соприкосновения вулканитов с ультраосновными породами устанавливается следующая зональность (в направлении к контакту с серпентинитами): зеленокаменно измененные основные эффузивы — клиноцоизитовая зона — клинопироксеновая зона — альбитовая. В большинстве случаев зональность не имеет полного развития, и чаще всего отсутствуют альбитовая и клинопироксеновая зоны, наиболее выдержанной является клиноцоизитовая зона.

Метасоматические образования слагают узкую (0,5—3,8 м) прерывистую кайму, протягивающуюся параллельно контакту гипербазитового массива.

Клиноцоизитовая зона представлена пренит-клиноцоизитовыми, гроссуляр-клиноцоизит-салитовыми породами. Из зеленокаменно измененных основных эффузивов, сложенных, как указывалось, альбитом, хлоритом, карбонатом, актинолитом и лейкоксенизированным ильменитом, постепенно исчезают карбонат и хлорит, которые замещаются новообразованным клиноцоизитом.

Маложелезистый эпидот — клиноцоизит ($n'_g = 1{,}710$, $n'_p = 1{,}705$, $n_g - n_p = 0{,}005$, $cNg = 7°$) наблюдается в виде табличек размером от 0,05 до 0,3 мм. С ростом содержания клиноцоизита (до 85%) резко уменьшается количество альбита. Ильменит нацело замещается лейкоксеном. Структура пород клиноцоизитовой зоны пойкилогранобластовая, диабластическая. Текстура — сланцеватая, местами прожилково-полосчатая. Тонкие прожилки образованы пренитом. Мощность клиноцоизитовой зоны от 4 см до 1—3 м.

С переходом в *клинопироксеновую* (*родингитовую*) *зону* постепенно исчезает актинолит, появляется новообразованный моноклинный пироксен. Он представлен известково-железисто-магнезиальной разновидностью — салитом. Размер зерен клинопироксена 0,02—0,4 мм. Лейкоксен пород сменяется сфеном. Появляются также новообразования стильпномелана, рутила, апатита и сульфидов. Альбит в этой зоне устойчив. За счет дегидратации клиноцоизита появляется гроссуляр (2—5%). Его прозрачные и бесцветные зерна обычно аномально-анизотропны и обладают секториальным погасанием. С гранатом тесно ассоциирует везувиан (до 3%), который наблюдается в виде мелких (0,3 мм) кристаллов, обладающих отрицательным удлинением и аномальными оливково-зелеными и бурыми цветами интерференции.

Клинопироксен замещается альбитом и натровым актинолитом ($n'_g = 1{,}638—1{,}648$, $cNg = 18°$, $n_g - n_p = 0{,}017$). Альбит редко сдвойникован, свежий, иногда с включениями моноклинного пироксена, клиноцоизита и сфена. Судя по оптическим свойствам, альбит ($n'_g = 1{,}534—1{,}537$) содержит не более 10% анортитового компонента. Стильпномелан ($n'_g = 1{,}578—1{,}650$, $n_g - n_p = 0{,}035—0{,}050$) присутствует в породе в незначительном количестве (1—2%), слагая прожилки среди агрегатов клинопироксена. Рутил, образующий волосовидные кристаллы, ассоциирует с альбитом и сульфидами. Апатит тесно связан с актинолитом и образует единичные мелкие (0,003—0,2 мм) вкрапленники хорошо ограненных кристаллов. Мощность зоны 0,1—0,6 м.

Альбитовая зона представлена гранат-салит-альбитовыми и актинолит-салит-альбитовыми, актинолит-альбитовыми породами. Структура пород гранобластическая неравномерно-зернистая. Текстура сланцевато-полосчатая с элементами микроплойчатости. Минеральный состав пород: альбит (60—80%), салит (20—35%), бурый амфибол (0—5%), стильпномелан (1—2%), актинолит (до 30%), сфен (3—4%), сидерит (0—3%), гроссуляр (до 1%) и сульфиды (до 5%).

Осадочные породы представлены углисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими редкие линзы доломитов и известняков.

Углисто-кремнистые сланцы в относительно удаленных от Контактного разлома участках окрашены в зеленоватые, сероватые, темно-серые и черные цвета. Выветрелые разности, содержащие тонкие пленки лимонита, имеют светлую желтоватую окраску. Структура пород роговиковая, лепидогранобластовая. Текстура сланцевато-полосчатая. Кварц составляет более 55% объема породы. Преобладающий диаметр зерен кварца 0,03—0,1 мм. Среди кварца встречаются зерна альбита (до 15%), тонкие иглы актинолита (2—30%), таблички эпидота (0—1%), полоски пелитоморфного черного (углистого) пигмента (1—8%) и единичные зерна рудного минерала и флюорита. Углистое вещество придает сланцам темно-серую или черную окраску. Зеленоватая и светло-серая окраска связана с присутствием актинолита. В непосредственной близости от гипербазитов (0,5—2 м) кремнистые сланцы претерпевают уплотнение и превращаются в монолитно-сливные кварциты, имеющие на выветрелой поверхности полосчато-сланцеватое строение. Цвет кварцитов изменяется от черного в относительно удаленных от контакта с гипербазитами участках до серовато-белого и белого с розоватым оттенком вблизи контакта. Осветление пород связано, по-видимому, с выносом углистого вещества в соседние зоны. В кварцитах обнаружен рутил.

Кремнисто-глинистые сланцы. Глинистый материал сланцев большей частью перекристаллизован в хлорит, зеленый биотит, волокнистый актинолит. Поэтому в подавляющем большинстве случаев кремнисто-глинистые сланцы являются типичными кремнисто-хлоритовыми, кремнисто-серицитовыми, кремнисто-актинолитовыми, кремнисто-хлорит-биотитовыми. Сланцы, как правило, содержат примесь углистого материала и пылевидную сыпь (0,001—0,2 мм) пирита. Вблизи контакта с гипербазитами в сланцах появляются чешуйки новообразованного стильпномелана, придающего породам отчетливо коричневатый оттенок, и порфиробласты альбита (0,3—2 мм). Отмечается замутнение зерен альбита темным пигментом (привнос углистого (?) вещества в процессе роста кристалла), которое ослабевает по мере приближения к контакту с ультраосновными породами. Углистое вещество сланцев в стильпномелановой зоне проявляет тенденцию скопляться в небольшие узелки (до 1 см в поперечнике), в результате чего порода приобретает пятнисто-полосчатый облик. Углистость хорошо подчеркивает структуру тектонизированных пород — плойчатость, дробление. В зоне соприкосновения сланцев с гипербазитами среди первых появляются альбит, апатит, сфен, гроссуляр, салит и графит (на плоскостях скольжения пород). В приконтактовой зоне наблюдается некоторое обогащение сланцев сульфидной минерализацией (пирротин, находящийся в тесном срастании с арсенопиритом и сфалеритом, пирит и халькопирит). Сульфиды образуют прерывистые маломощные (0,01—0,3 мм) прожилки длиной до 1—3 см и изредка дают гнездовые обособления размером в поперечнике до 5 см. Общее количество сульфидных минералов достигает 5%.

Фтаниты имеют криптокристаллическую структуру и состоят в основном из кварца и небольшой (до 5%) примеси углистого вещества. В этих породах иногда встречаются остатки радиолярий и спикулы губок (Конюшков, 1959; Семенов, Любалинская, 1969).

Доломиты слагают единичные линзы мощностью до 10 м и протяженностью в первые сотни метров. Они обладают серой или темно-серой окраской и характеризуются плотным сложением. Порода подвержена по трещинкам слабому отальковванию и пронизана тонкими (до 2 см) жилками молочно-белого марганцовистого кальцита.

Известняки встречаются исключительно редко. Они сложены мелкозернистым кальцитом и небольшим количеством углистого вещества. Присутствие последнего обусловливает темную окраску пород и характерный сероводородный запах, издаваемый известняком при ударе молотком. Метаморфизм известняков выражается в их перекристаллизации и превращении в мраморы с образованием гранобластовых структур. Размер зерен кальцита не превышает 0,2—0,5 мм.

Метаморфизм осадочных отложений (чингинская свита) отвечает филлитовой и зеленосланцевой фациям. Фация филлитов соответствует пренит-пумпеллиитовой фации, выделенной Д. С. Кумбсом (Coombs, 1960) для вулканогенных пород.

В зоне Контактного разлома проявлен второй тип метаморфизма — более поздний, наложенный на первый. Этот тип имеет узко локальное распространение. Зональность его четко выраженная. С этим метаморфизмом связаны метасоматоз и гидротермальные процессы. Второй тип широко известен как динамометаморфизм, метаморфизм зон смятия и рассланцевания, обусловленный стрессовыми напряжениями и локальным подъемом теплого потока вдоль зон разломов.

Глава 3

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ОФИОЛИТОВ

Минеральный состав изученных офиолитов весьма разнообразен. Всего обнаружено около 50 гипогенных и 12 гипергенных минеральных видов и разновидностей.

Среди гипогенных минералов встречены: *самородные элементы* — железо, золото, серебро, графит; *карбиды* — когенит; *интерметаллические соединения* — орегонит, динерит, маухерит; *антимониды* — брейтгауптит; *сульфиды* — пентландит, хизлевудит, пирротин, пирит, сфалерит, молибденит, арсенопирит, теннантит, халькопирит; *окислы* — хромшпинелид, магнетит, ильменит, рутил; *гидроокислы* — брусит; *островные* и *кольцевые силикаты* — оливин, гранат, везувиан, сфен; *цепочечные силикаты* — группа пироксенов (энстатит, авгит, диопсид, салит), цоизит, эпидот, амфибол; *слоистые силикаты* — серпентин, тальк, хлорит, пренит, зеленый биотит, стильпномелан, фуксит; *каркасные силикаты* — плагиоклаз, альбит, скаполит, кварц; *карбонаты* — магнезит, брейнерит, доломит, сидерит, кальцит; *фосфаты* — апатит; *фториды* — флюорит.

В Иджимском массиве к настоящему времени обнаружены следующие гипергенные минералы: опал, кероли т, сапонит, магнезит, кальцит, арагонит, артинит, пироаурит, лимонит, халькозин, ковеллин и малахит. В офиолитах рассматриваемого района велики перспективы открытия новых минералов.

Важная особенность минералогии ультрабазитов — широкое развитие хризотила, в том числе и хризотилового асбета. С процессами серпентинизации ультраосновных пород связывается образование самородного железа, когенита, орегонита, пентландита и других сульфидов. Некоторая минералогическая индивидуальность имеет место в дунит-гарцбургитовой ассоциации. Здесь находится хромшпинелид, содержащий до 65,09% Cr_2O_3. На асбестоносных площадях обнаруживаются андрадит-везувиановые родингиты.

Ниже описаны следующие минералы: гипогенные — оливин, пироксен, хромшпинелид, серпентин, брусит, термолит, хлорит, пренит, гранат, везувиан, цоизит, магнетит, самородные элементы, когенит, интерметаллические соединения и сульфиды; гипергенные — опал, каролит, сапонит, кальцит, арагонит, артинит, пироаурит и лимонит. Каркасные силикаты, карбонаты, сфен, и другие минералы из описания опущены.

ОЛИВИН

Оливин — главнейший породообразующий минерал дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. Первоначальное его количество в этих породах соответственно составляло в среднем 95, 85 и 70%. Оливин также присутствует в ортопироксенитах (до 30% объема породы), вебстеритах (до 10%), а также в габбро-норитах (0—8%).

Морфология зерен оливина самая разнообразная. В первичных ультрабазитах минерал представлен таблитчатыми, толстопризматическими и неправильными кристаллами. В энстатититах, вебстеритах и габброноритах оливин имеет округлую форму. Размер его зерен колеблется от долей до 2 мм, составляя чаще всего 0,1—0,3 мм.

В шлифах оливин бесцветный. Показатели преломления минерала: $n_g' = 1{,}687—1{,}700$, $n_p' = 1{,}642—1{,}653$, $n_g—n_p = 0{,}036—0{,}043$; $2V = +$ $+(86—88°)$. Общая железистость оливина, рассчитанная по его оптическим показателям (Дир и др., 1965), колеблется от 5 до 13%. Наиболее широко распространены форстериты с содержанием 6—9% фаялитового компонента. Некоторое представление о химическом составе оливина из ультраосновных пород дает табл. 1.

Таблица 1

Химический состав оливина из ультрабазитов Иджимского массива

Окисел	1	2	3	Окисел	1	2	3
SiO_2	41,73	40,42	41,00	CoO	0,008	0,01	0,02
TiO_2	0,00	0,007	0,02	MgO	49,07	48,75	45,85
Al_2O_3	0,22	0,36	0,82	CaO	0,24	0,32	1,25
Cr_2O_3	0,043	0,007	Не опр.	Na_2O	0,09	0,04	0,07
Fe_2O_3	1,62	1,47	0,22	K_2O	0,11	0,06	0,07
FeO	5,05	6,30	7,00	H_2O^+	1,25	1,38	1,20
MnO	0,14	0,13	0,12	H_2O^-	0,06	0,16	1,80
NiO	0,36	0,36	0,27	Сумма	99,991	99,774	99,71

Примечание. Кристаллохимические формулы оливина:

1. $(Mg_{1,785}Fe^{2+}_{0,103}Fe^{3+}_{0,030}Mn_{0,003}Ni_{0,007}Cr_{0,001}Ca_{0,006}Na_{0,004}K_{0,004}Al_{0,006})_{1,949} \cdot Si_{1,018}O_4$;
2. $(Mg_{1,795}Fe^{2+}_{0,130}Fe^{3+}_{0,027}Mn_{0,003}Ni_{0,007}Ca_{0,008}Na_{0,002}K_{0,002}Al_{0,009})_{1,983}(Si_{0,999} \cdot Al_{0,001})_{1,00}O_4$;
3. $(Mg_{1,712}Fe^{2+}_{0,147}Fe^{3+}_{0,004}Mn_{0,003}Ni_{0,006}Ca_{0,033}Na_{0,004}K_{0,002}Al_{0,024})_{1,935}Si_{1,027}O_4$.

Общая железистость оливина (f), рассчитанная по данным химического анализа (атом. %): 1—6,9; 2—8,1; 3—8,1. Оливин: 1 — из дунитов (среднее по 5 анализам), 2 — из гарцбургитов (3 анализа), 3 — из лерцолитов (1 анализ). Материалы В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева, Г. И. Кушныря.

$$f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100\%$$

Железистость оливина, судя по данным химического анализа, растет в ряду: дунит ($f = 6{,}7\%$) — гарцбургит ($f = 8{,}0\%$) — лерцолит ($f = 8{,}8\%$).

Из элементов-примесей в оливине обнаружены титан, алюминий, хром, марганец, никель, кобальт, кальций, натрий и калий. Обращает на себя внимание повышенное содержание кальция и алюминия в минерале. Содержание алюминия и кальция в оливине из лерцолитов (Al_2O_3 — 0,82%, CaO — 1,25%) значительно выше, чем в оливине из гарцбургитов (Al_2O_3 — 0,36%, CaO — 0,32%) и дунитов (Al_2O_3 — 0,22%, CaO — 0,24%). В то же время оливин из лерцолитов отличается от оливина из дунитов и гарцбургитов наиболее низкими содержаниями марганца (MnO — 0,12%) и никеля (NiO — 0,27%).

ОРТОПИРОКСЕН

Ортопироксен — постоянный компонент ультраосновных пород, плагиоклазсодержащих пироксенитов и габбро-норитов. Количество этого минерала в среднем составляет (%): дуниты — 5, гарцбургиты — 15, лерцолиты — 18, ортопироксениты и вебстериты — около 70, плагиоклазсодержащие пироксениты — 10, габбро-нориты — 7.

Таблица 2

Результаты химического анализа ортопироксена из гарцбургитов Иджимского массива (обр. 8И/462)

Окисел	Вес. %	Вес. % в пересчете на 100	Молекулярные количества (10 000)	Атомные количества кислорода	Количество атомов кислорода, рассчитанное на 6	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO_2	54,00	54,87	9131	18 262	3,808	9131	1,904
TiO_2	Сл.	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	2,24	2,28	224	672	0,140	448	0,093
Cr_2O_3	0,59	0,60	39	117	0,024	78	0,016
Fe_2O_3	1,24	1,26	79	237	0,049	158	0,033
FeO	4,56	4,64	646	646	0,135	646	0,135
MnO	0,12	0,12	17	17	0,004	17	0,004
NiO	0,12	0,12	16	16	0,003	16	0,003
MgO	33,65	34,20	8482	8 482	1,769	8482	1,769
CaO	1,50	1,52	271	271	0,056	271	0,056
Na_2O	0,23	0,23	37	37	0,008	74	0,015
K_2O	0,16	0,16	17	17	0,004	34	0,007
H_2O^+	1,65	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,06	100	—	28 774	6	—	4,035

Общий делитель — 4795,67

Примечание. Кристаллохимическая формула ортопироксена:

$$I(Ca_{0,056}Na_{0,015}K_{0,007})_{0,078}(Mg_{1,769}Ni_{0,009}Mn_{0,004}Fe^{2+}_{0,135}Fe^{3+}_{0,030}Cr_{0,016})_{1,957}]_{2,035} \cdot (Si_{1,904}Al_{0,093}Fe_{0,003})_2O_6.$$

Соотношение атомов: $\frac{(Fe^{+2}+Fe^{+3})\cdot 100\%}{Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mg} = 8{,}6$; $\frac{Ca\cdot 100\%}{Ca+Mg} = 3{,}1$.

Mg — 89,70%, Ca — 2,86%, Fe — 7,44%. Образец взят на Саянском месторождении хризотил-асбеста, скв. 8, гл. 462 м. Коллекция В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева и Г. И. Кушныря.

Размеры кристаллов ромбического пироксена широко варьируют от долей миллиметра до 4 см. Ортопироксен часто содержит включения оливина и хромшпинелида. Отдельные зерна ромбического пироксена, подобно оливину, несут следы сильного динамического воздействия (дугообразно изогнутые кристаллы).

В шлифах ортопироксен из ультраосновных пород бесцветный, с хорошо развитой спайностью по призме (110) и отдельностью по пинакоиду (100). Плеохроизм отсутствует. Углы оптических осей минерала, по данным Г. В. Пинуса с соавторами (1958) и нашим наблюдениям, варьируют от +70 до +82°, составляя чаще всего 78°. Двупреломление 0,009—0,010. Судя по оптическим свойствам, ромбический пироксен из ультрабазитов отвечает энстатиту, содержащему 5—9% ферросиликатового компонента. Ортопироксен из габброидов (плагиоклазсодержащие пироксениты, эвкриты, габбро-нориты), судя по его оптическим свойствам ($2V = -(82-83°)$, $n_g' = 1{,}683-1{,}685$, $n_p' = 1{,}672-1{,}674$), отвечает магнезиальному бронзиту (En_{84-85}).

Представленные в табл. 2 результаты химического анализа ортопироксена из ультрабазитов не исчерпывают всех вариаций составов этого минерала в ультрабазитах Иджимского массива. По данным анализа, железистость энстатита из гарцбургитов составляет 8,6%. Особенность состава минерала состоит в присутствии в нем Al_2O_3 (2,24%), CaO (1,50%), Cr_2O_3 (0,59%). Повышенная кальциевость энстатита, $Ca_{2,86}Mg_{89,70}Fe_{7,44}$, ассоциирующегося с клинопироксеном, указывает на высокую температуру его образования.

КЛИНОПИРОКСЕН

По составу и свойствам клинопироксены офиолитов, согласно схеме классификации моноклинных пироксенов, предложенной Н. Л. Добрецовым (Породообразующие пироксены, 1971), относятся к следующим минеральным видам и разновидностям: субкальциевый диопсид, субкальциевый авгит, диопсид, салит.

Субкальциевый диопсид встречается в дунитах (единичные зерна), гарцбургитах (менее 1%), лерцолитах (около 6%), оливиновых ортопироксенитах (до 5%), оливиновых вебстеритах (до 20%), а также в плагиоклазсодержащих пироксенитах (70—85%), относящихся к ряду габброидных пород.

Величина отдельных зерен клинопироксена колеблется от долей миллиметра до 4 см (габброиды), составляя чаще всего в ультрабазитах 0,1—0,6 мм, а в пироксенитах — 2—4 мм. Габитус кристаллов преимущественно призматический, длиннопризматический. В шлифах клинопироксен бесцветен. Внутреннее строение минерала относительно однородное. Оптические свойства: $2V = +(55+56°)$, $n_g' = 1{,}698-1{,}708$, $n_p' = 1{,}673-1{,}683$, $n_g - n_p = 0{,}025-0{,}032$, $cNg = 38-42°$.

Химический состав клинопироксена из лерцолитов и плагиоклазсодержащих пироксенитов приведен в табл. 3 (ан. 1—3) и отражен на диаграмме (рис. 6). Из анализа данных, приведенных в табл. 3, видно, что в лерцолитах клинопироксен ($Ca_{41,2}Mg_{52,8}Fe_{6,0}$) относится к маложелезистой ($f = 7{,}2$ атом. %) разновидности субкальциевого диопсида, а клинопироксен из плагиоклазсодержащих пироксенитов ($Ca_{25,5}Mg_{63,4}Fe_{11,1}$ — $Ca_{28,8}Mg_{56,3}Fe_{11,9}$) — к железистой разновидности ($f = 14{,}8-20{,}9$%).

Особенность состава клинопироксена из плагиоклазсодержащих пироксенитов — низкое содержание в нем кальция (11,90—12,50%). В субкальциевом диопсиде присутствует также TiO_2 (0,08—0,27%), Cr_2O_3 (до 0,61%), MnO (0,11—0,20%) и Na_2O (0,32—1,22%). Содержание Al_2O_3

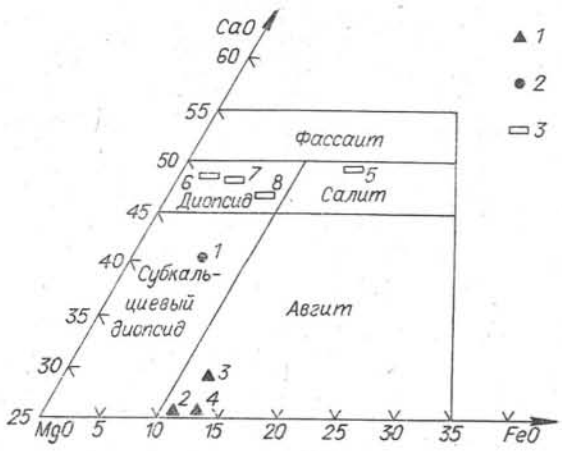


Рис. 6. Состав моноклинных пироксенов в системе MgO — FeO — CaO. Цифры на рисунке — номера анализов (см. табл. 3).

1 — из лерцолитов, *2* — из гарцбургитов, *3* — из аповулканитовых и апогипербазитовых метасоматитов.

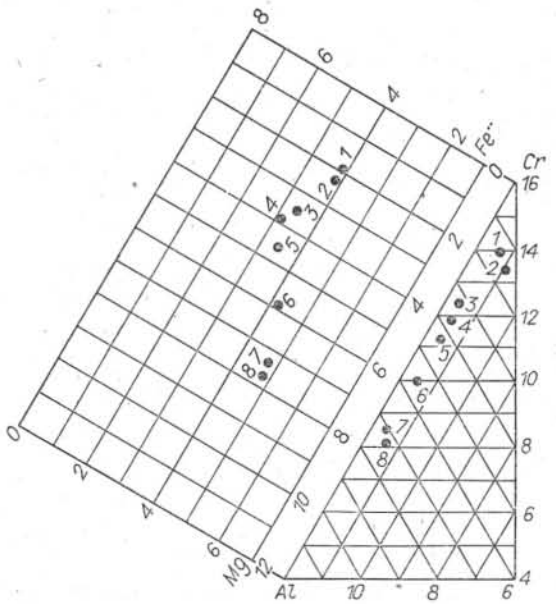


Рис. 7. Диаграмма состава акцессорных хромшпинелидов. Цифры на рисунке — номера анализов (см. табл. 5).

Таблица 3

Химический состав клинопироксенов

Компонент	Субкальциевый диопсид			Субкальциевый авгит	Диопсид			Салит
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	54,27	53,9	53,9	51,9	54,20	52,60	52,8	53,2
TiO_2	0,08	0,13	0,27	0,15	Не опр.	0,05	0,53	Не опр.
Al_2O_3	3,40	3,17	5,20	4,16	»	0,19	4,92	0,74
Cr_2O_3	Не опр.	0,61	0,13	0,23	»	0,05	Не опр.	Не опр.
Fe_2O_3	0,84	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	0,89	»	»
FeO	1,73	6,61	8,30	9,94	2,92	2,94	5,16	10,30
MnO	0,13	0,11	0,20	0,22	0,16	0,67	0,15	0,34
NiO	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,12	Не опр.	Не опр.
CoO	0,007	»	»	»	»	0,009	»	»
MgO	18,69	21,30	17,60	20,50	17,30	16,41	14,30	11,41
CaO	20,29	11,90	12,50	12,30	25,00	24,37	21,30	22,90
Na_2O	0,32	0,64	1,22	0,63	0,02	0,28	0,34	0,27
K_2O	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	Сл.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,007	98,37	99,33	100,03	99,60	98,579	99,50	99,16
	Соотношение атомов							
Mg	52,8	63,4	56,3	58,7	49,6	45,6	44,0	33,9
Ca	41,2	25,5	28,8	25,3	48,7	48,6	47,1	48,9
Fe	6,0	11,1	14,9	16,0	4,4	5,8	8,9	17,2
$\frac{Ca}{Ca+Mg}\cdot 100$	43,8	28,7	33,8	30,1	50,9	51,6	51,7	59,0
f	7,2	14,8	20,9	21,4	8,6	11,3	16,8	33,6

Примечание. Кристаллохимические формулы клинопироксенов (при пересчете массовой концентрации на 100%):

1. $\left[(Ca_{0,780}Na_{0,022}K_{0,003})_{0,805}(Mg_{0,999}Ni_{0,003}Mn_{0,004}Fe^{2+}_{0,053}Fe^{3+}_{0,024}Al_{0,092})_{1,175}\right]_{1,98}\cdot(Si_{1,946}Ti_{0,002}Al_{0,052})_2O_6$,
2. $\left[(Ca_{0,464}Na_{0,045})_{0,509}(Mg_{1,154}Mn_{0,003}Fe^{2+}_{0,201}Cr_{0,018}Al_{0,098})_{1,474}\right]_{1,983}(Si_{1,959}Ti_{0,003}\cdot Al_{0,038})_2O_6$,
3. $\left[(Ca_{0,485}Na_{0,086})_{0,571}(Mg_{0,951}Mn_{0,006}Fe^{2+}_{0,252}Cr_{0,003}Al_{0,184})_{1,396}\right]_{1,967}(Si_{1,955}Ti_{0,007}\cdot Al_{0,038})_2O_6$
4. $\left[(Ca_{0,481}Na_{0,045})_{0,526}(Mg_{1,114}Mn_{0,007}Fe^{2+}_{0,303}Cr_{0,006}Al_{0,076})_{1,506}\right]_{2,032}(Si_{1,893}Ti_{0,004}\cdot Al_{0,103})_2O_6$,
5. $\left[(Ca_{0,983}Na_{0,001})_{0,984}(Mg_{0,946}Mn_{0,005}Fe^{2+}_{0,089})_{1,040}\right]_{2,024}Si_{1,988}O_6$,
6. $\left[(Ca_{0,976}Na_{0,021})_{0,997}(Mg_{0,913}Ni_{0,004}Mn_{0,021}Fe^{2+}_{0,092}Cr_{0,001})_{1,031}\right]_{2,028}(Si_{1,964}Ti_{0,001}\cdot Al_{0,008}Fe^{3+}_{0,025})_{1,998}O_6$,
7. $\left[(Ca_{0,835}Na_{0,024})_{0,859}(Mg_{0,780}Mn_{0,004}Fe^{2+}_{0,158})_{1,100}\right]_{1,959}(Si_{1,932}Ti_{0,014}Al_{0,054})_2O_6$,
8. $\left[(Ca_{0,929}Na_{0,010})_{0,939}(Mg_{0,644}Mn_{0,011}Fe^{2+}_{0,326}Al_{0,033})_{1,014}\right]_{1,953}Si_{2,015}O_6$.

1. Субкальциевый диопсид из лерцолита, обр. 135И, Саянское месторождение хризотил-асбеста, р. л. 66, в 50 м от западного контакта гипербазитового массива (материалы В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева и Г. И. Кушныря). 2. Субкальциевый диопсид из плагиоклазсодержащего пироксенита, обр. 52, центральная часть зерна, руч. Левый Коярд. 3. Субкальциевый диопсид из плагиоклазсодержащего пироксенита, обр. 52, краевая часть зерна, там же. Анализы 2,3 из колл. Н. Л. Добрецова (Бакуменко, Добрецов, 1976). 4. Субкальциевый авгит из эвкрита, обр. 52а, руч. Левый Коярд. Колл. Н. Л. Добрецова. 5.

Диопсид из жилки в серпентините, обр. С-41-88, Саянское месторождение асбеста, скв. 41, гл. 88 м. Колл. А. К. Сибилева (Добрецов, Пономарева, 1976). 6. Диопсид из апогипербазитового метасоматита, обр. МК-46, Саянское месторождение асбеста, канава 46, контакт гипербазитов с вулканогенно-осадочной толщей (кроме того, в анализе P_2O_5—0,02%, $S_{вал}$—0,009%, п. п. п. 0,94%). Колл. А. К. Сибилева. Аналитик Ф. Ф. Мухтарова (лаб. Тувинской ГРЭ). 7. Диопсид из апогипербазитового метасоматита, обр. 42/73, Саянское месторождение асбеста, контакт гипербазитов с вулканитами. Колл. Н. Л. Добрецова (Добрецов, Пономарева, 1976). 8. Салит из аповулканитового метасоматита, обр. 134г, Саянское месторождение асбеста, контактовая зона гипербазитов с вмещающими породами. Колл. Н.Л. Добрецова. Анализы 2—5, 7, 8 выполнены на микрозонде MS-46 в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

не превышает 5,20%. Величина отношения $100 \cdot Ca/Ca+Mg$ в клинопироксене закономерно возрастает, а его железистость снижается по мере увеличения в породе содержания магния (см. рис. 6).

Клинопироксен из лерцолитов Иджимского массива по своему составу весьма сходен с клинопироксеном из альпинотипных гипербазитов других регионов (Породообразующие пироксены, 1971; Агафонов и др., 1976).

Субкальциевый авгит (см. табл. 3, ан. 4), встречающийся в габброидах, по составу ($Ca_{25,3}Mg_{58,7}Fe_{16,0}$) близок к вышеописанному клинопироксену из плагиоклазсодержащих пироксенитов и отличается от него несколько большим содержанием Al^{IV} (0,103 форм. ед.).

Диопсид — вторичный минерал, образующийся не только в процессе серпентинизации (хризотилизации) ультраосновных пород, но также и после образования серпентинитов (диопсидиты). Он образует волокнисто-шестоватые и призматические кристаллы с характерными клиновидными окончаниями (см. Приложение 1, фиг. 29). Длина кристаллов шестоватого облика достигает 3 см. Цвет минерала белый, желтовато-, зеленовато-белый. Оптические свойства диопсида: $n'_g = 1{,}696—1{,}720$, $n'_p = 1{,}672—1{,}706$, $n_g - n_p = 0{,}024$, $2V = +(55—60)$, $cNg = 38—42°$. Химический состав минерала и пересчет анализов на кристаллохимическую формулу по обычному способу на основе шести кислородов (Булах, 1964) показан в табл. 3 (анализы 5—7). Общая железистость диопсида ($Ca_{48,7}Mg_{46,9}Fe_{4,4}$—$Ca_{47,1}Mg_{44,0}Fe_{8,9}$) колеблется в пределах 8,6—16,8 атом. %. Специфическая его особенность — повышенное содержание MnO (до 0,67%). Диопсиды содержат небольшое варьирующее количество Na (0,001—0,024 форм. ед.), Fe^{3+} (0,025 форм. ед.), Ni (0,004 форм. ед.), Cr (0,001 форм. ед.) и Al (0,008—0,212 форм. ед.).

Спектральным анализом в диопсиде установлены следующие элементы-примеси: цинк (0,01%), цирконий (0,003%), олово (0,001%), медь ($1{,}10^{-4}$%) и бериллий ($6{,}10^{-4}$%).

Рентгенометрические параметры диопсида приведены в табл. 4.

Салит — типичный минерал родингитов, возникших за счет гидротермально-метасоматического преобразования основных пород алюмосиликатного состава (габброиды, спилиты, диабазы).

Оптические свойства минерала: $n'_g = 1{,}720—1{,}728$, $n'_p = 1{,}693—1{,}701$, $n_g - n_p = 0{,}027$, $cNg = 40—45°$.

Как видно из табл. 3 (анализ 8), салит $Ca_{48,9}Mg_{33,9}Fe_{17,2}$ отличается от диопсида меньшим содержанием магния и большим — кальция. В составе салита обнаружены примеси Na (0,010 форм. ед.), Mn (0,11 форм. ед.) и Al (0,033 форм. ед.).

В заключение подчеркнем, что субкальциевые диопсиды и авгиты из ультрабазитов и габброидов отличаются от метасоматических клинопироксенов (диопсид, салит) из серпентинитов, апосерпентинитовых диопсидитов и родингитов некоторым недостатком элементов в группе катионов восьмерной координации (Ca, Na) и избытком катионов в группе (Mg,

Таблица 4

Результаты рентгенометрического анализа диопсида из Иджимского массива

Обр. МК-46		Обр. С-41-88		Обр. 1202		Диопсид (по Михееву, 1957)	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
—	—	—	—	—	—	1	4,499
—	—	—	—	—	—	1	4,156
—	—	—	—	—	—	2	3,413
—	—	—	—	—	—	2	(3,330)
2	3,276	3	3,278	2ш	3,250	5	3,260
1	3,204	3	3,209	—	—	—	—
—	—	3	3,079	—	—	—	—
10	2,975	10	2,978	10	2,980	10	3,00
1	2,888	2	2,903	—	—	3	2,911
2	(2,753)	3	(2,797)	2	(2,780)	5	(2,801)
—	—	1	2,564	—	—	2	2,570
10	2,510	10	2,508	8ш	2,520	10	2,523
—	—	—	—	—	—	1	1,441
1	2,292	2	2,298	—	—	2	2,303
2	2,202	3	2,222	2	2,201	2	2,209
2	2,112	5	2,122	2	2,119	5	2,128
1	1,992	4	2,040	4	2,030	3	2,038
—	—	4	2,006	—	—	3	2,010
—	—	1	1,965	—	—	—	—
2	1,833	3	1,824	1	1,827	4	1,828
2	(1,788)	2	(1,791)	—	—	3	(1,784)
5	1,750	6	1,746	4	1,741	7	1,744
—	—	1	1,681	—	—	2	1,661
10	1,613	10	1,626	8	1,613	10	1,616
—	—	2	(1,550)	—	—	3	(1,560)
2	1,529	4	1,523	1	1,506	3	1,521
1	1,507	1	1,506	—	—	3	1,497
6	1,426	9	1,419	4	1,420	9	1,418
—	—	—	—	—	—	1	(1,406)
5	1,329	7	1,331	3ш	1,324	8	1,322
5	1,285	5	1,281	3ш	1,283	7	1,280
2	1,263	2	1,266	—	—	5	1,261
1	1,246	2	1,249	1	1,246	3	1,244
1	1,216	—	—	—	—	2	1,213
—	—	1	(1,177)	—	—	3	(1,176)
—	—	—	—	—	—	3	1,146
—	—	—	—	—	—	1	1,133
—	—	—	—	—	—	1	1,121
—	—	—	—	—	—	1	1,107
8	1,077	8	1,072	10	1,070	10	1,071
—	—	—	—	—	—	3	1,063
—	—	2	1,054	—	—	4	1,051
—	—	1	1,037	—	—	3	1,041

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ; I=12 mA, D=57,3 мм; d=0,55 мм, t=7 ч.

Оптические свойства обр. МК—46: ng'=1,708±0,003, cNg=42°; обр. С-41-88; ng'= 1,696, cNg = 43°;обр. 1202:ng^1 = 1,696, cNg=38°. Аналитик Л. И. Быкова (лаб.Тувинской ГРЭ).

Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn). По мнению В. С. Соболева (1949), такой состав субкальциевых клинопироксенов свидетельствует об их высокотемпературном характере. Соотношения в клинопироксене из габброидов Ca/Ca+Mg, по термометру Дэвиса и Бойда (Davis, Boyd, 1966), соответствуют 1330—1500°С (Бакуменко, Добрецов, 1976). Описанный салит возник метасоматически при 370—500°С. По данным Д. В. Калинина (1967), основанным на экспериментах в гидротермальных условиях, нижняя температурная граница синтеза диопсида из карбонатов и хлоридов составляет около 370°С.

Хромшпинелид встречается во всех разновидностях ультраосновных пород в качестве постоянной примеси в количестве от 0,3 до 1%. Размер зерен колеблется в широких пределах, варьируя от сотых долей до 1 мм в поперечнике. При анализе размеров хромшпинелидов устанавливается, что наиболее крупные его кристаллы характерны для дунитов, а самые мелкие для лерцолитов. Форма кристаллов хромшпинелидов обычно октаэдрическая, реже неправильная, в гарцбургитах и лерцолитах капле-, дендритовидная, изредка эвгедральная.

Под микроскопом в проходящем свете акцессорные хромшпинелиды имеют различную окраску: вишневую в дунитах, буро-красную в гарцбургитах и буровато-желтую в лерцолитах. Отражательная способность ($\lambda = 486{,}1$ нм) акцессорных хромшпинелидов, по данным Р. В. Колбанцева (1972), колеблется от 10,95% (среднее по 11 анализам, Омульский блок) до 12,19% (33 анализа, Орешский блок).

Хромшпинелид в частично лизардитизированных дунитах, гарцбургитах и лерцолитах, как правило, очень слабо метаморфизован (Еремеев, Сибилев, 1970). В антигоритсодержащих первичных ультрабазитах изменение хромшпинелида выражено в частичном, иногда полном, окислении входящего в его состав двухвалентного железа до трехвалентного, а также в высвобождении из минерала глинозема, обусловившего появление хлорита.

В лизардитовых серпентинитах хромшпинелид по периферии зерен и вдоль трещин замещен магнетитом. В хризотиловых серпентинитах реликты хромшпинелида обычно наблюдаются в виде скелетных образований. При хризотилизации ультрабазитов неметаморфизованные участки зерен хромшпинелида подвергаются выщелачиванию и замещению серпентином и хлоритом. Различные стадии такого замещения проиллюстрированы в статье (Еремеев, Сибилев, 1970, рис. 3).

В антигоритовых серпентинитах октаэдрические очертания зерен, вследствие их частичного растворения по краям, приобретают неправильную форму; хромшпинелиды непрозрачны. В нефрите и тремолитите хромшпинелиды часто имеют свежий облик: вторичный магнетит в зернах первичного хромита замещен пирротином. В редких случаях в центральных частях зерен хромита, как указывалось, можно наблюдать игольчатые выделения самородного железа.

Результаты химических анализов акцессорных хромшпинелидов и пересчеты их на миналы и химические формулы приведены в табл. 5 и отражены на рис. 7.

В дунитах Иджимского массива встречается железистый хромит и железистый алюмохромит, а в гарцбургитах и лерцолитах — магнезиальный алюмохромит.

Акцессорные хромшпинелиды из дунитов, представленные рядом $(Mg_{3,9}Fe_{4,0}Mn_{0,1})_8(Cr_{13,3}Al_{18}Fe_{0,9})_{16}O_{32} - (Mg_{3,1}Fe_{4,8}Mn_{0,1})_8(Cr_{11,4}Al_{4,6})_{16}O_{32}$, сосуществуют с наименее железистым оливином ($f = 6{,}9$).

Акцессорные хромшпинелиды из лерцолитов $(Mg_{4,7}Fe_{3,3})_8(Cr_{8,3}Al_{7,3})_{16}O_{32} - (Mg_{4,8}Fe_{3,2})_8(Cr_{8,7}Al_{7,2}Fe_{0,1})_{16}O_{32}$ по сравнению с таковыми из дунитов более магнезиальные и глиноземистые и менее хромистые и железистые. Эти хромшпинелиды сосуществуют с более железистым оливином ($f = 8{,}1$).

Хромшпинелид из гарцбургитов $(Mg_{4,3}Fe_{3,6}Mn_{0,1})_8(Cr_{10,2}Al_{5,7}Fe_{0,1})_{16}O_{32}$, имеет состав, промежуточный между составом хромшпинелей из дунитов и лерцолитов.

Содержание шпинелевой составляющей в хромшпинелиде из лерцолитов ($MgAl_2O_4$ 45,0—45,7%) значительно выше, чем в хромшпинелиде из гарцбургитов (35,8%) и дунитов (9,2—28,2%). В то же время хромшпинелид из лерцолитов отличается наиболее низкими содержаниями

Таблица 5

Состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов Иджимского массива, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0,11	0,09	2,20	3,10	2,90	0,16	0,09	0,17
TiO_2	—	—	0,20	0,12	0,15	—	—	—
Al_2O_3	4,56	5,50	10,30	11,90	13,80	19,0	24,6	26,1
Cr_2O_3	64,40	62,40	56,38	52,90	51,00	50,4	44,1	44,20
Fe_2O_3	2,20	5,50	2,56	4,48	1,73	1,50	1,70	2,00
FeO	17,90	16,90	17,38	16,50	19,30	16,00	14,60	16,50
MnO	0,46	0,41	0,23	0,22	0,27	0,45	0,21	0,25
NiO	—	—	0,19	0,18	0,19	—	—	—
CoO	—	—	0,11	0,07	0,11	—	—	—
MgO	9,56	9,73	10,90	11,00	11,00	11,50	12,90	13,50
Сумма . .	99,19	100,53	100,45	100,47	100,45	99,01	98,20	102,72
R_2O_3 : RO (мол.)	0,98	1,04	1,10	1,22	1,07	1,04	1,04	0,99
Вычисленный состав после исключения примесей оливина ($Fo_{92}Fa_8$) и выравнивания R_2O_3 : RO до 1								
TiO_2	—	—	0,21	0,13	0,16	—	—	—
Al_2O_3	4,61	5,49	10,85	12,86	14,80	19,29	25,13	25,51
Cr_2O_3	65,09	62,27	59,42	57,19	54,69	51,16	45,05	43,21
Fe_2O_3	2,23	4,45	0,23	—	0,09	0,53	0,72	1,96
FeO	18,08	17,78	20,10	21,55	21,70	17,10	15,82	16,10
MnO	0,46	0,41	0,24	0,24	0,29	0,45	0,21	0,24
NiO	—	—	0,20	0,19	0,20	—	—	—
CoO	—	—	0,12	0,08	0,12	—	—	—
MgO	9,53	9,60	8,63	7,76	7,95	11,47	13,07	12,98
Железистость и хромистость								
$f_{общ}$ %	54,1	56,0	57,0	60,9	60,6	46,2	41,4	43,6
$\frac{Cr \cdot 100}{Cr+Al}$	90,4	88,3	78,6	74,9	71,2	64,0	54,6	53,2
Молекулярные группировки								
$MgAl_2O_4$	9,2	11,0	21,0	23,9	28,2	35,8	45,0	45,7
$MgCr_2O_4$	34,6	31,8	22,6	15,2	11,4	17,4	13,4	10,3
$FeCr_2O_4$	52,6	51,5	55,4	59,8	59,5	46,2	40,8	41,5
$Fe_2^{2+}TiO_4$	—	—	0,8	0,5	0,6	—	—	
$MgFe_2^{3+}O_4$	2,9	5,7	—	—	0,1	0,6	0,8	2,2
Остаток Fe_2O_3	—	—	0,1	—	—	—	—	—
MgO	0,7	—	—	—	—	—	—	0,3
Al_2O_3	—	—	0,1	0,6	0,2	—	—	—

Минеральная разновидность по систематике, предложенной Г. А. Соколовым (1948) и Н. В. Павловым (1949)

Железистый хромит				Железистый алюмохромит	Алюмохромит		

Примечание. Химические формулы хромшпинелидов:

1. $(Mg_{0,484}Fe^{+2}_{0,514}Mn_{1,013})_{1,011}(Cr_{1,750}Al_{0,185}Fe^{+3}_{0,057})_{1,992}O_4$,
2. $(Mg_{0,485}Fe^{+2}_{0,503}Mn_{0,012})_{1,000}(Cr_{1,667}Al_{0,219}Fe^{+3}_{0,114})_{2,000}O_4$,
3. $(Mg_{0,427}Fe^{+2}_{0,559}Mn_{0,007}Ni_{0,005}Co_{0,003})_{1,001}(Cr_{1,561}Al_{0,425}Fe^{+3}_{0,006}Ti_{0,005})_{1,997}O_4$,
4. $(Mg_{0,383}Fe^{+2}_{0,597}Mn_{0,007}Ni_{0,005}Co_{0,002})_{0,994}(Cr_{1,498}Al_{0,502}Ti_{0,003})_{2,003}O_4$,
5. $(Mg_{0,389}Fe^{+2}_{0,596}Mn_{0,008}Ni_{0,005}Co_{0,003})_{1,001}(Cr_{1,419}Al_{0,573}Ti_{0,004}Fe^{+3}_{0,003})_{1,999}O_4$,
6. $(Mg_{0,538}Fe^{+2}_{0,450}Mn_{0,012})_{1,000}(Cr_{1,272}Al_{0,715}Fe^{+3}_{0,013})_{2,000}O_4$,
7. $(Mg_{0,592}Fe^{+2}_{0,402}Mn_{0,006})_{1,000}(Cr_{1,083}Al_{0,901}Fe^{+3}_{0,016})_{2,000}O_4$,
8. $(Mg_{0,588}Fe^{+2}_{0,409}Mn_{0,006})_{1,003}(Cr_{1,038}Al_{0,914}Fe^{+3}_{0,045})_{1,997}O_4$.

Железистость: $f_{общ}=\frac{Fe^{+2}+Fe^{+3}}{Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mg}\cdot 100$ атом. %, хромистость: $\frac{Cr\times 100}{Cr+Al}$ атом.%

Места взятия образцов. Хромшпинелиды из дунитов (1—5): 1 — обр. 26144, междуречье Ореш — Коярд; 2 — обр. 1485, водораздел рек Ореш — Стерлик; 3 — обр. 99И/525,3, Саянское месторождение хризотил-асбеста, скв. 99, гл. 525, 3 м; 4— обр. 99И/524, 2, там же, гл. 524,2 м; 5 — обр. 99И/526, 4, там же, гл. 526,4 м. Хромшпинелид из гарцбургитов: 6 — обр. 1557, Коярдское дунит-гарцбургитовое ядро. Хромшпинелиды из лерцолитов (7—8), 7 — обр. 27497, водораздельное дунит-гарцбургитовое ядро; 8 — обр. 1506, там же. Данные химического анализа образцов, взятых на Саянском месторождении (3—5), заимствованы у В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева и Г. И. Кушныря (ВСЕГЕИ, 1974 г.). Остальные анализы выполнены на микрозонде MS—46 Л. Н. Поспеловой, О. С. Хмельниковой, Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (материалы автора). Содержание SiO_2 в хромшпинелиде связано с примесью оливина. Fe^{+3} (и Fe_2O_3) в хромшпинелидах при анализе на микрозонде определены по соотношению $Fe^{3+}=2{,}00-(Al+Cr)$. Анализы 1, 2, 6—8 опубликованы в печати Добрецов, Пономарева, 1976; Сибилев, 1977).

магнохромитовой ($MgCr_2O_4$ 10,3—13,4%) и феррохромитовой ($FeCr_2O_4$ 40,8—41,5%) составляющих по сравнению с хромшпинелидами из дунитов и гарцбургитов. Акцессорные хромшпинелиды массива не содержат существенной примеси Fe^{3+} (магнетитового компонента). Спектральным анализом в хромшпинелиде обнаружены цинк (0,01%) и медь ($1\cdot 10^{-4}$%).

Таким образом, в ряду дунит — перидотит, где горные породы, как увидим далее, не имеют между собой значимых различий по содержанию железа, железистость хромшпинелидов закономерно убывает, а железистость оливинов, как уже отмечалось выше, возрастает. Отсюда следует вывод, что установленная В. В. Велинским на примере Усть-Бельского гипербазитового массива (Чукотка) закономерность: «чем выше железистость минералов (F), тем шпинели более магнезиальные и глиноземистые и менее железистые и хромистые» (Велинский, Банников, 1973, с. 171), находит свое убедительное подтверждение также и на примере Иджимского ультрабазитового массива.

СЕРПЕНТИН

Минералы группы серпентина, согласно последним классификациям (Артемов, Кузнецова, 1976; Wicks, Whittaker, 1975), подразделены на лизардиты, хризотилы и антигориты с решетками соответственно плоскими, свернутыми в трубки и гофрированными.

Обстоятельное описание серпентинов из «альпинотипных гипербазитов» дано в работах Г. В Пинуса с соавторами (Альпинотипные гипербазиты..., 1973) и Д. С. Штейнберга и И. С. Чащухина (1977).

Таблица 6

Химический состав породообразующих серпентинов Иджимского массива

Компонент	Лизардит				Хризотил	Антигорит	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	39,00	38,30	38,93	39,80	41,74	42,15	42,96
TiO_2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Al_2O_3	0,00	0,64	0,43	Сл.	0,00	0,43	0,18
Cr_2O_3	0,02	0,44	0,36	0,45	0,26	0,09	Сл.
Fe_2O_3	5,32	1,68	1,04	2,64	0,13	4,20	0,96
FeO	1,19	0,56	0,28	0,32	0,30	1,87	2,01
MnO	0,08	0,10	0,11	0,04	0,06	0,08	0,084
NiO	0,32	0,25	0,23	0,25	0,32	0,28	0,038
CoO	0,01	0,004	0,01	0,02	0,02	0,02	0,004
MgO	42,30	41,60	41,98	40,63	40,00	37,50	39,52
CaO	0,00	0,30	0,22	0,12	0,40	0,11	0,00
Na_2O	0,04	0,03	Сл.	0,04	Сл.	0,04	0,00
K_2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	Сл.	0,00
H_2O^+	11,10	15,02	14,88	15,04	14,66	12,25	12,64
CO_2	—	—	—	0,50	—	—	0,30
H_2O^-	0,16	1,13	1,07	0,66	0,63	0,50	0,80
Сумма . . .	99,57	100,054	99,54	100,51	99,52	99,52	99,63
Количество ионов							
Si	3,75	3,69	3,74	3,83	3,84	4,09	4,06
Ti	—	—	—	—	—	—	—
Al	—	0,07	0,05	—	—	0,04	0,02
Cr	—	0,04	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00
Fe^{3+}	0,37	0,12	0,08	0,19	0,08	0,29	0,07
Fe^{2+}	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,15	0,16
Mn	0,01	0,01	0,01	0,003	0,004	0,01	0,01
Ni	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
Co	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000
Mg	5,96	5,98	6,02	5,77	5,51	5,26	5,56
Ca	0,00	0,03	0,02	—	0,04	0,01	0,00
O	0,002	—	—	—	—		
H_2O	—	0,19	0,17	0,19	0,53	0,30	0,03
OH	7,92	8,00	8,00	8,00	8,00	7,70	7,97
$f_{общ}$, %	6,11	2,73	1,61	3,57	1,78	7,73	3,92

Примечание. 1 — обр. 70И, лизардит первой генерации из слабо серпентинизированного гарцбургита, Саянское месторождение, р. л. 22; 2 — обр. 99И/89, лизардит из апогарцбургитового лизардитового серпентинита, там же, р. л. 38, скв. № 99, гл. 89 м; 3 — обр. 99И/96, лизардит из серпентинита, там же, гл. 96 м; 4 — обр. 1105, лизардит из карбонатизированного серпентинита, верховья руч. Левый Коярд; 5 — обр. 1133И, хризотил из массивного хризотилового серпентинита с бруситом, Саянское месторождение, р. л. 14, в 75 м к западу от скв. 1; 6 — обр. 1043И^а, антигорит из антигоритового серпентинита, восточный контакт массива; 7 — обр. 1059И-2, антигорит из антигоритового серпентинита, Саянское месторождение, р. л. 58, в 110 м к востоку от скв. 58 (содержит P_2O_5—0,023%, S —0,078%). Анализы 1—7 — материалы В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева, Г. И. Кушныря.

В Иджимском массиве известны все три подгруппы серпентиновых минералов, наибольшим распространением среди которых пользуются лизардиты.

Породообразующие серпентины

Лизардиты. Впервые минералы этой подгруппы были обнаружены в изученном массиве В. П. Еремеевым и автором (1969, 1970). Положение о широком развитии лизардитов в массиве (Еремеев, Сибилев, 1970, рис. 1.), было подтверждено последующими исследованиями Р. В. Колбанцева (1971). В. Р. Артемовым отмечается лизардит первой и второй генераций.

Лизардит первой генерации образует в первичных ультрабазитах и серпентинитах тонкие шнуры мощностью от 0,001 до 0,08 мм. Строение шнуров поперечно-пластинчатое (псевдоволокнистое). Псевдоволокна обычно расположены под некоторым углом к зальбандам шнура. Удлинение псевдоволокон отрицательное, что отличает его от хризотила и антигорита (Артемов, 1970). В проходящем свете описываемый лизардит обычно бесцветен, в дунитах он часто бывает окрашен в светло-зеленоватые тона. В этом случае минерал обладает плеохроизмом: *Ng* — желтовато-зеленый, *Np* — золотисто-желтый. Такая оптическая особенность петельчатого лизардита, очевидно, указывает на присутствие в нем железа.

Лизардит второй генерации замещает зерна оливина, заключенного внутри петель раннего серпентина. Псевдоволокнистое строение этого минерала проявлено менее четко.

Показатель преломления для лизардита первой генерации: $n'_g = 1{,}565—1{,}568$, для лизардита второй генерации: $n'_g = 1{,}558—1{,}563$. Общая железистость лизардита, судя по данным химического анализа (табл. 6, анализы 1—4), широко варьирует от 1,61 до 6,11 атом. % и в среднем по четырем анализам составляет 3,5%.

Результаты рентгенометрического анализа лизадрита второй генерации приведены в табл. 7.

Породообразующий клинохризотил, или просто хризотил, широко распространен на асбестоносных участках массива (Еремеев, Си-

Таблица 7

Рентгенограмма лизардита второй генерации

Обр. С-7-143		Лизардит (AST M 10-382)		Обр. С-7-143		Лизардит (ASTM 10-382)	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
8	7,324	10	7,36	6	1,741	4	1,737
5	4,580	7	4,62	5	1,689	1	1,695
3	4,00	—	—	10	1,536	7	1,534
10	3,648	10	3,64	5	1,504	6	1,503
3	2,805	—	—	1	1,462	1	1,460
2	2,690	—	—	—	—	2	1,445
4	2,585	4	2,65	—	—	2	1,328
				5	1,314	6	1,307
10ш	2,469	10	2,495	—	—	2	1,279
2	2,283	2	2,299	—	—	1	1,252
1	2,134	6	2,148	1	1,220	1	1,218
5	2,091	—	—	—	—	2	1,167
1	2,030	—	—	—	—	1	1,073
—	—	2	1,830	—	—	1	1,056
—	—	4	1,794	2	0,973	2	0,994

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, $V = 35$ кВ, $I = 12$mA, $D = 57{,}3$ мм, $d = 0{,}5$ мм, $t = 4$ ч. Место взятия образца: Саянское месторождение асбеста, р. л. 38, скв. № 7, гл. 143 м. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ).

билев, 1969, 1970, 1972; и др.). В шлифах минерал бесцветный. Часто образует четко различимые волокна длиной до 0,30 мм. Удлинение волокон положительное. Цвета интерференции белые, реже желтовато-белые. Показатель преломления хризотила: $n_{g'}$ = 1,553—1,560. Общая железистость минерала, рассчитанная по данным химического анализа (см. табл. 6), составляет 1,78%.

Антигориты отмечаются двух разновидностей: антигорит первой генерации, развивающийся по оливину, и антигорит второй генерации, замещающий лизардиты и хризотилы. Антигориты образуют мелкие зерна, чешуйки, брусочки, пластинки, иголки размером по длине от тысячных долей до 0,5 мм. В шлифах минерал бесцветный. Удлинение положительное. Показатель преломления: n'_g = 1,554—1,564. Общая железистость антигорита, рассчитанная по данным двух химических анализов (см. табл. 6), составляет 3,92—7,73%.

Жильные серпентины

Офит клинохризотиловый — скрытокристаллическая разновидность серпентина. Он встречается в виде прожилков мощностью от долей миллиметра до 7 см, цементирует брекчированные участки серпентинита, образует обильные эмалевидные примазки в рассланцованных серпентинитах. Цвет офита самый разнообразный: светло-травяно-зеленый, желтоватый, голубоватый, черный. Черный цвет обусловлен наличием пылевидной сыпи зернышек магнетита. «Черный» офит в литературе описывался еще В. Н. Лодочниковым (1936). В Иджимском массиве темноокрашенный офит часто встречался на Саянском месторождении хризотил-асбеста. Среди жильных серпентинов «черный» офит — наиболее раннее образование (офит первой генерации). Кривая нагревания «черного» офита имеет типичный для клинохризотилового офита вид (рис. 8). Эндотермический эффект полного удаления кристаллохимически связанной воды фиксируется при 745°. При 805°С отмечается сильный экзотермический эффект кристаллизации форстерита.

Химический состав «черного» офита с примесью магнетита показан в табл. 8 (анализы 1, 2). Как видно из таблицы, темноокрашенные офиты за счет примеси магнетита сильно обогащены железом (FeO′— 12,86—19,98%) и содержат Cr_2O_3 (0,15%), NiO (0,15%) и CoO (0,01—0,19%).

Светлоокрашенные офиты (см. табл. 8) отличаются от «черных» более низким содержанием железа (FeO′—2,38—4,53). В желтовато-зеленых офитах преобладает окисное железо, а в голубоватых — закисное. Показатели преломления офитов второй и третьей генераций: n'_g = 1,548—1,557. Асбофит образует продольно-, спутанноволокнистые образования. Он имеет повышенное двупреломление и низкие показатели преломления (n'_g = 1,545—1,551, (n'_p = 1,534—1,540; $n_g - n_p$ = 0,011).

Хризотил-асбест эластичный, или хризотил-асбест нормальной прочности, слагает среди серпентинитов жилки мощностью от долей до 120 мм (см. Приложение 1, фиг. 30). Строение хризотил-асбестовых прожилков поперечно-, косо- и продольноволокнистое. Цвет асбестового волокна в жильной массе светло-зеленый, в распушенном состоянии — шелковисто-белый.

Морфология волокон при увеличении в 115 000 раз показана на фиг. 31, Приложения 1. По данным И. М. Лашнёва, на Саянском месторождении встречаются как толсто-, так и тонкостенные трубки хризотил-асбеста.

Наружные диаметры элементарных фибрилл, измеренные И. М. Лашневым под электронным микроскопом, колеблются в пределах 327—374 Å, внутренние диаметры не превышают 100 Å и чаще всего составляют 53—

Таблица 8

Химический состав офитов Иджимского массива

Окисел	1	2	3	4	5
	С-17-224	С-17-159	С-17-47	Без номера	С-26-254
SiO_2	36,22	32,33	40,98	41,61	41,69
TiO_2	0,05	0,03	0,035	0,10	0,025
Al_2O_3	0,68	0,36	0,76	0,00	0,31
Cr_2O_3	0,15	0,15	Сл.	0,00	0,00
Fe_2O_3	8,75	14,46	2,20	2,64	1,60
FeO	4,99	6,79	0,40	1,01	3,09
MnO	0,05	0,06	0,04	0,04	0,07
NiO	0,15	0,15	0,074	0,00	0,02
CoO	0,01	0,019	0,015	0,00	0,016
MgO	35,88	33,67	41,33	39,55	38,89
CaO	0,28	Сл.	0,00	0,78	0,00
Na_2O	0,06	0,05	0,00	0,10	0,04
K_2O	0,04	Сл.	0,00	0,04	0,00
P_2O_5	0,05	0,01	0,05	0,00	0,004
S вал	0,01	0,01	0,001	0,31*	0,001
П. п. п.	12,55	11,39	13,76	12,72	13,86
Сумма	99,92	99,659	99,645	98,91	99,616
H_2O^-	1,20	0,93	0,89	1,22	—
CO_2	0,55	0,44	0,38	0,00	0,49
FeO′	12,86	19,98	2,38	3,39	4,53

Примечание. Черные офиты (ан. 1—2): 1 — скв. 17, гл. 224 м ;2 — скв. 17, гл. 159 м. Желтовато-зеленые офиты (3—4): 3 — скв. 14, гл. 47 м; 4 — р. л. 18 (Еремеев, Сибилев, 1969). Голубоватый офит (5) — скв. 26, гл. 254 м. Звездочкой обозначено содержание SO_3.

66 Å. Параметры фибриллярной структуры саянского хризотил-асбеста близки к таковым для образцов из других месторождений (Перлин, 1973). На Саянском месторождении встречаются клино-, орто- и парахризотилы. Наиболее развит, по данным И. М. Лашнёва, моноклинный хризотил-асбест с параметрами ячейки: a=5,34 Å; b=9,21 Å; c=14,62 Å; β=93°20′.

В хризотил-асбесте ось *Ng* располагается почти параллельно оси волокнистости минерала, поэтому наиболее достоверно определяется максимальный показатель преломления (n_g). Показатели преломления хри-

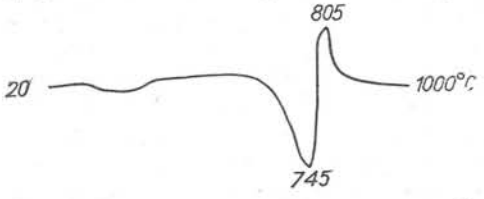


Рис. 8. Кривая нагревания «черного» офита.

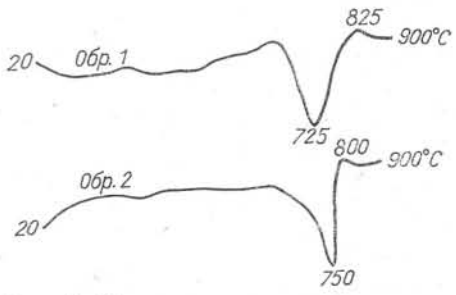


Рис. 9. Кривые нагревания эластичного (обр. 1) и ломкого (обр. 2) хризотил-асбеста.

зотил-асбеста изученного массива: в невыветрелых образцах $n_{g'} = 1{,}550-1{,}553$, в выветрелых — $n'_g = 1{,}545-1{,}549$. Оптически асбест мало чем отличается от хризотил-асбестов, описанных детально в литературе (Меренков, 1958; Соболева, 1972; Огнев, 1973; и др.). Для тонконарезанного эластичного хризотил-асбеста характерны сильный эндотермический эффект при 725°С и слабый экзотермический эффект при 825°С (рис. 9, обр. 1).

Диэлектрические свойства хризотил-асбеста Саянского месторождения изучались в лаборатории геолого-минералогических исследований ВНИИпроектасбеста под руководством А. С. Огнева. Величина диэлектрической проницаемости (ε) определялась мостовым методом на частоте $2 \cdot 10^4$ Гц в трех направлениях: ε_1, ε_2, ε_3. Значения ε_x определяются как модуль $(\varepsilon_x) = \sqrt{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2 + \varepsilon_3^2}$. По данным анализа 262 проб, отобранных нами на Саянском месторождении, хризотил-асбест нормальной прочности имеет значения $\varepsilon_x = 32{,}07-35{,}34$. Диэлектрические свойства хризотил-асбеста в зоне выветривания характеризуются более низкими значениями ($\varepsilon_x = 25{,}58-30{,}99$).

Значение электрокинетического потенциала (дзета-потенциала) у хризотил-асбеста нормальной прочности положительное (до 16,0 мВ), у затронутого выветриванием асбеста — отрицательное (2,93—3,46 мВ).

Величины pH водной асбестовой суспензии варьируют от 7,61 до 9,47. Разброс значений pH отражает отличия волокна хризотил-асбеста. Причинами таких отличий являются, во-первых, неоднородность хризотил-асбеста по распушке (Соболева, 1972) и, во-вторых, влияние процессов выветривания на свойства асбеста и его химический состав (Огнев, 1973; Маркелов и др., 1975). Область существования хризотил-асбеста, затронутого процессами выветривания, на Саянском месторождении лежит в пределах 7,61—9,06. Для свежего хризотил-асбеста значения pH асбестовой суспензии колеблются в пределах 9,37—9,47.

Величина растворимости асбеста, тщательно очищенного от минеральных примесей, составляет 52,8—52,9% в соляной кислоте и менее 2% — в 25%-ном едком кали. По химической стойкости асбест Иджимского массива (Саянское месторождение) аналогичен асбесту нормальной прочности Баженовского месторождения (Токер и др., 1962).

Модуль упругости саянского асбеста, по данным института НИИасбестцемента, $E = 1{,}70 \cdot 10^6$ кг/см^2 (коэффициент вариации $V = 10{,}2\%$, число определений — 10) и близок к таковому для хризотил-асбеста Актовракского месторождения ($E = 1{,}78 \cdot 10^6$ кг/см^2). Прочность недеформированного асбеста, взятого из канав на Саянском месторождении, по данным испытаний (лаб. НИИасбестцемента) 10 проб волокна средней длины 7,33 мм равна 375 кг/мм^2 против 320 кг/мм^2 у асбеста Актовракского месторождения.

Удельный вес хризотил-асбеста равен 2,55—2,56 г/см^3.

Химический состав эластичного хризотил-асбеста, тщательно очищенного от минеральных примесей, показан в табл. 9 (ан. 1). Суммарное количество крупных катионов (Ca, Na, Fe^{2+}) в эластичном хризотил-асбесте составляет 0,058 форм. ед. Часть кремния в тетраэдрических слоях замещается алюминием (0,068 форм. ед.) и окисным железом (0,014 форм. ед.). Величина отношения катионов магния к кремнию (Mg/Si) в эластичном хризотил-асбесте равна 1,50. Общая железистость хризотил-асбеста, рассчитанная по данным химического анализа, составила 1,98 атом. % (см. Приложение 1, табл. XIII).

Ломкий хризотил-асбест приурочен к антигоритовым серпентинитам, где он наблюдается в виде одиночных жилок (мощностью до 3 см) поперечноволокнистого строения. Цвет волокна травяно-зеленый, а в распушенном состоянии — светло-серый. Ломкое волокно отли-

Таблица 9

Химический состав эластичного (1) и ломкого (2) хризотил-асбеста

Окисел	1		2	
SiO_2	42,08	42,18	40,20	41,60
Al_2O_3	0,63	0,63	0,89	0,92
Cr_2O_3	0,03	0,03	0,05	0,05
Fe_2O_3	1,09	1,09	3,15	3,26
FeO	0,55	0,55	1,28	1,32
MnO	0,01	0,01	0,10	0,10
NiO	Не опр.	Не опр.	0,10	0,10
CoO	»	»	0,01	0,01
MgO	42,35	42,45	38,24	39,58
CaO	0,14	0,14	0,24	0,25
Na_2O	0,01	0,01	0,03	0,03
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O^+ П. п. п.	13,54	(12,91)	14,82	(12,78)
Сумма . . .	100,43	100	99,11	100

Примечание. Кристаллохимические формулы:

1. $(Mg_{5,880}Fe^{2+}_{0,042}Fe^{3+}_{0,060}Cr_{0,002}Ca_{0,014}Na_{0,002})_6(Si_{3,918}Al_{0,068}Fe^{3+}_{0,014})_4O_{10}(OH)_8$

2. $(Mg_{5,54}Fe^{2+}_{0,10}Fe^{3+}_{0,23}Mn_{0,01}Ni_{0,01}Ca_{0,03}Na_{0,01})_{5,93}(Si_{3,90}Al_{0,10})_4O_{10}(OH)_8$.

Общая железистость (f): 1 —1,98%, 2—5,7 атом. %. 1 — обр. 5 т, Саянское месторождение, штольня 1, гл. 65 м, технолог, проба № 5 (анализ выполнен в лаб. ВНИИпроектасбеста); 2 — обр. 1040И, там же, скв. 43а, гл. 241 м (материалы В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева, Г. И. Кушныря). H_2O^+—теоретическое, в соответствии с формулой минерала.

чается от тонких эластичных волокон хризотил-асбеста меньшей прочностью и большей упругостью.

Максимальный показатель преломления у ломкого хризотил-асбеста ($n'_g = 1{,}560$, обр. С—43а—241) выше, чем у хризотил-асбеста нормальной прочности. На рис. 9 (обр. 2) приведена кривая нагревания ломкого хризотил-асбеста. Термический анализ проводился на дериватографе, скорость нагрева 65° в минуту, вес образца 250 мг, инертное вещество — Al_2O_3 (аналитик М. В. Челышева). Ломкий хризотил-асбест характеризуется сильным эндотермическим пиком 750°С, в дальнейшем переходящим в слабый экзотермический (800°С).

Химический состав ломкого хризотил-асбеста показан в табл. 9 (ан. 2). От эластичного асбеста ломкий хризотил-асбест отличается более высоким содержанием крупных катионов (Fe^{2+}+Mn+Ca+Na 0,15 форм. ед.), меньшим содержанием мелких катионов, особенно магния (5,54 форм. ед.), а также более высоким значением общей железистости (f=5,7 атом. %). Величина отношения катионов магния к кремнезему (Mg/Si) в ломком хризотил-асбесте 1,42.

Кристаллизация серпентинов осуществлялась в некотором диапазоне температур, начиная от верхней температурной устойчивости серпентина — 420°±(30—40°) (Хитаров и др., 1967), и продолжалась вплоть до низкотемпературных гидротермальных условий (Корыткова и др., 1976). Синтез лизардита осуществлен в нейтральной и слабокислой среде, хризотила — в нейтральной, слабокислой и щелочной, антигорита — только в щелочной (Синтетические..., 1975).

Брусит, $Mg(OH)_2$ — непременная составная часть серпентинизированных дунитов, гарцбургитов и возникших по ним серпентинитов. Наиболее широко он развит в асбестоносных зонах. Содержание брусита составляет: частично серпентинизированные дуниты 3,4% (5 ан.), гарцбургиты — 1,1% (28 ан.), анодунитовые серпентиниты 9,7% (18 ан.), апогарцбургитовые серпентиниты — 2,4% (31 ан.). Породообразующий брусит представлен игольчатыми и чешуйчатыми индивидами. В трещинах и жилах чаще всего встречается волокнистый брусит (немалит), изредка он образует скопления гексагональных табличек (до 4 мм) с хорошей спайностью по базопинакоиду. Брусит в шлифах бесцветный, характеризуется прямым погасанием и отрицательным удлинением. Цвета интерференции оранжево-желтые первого порядка. Показатель преломления: $n_e' = 1{,}570—1{,}588$. Кривая нагревания брусита и немалита из изученного массива в подавляющей части из 20 проанализированных проб дает эндотермическую остановку при 400°С. Железистость такого брусита, судя по справочным данным (Штейнберг, Чащухин, 1977, рис. 39), составляет 21%.

В брусите из безмагнетитовых мономинеральных хризотиловых серпентинитов (глубина взятия проб 300 м) иногда наблюдается остановка при 370°С, а из черных аподунитовых серпентинитов с обильным магнетитом — при 450°С. Если в первом случае фиксируется сильно железистый брусит ($f \cong 40\%$), то во втором — маложелезистый брусит.

Спектральным анализом в брусите обнаружены следующие элементы-примеси: Mn (0,03%), Ti (0,001%) и Cu ($2 \cdot 10^{-4}$%). Диагностика минерала подтверждена рентгенометрическим анализом (табл. 10).

Как известно (Johannes, 1968; Pistorius, 1963), реакция форстерит + $+H_2O \rightleftarrows$ серпентин + брусит происходит при 350±10°С (0,5 кбар) и 380±10°С (2 кбар).

Таблица 10

Рентгенограмма брусита

Саянское месторождение, обр. 1-Р-12		Брусит (по В.И.Михееву, 1957)		Саянское месторождение, обр. 1-Р-12		Брусит (по В.И.Михееву, 1957)	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	4,698	8	4,75	7	1,191	10	1,189
2	2,668	2	2,73	7	1,181	—	—
8	2,597	—	—	2	1,139	5	1,128
3	2,409	—	—	1	1,116	—	—
10	2,354	10	2,361	1	1,109	—	—
1	2,011	—	—	8	1,091	7	1,090
6	1,973	—	—	1	1,052	—	—
10	1,788	10	1,793	1	1,046	—	—
3	1,737	—	—	1	1,041	—	—
3	1,644	—	—	5	1,034	6	1,033
8	1,569	6	1,584	—	—	8	0,951
—	—	5	1,575	—	—	8	0,948
4	1,510			—	—	6	0,897
6	1,495	5	1,495	—	—	6	0,892
1	1,445	—	—	—	—	6	0,863
8	1,372	7	1,372	—	—	7	0,814
6	1,312	5	1,314				

Примечание. Fe — изл, V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,8 мм, t=7 ч. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ).

ТРЕМОЛИТ

Тремолит образует в серпентинизированных ультрабазитах таблички и спутанно-волокнистый (в прожилках поперечно-волокнистый) агрегат тончайших игольчатых индивидов длиной до 2 см. Показатели преломления минерала: n'_g =1,624—1,626, n'_p = 1,599—1,601, cNg=12—20°.

Химический состав (в %): SiO_2—54,72, TiO_2—0,05, Al_2O_3—0,71, Cr_2O_3—0,22, Fe_2O_3—2,48, FeO—2,37, MnO—0,11, MgO—23,60, CaO—12,42, Na_2O—0,04, K_2O—0,10, п. п. п.— 3,34, сумма — 100,16 (обр. К—2—5, аналитик Ф. Ф. Мухтарова, лаб. Тувинской ГРЭ). Общая железистость минерала, рассчитанная по данным химического анализа, составила 7,7 атом. %.

Тремолит был синтезирован до температур 300—350°С (Калинин, Лохова, 1966), но в присутствии CO_2 он разлагался при температуре около 450°С.

Для очень магнезиальных членов ряда тремолит — актинолит с железистостью до 10% граница устойчивости амфибола в опытах, выполненных Е. Хеллнером и К. Шюрманном, не опускается ниже 480°С (Hellner, Schürmann, 1966).

ХЛОРИТ

Составы хлоритов в изученных породах разнообразны: в серпентинизированных ультрабазитах это магнезиальный хлорит (пеннин), в родингитах — клинохлор, в метабазитах — рипидолит.

Пеннин образует в серпентинитах единичные гексагонально-таблитчатые, изометричные, радиально-лучистые и чешуйчатые формы выделений. В образцах минерал имеет сиреневую или бледно-фиолетовую окраску, характерны аномальные индигово-синие цвета. Размер чешуек 0,10—0,30 мм, сферокристаллов — 0,25 мм, отдельных табличек — до 2 мм. В шлифах минерал бесцветный, показатель преломления: n'_g = 1,571.

Клинохлор встречается в виде небольших (0,01—0,5 мм) чешуек, листочков, пластинок или радиально-лучистых агрегатов. В жилах выполнения он наблюдается в виде крупных (до 2 см) кристаллов с совершенной спайностью, по которой минерал расщепляется на гибкие, но неупругие пластинки темно-зеленого цвета. Показатели преломления: n'_g =1,596, n'_p = 1,588, n_g—n_p= =0,008. Химический состав клинохлора и результаты пересчета его на кристаллохимическую формулу показаны в табл. 11. Общая железистость минерала 14,9 атом. %.

Таблица 11

Химический состав клинохлора (по В. П. Еремееву, А. К. Сибилеву, 1969)

Окисел	Вес.%	Окисел	Вес. %
SiO_2	31,92	MgO	32,62
TiO_2	0,06	CaO	0,76
Al_2O_3	11,35	Na_2O	0,08
Cr_2O_3	0,00	K_2O	0,05
Fe_2O_3	3,41	SO_3	0,30
FeO	7,18	П. п. п.	12,19
MnO	0,15	Сумма	100,06

Примечание. Кристаллохимическая формула клинохлора:
$(Mg_{4,70}Fe^{2+}_{0,58}Fe^{3+}_{0,24}Mn_{0,01}Al_{0,037}Ti_{0,005}\times$
$Ca_{0,075}Na_{0,01}K_{0,01})_6(Si_{3,08}Al_{0,92})_4\times$
$\times O_{9,7}(OH)_{8,3}$.
Железистость (f)=14,9 атом. %

Рипидолит (n'_m= 1,610—1,628 n_g—n_p=0,003—0,007) — важный компонент пород чингинской свиты.

Условия устойчивости хлоритов в широком диапазоне составов были изучены Э. Хеллнером с со-

авторами (1967). Эти исследователи показали, что при гидротермальном синтезе хлоритов ряда клинохлор — дафнит при 350—730°С нормальные и септахлориты возникали в условиях несколько более восстановительных, нежели тремолит и серпентин; максимальная температура устойчивости клинохлора равна 680±15°С, выше кристаллизуется оливин.

ПРЕНИТ

Пренит широко распространен в составе пород (альбит-салитовые, клиноцоизитовые породы), возникших за счет гидротермально-метасоматического изменения основных пород алюмосиликатного состава, в зоне их тектонического соприкосновения с гипербазитами. Выделено две генерации пренита: в основной массе пород и в прожилках. Размер зерен минерала — 0,07—0,5 мм. Количество 1—5%. В шлифах пренит образует бесцветные удлиненно-таблитчатые кристаллы, шестоватые агрегаты и сферокристаллы с характерным паркетным угасанием. Показатель преломления: n_g' = 1,640—1,648. Химический состав пренита и пересчеты его на 24 атома кислорода приведены в табл. 12. Образование богатого кальцием пренита предполагается при Р=1,5—2,5 кбар и температуре 250—350°С (Добрецов, 1974б) в условиях бедности растворов CO_2 (Маракушев, 1973а).

Таблица 12

Химический состав пренита

Окисел	Вес. %	Вес в пересчете на 100%	Молекулярные количества	Атомное количество в пересчете на 24(O,OH)	Количество ионов в пересчете на 24(O,OH)	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO_2	42,6	45,12	751	1502	12,30	751	6,16
TiO_2	0,14	0,15	—	—	—	—	—
Al_2O_3	23,4	24,78	243	729	5,98	486	3,98
Fe_2O_3	0,67	0,71	4	12	0,10	8	0,06
MgO	0,02	0,02	—	—	—	—	—
CaO	23,4	24,78	442	442	3,62	442	3,62
Na_2O	0,03	0,03	—	—	—	—	—
H_2O^+	(4,16)	4,41	244	244	2,00	488	4,00
Сумма . . .	94,42	100	—	2929	24	—	—

Общий делитель — 122,04.

Примечание. Кристаллохимическая формула пренита:

$$Ca_{3,62}(Al_{2,14}Fe^{3+}_{0,06})_{2,20}\ (Si_{6,16}Al_{1,84})_8O_{20}(OH)_4.$$

Пренит из клиноцоизит-салитовых метасоматитов, обр. С-48л, Саянское месторождение асбеста, скв. 48, гл. 120 м. Коллекция А. К. Сибилева. Анализ выполнен на микрозонде MS-46 в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой, Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой. Анализ минерала опубликован (Добрецов, Пономарева, 1976). H_2O^+ теоретическое, в соответствии с формулой минерала

Это довольно широко распространенный минерал в измененных известково-силикатных породах Иджимского массива. Несмотря на широкое распространение среди хризотил-асбестоносных ультрабазитовых массивов своеобразных родингитов (Татаринов, 1928, 1940; и др.), гранаты этих пород до сих пор еще слабо изучены. Гранаты известково-силикатных пород обычно относятся к изоморфному ряду гроссуляр — андрадит (Кузнецова, 1963; Артемов, Кузнецова, 1967), а по своему составу — к гроссуляру (Соколова, 1960; Пинус и др., 1958).

Содержание граната в родингитах Иджимского массива варьирует от 1 до 90%. Гранат встречается главным образом в виде мелких зерен округлой или неправильной формы, реже наблюдаются кристаллы ромбододекаэдрического габитуса. Размер кристаллов граната обычно 0,02—0,7 мм. Цвет граната изменяется от бесцветного, желтовато-зеленого до буровато-коричневого. В шлифах гранат бесцветный, иногда бледно-розоватый или зеленовато-бурый. Среди гранатов выделяются изотропные и анизотропные разности.

Родингиты содержат как существенно гроссуляровый гранат (N' = =1,732—1,74, a_0=11,808 Å), так и гранат существенно андрадитового состава (a_0=12,022 Å, обр. С—15—39). Встречается также существенно гроссуляровый гранат с небольшой примесью пиральспитов (N'=1,724, a_0=11,683 Å, обр. 1052-П). Гранат существенно андрадитового состава тесно ассоциирует с везувианом и часто обнаруживается в асбестоносных зонах.

Состав существенно гроссулярового граната из аповулканитового родингита показан в табл. 13. В гранате, по данным спектрального анализа,

Таблица 13

Химический состав существенно гроссулярового граната

Окисел	Вес. %	Вес. % в пересчете на 100	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Количество атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество	Число атомов катионов
SiO_2	40,6	40,77	677	1354	6,17	677	3,08
TiO_2	0,46	0,46	5	10	0,05	5	0,02
Al_2O_3	19,60	19,68	193	573	2,61	386	1,76
Fe_2O_3	4,60	3,15	20	60	0,27	40	0,18
FeO		0,87	13	13	0,06	13	0,06
MnO	0,43	0,43	7	7	0,03	7	0,03
MgO	—	—	—	—	—	—	—
CaO	34,5	34,64	618	618	2,81	618	2,81
Сумма . . .	99,59	100	1533	2635	12	—	7,94

Общий делитель — 219,58.

Примечание. Кристаллохимическая формула граната:

$$(Ca_{2,81}Mn_{0,03}Fe^{+2}_{0,06})_{2,90}(Al_{1,76}Fe^{+3}_{0,18})_{1,94}(Si_{3,08}Ti_{0,02})_{3,10}O_{12}.$$

Количество молекул в составе граната, %: гроссуляр — 85,4, андрадит—8,4, альмандин—2,0, спессартин — 1,1, шорломит — 0,8, остаток SiO_2—2,3.

Гранат из кварц-альбит-салитового родингита, Саянское месторождение, обр. 143Д, р. л. 42. Контакт гипербазитов с вмещающими осадочно-вулканогенными породами (материалы Н. Л. Добрецова). Анализ выполнен на микрозонде MS-46 в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой, Н. Л. Добрецовым, Л. Г. Пономаревой.

Таблица 14

Гранат существенно андрадитовый

I	d	Эталон		I	d	Эталон	
		I	d			I	d
—	—	3	4,27	5	1,506	4	1,509
2	(3,310)	3	(3,337)	—	—	2	(1,458)
9	3,005	8	3,026	2	1,420	3	1,425
10	2,690	10	2,707	4	1,346	6	1,348
3	2,575	3	5,567	6	1,316	6	1,315
7	2,449	7	2,462	6	1,285	6	1,284
4	2,362	4	2,378	1	1,241	1	1,242
3	2,194	3	2,210	2	1,220	4	1,219
6	2,943	5	2,962	1	1,182	2	1,182
4	1,908	4	1,912	1	1,153	1	1,152
3	1,838	2	1,857	—	—	1	1,130
4	1,774	4	1,789	7	1,120	7	1,119
4	1,737	3	1,738	7	1,102	7	1,099
—	—	1	1,702	2	(1,081)	3	(1,082)
8	1,668	7	1,659	6	1,069	7	1,065
1	1,648	2	1,644	—	—	1	1,031
10	1,606	10	1,611	4	1,003	5	1,004

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ, D=57,3 мм, d=0,45 мм, I=12 mA, t=5 ч. Место взятия образца: Саянское месторождение хризотил-асбеста, скв. 15, гл. 39 м. Рассчитанный размер ребра элементарной ячейки a=12,022 Å. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву (1952).

выявлены следующие элементы-примеси (обр. МК-46): хром (0,15%), олово (0,005%), цирконий (0,002%), медь ($1 \cdot 10^{-4}$%). Рентгенограмма существенно андрадитового граната приведена в табл. 14, гроссулярового — в табл. 15, гроссуляр-андрадитовой серии — в табл. 16.

Андрадит в родингитах является концентратором окисного железа. Вероятно, что в серпентинизирующих растворах осуществляется перенос

Таблица 15

Рентгенограмма существенно гроссулярового граната

Иджимский массив, обр. МК-46		Эталон		Иджимский массив, обр. МК-46		Эталон	
I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	3	(3,34)	10	1,584	10	1,581
4	3,276	—	—	4	1,476*	7	1,479
—	—	1	3,13	—	—	3	(1,457)
8	2,946	8	2,973	—	—	4	(1,422)
—	—	1	2,796	—	—	2	(1,393)
3	2,691	10	2,662	—	—	1	1,374
2	2,531	4	2,545	—	—	1	1,354
4	2,400	5	2,419	5	1,327	8	1,324
3	2,318	6	2,323	7	1,297	9	1,291
4	2,141	6	2,163	4	1,263	5	1,263
1	2,119	2	2,116	—	—	2	1,249
—	—	1	1,982	—	—	3	(1,213)
6	1,920	8	1,915	2	1,202	5	1,196
—	—	2	1,877	—	—	2	1,156
2	1,818	4	1,809	7	1,108	10	1,101
3	1,746	5	1,742	6	1,089	9	1,082
5	1,706	7	1,707	—	—	5	1,060
8	1,640	9	1,639	4	1,054	7	1,049

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ, D=57,3 мм, d=0,50 мм, I=12 mA, t=5 ч. Цифра со звездочкой — символ отражения hkl—800, a=11,808 Å. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву (1957).

Таблица 16

Рентгенограмма граната гроссуляр-андрадитовой серии

Обр. 1202		Обр. 1052-П		Эталон	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
1	(3,168)	1	(3,168)	1	(3,181)
—	—	6	2,902	6	2,912
7	(2,859)	6	(2,869)	6	(2,869)
—	—	5	2,703	—	—
10	2,597	10	2,608	10	2,605
—	—	3	2,575	—	—
1	2,499	1	2,489	1	2,485
4	2,381	3	2,391	5	2,376
4	2,292	4	2,300	4	2,285
5	2,133	3	2,133	5	2,128
1	(2,097)	2	(2,097)	1	(2,073)
7	1,891	6	1,891	6	1,891
1	(1,869)	1	(1,880)	1	(1,851)
2	(1,783)	2	(1,803)	4	(1,766)
4	1,728	4	1,697	5	1,712
5	1,692	—	—	5	1,685
6	1,655	6	1,640	—	—
8	1,628	3	1,613	8	1,607
10	1,569	9	1,576	9	1,560
3	1,473	3	1,476	4	1,459
1	(1,453)	1	(1,420)	2	(1,426)
2	(1,415)	—	—	3	(1,395)
—	—	—	—	1	(1,365)
4	1,318	5	1,322	6	1,305
8	1,287	7	1,291	9	1,272
3	1,261	4	1,263	5	1,246
1	1,209	1	1,218	1	1,226
2	1,194	2	1,197	1	1,189
—	—	—	—	2	1,180
7	1,107	7	1,107	—	—
6	1,079	5	1,083		1,065
5	1,046	6	1,048		1,032
—	—	—	—		0,946

Примечание. Условия съемки: Fe —изл, V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,9 мм; t=8 ч. Обр. 1202 — руч. Левый Коярд.

Обр. 1052-П—Саянское месторождение асбеста, a=11,683 Å, N'=1,724. Аналитик А. И. Шибанова (лаб. Тувинской ГРЭ).

Эталон взят по В. И. Михееву, 1957.

железа в двухвалентном состоянии, а окисление его происходит при вступлении раствора в алюмосиликатные породы на фоне понижающейся температуры и изменения щелочности растворов. По данным экспериментальных исследований, развитие граната с 60—90% андрадитового компонента в алюмосиликатных породах может свидетельствовать о действии щелочных растворов (Калинин, Денискина, 1967). Гроссуляр лучше образуется в кислой среде, хотя может быть получен также в нейтральной и слабощелочной обстановке. В присутствии хлоридов в растворе гроссуляр и андрадит были синтезированы в гидротермальных условиях до 350—400°С (Калинин, Лохова, 1966).

Везувиан в родингитах Иджимского массива был отмечен еще Г. В. Пинусом (Пинус, 1950; Пинус и др., 1958). Наиболее широко существенно везувиановые родингиты распространены, как отмечалось, на площади Саянского месторождения хризотил-асбеста (Орешский блок).

Выделено две генерации везувиана: в основной массе родингитов и в прожилках (мощностью до 2 см). В породе везувиан образует призматические кристаллы и метельчатые агрегаты, мелкие зерна. Размер отдельных кристаллов колеблется от 0,01 до 7 мм, а в прожилках — до 2 см. Кристаллы везувиана в пустотах призматические с характерными дипирамидальными окончаниями. Цвет минерала травяно-, оливково-зеленый, зеленовато-желтый, желтый, бурый и коричневый. Желтые и зеленовато-желтые везувианы просвечивают, остальные разности — непрозрачны.

Под микроскопом везувиан плеохроирует от бесцветного по *Nm* до желтовато-бурого по *Np*. Кристаллы иногда имеют зональное строение и нередко секториальное угасание в различных частях зерен. Аномальная интерференционная окраска различна в пределах одного кристалла: фиолетово-синяя, оливково-зеленая, светло-серая.

Таблица 17

Химический состав везувиана

Окисел	Вес.%	Вес.% в пересчете на 100%	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Количество ионов в пересчете на 38 (O,OH)	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO_2	36,41	36,65	610	1220	17,49	610	8,74
TiO_2	0,09	0,09	1	2	0,03	1	0,01
Al_2O_3	14,77	14,87	146	438	6,28	292	4,18
Cr_2O_3	0,00	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	6,99	7,04	44	132	1,89	88	1,26
FeO	0,40	0,40	6	6	0,09	6	0,09
MnO	0,056	0,056	—	—	—	—	—
NiO	0,03	0,03	—	—	—	—	—
CoO	0,004	0,004	—	—	—	—	—
MgO	4,29	4,32	107	107	1,54	107	1,54
CaO	33,56	33,78	603	603	8,64	603	8,64
Na_2O	0,16	0,16	3	3	0,04	6	0,09
K_2O	0,02	0,02	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,04	0,04	—	—	—	—	—
H_2O^+	2,52	2,54	140	140	2,00	280	4,00
П. п. п.	0,86	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,20	100		2651	38		28,55

Общий делитель — 69,76.

Примечание. Кристаллохимическая формула везувиана:

$$(Ca_{8,64}Na_{0,09})_{8,73}\ (Mg_{1,54}Fe^{+2}_{0,09})_{1,63}\ (Al_{4,18}Fe^{+3}_{1,26}Ti_{0,01})_{5,45}[Si_2O_7]_2[Si_{0,95}O_4]_5(OH)_4.$$

Везувиан из родингитов, залегающих в асбестоносных породах, Саянское месторождение, скв. 15, гл. 39 м. Параметры кристаллической решетки: $a=15{,}48$; $c=11{,}673$ Å.

Таблица 18

Рентгенограмма везувиана

I	d	Эталон		I	d	Эталон	
		I	d			I	d
—	—	2	4,07	7	1,66	7	1,66
1	3,92	2	3,90	9	1,62	8	1,63
1	3,47	2	3,47	4	1,55	4	1,562
2	3,29	2	Двойная	4	1,49	4	1,502
2	3,20		3,22	2	1,48	—	—
4	3,01	6	3,04	3	1,384	4	1,389
5	2,93	6	2,93	2	1,372	—	—
10	2,72	10	2,74	5	1,342	7	1,346
9	2,58	8	2,59	5	1,297	5	1,305
7	2,43	7	2,45	2	1,278	2	1,285
5	2,33	4	2,34	4	1,263	5	1,266
2	2,18	2	2,20	1	1,213	2	1,228
4	2,12	6	2,12	1	1,136	—	—
1	2,04	—	—	1	1,118	—	—
1	1,98	—	—	5	1,106	6	1,102
2	1,88	4	1,88	5	1,078	6	1,071
3	1,82	5	1,81	2	1,040	2	1,029
3	1,78	—	—	3	1,031	—	—
5	1,76	5	1,76	2	1,023	—	—
2	1,71	—	—	3	1,005	2	0,999

Примечание. Условия съемки: Fe —изл; V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,5 мм, t=4 ч. Обр. С-15-39 — везувиан оливково-зеленого цвета, взят из скв. № 15, гл. 39 м (Саянское месторождение). Параметры решетки (обр. С-15-39): a=15, 48; c=11,763Å Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву, 1957.

Показатели преломления везувиана: n'_g = 1,714—1,718, а наиболее часто n'_g = 1,716, что предполагает в его составе 5—6% железистого компонента (Винчелл, 1949). Двупреломление составляет 0,004, приближаясь к нулю.

Представление о химическом составе оливково-зеленого везувиана можно получить из табл. 17. Кристаллохимическая формула минерала рассчитана по кислородному методу, исходя из 38 ионов (O, OH) в кристаллической ячейке.

По химическому составу везувиан сходен с обычными неборсодержащими везувианами, описанными в литературе (Мельницкий, 1966). Результаты рентгенометрического анализа везувиана приведены в табл. 18. Параметры элементарной ячейки (a_0=15,48, c_0=11,673 Å) минерала мало чем отличаются от справочных данных по везувиану (Дир и др., 1965, т. 1, с. 138).

Кристаллизация везувиана, очевидно, происходила в диапазоне 120—630°С (Булгакова, Рябов, 1972) при высоком химическом потенциале кальция в гидротермальных растворах.

ЦОИЗИТ

Цоизит развивается по основному плагиоклазу габброидов. Зерна его имеют неправильную, иногда призматическую форму с характерной штриховкой, параллельной удлинению кристаллов. Размер отдельных зерен достигает 5 мм.

Цоизит обычно бесцветный, с аномальной индигово-синей интерференционной окраской и отрицательным удлинением. Погасание прямое. Розовый цоизит (тулит) в шлифах розовато-желтый, обладает слабым

Таблица 19

Рентгенограмма цоизита (тулита)

Обр. 1200		Цоизит (ASTM 11-665)		Обр. 1200		Цоизит (ASTM 11-665)	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
—	—	30	8,13	2	2,063	6	2,020
—	—	50	5,03	—	—	15	1,982
—	—	15	4,68	—	—	20	1,903
—	—	8	4,25	7	1,854	30	1,844
—	—	40	4,05	—	—	<1?	1,715
—	—	60	3,615	—	—	8	1,685
3	3,294	2	3,328	—	—	4	1,666
3	3,134	35	3,106	8	1,625	75	1,615
10	2,860	100	2,869	—	—	25	1,591
5	2,753	35	2,783	3	1,539	20	1,544
8	2,655	100	2,703	4	1,448	35	1,453
—	—	20	2,626	—	—	10	1,429
—	—	30	2,531	—	—	<1?	1,406
1	2,489	<1?	2,459	5	1,389	45	1,388
4	2,372	40	2,407	—	—	2	1,369
—	—	60	2,335	1	1,322	30	1,347
—	—	10	2,238	1	1,250	20	1,291
1	2,134	10	2,111	—	—	8	1,268
3	2,084	65	2,064				

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,60 мм, t=9 ч. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ). Место взятия образца — руч. Левый Коярд.

плеохроизмом. Показатели преломления тулита: $n_{g'}$=1,706, $n_{p'}$=1,702, $n_g - n_p$=0,004.

Спектральным анализом в тулите определены следующие элементы: кальций и алюминий (более 10%), железо и калий (около 1%), марганец, натрий и стронций (0,1%), титан (0,01%), медь, никель, олово, цирконий, галлий (0,001%). Диагностика цоизита подтверждена рентгенометрическим анализом (табл. 19). Формирование цоизита происходит при повышенном давлении (Маракушев, 1968а).

МАГНЕТИТ

Магнетит в ультрабазитах образуется при процессах серпентинизации и присутствует в них как постоянная примесь, в метабазитах он чрезвычайно редок (менее 1%).

Для установления количества магнетита в различных типах ультраосновных пород использовались штуфные пробы весом 2—3 кг, от которых после ряда измельчений и сокращений отбиралась навеска в 100 г. Содержание магнетита в пробе определялось на феррометре Ф-100 конструкции института ВНИИпроектасбест. Полученные результаты показаны в табл. 20.

Как видно из таблицы, среди первичных ультрабазитов, подверженных примерно в одинаковой степени однотипной серпентинизации, наименьшее содержание магнетита отмечено в дунитах (1,5%), а наибольшее — в лерцолитах (2,7%). В то же время серпентиниты, возникшие за счет дунитов, отличаются от апогарцбургитовых серпентинитов более высоким содержанием магнетита (3,7% против 2,10%). Наиболее высокие концентрации магнетита (4,3%) связаны с рассланцованными серпентинитами.

Таблица 20

Содержание магнетита в ультрабазитах Иджимского массива

Порода	Количество анализов	Среднее содержание, %		Mg/Si	FeO′	П.п.п.
		магнетит	брусит			
Дуниты	5	1,5	3,4	1,76	6,37	11,51
Гарцбургиты	28	1,9	1,1	1,62	6,50	8,85
Лерцолиты	7	2,7	Не обн.	1,49	7,90	6,07
Серпентиниты массивные: .						
аподунитовые	18	3,7	9,7	1,80	5,71	14,93
апогарцбургитовые	31	2,10	2,4	1,59	4,51	13,87
Серпентиниты рассланцованные	7	4,3	Не определялось			

В массе самих ультраосновных пород магнетит распределен неравномерно, о чем свидетельствуют большие колебания его содержаний. Чаще всего магнетит группируется около трещин, образуя так называемые «шнурки», отличные от обычных жилок выполнения.

Количество магнетита в высокомагнезиальных ультрабазитах (дуниты, гарцбургиты) зависит не только от состава исходных пород, но также и от характера их серпентинизации. В дунитах и гарцбургитах с петельчатым серпентином магнетит исключительно редок (Еремеев, Сибилев, 1969; Сибилев, 1971б). Магнетит в таких породах иногда встречается (чаще всего в гарцбургитах) в жилках «черного» офита. В антигоритизированных дунитах и гарцбургитах магнетит обилен и более или менее равномерно рассеян по всей массе породы.

В лерцолитах распределение магнетита не зависит от типа серпентинизации, и его зерна можно встретить как в ассоциации с петельчатым лизардитом, так и с антигоритом. Широко распространенные в этих породах серпентин-магнетитовые жилки рассекают зерна оливина, ортопироксена и субкальциевого диопсида. Один из характерных примеров пересечения магнетитом клинопироксена приведен на рис. 10.

В серпентинитах магнетит образует рассеянную вкрапленность мелких (0,015—0,7 мм) зерен, а также слагает обычно тонкие (до 1 мм) прожилки. Форма его зерен округлая, в некоторых трещинках наблюдаются октаэдрические кристаллы. Структура зерен коррозионная. В редких случаях (р. Узюп, водораздел рек Иджим — Омул, Саянское месторождение асбеста) в серпентинитах встречаются, как указывалось, сплошные скопления магнетита в виде зерен, желваков (до 20 см в поперечнике) и жильных тел мощностью до 1 м и протяженностью до 20 м и более. Мономинеральные хризотиловые серпентиниты, возникшие за счет дунитов и гарцбургитов, обычно содержат незначительное количество (1,2—1,5%) магнетита. Последний весьма характерен для лизардитовых (до 5,1%) и лизардит-офитовых (рассланцованных) серпентинитов.

Магнетит часто ассоциирует с жилами хризотил-асбеста, офита и брусита (немалита). Магнетит в этих жилах — тонкозернистый, пылевидный, нередко образует также игольчатые шестоватые агрегаты или сплошные тонкие жилки (рис. 11, *а*). В жилах эластичного хризотил-асбеста, по данным анализа 111 проб, количество магнетита широко колеблется от 0 до 38,2%. Распределение магнетита в хризотил-

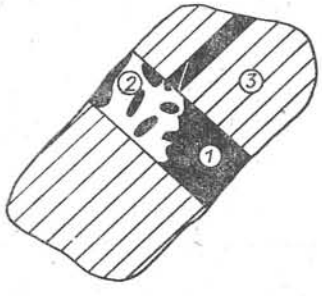


Рис. 10. Зерно субкальциевого диопсида, рассеченное серпентин-магнетитовым прожилком.

1 — магнетит, *2* — серпентин, *3* — диопсид. Зарисовка с микрофотографии шлифа С-10-3.

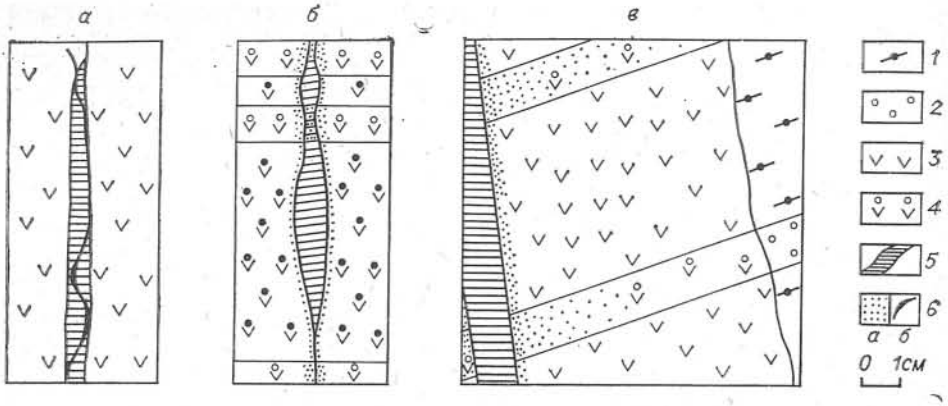


Рис. 11. Магнетит в серпентинитах и в жилах хризотил-асбеста.

а — гофрированный магнетитовый прожилок (черное) в хризотил-асбесте; *б* — обогащение магнетитом (крап) хризотил-асбеста в месте сужения прожилка; *в* — характер обогащения магнетитом (крап) аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов вблизи прожилка хризотил-асбеста. Величина зерен магнетита показана условно. Зарисовка образца керна (скв. 27, гл. 73,5 м).

1 — гарцбургит, *2* — дунит, *3* — апогарцбургитовый серпентинит, *4* — аподунитовый серпентинит, *5* — хризотил-асбест, *6* — магнетит (*а* — зерна, *б* — прожилки).

асбесте закономерно возрастает в ряду: мелкая сетка (среднее содержание магнетита 6,4% по данным 28 анализов) — крупная сетка (7,2%, 55 анализов) — отороченные жилы (8,9%, 28 анализов). Аналогичная закономерность в распределении магнетита в жилах хризотил-асбеста установлена также на Молодежном месторождении (Башта, 1973). Многочисленные наблюдения в керне скважин, пробуренных на Саянском месторождении, показали, что насыщенность асбеста магнетитом зависит не только от типа асбестоносности, но также и от состава пересекаемых прожилками хризотил-асбеста серпентинитов. Наиболее обогащен магнетитом хризотил-асбест из аподунитовых серпентинитов (см. рис. 11, *б*). Особенно интенсивно замещается хризотил-асбест на пережимах прожилков и на участках их выклинивания. Установлено закономерное увеличение количества (до 15%) и размера зерен (до 0,01 мм и более) магнетита в серпентинитах по направлению от первичного ультрабазита к жилам офита или хризотил-асбеста (см. рис. 11, *в*).

Химический состав чистого магнетита из офитового прожилка приведен в табл. 21. Как видно, состав магнетита приближается к теоретическому с отношением $Fe_2O_3 : FeO = 1:1$ (мол. %), что, как известно, имеет место при содержаниях Fe_2O_3 — 68,9% и FeO — 31,03%. В исследуемом магнетите присутствуют в небольших количествах изоморфные элементы-примеси. В двухвалентной группе происходит замещение Fe^{2+} на Mg, Ca и Al, а в трехвалентной — Fe^{3+} на Ti и Si.

Микрохимическим анализом никель в составе магнетита не обнаружен, хотя в литературе описаны многочисленные примеры никеленосности пылевидного магнетита, генетически связанного с процессами серпентинизации ультрабазитов (Бетехтин, Кашин, 1937; Ильвицкий, Романенко, 1964; Leblanc, 1969; и др.).

В отдельных образцах сливного магнетита из Иджимского массива химическим анализом выявлено (табл. 22) довольно высокое содержание NiO (до 5,8%) и CoO (до 0,93%), что объясняется присутствием в магнетите примесных сульфидных и арсенидных минералов (кобальтсодержащий пентландит, маухерит и др.).

Спектрозолотометрическим анализом в магнетите обнаруживается золото (до 0,1 г/т).

На основании полевых наблюдений и микроскопического изучения ультраосновных пород Иджимского массива выделяются три основные генерации магнетита, отличающиеся друг от друга временем отложения.

Таблица 21

Химический состав магнетита

Окисел	Вес.%	Вес в пересчете на 100%	Перечет на основные молекулярные группировки, %
SiO_2	0,34	0,34	
TiO_2	0,10	0,10	
Al_2O_3	0,46	0,46	
Fe_2O_3	68,84	69,13	Магнетит — 94,58
FeO	29,60	29,73	Магнезиоферрит — 0,58
MgO	0,10	0,10	Герцинит — 1,04
CaO	0,14	0,14	Ильменит — 0,28
Сумма	99,58	100	Гематит — 2,58
Fe_2O_3/FeO	—	2,32	Остаток SiO_2, CaO—0,94

Примечание. Кристаллохимическая формула магнетита:
$(Fe^{2+}_{0,949}\ Mg_{0,006}\ Al_{0,021}\ Ca_{0,006})_{0,982}(Fe^{3+}_{1,985}\ Si_{0,013}Ti_{0,003})_{2,001}O_4$.
Образец (ШТ-1) взят из офитового прожилка (Саянское месторождение хризотил-асбеста, штольня № 1). Аналитик Ф. Ф. Мухтарова (лаб. Тувинской ГРЭ).

Магнетит первой генерации относится к ранним стадиям серпентинизации (антигоритизация). Этот магнетит возник до образования хризотил-асбеста, который рассекает жилки «черного» офита, обогащенного обильным магнетитом. Магнетит второй генерации тесно связан с процессами хризотилизации ультрабазитов, магнетит же третьей генерации иногда возникает в условиях перекристаллизации (антигоритизации) серпентинитов.

Проблема выделения магнетита при процессах серпентинизации ультраосновных пород интересовала многих исследователей.

Тот факт, что серпентинизированные дуниты содержат меньшее количество магнетита, чем гарцбургиты, сам по себе не нов и был давно описан (Заварицкий, 1909; Высоцкий, 1913; Бетехтин, 1937; Москалева, Зотова, 1965; Малахов, Малахова, 1970; Сибилев, 1971б; и др.).

Впервые этот вопрос объясняют Д. С. Штейнберг с соавторами (Штейнберг, Малахов, 1964; Штейнберг и др., 1969), которые считают, что ранняя (петельчатая) стадия серпентинизации в дунитах, гарцбургитах и лерцолитах вообще происходит почти без выделения магнетита, а образовавшееся при этом значительное количество окисного железа остается в силикатной форме и входит в решетку серпентиновых минералов.

Таблица 22

Результаты неполного химического анализа сливных магнетитовых руд

Окисел	1	2	3	4
$FeO+Fe_2O_3$	97,65	93,74	76,81	66,68
CoO	0,038	0,043	0,034	0,93
Ni	0,05	0,09	0,22	5,81
Cu	0,17	0,06	0,00	Не опр.

Примечание. 1 — обр. 1284, правый борт р. Иджим, шлир сливного магнетита в серпентините; 2 — обр. 1327-1, водораздел рек Иджим — Омул, магнетитовые жилы; 3 — обр. 1325-1, там же; 4 — обр. МК-70, Саянское месторождение хризотил-асбеста, магнетит сливной с сульфидами и арсенидами ($S_{вал}$ 5,54%). Аналитик Ф. Ф. Мухтарова (лаб. Тувинской ГРЭ).

Аналогичной точки зрения придерживается и А. С. Варлаков (1973а). Другие же исследователи (Бетехтин, Кашин, 1937) время образования магнетита (рудной пыли), наоборот, относят к ранним стадиям серпентинизации.

К сожалению, А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин (1937) не поясняют какой минеральный вид серпентина развивается при ранних процессах серпентинизации и, главное, не указывают, в каких типах ультраосновных пород он возникает.

Как известно (Варлаков, 1973 а; и др.), содержание магнетита в породах зависит от разновидности образующегося по оливину серпентина. Магнетит в дунитах и гарцбургитах тесно ассоциирует с антигоритом (Бетехтин, 1937; Варлаков, 1973а, наши данные), а также с «крупнопетельчатым лизардитом» (Варлаков, 1973а).

Однако причины существенного отличия по содержанию магнетита дунитов и гарцбургитов, подверженных однотипной петельчатой серпентинизации, до сих пор не выяснены. Появление магнетита при метаморфизме ультрабазитов, по нашему мнению, прежде всего зависит от состава пород, а также от типа серпентинизации.

Образование магнетита происходило в условиях щелочной среды и в присутствии окислителей.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ, КАРБИДЫ, ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ, АНТИМОНИДЫ И СУЛЬФИДЫ

Самородное железо в малых количествах в серпентинизированных ультрабазитах — не редкое явление (Бетехтин, Альбов, 1940; Желязкова-Панайотова, 1965; Chamberlain, 1960; Chamberlain, et al., 1965; Hostetler et. al., 1966; Рамдор, 1967; Еремеев, Сибилев, 1968, 1970; Смирнова, 1970; и др.).

В Иджимском массиве самородное железо обнаружено в количестве нескольких десятков знаков в протолочных пробах, взятых из лизардитизированных гарцбургитов и антигоритовых (перекристаллизованных) серпентинитов (Еремеев, Сибилев, 1970). Оно представлено угловатыми, бесформенными зернами оловянно-белого цвета, обладающими слабым золотистым оттенком. Минерал мягок, легко сплющивается, магнитен.

Размер зерен колеблется от сотых долей до 1,5 мм. В редких случаях самородное железо встречается в виде тонкоигольчатых выделений в зернах хромшпинелида из серпентинитов, залегающих среди углисто-кремнистых сланцев (скв. 33, гл. 126 м; скв. 41, гл. 101 м; скв. 46, гл. 217 м).

Под микроскопом в отраженном свете самородное железо серовато-белое, изотропное с высокой отражательной способностью, но более низкой, чем у когенита, находящегося с ним в тесном срастании. В полированных шлифах самородное железо легко травится разбавленной соляной кислотой. Диагностика минерала подтверждена рентгенометрическим анализом (табл. 23).

Находка самородного железа в частично серпентинизированных гарцбургитах указывает на пониженную фигутивность кислорода флюидов при петельчатой серпентинизации. Это низкая кислородная фигутивность флюидов возникла в результате реакций флюидов с фаялитовым компонентом оливина, приводивших к образованию магнетита и серпентина согласно формуле (Рамдор, 1967)

$$8(Mg_{1,5}Fe_{0,5})SiO_4+8H_2O=4[Mg_3Si_2O_5(OH)_4]+Fe_3O_4+Fe.$$

Появление самородного железа в антигоритовых (перекристаллизованных) серпентинитах — результат распада и преобразований вторичного магнетита в восстановительной среде.

Таблица 23

Рентгенограмма самородного железа из Иджимского массива (обр. 1451)

I	d	Эталон		I	d	Эталон	
		I	d			I	d
5	3,310	—	—	—	—	3	1,578
5	2,240	3	(2,233)	4	1,441	7	1,430
5	2,101	—	—	—	—	4	(1,289)
10	2,027	9	2,022	8	1,165	10	1,168
3	1,962	—	—	—	—	2	1,117
3	1,816	—	—	—	—	7	1,012

Примечание. Условия съемки: Co — антикатод, Fe —изл. V=55 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,4 мм, t=5 ч. Аналитик А. И. Кудрявцева (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву (Минералы..., 1960, с. 25).

Перекристаллизация лизардитовых серпентинитов в Иджимском массиве ведет не только к более обезвоженным, но и к более восстановленным ассоциациям. В этом случае протекают следующие реакции: $Fe_3O_4 \longrightarrow \longrightarrow 3Fe+2O_2$, $2H_2O \longrightarrow 2H_2+O_2$. Причиной восстановления может быть повышение парциального давления водорода (вследствие увеличения температуры и давления в системе) и окисление закисного железа серпентинов.

Золото наблюдалось в виде единичных знаков в протолочной пробе из альбит-актинолит-кварцевой метасоматической породы, залегающей в контакте с гипербазитами (канава МК-46).

Серебро самородное обнаружено в сланцах вулканогенно-осадочной толщи (чингинская свита), где оно тесно ассоциирует с углистым веществом и пиритом. Размер зерен 0,001—0,004 мм. Форма изометричная, пластинчатая. Отражательная способность высокая, цвет белый, рельеф низкий.

Графит встречается как в углисто-кремнистых сланцах чингинской свиты, так и в антигоритовых серпентинитах, залегающих в контакте с этими сланцами. Он образует скорлуповато-пластинчатые и чешуйчатые выделения размером 0,01—0,1 мм. Под микроскопом минерал имеет серый цвет с коричневатым оттенком, сильное двуотражение и анизотропию.

Когенит (Fe_3C) — природный ромбический карбид железа обнаружен в диабазах чингинской свиты (скв. 46а, гл. 119 м), а также в ультраосновных породах изученного массива (Еремеев, Сибилев, 1970).

Размер отдельных зерен когенита достигает 2 мм. Цвет оловянно-белый. Отражательная способность очень высокая. От самородного железа когенит отличается слабой анизотропией, несколько большей твердостью (около 6) и устойчивостью к травлению разбавленной соляной кислотой.

Термомагнитные исследования двух образцов ультрабазитов, отобранных нами на Саянском месторождении хризотил-асбеста (обр. Л-62) и в его окрестностях (обр. 1597-4), были выполнены М. В. Лагутиной в лаборатории геомагнетизма и магнитометрии Института геофизики Уральского научного центра АН СССР. Результаты исследований показали присутствие в продуктах петельчатой серпентинизации гарцбургитов ферромагнитной фазы с точкой Кюри в пределах 210—220°С, т. е. когенита (рис. 12) (Штейнберг, Лагутина, 1975; Штейнберг, Чащухин, 1977).

Когенит ассоциирует с петельчатым серпентином, бруситом, самородным железом и сульфидами.

Орегонит, $(FeNi)_2As$, весьма редкий минерал. Природный орегонит получил свое название по штату Орегон в США, где был впервые

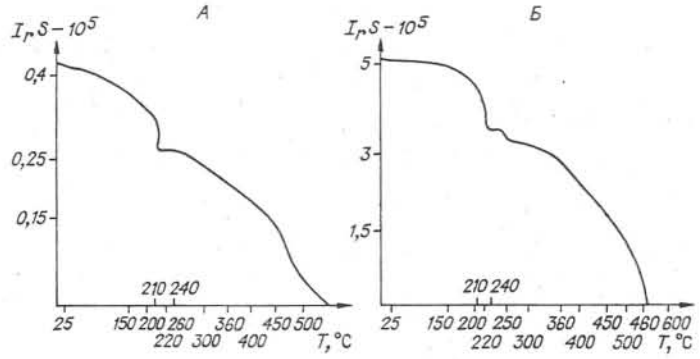


Рис. 12. Кривые терморазмагничивания (по Д. С. Штейнбергу и М. В. Лагутиной, 1975).

А — дунит с петельчатым серпентином, обр. 1597-4, в 1 км к востоку от Саянского месторождения; *Б* — апогарцбургитовый антигоритизированный серпентинит, обр. Л-62, Саянское месторождение. Коллекция автора.

обнаружен и описан в ассоциации с аваруитом П. Рамдором и М. Шмиттом (Ramdohr, Schmitt, 1959).

В Иджимском массиве орегонит встречается среди антигоритовых серпентинитов, нефритов и лиственитов (Сибилев, Кудрявцева, 1969; Еремеев, Сибилев, 1970; Сибилев, 1977), где он образует в породах рассеянную вкрапленность мелких (0,3—1 мм) зерен и жилки мощностью до 5 мм.

В ассоциации с орегонитом находятся антигорит, пеннин, тремолит и карбонат (магнезит). Магнетит с орегонитом совместно не встречаются.

Минерал имеет оловянно-белый цвет, внешне напоминает пирротин. Под микроскопом в полированных шлифах в отраженном свете орегонит обладает высокой отражательной способностью и имеет слабо розоватую окраску. Анизотропия отсутствует. Спайность не наблюдается. Минерал хорошо полируется и травится азотной кислотой. Магнитен. В протолочной пробе идет в электромагнитную и магнитную фракции. Физические свойства орегонита: удельный вес — 7,074, объемная масса — 7,051, пористость — 0,32% (аналитик Е. А. Санина, лаборатория ИГЕМ АН СССР).

Химический состав орегонита с примесью серпентина показан в табл. 24. В минерале присутствуют кобальт (0,43%), медь (0,54%), а также небольшие примеси серы (0,068%), фосфора (0,27%) и золота (15 мг/т). Отношение металла к мышьяку в Иджимском орегоните близко к двум.

Состав орегонита, изученного П. Рамдором (Ramdohr, Schmitt, 1959; Рамдор, 1967), соответствовал формуле Ni_2FeAs_2. Позднее П. Р. Базеком, на основании экспериментальных исследований, было установлено, что «... состав орегонита может быть выражен формулой $(Fe_xNi_{1-x})_2As_{1\pm y}$, где $x=0{,}15—0{,}62$ и $y=0{,}03—0{,}06$» (Экспериментальная петрология..., 1969, с. 178). Структура минерала неизвестна, поэтому указанная в табл. 24 формула орегонита из Иджимского массива должна рассматриваться только в химическом смысле. Анализ иджимского орегонита лучше соответствует формуле П. Р. Базека. Рентгенометрические параметры орегонита приведены в табл. 25.

Д и н е р и т, Ni_3As, обнаружен Н. Л. Добрецовым, Л. Г. Пономаревой и Л. В. Усовой в двух образцах, отобранных нами из тремолитизированных антигоритовых серпентинитов вблизи их контакта с вулканогенно-осадочной толщей (скв. 41, гл. 170 м, канава МК-70). Изучение химического состава минерала из ультрабазитов Иджимского массива (см. табл. 24) проведено на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы «Камека». Отношение Ni:AS=2,87. Минерал содержит небольшую

Таблица 24

Химический состав орегонита, динерита и маухерита из ультрабазитов Иджимского массива

Элемент	Орегонит		Динерит		Маухерит	
	обр. Б-579	вес.% в пересчете на 100 без примеси серпентина с железистостью 8% мол.	обр. 70-86	обр. С-41-170	обр. МК-70	вес.% в пересчете на 100 без примеси серпентина с железистостью 8% мол.
As	33,16	35,68	29,619	29,664	40,74	41,54
Ni	41,46	44,61	66,434	66,599	52,97	54,37
Fe	17,46	18,41	0,123	0,125	1,72	1,77
Co	0,40	0,43	0,028	0,038	1,33	1,37
Cu	0,50	0,54	0,097	0,106	0,42	0,43
S	0,06	0,06	0,014	0,018	0,16	0,17
Sb	0,00	0,00	0,122	0,076	0,14	0,14
P	0,25	0,27	—	—	0,20	0,21
SiO_2	1,90	—	—	—	0,65	—
MgO	2,09	—	—	—	1,35	—
Сумма	97,28	100	96,437	96,626	99,41	100

Примечание. Формулы минералов (за вычетом незначительной примеси серпентина):

1. Орегонит (обр. Б-579): $(Fe_{0,597}Co_{0,013}Cu_{0,014}Ni_{1,376})_{2,000}As_{0,883}P_{0,016}S_{0,004}$;
2. Динерит (обр. 70-86): $(Fe_{0,006}Co_{0,001}Cu_{0,004}Ni_{2,851})_{2,862}As_{0,996}Sb_{0,003}S_{0,001}$;
3. Динерит (обр. С-41-170): $(Fe_{0,006}Co_{0,002}Cu_{0,004}Ni_{2,856})_{2,868}As_{0,997}Sb_{0,002}S_{0,001}$;
4. Маухерит (обр. МК-70): $(Fe_{0,112}Co_{0,082}Cu_{0,024}Ni_{3,262})_{3,48}As_{1,954}P_{0,024}S_{0,019}Sb_{0,004}$;

Окислы SiO_2 и MgO — примеси серпентина. Химический анализ орегонита и маухерита выполнен Г. А. Араповой (лаб. ИГЕМ АН СССР, Еремеев, Сибилев, 1970), динерита — Н. Л. Добрецовым Л. Г. Пономаревой и Л. В. Усовой на микрозонде MS-46 (лаб. ИГиГ СО АН СССР).

примесь железа (0,123—0,125%), сурьмы (0,076—0,122%), меди (0,097—0,106%), кобальта (0,028—0,038%) и серы (0,014—0,018%). Состав минерала близко соответствует вышеприведенной теоретической формуле.

Маухерит, Ni_3As_2, образует среди антигоритовых серпентинитов и магнетитовых руд рассеянные выделения (Еремеев, Сибилев, 1970). Минерал тесно ассоциирует с магнетитом (см. Приложение 1, фиг. 32), пентландитом, динеритом, антигоритом и амфиболом актинолит-тремолитового ряда.

В полированных шлифах в отраженном свете часто наблюдаются включения маухерита в пентландите. Кристаллы маухерита образуют пластинки размером от 0,04—0,015 до 0,25×0,15 мм и иголки толщиной около 0,1 мм. Маухерит содержит в небольших количествах Co (1,37%), Fe (1,77%), Cu (0,43%), S (0,17%), Sb (0,14%) и P (0,21%) (см. табл. 24).

Формула маухерита точно не установлена. Теоретический состав для $Ni_{11}As_8$ — Ni—51,85%, As—48,15%, для Ni_3As_2 — Ni—54,02%, As—45,98%. Состав иджимского маухерита (Ni—54,37%, As—41,54%) по сравнению с формулой Ni_3As_2 заметно обогащен никелем. Маухерит известен также и в гипербазитовых массивах хромитоносного типа (Павлов и др., 1968).

Брейтгауптит, NiSb, редкий гидротермальный минерал. В Иджимском массиве он обнаружен в виде единичных знаков (в срастании с серпентином) в протолочной пробе, взятой из антигоритовых серпентинитов вблизи их контакта с вмещающими вулканогенно-осадочными породами чингинской свиты (канава 2, р. л. 42).

Цвет минерала в свежем изломе розовато-коричневый. Немагнитен. С помощью микрохимических реакций установлено присутствие в мине-

Таблица 25

Рентгенограмма орегонита из Иджимского массива (по В. П. Еремееву, А. К. Сибилеву, 1970)

I	d	Эталон		I	d	Эталон	
		I	d			I	d
3	3,57	40	3,57	3	1,384		—
1	3,36	—	—	4	1,355	40	1,352
1	3,27	—	—	7	1,333	40	1,329
4	3,05	40	3,04	1	1,323	20	1,315
3	2,95	40	2,95	2	1,266	—	—
4	2,55	5	2,62	9	1,256	40	1,252
10	2,31	100	2,31	1	1,230	—	—
3	2,20	—	—	3	1,211	—	—
10	2,12	200	2,11	1	1,199	—	—
4	2,03	—	—	1	1,181	—	—
9	2,00	70	1,991	2	1,160	5	1,156
3	1,979	—	—	2	1,150	5	1,149
3	1,943	—	—	9	1,145	5	1,146
3	1,922	—	—	3	1,132	—	—
7	1,790	70	1,788	5	1,110	—	—
9	1,764	70	1,757	6	1,097	—	—
9	1,741	70	1,739	6	1,087	—	—
—	—	—	—	1	1,067	—	—
1	1,675	—	—	1	1,060	—	—
1	1,618	—	—	1	1,054	—	—
2	1,579	—	—	6	1,022	—	—
2	1,545	40	1,540	1	1,014	—	—
4	1,525	40	1,498	6	1,011	—	—
4	1,467	40	1,461	4	1,009	—	—
1	1,418	—	—				

Примечание. Условия съемки: Co — антикатод, Fe — изл, D=57,3 мм, d—0,6. Эталон взят из ASTM 13—368.

рале никеля, сурьмы, мышьяка, и железа. Диагностика минерала подтверждена рентгенометрическим анализом (табл. 26).

Пентландит, $(Fe, Ni)_9S_8$, довольно обычный рассеянный минерал для ультрабазитов дунит-гарцбургитовой (офиолитовой) ассоциации (Бетехтин, Кашин, 1937; Пинус, Колесник, 1966; Рамдор, 1967; Павлов и др., 1968; Аксенова и др., 1970; Еремеев, Сибилев, 1970; Ильвицкий,

Таблица 26

Рентгенограмма брейтгауптита

Иджимский массив, обр. К-2-7		Эталон		Иджимский массив, обр. К-2-7		Эталон	
I	d	I	d	I	d	I	d
3	3,005	—	3,12	1	1,249	3	1,248
10	2,845	10	2,84	—	—	2	1,206
3	2,62	—	2,56	—	—	2	1,149
1	2,666	—	2,26	—	—	2	1,138
1	2,178	—	2,17	—	—	3	1,076
9	2,063	9	2,052	—	—	2	1,028
7	1,967	9	1,959	—	—	3	0,982
3	1,723	—	—	—	—	1	0,927
2	1,605	4	1,616	—	—	1	0,886
—	—	2	1,561	—	—	3	0,850
2	1,536	4	1,533	—	—	2	0,826
—	—	3	1,415	—	—	2	0,803
—	—	1	1,286	—	—	2	0,780

Примечание. Условия съемки: Fe — изл. V=35 кВ, I=10—12 mA, D= =57,3 мм, d=0,4 мм, t=7 ч. Аналитик А. И. Шибанова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву, 1957).

Шрубович, 1970; Avias, 1970; Springer, Craig, 1975; Сибилев, 1977; Чернышев и др., 1977 и многие другие).

В Иджимском массиве он обнаружен в серпентинитах вблизи контакта их с вулканогенно-осадочными породами (скв. 241, гл. 232 м; скв. 41, гл. 170 м; скв. 43а, гл. 237,2 м, канава МК-70). Пентландит образует тончайшую вкрапленность в тремолитизированном серпентините, а также выполняет пустоты в магнетите. Тесно ассоциирует с пирротином, динеритом и маухеритом. Размеры зерен пентландита варьируют от 0,001 до 0,10 мм. Изредка минерал образует пластинки длиной до 2 мм, шириной 0,6 мм.

В аншлифе пентландит имеет светло-желтую окраску и высокую отражательную способность. Изотропен. На отдельных участках видны треугольники выкалывания, говорящие о весьма совершенной спайности минерала.

Химический состав пентландита, установленный с помощью микрозондового анализа, показан в табл. 27. Пентландит обогащен Co (до 2,308%) и содержит незначительную примесь Cu (0,031—0,052%), Sb (0,018—0,020%) и Au (11,43—24,58 мг/т). Рентгенограммы двух образцов пентландита показаны в табл. 28.

Хизлевудит, Ni_3S_2, редкий минерал, обычно встречающийся среди серпентинитов и серпентинизированных перидотитов (Рамдор, 1967; Avias, 1970; Springer, Craig, 1975; Keiichiro et al., 1975; Сибилев, 1977; и др.). В Иджимском массиве он обнаружен в серпентинитах, залегающих на контакте с вулканогенно-осадочными породами (скв. 33, гл. 126 м; скв. 46, гл. 217 м; канава МК-70). Наиболее высокое содержание (0,3%) этого минерала отмечено в скв. 33 (Саянское месторождение хризотил-асбеста). Минерал ассоциирует с пентландитом, динеритом, маухеритом и антигоритом. Образуется позднее магнетита. Размер вкрапленников хизлевудита достигает 0,7 мм. Формы сечений зерен — короткопризматические и полигональные. Цвет желтовато-бронзовый. Минерал дает по-

Таблица 27

Химический состав сульфидов из Иджимского массива

Элемент	Пентландит	Хизлевудит	Пирротин		Пирит
	обр. С-41-170	обр. 70-86	обр. 5-56	обр. 5-56-30	обр. ХЛ-1
S	32,331	25,852	38,856	38,856	51,770
Fe	33,488	0,009	57,871	57,446	44,709
Co	2,308	0,00	0,033	0,044	0,022
Ni	28,385	72,981	0,00	0,00	0,00
Cu	0,052	0,247	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	0,018	0,033	0,010	0,014	0,00
Сумма . . .	96,582	99,122	96,770	96,360	96,501

Примечание.

Формулы минералов:

Пентландит (обр. С-41-170): $(Fe_{4,757}Ni_{3,835}Co_{0,311}Cu_{0,065})_{2,968}S_8$,

Хизлевудит (обр. 70-86): $(Ni_{3,083}Cu_{0,010})_{3,093}S_2$,

Пирротин (обр. 5-56): $Fe_{0,855}S$,

Пирротин (обр. 5-56-30): $Fe_{0,818}S$,

Пирит (обр. ХЛ-1): $Fe_{0,99}S$.

Анализы выполнены на микрозонде MS-46 в ИГиГ СО АН СССР Н. Л. Добрецовым, Л. Г. Пономаревой и Л. В. Усовой по материалам А. К. Сибилева. Формулы минералов рассчитаны на массовую концентрацию, приведенную к 100%.

Таблица 28

Рентгенограмма пентландита из Иджимского массива

1		2		Эталон	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
1	2	3	4	2	3
2	3,548	—	—	2	3,54
2	3,347	3	3,35	2	3,34
9	3,059	10	3,02	9	3,03
6	2,894	5	2,90	7	2,89
1	2,530	1	2,53	1	2,51
5	2,308	3	2,29	5	2,30
1	2,199	—	—	1	2,195
1	2,124	1	2,13	1	2,13
8	1,943	6	1,94	8	1,95
10	1,772	10	1,778	10	1,77
1	1,697	—	—	1	1,695
2	1,529	—	—	1	1,525
2	1,518	—	—	1	1,515
5	1,313	5	1,305	5	1,305
5	1,262	5	1,25	5	1,25
2	1,229	—	—	2	1,225
3	1,167	2	1,18	1	1,155
2	1,135	1	1,13	—	—
2	1,105	—	—	—	—
1	1,078	—	—	1	1,069
3	1,057	2	1,058	1	1,049
6	1,031	—	—	—	—
1	1,026	6	1,027	1	1,022
5	0,973				

Примечание. Условия съемки: Co — антикатод, Fe— изл, V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,5 мм, t=5 ч. Аналитик А. И. Шибанова (лаб. Тувинской ГРЭ), 1 — обр. 70-86 (канава МК-70), 2 — обр. С-241-232 (скв. 241, гл. 232 м, Саянское месторождение асбеста). Эталон взят по В. И. Михееву (1957, с. 293).

ложительные микрохимические реакции на никель и серу. Минерал содержит небольшую примесь Cu(0,247%), As(0,033%), Fe(0,009%), Au (26,63 мг/т) (см. табл. 27).

Диагностика хизлевудита подтверждена рентгенометрическим анализом (табл. 29).

Экспериментальные исследования свидетельствуют, что хизлевудит образуется при температуре 250°С (Экспериментальная петрология..., 1969, с. 190).

Пирротин, $Fe_{1-x}S$, наиболее характерный сульфидный минерал пород офиолитового комплекса Куртушибинского хребта.

Он довольно обычен для антигоритовых серпентинитов и часто наблюдался в процессе документации керна скважин при разведке Саянского месторождения хризотил-асбеста. Пирротин встречается в виде мельчайших (до 0,09 мм) кристаллов гексагональной формы. Иногда он обнаруживается в зернах хромшпинелида, где пирротин замещает вторичный магнетит (скв. 46, гл. 131 м). Серпентиниты с зернами сульфидизированного хромшпинелида обычно залегают в виде тектонических клиньев среди углисто-кремнистых сланцев. В ультраосновных породах пирротин тесно ассоциирует с пентландитом. С двойной радонистой солью ртути и калия пирротин часто дает положительную реакцию на никель и кобальт.

В габброидах пирротин приурочен к участкам интенсивной альбитизации пород (Омульский блок).

В породах вулканогенно-осадочной толщи пирротин образует пылевидную (0,001—0,2 мм) сыпь зерен или выполняет тонкие (0,3 мм) про-

Таблица 29

Рентгенограмма хизлевудита

Иджимский массив, обр. С-46-217		Эталон		Иджимский массив, обр. С-46-217		Эталон	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*I*
—	—	5	4,10	3	1,138	1	1,133
7	4,0	—	—	4	1,27	1	1,122
6	3,135	—	—	4	1,099	2	1,097
10	2,83	9	2,88	—	—	0,5	1,087
1	2,597	—	—	—	—	3	1,081
—	—	4	2,38	—	—	2	1,015
6	2,35	1	2,36	—	—	1	0,958
7	2,03	5	2,03	—	—	1	0,955
9	1,813	9	1,822	—	—	0,5	0,934
—	—	1	1,670	—	—	1	0,913
10	1,652	8	1,657	—	—	1	0,906
—	—	0,5	1,368	—	—	1	0,893
1	1,355	1	1,354	—	—	1	0,884
4	1,293	2	1,291	—	—	0,5	0,876
4	1,224	2	1,220	—	—	1	0,864
1	1,200	0,5	1,186	—	—	0,5	0,798
2	1,159	0,5	1,169	—	—	0,5	0,786

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, $V=35$ кВ, $I=12$ mA, $D=57{,}3$ мм, $d=0{,}5$ мм, $t=5$ ч. Аналитик А. И. Шибанова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по справочнику «Минералы» (1960).

жилки. Часто этот минерал встречается среди углистого (графитистого) вещества, где ассоциирует со сфалеритом. Вблизи гипербазитов в углистых сланцах наблюдается увеличение как размера зерен пирротина (до 3 мм в поперечнике), так и его количества (до 1—2% на мощность 0,1—0,5 м).

В полированных шлифах в отраженном свете минерал розовато-коричневый. Сильно анизотропен. Магнитен.

Минерал содержит небольшую примесь Co (0,033—0,044%), Sb (0,010—0,014%), As и Cu отсутствуют (см. табл. 27).

Пирит, FeS_2, в виде рассеянной вкрапленности мельчайших зерен часто встречается в хризотиловых, лизардитовых и антигоритовых серпентинитах, постоянно присутствует в продуктах их оталькования и карбонатизации (тальково-карбонатные породы, листвениты), нередко обнаруживается в альбитизированных габброидах, обильно развит в зеленых сланцах по основным эффузивам, а также в углисто-кремнистых сланцах чингинской свиты, где этот минерал впервые был отмечен Г. В. Пинусом (1961). Отчетливо различаются два пирита: ранний и поздний. Наиболее распространен ранний пирит.

В ультрабазитах пирит замещает магнетит и пирротин. Взаимоотношения пирита с пирротином в углисто-кремнистых сланцах разнообразные. Выделения раннего пирита, наблюдаемые на некотором удалении от гипербазитов, корродируются вплоть до полного замещения пирротином. Вблизи гипербазитов поздний пирит отчетливо развивается по пирротину.

Данные химического состава пирита из тальково-карбонатных апосерпентинитовых пород приведены в табл. 27. Проанализированный минерал близко соответствует теоретической формуле. В пирите из апогипербазитовых метасоматитов Иджимского массива 0,022% кобальта и 11,36 мг/т золота, отсутствуют Ni, As, Sb.

Сфалерит, ZnS, обнаружен в углистых сланцах чингинской свиты. Самостоятельных выделений он не образует и находится всегда с другими сульфидами, чаще всего с пирротином. Размер зерен сфалерита 0,01—0,3 мм.

Молибденит, MoS_2, выявлен в антигоритовых серпентинитах, расположенных вблизи габброидов (Еремеев, Сибилев, 1970). Минерал образует четко ограненные гексагональные пластинки. В гипербазитах изученного массива заметных скоплений молибденита не обнаружено. Этот минерал ассоциирует с халькопиритом, антигоритом, тремолитом и диопсидом.

Молибденит известен не только в ультраосновных породах Иджимского массива, но и в гипербазитах других районов нашей страны (Каневский, 1971).

Арсенопирит, FeAsS, приурочен к зоне непосредственного контакта измененных вулканогенно-осадочных пород с гипербазитами (скв. 41, гл. 167 м; скв. 92, гл. 61 м). Он образует отдельные идиоморфные зерна, размером от сотых до десятых долей миллиметра, а также неправильной формы агрегаты. Нередко наблюдается в срастании с пирротином. Минерал дает положительную реакцию на железо и мышьяк.

Теннантит, $Cu_{12}As_4S_{13}$, обнаружен в обломке кварцевой жилы среди развалов габброидов (верховье р. Омул).

Халькопирит, $CuFeS_2$, встречен в лизардитизированных гарцбургитах (Еремеев, Сибилев, 1970), зеленокаменных габброидах и сланцах чингинской свиты. Размер зерен колеблется то 0,003 до 0,3 мм. Внутреннее строение тонкозернистое. Цвет ярко-желтый. Минерал слабо анизотропен, обладает низким рельефом. Замещает пирротин. В зоне выветривания по халькопириту развиваются ковеллин, халькозин, малахит и лимонит.

Значительный интерес представляют закономерности распределения сульфидной и арсенидной рассеянной минерализации в рассматриваемом офиолитовом комплексе.

В ультрабазитах сульфиды, антимониды и арсениды (интерметаллические соединения) железа и никеля, как правило, приурочены к полям развития серпентинитов вблизи их контакта с вулканогенно-осадочными породами (чингинская свита). Все описанные выше сульфидные и арсенидные минералы встречены в антигоритовых серпентинитах. В хризотиловых серпентинитах обнаружен лишь пирит, а в тальково-карбонатных породах и апосерпентинитовых лиственитах — пирит и орегонит.

В сульфидах и арсенидах из ультрабазитов характерно повсеместное присутствие кобальта. Исключением является лишь хизлевудит, где этот элемент не обнаружен. Наиболее высокие концентрации кобальта отмечены в маухерите (1,37%) и пентландите (до 2,308%).

В никельсодержащих сульфидах и арсенидах всегда присутствует медь и довольно часто сурьма. Мышьяк в сульфидах не обнаружен.

Малая распространенность сульфидов в ультраосновных породах, несмотря на то, что концентрация железа здесь была достаточно высокой, указывает на низкое содержание серы (и мышьяка) в метаморфизующих растворах.

При некотором дефиците в гидротермальном растворе серы и мышьяка и (или) низком окислительном потенциале образуется парагенезис динерит+хизлевудит, затем по мере увеличения концентрации этих элементов (повышение окислительного потенциала) — маухерит+пентландит. В условиях весьма низкой сульфидизации возникает брейтгауптит. Таким образом, минералообразование в ультрабазитах в процессе их метаморфизма происходило в условиях недосыщенности растворов серой и мышьяком, что, по-видимому, и стало основной причиной резкого разделения этих элементов. В противном случае возникали бы хлоантит ($NiAs_2$), ваэсит (NiS_2), герсдорфит (NiAsS) и ульманит (NiSbS).

Экспериментальные исследования Г. Куллеруда, Г. С. Йодера (1965) и В. В. Золотухина (1966) свидетельствуют о возможности извлечения силикатного никеля из оливинов за счет реакции с серой. Эти исследо-

ватели получили никельсодержащие сульфиды при воздействии на оливин растворов, содержащих серу. Эксперименты показали, что при температуре 800°С и давлении 2 кбар сера соединяется с железом фаялитового компонента оливина с образованием пирротина, например:

$$\underset{\text{фаялит}}{2Fe_2SiO_4}+S\longrightarrow\underset{\substack{\text{пирротин}\\(\text{упрощенная формула})}}{FeS}+\underset{\text{магнетит}}{Fe_3O_4}+2SiO_2.$$

Оливины, содержащие равные количества Fe и Mg, реагируют с H_2S по уравнению (Щербина, 1976):

$$\underset{\text{оливин}}{(Fe,\ Mg)_2SiO_4}+H_2S\longrightarrow FeS+\underset{\text{энстатит}}{MgSiO_3}+H_2O.$$

Реакция может иметь окислительный характер за счет взаимодействия ионов S^{2-} с магнетитом или пирротином, так как этот процесс сопровождается выделением электронов (Золотухин, 1976):

$$Fe_3O_4+(6S^2+8H^+)=3FeS_2+(4H_2O+4e^-);$$
$$FeS+S_2=FeS_2+2e^-.$$

Как отмечает А. А. Маракушев (1965), эффект окисления серы здесь значительнее восстановления железа. Пирит может осаждаться как из кислых, так и из щелочных растворов, пирротин — из нейтральных или щелочных. В кислой среде пирротин не возникает.

Как известно, сейчас принимается несколько возможных путей образования рассеянной сульфидной и арсенидной минерализации в ультрабазитах офиолитового типа.

Один из них связывается (Бетехтин, Кашин, 1937) с «пневматолито-гидротермальной» фазой собственно «магматического» процесса, когда происходит образование пентландита, который при процессе общей серпентинизации ультраосновных пород (Халиловский хромитоносный массив на Урале) подвергается разложению с образованием миллерита. И. А. Малахов с соавторами (1971) обратили внимание на наличие среди антигоритовых серпентинитов Урала (Верхне-Нейвинский, Верхне-Уфалейский и другие массивы) реликтов пирротина и пентландита (синегенетическое, более высокотемпературное, оруденение) среди преобладающих миллерита, виоларита, никелистого пирита, ковеллина, халькозина, маухерита, бравоита и других сульфидов.

Процессы сульфидизации в гипербазитах продолжаются и в стадию серпентинизации ультрабазитов (Пинус, Кузнецов, 1958; Глазковский, 1963; Rucklidge, 1972a; Кашкай и др., 1975; Kenehiro et al, 1975; и др.). При процессах изменения оливина с гидратацией его до серпентина одна часть никеля, кобальта и железа переходит в состав сульфидов, антимонидов, самородных элементов и окислов, а другая — в серпентин. Предполагается (Rucklidge, 1972a), что поведение никеля в этом процессе во многом контролируется присутствием в гидротермальном растворе хлора.

Многие исследователи (Тюлюпо, 1964; Кашкай, Аллахвердиев, 1965; Пинус, Колесник, 1966; Малахов, 1966; Еремеев, Сибилев, 1970; Сутурин и др., 1974; Штейнберг, Чащухин, 1977; и др.) образование сульфидов связывают с процессами оталькования, карбонатизации, лиственитизации, амфиболизации (тремолитизации) серпентинитов. Судя по литературным данным, наиболее характерным сульфидным минералом для лиственитов является кобальтистый пирит, значительно реже в этих породах встречаются пирротин, пентландит, миллерит и полидимит.

Что касается природы источника серы и мышьяка, то на основе полученных материалов по минералогии сульфидов и арсенидов Иджимского массива, пока трудно сделать определенные выводы.

Наиболее вероятный источник серы — рассеянный в отложениях чингинской свиты ранний пирит, замещенный пирротином: $7FeS_2 = Fe_7S_8 + 3S_2$. Пирротинизация пирита наблюдается вблизи гипербазитового массива, где широко проявлены также процессы альбитизации алюмосиликатных пород основного состава.

Замещение пирита пирротином сопровождается поглощением огромного количества тепла, а процесс альбитизации пород, наоборот, идет с его выделением (Беляшов, 1971, 1972).

Такое представление автора об источнике серы согласуется с идеей М. Н. Годлевского и Е. В. Баташева (1976) о переводе в раствор серы из пирита при замещении его пирротином. Эти исследователи, на примере гипербазитов Хаутаваарской зоны (Карелия), отметили тесную пространственную связь сульфидно-никелевого оруденения (приуроченного к краям гипербазитовых тел) и участков наиболее интенсивной пирротинизации пиритовых руд в колчеданоносной эффузивно-осадочной толще, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой и эпидото-амфиболитовой фаций. Поставщиками мышьяка являлись, по-видимому, вмещающие гипербазиты вулканогенно-осадочные породы.

ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Первые сведения о наличии минералов древней коры выветривания на ультраосновных породах Иджимского массива приведены в работах В. П. Еремеева и автора (1966, 1973). Изучение зоны выветривания ультрабазитов, в частности хризотил-асбестоносных пород, имеет не только теоретический интерес, но и важное практическое значение. Считается (Огнев, 1973; и др.), что при определенных условиях хризотил-асбест в зоне выветривания может изменять свои качества и становиться совершенно непригодным для промышленного использования.

В настоящем разделе не дается исчерпывающего описания всех гипергенных минералов, известных в Иджимском массиве. Здесь излагаются результаты исследований автора некоторых главнейших минералов коры выветривания серпентинитов.

Опал встречается в Иджимском и Омульском блоках. Обычно он слагает прожилки различной мощности: от долей миллиметра до 10 см. В правом борту руч. Сатный впадающего в р. Иджим, среди серпентинитов встречено жилообразное тело опалов мощностью 1,5 м, имеющее крутое, близкое к вертикальному, залегание при северо-восточном простирании. Окраска опалов самая разнообразная — от травяно-зеленоватой и голубоватой до бесцветной, молочно-белой. Встречаются также желтобурые и бурые разности. Более подробные сведения по опалам Иджимского массива приведены нами в специальной статье (Еремеев, Сибилев, 1973).

Керолит — гидросиликат магния — встречен в ряде скважин и горных выработок, пройденных на Саянском месторождении и Орешском участке. Этот минерал образует прожилки и скопления в пустотах среди слабовыщелоченных серпентинитов и развит до глубины 40 м.

Обнаружены обе разновидности керолита, выделенные И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951), т. е. α- и β-керолит.

Альфа-керолит имеет белую, голубоватую или яблочно-зеленую окраску. Образцы минерала плотные, хрупкие. Керолиты второй группы более рыхлые и окрашены в бурые цвета. При смачивании β-керолит жадно впитывает воду, быстро увеличивается в объеме и, растрескива-

ясь, распадается на обломки. Показатели преломления α-керолита: $Ng' = 1{,}549$, β-керолита: $Ng' = 1{,}544-1{,}539$.

Химические анализы керолитов приведены в табл. 30. В этой же таблице для сравнения показан состав керолитов Урала. Как видно из табл. 30, иджимские керолиты по своему составу близки к уральским. Содержание NiO в α-керолите Иджимского массива составляет 1,12%. Рентгенограмма α-керолита приведена в табл. 31.

Кальцит встречается в виде параллельно-шестоватых агрегатов, выполняющих трещины среди тонкорассланцованных серпентинитов. Мощность жилок достигает 7 см. Кальцит развит до глубины 30 м, и в одном случае был обнаружен на глубине 160 м (в зоне Контактного разлома). Для кальцита $n_g' = 1{,}650$. Химический состав кальцита, содержащего небольшую примесь серпентина, показан в табл. 32, а рентгенометрические параметры — в табл. 33.

Арагонит распространен в серпентинитах на глубинах 20—90 м. Он выделяется только в свободных пустотах (см. Приложение 1, фиг. 33), поэтому в данном случае нельзя говорить об арагонитизации, как о процессе гипергенного изменения ультраосновных пород. Отложения арагонита встречены в следующих видах: скорлуповато-конкреционные натечные образования на стенках трещин, кристаллы копьевидной формы (комбинация призмы с очень острой дипирамидой); агрегаты призматических кристаллов с долотчатой формой головок, радиально-лучистые, звездчатые агрегаты игольчатых и копьевидных призматических кристаллов. Размеры отдельных кристаллов арагонита обычно составляют

Таблица 30

Химический состав керолитов

Окисел	Иджимский массив		Урал	
	1	2	3	4
SiO_2	52,22	49,92	52,20	50,20
TiO_2	0,015	0,015	—	—
Al_2O_3	0,50	0,18	0,03	0,067
Cr_2O_3	0,00	0,02	—	Сл.
Fe_2O_3	0,40	0,014	0,25	2,60
FeO	1,22	0,22	Не опр.	0,07
MnO	0,014	0,014	—	0,04
NiO	0,006	1,12	0,08	1,27
CoO	Сл.	0,006	—	0,002
MgO	33,24	33,16	30,11	34,62
CaO	0,00	0,28	Не опр.	0,04
Na_2O	0,00	Сл.	—	—
K_2O	0,07	»	—	—
P_2O_5	0,023	»	—	—
S	Не опр.	0,01		—
H_2O^+	»	—	9,08	10,95
П. п. п.	11,73	13,64	Не опр.	—
CO_2	0,58	0,30	»	—
Сумма	100,018	98,899	99,47	99,859
H_2O^-	Не опр.	10,79	7,72	0,00

Примечание. Иджимский массив: 1 — β-керолит бурый, обр. ШТ. 3-82, Саянское месторождение, штольня 3, 82-й м; 2 — α-керолит яблочно-зеленый, обр. СП-64-31, р. Ореш, скв. № 64, гл. 31 м. Урал: 3 —β-керолит телесно-белый, H_2O^- учитывается в сумме анализа («Никеленосные..», 1970, табл. 25, обр. 5), 4 — α -керолит (Гинзбург, Рукавишникова, 1951, табл. 104, ан. 3).

Таблица 31

Рентгенограмма α-керолита

Иджимский массив, обр. СП-64-31		Эталон		Иджимский массив, обр. СП-64-31		Эталон	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
8	7,83	—	—	1	1,807	—	—
10	7,05	10	7,31	5	1,734	6	1,74
1	6,261	—	—	4	1,676	—	—
4	5,578	—	—	—	—	2	1,58
6	4,400	6	4,34	10	1,526	10	1,52
3	3,949	—	—	2	1,461	2	1,40
1	3,742	—	—	6	1,314	8	1,30
10	3,579	8	3,56	2	1,293	4	1,24
1	3,313	—	—	—	—	3	1,22
1	2,832	4	2,56	—	—	5	1,19
10	2,419	6	2,42	—	—	4	1,13
1	2,258	2	2,28	—	—	2	1,04
7	2,063	4	2,06				

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ, D=57,3 мм, d=0,75 мм, t=5 ч. Оптические свойства (обр. СП-64-31): ng′=1,549, содержание NiO—1,12%. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву (1957).

1—2 мм, в редких случаях — 2 см. Кристаллы бесцветные, прозрачные, белые, хрупкие. Показатели преломления арагонита: $n' = 1{,}686$; $n_p = 1{,}533$ Рентгенометрические параметры арагонита приведены в табл. 34.

Артинит, $MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$, обнаружен на глубинах 20—35 м среди фисташково-зеленых серпентинитов. Он образует белоснежные игольчатые волокнистые («пушистые») агрегаты кристаллов. Размеры отдельных индивидов артинита колеблются от 0,03 до 1,5 мм. Минерал бурно растворяется в соляной кислоте. Показатели преломления артинита: $n_m = 1{,}534$; $n_p = 1{,}490$; $n_m - n_p = 0{,}044$. Параллельно волокнам располагается ось Nm. Минерал двуосный, оптически отрицательный. Химический состав артинита показан в табл. 32, рентгенометрические параметры — в табл. 35.

Пироаурит, $Mg_6Fe_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$, относительно широко распространенный гипергенный минерал на Саянском месторождении хризотил-асбеста. Максимальная глубина развития пироаурита — 178 м

Таблица 32

Химический состав кальцита и артинитита из Саянского месторождения

Окисел	Кальцит	Артинит	Окисел	Кальцит	Артинит
	1	2		1	2
SiO_2	2,55	2,70	MgO	4,15	43,85
TiO_2	0,02	0,015	CaO	51,15	0,00
Al_2O_3	0,11	0,13	Na_2O	0,08	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,02	K_2O	0,02	0,00
Fe_2O_3	0,28	0,76	P_2O_5	0,01	0,005
FeO	0,43	0,18	Sвал.	0,007	Не опр.
MnO	0,04	0,04	П. п. п.	41,49	52,26
NiO	Сл.	0,03			
CoO	0,002	0,002	Сумма	100,339	99,992
			CO_2	41,26	21,00

Примечание. 1 — обр. С-33-160, кальций с примесью серпентина, скв. 33, гл. 160 м; 2 — обр. С-5-20, артинит, скв. 5, гл. 20 м. Аналитик Ф. Ф. Мухтарова (лаб. Тувинской ГРЭ).

Таблица 33

Рентгенограмма кальцита

Саянское месторождение, обр. МК-22		Эталон		Саянское месторождение, обр. МК-22		Эталон	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
2	3,807	2	3,849	1	1,467	3	1,473
5	(3,323)	4	(3,339)	3	1,435	5	1,440
10	3,014	10	3,029	3	1,422	4	1,418
—	—	1	(2,748)	—	—	1	1,357
5	2,478	5	2,490	—	—	2	1,338
7	2,269	6	2,277	2	1,294	3	1,295
7	2,072	7	2,088	—	—	3	1,233
7	1,904	8	1,912	4	1,175	4	1,179
8	1,860	9	1,869	—	—	6	1,152
—	—	1	(1,766)	3	1,149	3	1,141
—	—	1	(1,671)	—	—	1	1,062
—	—	2	1,626	7	1,045	10	1,0444
—	—	6	1,601	—	—	2	1,0335
—	—	6	1,520	3	1,009	6	1,0090

Примечание: Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,5 мм, t=4 ч. Аналитик Л. И. Шибанова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву (1957).

(екв. 24). Встречается в виде тонких (до 3 см) прожилков, примазок, корочек и налетов, образует слюдоподобные кристаллы (до 2 мм) золотистого, коричневого или бурого цвета. Пироаурит слагает тригональные и гексагональные пластинки с равномерно или неравномерно развитыми гранями. Спайность совершенная. Показатель преломления пироаурита (обр. С-24-178): n_e=1,550. Рентгенограмма пироаурита приведена в табл. 36.

Лимонит образует в выветрелых породах тонкорассеянные агрегаты, обусловливающие бурую (разных оттенков) пигментацию пород. Заметные простым глазом скопления гидроокислов железа проявляются

Таблица 34

Рентгенограмма арагонита

Саянское месторождение, обр. С-15		Эталон		Саянское месторождение, обр. С-15		Эталон	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
—	—	3	(3,76)	2	1,727	5	1,722
1	(3,685)	1	(3,607)	—	—	2	1,695
9	3,382	9	3,391	1	1,559	2	1,555
5	3,267	7	3,270	—	—	2	1,493
1	2,95	2	(2,98)	1	1,458	2	1,466
—	—	1	2,862	2	1,401	3	1,408
4	2,696	8	2,696	1	1,359	4	1,360
—	—	1	(2,598)	1	1,258	2	1,261
7	2,46	7	2,478	2	1,235	5	1,238
5	2,357	7	2,368	—	—	3	1,223
5	2,33	5	2,327	1	1,207	4	1,205
5	2,173	5	(2,189)	1	1,185	2	1,189
3	2,09	5	2,100	2	1,168	3	1,171
10	1,968	10	(1,971)	1	1,124	2	1,125
—	—	1	1,917	1	1,106	3	1,106
6	1,87	8	1,879	Сл.	1,051	—	—
6	1,803	8	1,811	2	1,034	4	1,034
7	1,737	9	1,738				

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,5 мм, t=5 ч. Аналитик А. И. Шибанова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят по В. И. Михееву (1957).

Таблица 35

Рентгенограмма артинита

Саянское месторождение, обр. С-50-26		Эталон ASTM 6-0484	Саянское месторождение, обр. С-50-26		Эталон ASTM 6-0484
I	*d*		*I*	*d*	
—	—	31—8,18	7	1,793	—
5	7,837	—	9	1,737	15—1,737
5	7,047	—	8	1,697	12—1,707
5	6,332	15—6,15	2	1,648	5—1,647
6	5,808	—	3	1,617	—
9	5,315	65—5,34	9	1,577	2—1,591
2	5,076	—	3	1,556	2—1,558
4	4,817	3—4,58	8	1,519	8—1,549
7	4,089	6—4,09	—	—	3—1,528
3	3,843	—	2	1,476	4—1,491
10	3,647	48—3,69	6	1,447	8—1,445
1	3,514	—	2	1,420	—
1	3,313	—	6	1,379	—
2	3,152	9—3,18	6	1,346	—
8	3,021	15—3,04	5	1,331	—
5	2,902	—	3	1,314	—
4	2,792	—	3	1,293	—
10	2,728	100—2,73	2	1,274	—
6	2,655	19—2,67	4	1,254	—
4	2,586	—	5	1,222	—
4	2,521	—	3	1,203	—
4	2,419	2—2,42	3	1,197	—
7	2,345	8—2,36	6	1,189	—
7	2,292	12—2,29	2	1,178	—
1	2,275	21—2,27	1	1,162	—
10	2,209	42—2,21	1	1,155	—
1	2,148	—	1	1,147	—
1	2,112	3—2,12	1	1,124	—
6	2,049	5—2,05	1	1,096	—
5	1,985	—	1	1,054	—
10	1,914	22—1,918	1	1,045	—
9	1,859	20—1,865	1	1,034	—

Примечание. Fe — изл, D=7,3 мм, d=0,7 мм, V=35 кВ, I=12 mA, t=6 ч. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ).

Таблица 36

Рентгенограмма пироаурита

Саянское месторождение, обр. С-6-72		Эталон		Саянское месторождение, обр. С-6-72		Эталон	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
7	(8,18)	—	—	1	1,926	—	—
10	7,729	10	7,6	4	1,746	1	1,763
—	—	1*	4,8	—	—	1	1,670
2	4,306	—	—	2	(1,648)	—	—
4	4,179	—	—	4	1,556	2	1,556
5	(3,922)	—	—	5	1,523	2	1,526
10	3,792	7	3,89	1	1,476	1	1,497
7	2,607	4	2,62	1	1,434	1	1,448
8	2,309	4	2,33	—	—	1	1,335
4	(2,163)	—	—	1	1,274	2	1,292
7	1,961	5	1,981	—	—	1	1,223

Примечание. Условия съемки: Fe — изл, V=35 кВ, I=12 mA, D=57,3 мм, d=0,4 мм, t=7 ч. Аналитик Л. И. Быкова (лаб. Тувинской ГРЭ). Эталон взят из справочника «Минералы» (1967). Цифра со звездочкой — линия брусита (?).

по мелким трещинкам в форме различных налетов, примазок, корочек и стяжений. Средняя глубина проникновения гидроокислов железа по трещинам составляет около 20 м.

В заключение следует подчеркнуть, что в Иджимском массиве отсутствует подзона магнезитоносных серпентинитов. Хризотил-асбест, ассоциирующийся с гипергенными минералами, в общем сохраняет свою прочность, и только у части волокон прочность немного снижается (в приповерхностном слое). Надо отметить, что среди вышеописанных гипергенных минералов арагонит обнаружен впервые не только среди гипербазитов Тувы и Западного Саяна, но, насколько нам известно, и в пределах всей Алтае-Саянской гипербазитовой провинции. Приуроченность арагонита к коре выветривания ультраосновных пород мы объясняем, вслед за И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951), высокой насыщенностью кальцийсодержащих грунтовых вод ионами магния и относительно высокими значениями pH. Когда эти условия не соблюдаются (например, в зоне контакта ультрабазитов с вмещающими породами) — выпадает гипергенный кальцит. Установлено (Möller, Kubane, 1976), что арагонит образуется в растворе при молярном соотношении $Mg/Ca > 4$.

Глава 4

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Петрохимические и геохимические исследования выполнены на оригинальной минералого-петрографической основе. Основное внимание уделено химизму ультраосновных пород массива. В меньшей степени изучены габброиды, родингиты и продукты гидротермально-метасоматического преобразования серпентинитов (диопсидиты, тремолититы, нефриты, хлорититы, талькиты и тальксодержащие породы). Для выяснения особенностей химизма горных пород массива мы использовали 136 силикатных анализов, подавляющая часть из которых выполнена по нашим материалам в химической лаборатории Тувинской ГРЭ. Данные петрохимической информации были обработаны методами математической статистики на ЭВМ «Минск-32» в Вычислительном центре КГУ по программам, составленным Э. Н. Володиной с соавторами (1973). В результате были установлены средние арифметические ($\bar{X}$), дисперсии (S^2), коэффициенты асимметрии (A_x) и эксцесса (E_x), показатели нормативности (A_x/σ_A и E_x/σ_E) для распределений породообразующих окислов и числовых характеристик, по Н. Д. Соболеву (1959). Для суждения о геохимической связи между элементами вычислялись парные коэффициенты корреляции (r). Во внимание принимались только те из них, которые по абсолютной величине не меньше критического значения для заданного уровня значимости (Янко, 1961).

Петрохимические характеристики, по Н. Д. Соболеву, дают некоторое представление о виртуальном составе пород (z — оливин, y — ортопироксен, x — клинопироксен). Однако приходится иметь в виду, что эти характеристики в большинстве своем не вполне пригодны для математико-статистических операций (определения линейных корреляционных связей), так как рассчитываются на закрытые 100%-ные суммы, уменьшающие независимость величин ($x+y+z=100\%$).

Определение степени серпентинизации (h), по методу Н. Д. Соболева (1952, 1959), не гарантирует от ошибок (Малахов, 1965; Желязкова-Панайотова, 1965; Артемов, Кузнецова, 1967). Характеристика h нами

сохранена, но только как показатель степени окисления железа в процессе метаморфизма гипербазитов.

Более надежным критерием для суждения о степени серпентинизации ультрабазитов являются данные величин потерь при прокаливании (Малахов, 1965), приравниваемых условно величинам H_2O. При этом мы учитывали, что содержание углекислоты и гигроскопической воды в ультрабазитах весьма незначительно и обычно не превышает 0,5%.

Характеристика M/F, введенная Н. Д. Соболевым (1959) для выделения генетических групп ультраосновных пород, отражает молекулярное отношение $Mg:(FeO+2Fe_2O+MnO+NiO)$ с исключением части MgO и FeO на хромшпинелиды.

На основании изучения химического состава ультраосновных пород различных регионов Советского Союза Н. Д. Соболев предложил следующие значения основной петрохимической характеристики для выделения генетических групп: гипермагбазитов — 8—12, ультрафербазитов и ультраальбазитов — 4—7.

Для уточнения состава ультрабазитов нами также вычислялось отношение молекулярных количеств магния к кремнию (Mg/Si). Д. С. Штейнберг (1960) пришел к выводу, что отношение Mg/Si в дунитах колеблется от 1,7 до 1,9, а в перидотитах — от 1,3 до 1,6.

Суммарное содержание железа в пересчете на закись обозначено $FeO'=FeO+0{,}9Fe_2O_3$.

Для количественного учета изменения состава ультрабазитов в процессе их серпентинизации применялся метод Т. Барта с дополнениями С. Д. Четверикова (1056). Этот метод основан на допущении, что условное количество кислорода (1600 ионов) в единице объема во время процесса не менялось, поэтому все оценки привноса — выноса (особенно небольшого) условны.

При изучении особенностей химизма пород Иджимского массива, как правило, детально изучались так называемые «большие выборки», т. е. группы анализов в количестве около 20 и более, но иногда принимались и «малые выборки», результаты по которым, по нашему мнению, следует рассматривать как предварительные. Такую же оговорку следует сделать, когда распределение окислов не отвечает нормальному закону.

Для отбора модели теоретического распределения использован удобный при «малых выборках» метод с помощью оценок асимметрии $\left(A_x=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^3}{n-S^3}\right)$ и эксцесса $\left(E_x=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^4}{n-S^4}-3\right)$.

Стандартные отклонения коэффициентов асимметрии и эксцесса вычисляются из приближенных формул: $\sigma_A=\sqrt{\frac{6}{n}}$ и $\sigma_E=2\sqrt{\frac{6}{n}}$.

Гипотеза о нормальном распределении содержаний породообразующих окислов и значений петрохимических характеристик принималась как не противоречащая статистическому материалу, если значения отношений (A_x/σ_A) и (E_x/σ_E) оказывались меньше трех (Родионов, 1964). Когда оба сравниваемых распределения могли аппроксимироваться нормальным законом, производилась проверка достоверности разницы средних арифметических с помощью t-критерия Стьюдента, которой предшествовала проверка равенства дисперсий с помощью F-критерия Фишера. Различия по критериям t и F считались значимыми в тех случаях, когда обеспечивался 95%-ный доверительный уровень (уровень значимости 0,05). Значение критерия Фишера вычислялось по формуле: $F_н=\frac{S^2\ \text{бóльшая}}{S^2\ \text{мéньшая}}$. Когда $F_н>F_{0,05}$, различие дисперсий признается значимым.

Критерий Стьюдента ($t_н$) вычислялся по следующим формулам (Бернстейн, 1968):

1) в случае равных дисперсий:

$$t = \frac{\overline{X} - \overline{Y}}{\sqrt{n_x S_x^2 + n_y S_y^2}} \sqrt{\frac{n_x n_y (n_x + n_y - 2)}{n_x + n_y}} \text{ при } n_x + n_y - 2$$

степенях свободы (f);

2) в случае неравных дисперсий:

$$t = \frac{(\overline{X} - \overline{Y})}{\sqrt{\frac{S_x^2}{n_x} + \frac{S_y^2}{n_y}}} \text{ при } f = \frac{\left(\frac{S_x^2}{n_x} + \frac{S_y^2}{n_y}\right)^2}{\frac{\left(\frac{S_x^2}{n_x}\right)^2}{n_x + 1} + \frac{\left(\frac{S_y^2}{n_y}\right)^2}{n_y + 1}} - 2.$$

Когда $t_н > t_{0,05}$, гипотеза о равенстве средних отвергается, т. е. можно с полным основанием утверждать, что различия эти не случайные.

ДУНИТЫ, ГАРЦБУРГИТЫ И ЛЕРЦОЛИТЫ

Результаты химического анализа образцов дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, сведенные в таблицы по типам пород (см. Приложение 2), публикуются впервые. Данные статистической обработки химических анализов первичных ультрабазитов показаны в табл. 37—39. Из таблиц видно, что распределение главнейших породообразующих окислов и числовых петрохимических характеристик во всех рассматриваемых типах пород отвечает нормальному закону. Отличаются от этого закона только распределения марганца (в гарцбургитах) и щелочей: Na_2O — в дунитах и гарцбургитах и K_2O — в дунитах.

Таблица 37

Параметры распределения породообразующих окислов и числовых характеристик дунитов Иджимского массива (16 проб)

Компонент	Среднее арифметическое, $\overline{X}$	Дисперсия, S^2	Коэффициент асимметрии, A_x	Коэффициент эксцесса, E_x	Показатели нормативности	
					A_x/σ_A	E_x/σ_E
SiO_2	37,93	2,202	—0,081	—0,618	—0,124	—0,472
TiO_2	0,02	0,000	1,461	1,660	2,232	1,268
Al_2O_3	0,57	0,037	0,293	—1,019	0,448	—0,778
Fe_2O_3	1,91	1,587	—0,170	—1,323	—0,260	—1,011
FeO	5,69	1,286	0,973	—0,383	1,487	—0,292
MnO	0,09	0,000	—1,434	3,256	—2,190	2,487
MgO	44,42	3,066	1,112	0,389	1,699	0,297
CaO	0,53	0,078	—0,088	—1,507	—0,135	—1,151
Na_2O	0,06	0,001	0,518	0,084	0,791	0,064
K_2O	0,01	0,000	2,956	7,850	4,516	5,995
П. п. п.	7,90	3,430	0,068	—0,828	0,104	—0,632
FeO′	7,39	1,058	0,328	—1,161	0,501	—0,886
Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву						
x	2,05	1,137	—0,094	—1,511	—0,144	—1,154
y	3,70	64,669	—0,604	—0,649	—0,923	—0,496
z	94,25	70,324	0,551	—0,594	0,841	—0,454
h	13,59	76,567	—0,269	—1,332	—0,411	—1,018
M/F	10,49	1,697	1,126	0,711	1,720	0,543
Mg/Si	1,75	0,014	0,782	—0,281	1,194	—0,215

Таблица 38

Параметры распределения породообразующих окислов и числовых характеристик гарцбургитов Иджимского массива (29 проб)

Компонент	Среднее арифметическое, $\overline{X}$	Дисперсия, S^2	Коэффициент асимметрии, A_x	Коэффициент эксцесса, E_x	Показатели нормативности	
					A_x/σ_A	E_x/σ_E
SiO_2	40,00	1,955	—0,179	0,054	—0,379	0,057
TiO_2	0,02	0,000	0,255	—1,577	0,541	—1,672
Al_2O_3	0,86	0,108	0,443	—0,470	0,940	—0,499
Fe_2O_3	2,18	1,314	—0,086	—0,958	—0,182	—1,016
FeO	5,67	1,457	0,568	—0,291	1,205	—0,309
MnO	0,10	0,000	—1,494	4,238	—3,170	4,495
MgO	42,66	1,455	—0,458	1,228	—0,973	1,303
CaO	0,85	0,281	0,648	0,399	1,374	0,423
Na_2O	0,06	0,003	2,167	6,113	4,597	6,483
K_2O	0,01	0,002	4,390	19,101	9,314	20,260
П. п. п.	6,93	4,561	—0,342	—1,122	—0,725	—1,190
FeO′	7,63	0,542	—0,512	—0,506	—1,085	—0,536
Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву						
x	3,29	4,279	0,655	0,389	1,412	0,413
y	14,06	39,048	0,320	—0,424	0,679	—0,449
z	82,65	39,701	—0,243	—0,325	—0,515	—0,345
h	15,47	72,609	0,025	—1,166	0,054	—1,236
M/F	9,78	0,924	0,521	—0,562	1,105	—0,597
Mg/Si	1,59	0,005	—0,279	0,159	—0,592	0,168

Таблица 39

Параметры распределения породообразующих окислов и числовых характеристик лерцолитов Иджимского массива (7 проб)

Компонент	Среднее арифметическое, $\overline{X}$	Дисперсия, S^2	Коэффициент асимметрии, A_x	Коэффициент эксцесса, E_x	Показатели нормативности	
					A_x/σ_A	E_x/σ_E
SiO_2	40,51	0,428	—0,489	—1,152	—0,446	—0,526
TiO_2	0,01	0,000	0,148	—1,610	0,135	—0,735
Al_2O_3	1,28	0,073	0,149	—1,967	0,136	—0,898
Fe_2O_3	2,50	0,924	—0,468	—1,803	—0,427	—0,823
FeO	5,64	1,160	0,511	—1,252	0,466	—0,571
MnO	0,11	0,000	0,356	—1,883	0,325	—0,859
MgO	40,44	0,861	—0,189	—1,632	—0,173	—0,745
CaO	1,66	0,438	—0,468	—1,501	—0,427	—0,685
Na_2O	0,09	0,005	0,539	—1,546	0,492	—0,705
K_2O	0,04	0,009	1,601	0,757	1,462	0,346
П. п. п.	6,07	2,167	0,865	—0,750	0,790	—0,342
FeO	7,90	1,529	1,358	0,294	1,240	0,134
Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву						
x	6,56	6,680	—0,504	—1,430	—0,460	—0,653
y	17,62	22,851	—0,271	—1,966	—0,247	—0,897
z	75,82	12,722	0,270	—1,439	0,247	—0,657
h	16,87	45,164	—0,310	—1,824	—0,283	—0,833
M/F	9,05	1,172	—1,181	—0,057	—1,078	—0,026
Mg/Si	1,49	0,0013	0,451	—1,273	0,412	—0,581

Таблица 40

Проверка гипотез о равенстве оценок дисперсий и средних значений петрохимических параметров в первичных ультрабазитах Иджимского массива

Параметр	Дуниты - гарцбургиты				Гарцбургиты - лерцолиты			
	$F_н$	$F_{0,05}$	$t_н$	$t_{0,05}$	$F_н$	$F_{0,05}$	$t_н$	$t_{0,05}$
FeO′	1,95	2,04	0,88	2,02	2,82	2,44	0,55	2,02
П. п. п.	1,33	2,26	1,49	2,02	2,11	3,83	0,98	2,02
h	1,05	2,04	0,68	2,02	3,57	3,83	0,39	2,02
Mg/Si	2,80	2,26	5,55	2,06	3,57	3,83	3,52	2,02
M/F	1,84	2,04	2,04	2,02	1,27	2,44	1,71	2,02

Дуниты по сравнению с гарцбургитами существенно обогащены MgO ($t_н$=7,86; $t_{0,05}$=2,06) и виртуальным оливином ($t_н$=5,12; $t_{0,05}$=2,02), содержат меньшее количество SiO_2 ($t_н$=4,52; $t_{0,05}$=2,02), Al_2O_3 ($t_н$=3,73, $t_{0,05}$=2,02) и CaO ($t_н$=2,65; $t_{0,05}$=2,02). Кроме того, дуниты характеризуются более высокими значениями молекулярного отношения магния к кремнию (Mg/Si=1,75 в дунитах, против 1,59 — в гарцбургитах) и отношения магния к железу (M/F=10,49 — в дунитах, против 9,78 — в гарцбургитах), что видно из табл. 40.

Лерцолиты существенно отличаются от гарцбургитов по более высокому содержанию Al_2O_3 ($t_н$=8,13) и CaO ($t_н$=3,35) и пониженному MgO ($t_н$=4,43; $t_{0,05}$=2,02).

Рассматриваемые две группы пород (гарцбургиты и лерцолиты) не имеют значимых различий по содержанию SiO_2 ($t_н$=1,42; $t_{0,05}$=2,06), количеству виртуального ортопироксена ($t_{0,05}$=1,37), а также по величине M/F. Отношение Mg/Si в лерцолитах равно 1,49 и резко отличается от такового в гарцбургитах. Дуниты, гарцбургиты и лерцолиты не имеют различий по содержанию FeO′, п. п. п. и *h* (см. табл. 40).

Линейные корреляционные связи между главными породообразующими элементами первичных ультрабазитов достаточно информативны. Судя по общим (парным) коэффициентам корреляции (табл. 41), несомненно, существуют положительные связи SiO_2 с Al_2O_3 и CaO; Al_2O_3 с

Таблица 41

Значение коэффициентов парной корреляции между содержаниями породообразующих окислов в первичных ультрабазитах Иджимского массива

Окисел	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O (П. п. п.)
SiO_2	+1,00	—0,00	0,51	—0,05	0,11	0,15	—0,47	0,40	0,18	0,12	—0,55
TiO_2		+1,00	—0,11	—0,27	0,11	—0,00	0,29	0,16	0,20	—0,04	—0,08
Al_2O_3			+1,00	0,06	0,02	—0,10	—0,62	0,45	0,08	0,09	—0,19
Fe_2O_3				+1,00	—0,72	0,12	—0,44	—0,03	—0,16	—0,11	0,25
FeO					+1,00	—0,06	0,32	—0,11	0,17	0,01	—0,47
MnO						+1,00	—0,16	0,32	0,06	—0,07	—0,04
MgO							+1,00	—0,48	—0,13	—0,21	—0,24
CaO								+1,00	0,07	0,11	—0,15
Na_2O									+1,00	0,46	—0,06
K_2O										+1,00	0,05
H_2O											
П. п. п.											+1,00

Примечание. Дуниты — 16 проб, гарцбургиты — 29 проб, лерцолиты — 7 проб. Число степеней f=50; $r_{0,001}$=0,44. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции (r) при P=0,999.

CaO, Na_2O с K_2O и отрицательные связи MgO с SiO_2, Al_2O_3 и CaO, которые являются следствием какой-то одной общей причины. Отмеченные связи, очевидно, отражают поведение элементов при формировании ультраосновных пород в глубинных условиях. В процессе частичной серпентинизации ультрабазитов возникают новые, причем обратные корреляционные зависимости: H_2O (п. п. п.) с SiO_2 и FeO; Fe_2O_3 с MgO и FeO. Наиболее достоверно (при уровне значимости 99,9%) проявлена отрицательная связь окисного и закисного железа. Эта закономерность обусловлена частичным окислением железа в процессе серпентинизации, что давно уже было подмечено Н. Д. Соболевым (1944).

Главнейшие черты химизма описываемых пород: высокое отношение M/F (свыше 9), низкое содержание TiO_2 (0,01—0,02%), CaO (до 1,66%) и Al_2O_3 (до 1,28%). Приведенные значения полностью отвечают таковым для альпинотипных гипербазитов (Пинус, Колесник, 1966; Малахов, 1966; Велинский и др., 1970).

ОЛИВИНОВЫЕ ОРТОПИРОКСЕНИТЫ, ОЛИВИНОВЫЕ ВЕБСТЕРИТЫ И ВЕБСТЕРИТЫ

Результаты химических анализов этих пород показаны в табл. 42. По сравнению с дунитами и перидотитами в составе оливиновых ортопироксенитов, оливиновых вебстеритов и вебстеритов значительно больше содержится SiO_2 (49,40—52,56%) и меньше MgO (26,47—36,30%), NiO (0,08—0,13%) и CoO (0,001—0,011%). Содержание трехокиси хрома колеблется от 0,24 до 0,45%. Содержание CaO закономерно возрастает от 1,11% в оливиновых ортопироксенитах, через 4,06% в оливиновых

Таблица 42

Химический состав оливиновых ортопироксенитов, оливиновых вебстеритов и вебстеритов Иджимского массива

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO_2	52,56	50,36	49,40	P_2O_5	0,00	0,01	0,02
TiO_2	0,00	0,09	0,06	$S_{вал.}$	0,06	0,06	0,13
Al_2O_3	1,70	2,24	2,41	П. п. п.	0,80	3,64	6,50
Cr_2O_3	0,45	0,24	0,31	Сумма ...	99,861	99,611	99,55
Fe_2O_3	2,57	0,04	1,53	H_2O^-	0,06	0,41	0,47
FeO	4,02	9,16	6,82	CO_2	0,07	0,09	0,38
MnO	0,11	0,16	0,16	Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву			
NiO	0,13	0,08	0,08				
CaO	0,001	0,011	0,010	*x*	4,3	16,7	23,4
MnO	36,30	28,93	26,47	*y*	77,5	75,3	72,5
CaO	1,11	4,06	5,50	*z*	18,2	8,0	4,1
Na_2O	0,05	0,28	0,15	M/F	8,9	5,3	5,7
K_2O	0,00	0,25	0,00	Mg/Si	1,02	0,86	0,80

Примечание. Химические формулы горных пород (по Т. Барту):

1. $K_0Na_1Ca_{11}Mg_{501}Mn_1Fe^{2+}_{31}Fe^{3+}_{18}Al_{19}Ti_0Si_{487}[O_{1551}(OH)_{49}]$,
2. $K_3Na_5Ca_{40}Mg_{399}Mn_1Fe^{2+}_{71}Fe^{3+}_{0}Al_{24}Ti_1Si_{466}[O_{1375}(OH)_{225}]$,
3. $K_0Na_3Ca_{53}Mg_{353}Mn_1Fe^{2+}_{51}Fe^{3+}_{10}Al_{25}Ti_0Si_{442}[O_{1212}(OH)_{388}]$.

1 — обр. 4950, оливиновый ортопироксенит (энстатит) гигантозернистый, р. Иджим; 2 — обр. 1667, оливиновый вебстерит, р. Коярд, высота 1541 м; объемная масса 3,05 г/см³ 3 — обр. 27819, серпентинизированный вебстерит (реликты диопсид-авгита — 10%, реликты энстатита — 10%, актинолит-асбест около 40%, хлорит — 10%, серпентин около 30%). Анализы выполнены в лаборатории Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой. Результаты полуколичественного спектрального анализа (обр. 1687): Cu—0,001%, V—0,005%, Sn—0,001%, B, Zn — отсутствуют. Содержание золота 0,002 г/т.

вебстеритах, и до 5,50% в вебстеритах. По мере увеличения в породах CaO растет и содержание Al_2O_3 (от 1,70 до 2,41%).

Характерной особенностью химизма оливиновых ортопироксенитов является высокое значение молекулярного отношения магния к железу (M/F=8,9). Оливиновые вебстериты и вебстериты имеют более низкие величины параметра M/F (5,3—5,7). Отношение молекулярных количеств магнезии и кремнезема (Mg/Si) в оливиновых ортопироксенитах составляет 1,02, т. е. практически тождественно такому отношению в энстатите.

В вебстеритах величина Mg/Si закономерно снижается от 0,86 до 0,80 по мере увеличения виртуального клинопироксена (x) от 16,7 до 23,4%.

СЕРПЕНТИНИТЫ

Аподунитовые, лизардитовые и хризотиловые серпентиниты. Результаты химического анализа образцов аподунитовых серпентинитов показаны в Приложении 2 (см. табл. VII, VIII). Данные статистической обработки анализов 14 образцов этих пород показаны в табл. 43. Распределение главнейших породообразующих окислов и числовых петрохимических характеристик в серпентинитах отвечает нормальному закону. Не соответствует этому закону лишь распределение MgO. Это свидетельствует о том, что функции распределения магния в дунитах и аподунитовых серпентинитах существенно отличаются друг от друга.

Количество виртуального оливина (z) в среднем равно 99,77%. Виртуальный ромбический пироксен отсутствует и имеет отрицательное значение. Между оценкой средней величины молекулярного отношения магния к железу (M/F) в дунитах и аподунитовых серпентинитах зна-

Таблица 43

Параметры распределения породообразующих окислов и числовых характеристик аподунитовых серпентинитов Иджимского массива

Компонент	Среднее арифметическое, $\overline{X}$	Дисперсия, S^2	Коэффициент асимметрии, A_x	Коэффициент эксцесса, E_x	Показатели нормативности	
					A_x/σ_A	E_x/σ_E
SiO_2	34,80	1,897	1,316	1,409	1,861	0,996
TiO_2	0,02	0,000	1,103	0,852	1,560	0,603
Al_2O_3	0,37	0,047	0,669	0,209	0,949	0,148
Fe_2O_3	3,03	3,513	—0,086	—1,607	—0,121	—1,136
FeO	3,76	0,882	1,057	0,892	1,495	0,631
MnO	0,07	0,000	0,282	—1,202	0,398	—0,850
MgO	39,96	120,256	—2,876	7,015	—4,067	4,960
CaO	0,10	0,034	1,644	1,429	2,324	1,010
Na_2O	0,04	0,000	—0,056	—1,221	—0,080	—0,864
K_2O	0,01	0,000	1,239	0,042	1,752	0,030
П. п. п.	13,97	1,531	—0,103	—1,532	—0,146	—1,083
FeO′	6,83	1,464	—0,138	—0,889	—0,195	—0,628
Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву						
x	0,39	0,543	1,616	1,330	2,285	0,940
y	—0,16	59,802	0,411	—1,107	0,581	—0,783
z	99,77	55,022	—0,570	—0,979	—0,806	—0,692
h	28,89	217,248	—0,310	—1,378	—0,438	—0,974
M/F	11,23	5,666	0,629	—0,603	0,889	—0,426
Mg/Si	1,83	0,010	—0,204	—1,549	—0,288	—1,096

Таблица 44

Результаты проверки гипотезы о равенстве оценок дисперсий и средних распределения параметров M/F, FeO′ и Mg/Si в дунитах и аподунитовых серпентинитах Иджимского массива

Параметры	Дуниты, 16 проб		Серпентиниты аподунитовые, 14 проб		$F_н$	$F_{0,05}$	$t_н$	f	$t_{0,05}$
	$\bar{X}$	S_x^2	$\bar{J}$	S_y^2					
M/F	10,49	1,697	11,23	5,66	3,339	2,45	1,03	28	2,05
FeO′	7,39	1,058	6,83	1,465	1,385	2,45	1,32	28	2,05
Mg/Si	1,75	0,014	1,84	0,010	1,400	2,53	2,16	28	2,05

чимой разницы не обнаружено (см. табл. 44) ($t_н$=1,03 при допустимом $t_{0,05}$=2,05). Равенство средних M/F в сравниваемых типах пород еще не позволяет нам считать их сходными по этому критерию. Идентичность можно утверждать только после того, как будет доказано равенство дисперсий. Аподунитовые серпентиниты по сравнению с дунитами отличаются существенно большим значением оценки дисперсии величины M/F. Так как между указанными группами пород значимых различий по дисперсии и среднему содержанию FeO′ не наблюдается ($F_н$=1,385; $t_н$=1,32; $F_{0,05}$=2,15; $t_{0,05}$=2,05), то можно полагать, что высокая дисперсия параметра M/F в аподунитовых серпентинитах обусловлена прежде всего неоднородностью их состава по магнию. Величина молекулярного отношения магния к кремнию в аподунитовых серпентинитах (Mg/Si=1,84) оказалась по t-критерию Стьюдента (на доверительном уровне 95%) выше, чем в материнских дунитах (Mg/Si=1,75).

Для выяснения общих закономерностей поведения основных петрогенных компонентов в группе гипербазитов, объединяющей дуниты (16 анализов) и аподунитовые серпентиниты (14 анализов), использовался корреляционный анализ (табл. 45). Рассматривая корреляционные связи, не следует забывать о том, что мы получаем суммарный эффект длительного и сложного процесса формирования аподунитовых серпентинитов.

Таблица 45

Значение коэффициентов парной корреляции между содержаниями породообразующих окислов в группе гипербазитов, объединяющей дуниты и аподунитовые серпентиниты Иджимского массива

Окисел	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O (П.п.п)
SiO_2	+1,00	0,10	0,45	−0,36	0,44	0,28	0,16	0,70	0,15	0,08	0,86
TiO_2		+1,00	0,08	−0,19	0,10	−0,07	0,26	0,20	0,44	0,48	−0,09
Al_2O_3			+1,00	−0,30	0,32	−0,16	−0,02	0,36	−0,03	−0,13	−0,41
Fe_2O_3				+1,00	−0,76	−0,04	0,80	−0,53	−0,33	0,15	0,47
FeO					+1,00	0,32	0,72	0,76	0,37	−0,07	−0,72
MnO						+1,00	0,04	0,48	0,08	−0,10	−0,29
MgO							+1,00	0,41	0,59	0,14	−0,48
CaO								+1,00	0,35	0,10	−0,75
Na_2O									+1,00	0,45	−0,39
K_2O										+1,00	−0,19
H_2O (П. п. п.)											+1,00

Примечание. f=28; $r_{0,01}$=0,46; $r_{0,001}$=0,57. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции (r) при P=0,99.

Устанавливается прочная (достоверность 99%) обратная корреляционная зависимость SiO_2, FeO, MgO и CaO от концентрации H_2O. Окисное железо (Fe_2O_3) положительно коррелируется с H_2O и отрицательно — с FeO, MgO и CaO. При серпентинизации дунитов, как неоднократно указывалось, закисное железо переходит в окисное, различие в их поведении подчеркивается отрицательной корреляционной связью ($r_{Fe_2O_3,FeO} = -0{,}76$, $r_{0,001} = 0{,}57$). Отрицательная связь Fe_2O_3 с MgO ($r_{Fe_2O_3,MgO} = -0{,}80$) и CaO ($r_{Fe_2O_3,CaO} = -0{,}53$) указывает на обогащение дунитов окисным железом в процессе их серпентинизации, сопровождающейся переходом части Fe'' оливина в Fe''' серпентина или магнетита. Положительная связь отмечена и в паре $MgO—Na_2O$ ($r_{MgO,Na_2O} = 0{,}59$; $r_{0,001} = 0{,}57$), FeO—MgO ($r_{FeO,MgO} = 0{,}72$) и FeO—CaO ($r_{FeO,CaO} = 0{,}70$).

Для количественного учета изменения состава дунитов при их полной серпентинизации нами на основании средних данных, приведенных в табл. 37 и 43, и полагая, что оливин замещается таким же объемом серпентина, произведены пересчеты химического состава упомянутых пород по кислородному методу Т. Барта (Тернер, Ферхуген, 1961). После пересчета формулы частично серпентинизированного дунита (среднее по 16 пробам) и аподунитового серпентинита (среднее по 14 пробам) соответственно имеют вид:

$$K_0Na_1Ca_5Mg_{609}Mn_1Fe^{2+}_{44}Fe^{3+}_{13}Al_{6,2}Ti_0Si_{349}[O_{1184}(OH)_{416}],$$

$$K_0Na_1Ca_1Mg_{556}Mn_1Fe^{2+}_{27}Fe^{3+}_{22}Al_{3,9}Ti_0Si_{303}[O_{877}(OH)_{723}].$$

Изменение при серпентинизации дунитов выражается следующим образом:

Привнос, ионы	Вынос, ионы
(OH)—307	Ca—4, Mg—53, Si—46.

Помимо больших количеств привносимой воды, отмечается частичное окисление закисного железа в окисное. Содержание ионов глинозема в серпентинитах ($\bar{X} = 3{,}9$, $S^2 = 4{,}6$, $n = 14$ проб) значимо не отличается от такового в дунитах ($\bar{X} = 6{,}2$, $S^2 = 4{,}4$, $n = 16$ проб), т. е. глинозем при серпентинизации дунитов ведет себя инертно ($t_н = 1{,}99$, $t_{0,05} = 2{,}05$). В процессе преобразования дунитов в серпентиниты выносится почти весь кальций, 13% кремния и около 9% магния. Отношение выносимого магния к кремнию равно 1,15. Обеднение пород кремнием происходит быстрее, чем магнием, что приводит к увеличению параметра Mg/Si. Перераспределяемые элементы, по-видимому, откладывались в трещинных полостях, образуя жильные выполнения (хризотил-асбест, офит, магнетит, брусит, тремолит).

В литературе химизм процесса серпентинизации дунитов освещен довольно слабо. В отдельных работах по этому вопросу высказываются различные точки зрения. Широко распространено мнение о том, что при серпентинизации дунитов соотношения между слагающими их основными компонентами (Mg, Si, Fe) не нарушаются (Бетехтин, 1937; Логинов и др., 1940; Кашин, Федоров, 1940; Бутырин, 1941; Штейнберг, 1960; Малахов, Малахова, 1970; и др.).

Некоторые исследователи полагают, что преобразование дунитов в серпентиниты происходит в условиях привноса кремнезема, в результате чего значение виртуального ортопироксена в серпентинитах повышается на 5—10% (Соболев, 1959), а для лизардитовых серпентинитов — более чем на 10% (Артемов, Кузнецова, 1967). Свое заключение о привносе Si в процессе серпентинизации ультрабазитов Н. Д. Соболев (1959) делает на основании пересчетов 93 анализов серпентинитов (Урал), показавших полное отсутствие среди змеевиков аподунитовых разностей с виртуальным составом оливина 90—100%. Выводы В. Р. Артемова и В. Н. Кузнецовой по этому вопросу базируются на основании всего лишь

трех анализов аподунитовых серпентинитов, два анализа из которых показали содержание виртуального оливина (z) менее 90%. Однако позднее эти авторы, изучив химизм процесса серпентинизации дунитов платиноносной формации Урала на более представительном материале (38 анализов), пришли к несколько иному выводу. В частности, они указывают, что при лизардитизации дунитов во вторую стадию «...возможно, происходил вынос MgO и SiO_2, но этот процесс был относительно слабым и не нарушал резко первичных соотношений главных компонентов в дунитах. В зонах полной серпентинизации, известных как зоны «черных» серпентинитов, явно наложенных, имел место вынос MgO или привнос SiO_2» (Кузнецова, Артемов, 1971, с. 135).

К. К. Золоев и Г. Н. Судиловский (1969) указывали, что при серпентинизации дунитов Восточно-Тагильского массива (Урал) параметр Mg/Si увеличивается, а сам процесс происходит с привносом в дуниты воды и одновременным выносом вещества из них с перераспределением его в метасоматической колонке. Такая направленность серпентинизации дунитов, по-видимому, имеет место в природе. Подтверждением этого положения служат изложенные выше результаты наших исследований по Иджимскому массиву.

Апогарцбургитовые, лизардитовые и хризотиловые серпентиниты. Результаты химического анализа 24 образцов апогарцбургитовых серпентинитов даны в Приложении 2 (табл. IX—XII). Данные статистической обработки двух разновидностей апогарцбургитовых серпентинитов приведены в табл. 46 и 47. Как видно из этих таблиц, распределение главнейших породообразующих окислов и числовых характеристик в этом типе пород отвечает нормальному закону.

Между петрографическими типами апогарцбургитовых серпентинитов выделяются следующие черты сходства и отличия.

Таблица 46

Параметры распределения породообразующих окислов и числовых характеристик апогарцбургитовых лизардитовых серпентинитов Иджимского массива (11 проб)

Компонент	Среднее арифметическое, $\overline{X}$	Дисперсия, S^2	Коэффициент асимметрии, $\overline{Ax}$	Коэффициент эксцесса, E_x	Показатели нормативности	
					A_x/σ_A	E_x/σ_E
SiO_2	38,62	1,346	—0,437	—1,603	—0,535	—0,981
TiO_2	0,03	0,000	0,283	—1,648	0,346	—1,009
Al_2O_3	0,85	0,076	0,006	—1,435	0,007	—0,879
Fe_2O_3	4,99	1,270	—0,257	—1,279	—0,315	—0,733
FeO	2,84	0,977	0,721	—0,510	0,883	—0,312
MnO	0,07	0,000	—1,186	0,111	—1,452	0,068
MgO	39,78	0,581	0,499	—1,539	0,612	—0,943
CaO	0,12	0,060	1,989	2,779	2,436	1,702
Na_2O	0,04	0,002	0,248	—1,912	0,304	—1,171
K_2O	0,05	0,011	1,428	0,072	1,748	0,044
П. п. п.	12,82	0,206	—0,203	—1,148	—0,249	—0,703
FeO′	7,68	1,660	1,961	2,875	2,402	1,761
Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву						
x	0,50	1,040	1,979	2,741	2,424	1,679
y	26,30	61,614	—0,440	—1,649	—0,539	—1,010
z	73,20	51,310	0,338	—1,813	0,415	—1,111
h	45,71	170,836	—0,317	—1,115	—0,389	—0,683
M/F	9,28	0,358	0,049	—0,103	0,060	—0,063
Mg/Si	1,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Таблица 47

Параметры распределения породообразующих окислов и числовых характеристик апогарцбургитовых хризотиловых серпентинитов Иджимского массива (13 проб)

Компонент	Среднее арифметическое, $\overline{X}$	Дисперсия, S^2	Коэффициент асимметрии, A_x	Коэффициент эксцесса, E_x	Показатели нормативности	
					A_x/σ_A	E_x/σ_E
SiO_2	39,46	2,513	—0,064	—1,542	—0,086	—1,044
TiO_2	0,03	0,001	1,300	1,261	1,760	0,854
Al_2O_3	0,51	0,073	1,044	1,007	1,414	0,682
Fe_2O_3	2,23	0,400	0,882	0,042	1,194	0,029
FeO	2,18	1,123	0,480	—0,562	0,651	—0,380
MnO	0,06	0,000	0,061	—0,576	0,082	—0,390
MgO	40,54	2,796	0,512	—0,884	0,694	—0,598
CaO	0,12	0,030	1,263	0,498	1,711	0,337
Na_2O	0,05	0,003	0,690	—1,063	0,934	—0,720
K_2O	0,01	0,000	2,269	4,037	3,073	2,733
П. п. п.	12,42	0,443	0,193	—0,535	0,262	—0,362
Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву						
x	0,49	0,522	1,261	0,490	1,707	0,332
y	28,87	101,295	—0,220	—1,552	—0,298	—1,051
z	70,64	100,011	0,281	—1,479	0,380	—1,002
h	34,33	143,493	0,568	—0,760	0,770	—0,515
M/F	18,24	34,444	0,177	—1,466	0,240	—0,992
Mg/Si	1,53	0,014	0,641	—1,191	0,868	—0,807

Лизардитовые и хризотиловые серпентиниты не имеют значимых отличий по среднему содержанию виртуального оливина ($t_н$=0,68; $t_{0,05}$=2,07), ортопироксена ($t_н$=0,66) и клинопироксена ($t_н$=0,03). В хризотиловых серпентинитах по сравнению с лизардитовыми понижено содержание Al_2O_3 ($t_н$=2,90) и Fe_2O_3 ($t_н$=7,22) и повышено значение параметра M/F ($t_н$=5,47). Дисперсия молекулярного отношения магния к железу (M/F) в хризотиловых серпентинитах (S^2=34,444) почти в 10 раз выше, чем дисперсия фоновых содержаний этого параметра для лизардитовых серпентинитов (S^2=0,358).

Хризотилизация гарцбургитов сопровождается интенсивным выносом железа, что приводит к весьма резкому возрастанию параметра M/F (от 9,78 до 18,24). Между оценкой средней величины отношения магния к кремнию в гарцбургитах (Mg/Si=1,59) и апогарцбургитовых хризотиловых серпентинитах (Mg/Si=1,53) значимой разницы не обнаружено ($t_н$=1,66, $t_{0,05}$=2,0).

Парные коэффициенты корреляции между петрогенными элементами в группе пород, объединяющей гарцбургиты (29 анализов) и апогарцбургитовые лизардитовые и хризотиловые серпентиниты (24 анализа), сведены в табл. 48. По характеру значимой корреляционной связи (достоверность 99%) пары элементов можно объединить в две группы: 1) с отрицательной связью: SiO_2—H_2O, Al_2O_3—H_2O, FeO—H_2O, MnO—H_2O, MgO—H_2O, CaO—H_2O, Fe_2O_3—MgO и Fe_2O_3—SiO_2; 2) с положительной связью: Al_2O_3—FeO, MnO—FeO, MgO—FeO, CaO—FeO и Fe_2O_3—H_2O. Выясняется, что степень серпентинизации оказывает значительное влияние на содержание главнейших породообразующих элементов в гарцбургитах. По мере увеличения в гарцбургитах воды, количество главнейших породообразующих элементов (SiO_2, MgO, Al_2O_3, MnO и CaO) закономерно снижается, а часть FeO переходит в Fe_2O_3.

Содержание кальция понижается приблизительно на 80%, марганца — почти на 50%. Отношение выносимых ионов магния к кремнию

Таблица 48

Значение коэффициентов парной корреляции между содержаниями породообразующих окислов в гарцбургитах и апогарцбургитовых лизардитовых и хризотиловых серпентинитов Иджимского массива

Окисел	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O (п. п.п)
SiO_2	+1,00	—0,06	0,30	—0,39	0,31	0,05	0,09	0,23	0,34	0,08	—0,54
TiO_2		+1,00	0,10	—0,07	—8,10	—0,07	—0,13	0,10	0,17	0,07	0,12
Al_2O_3			+1,00	0,10	0,38	0,12	—0,11	0,27	0,17	—0,03	—0,43
Fe_2O_3				+1,00	—0,53	—0,13	—0,63	—0,33	—0,18	0,04	0,40
FeO					+1,00	0,44	0,58	0,52	0,26	0,04	—0,83
MnO						+1,00	0,42	0,51	0,07	—0,16	—0,51
MgO							+1,00	0,40	—0,10	—0,25	—0,67
CaO								+1,00	0,12	—0,16	—0,57
Na_2O									+1,00	0,29	—0,16
K_2O										+1,00	0,09
H_2O П. п. п.											+1,00

Примечание. $f=51$; $r_{0,01}=0,35$; $r_{0,001}=0,44$. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции (r) при $P=0,99$.

в процессе преобразования гарцбургитов в серпентиниты в среднем составляет 2,2, т. е. обеднение пород магнием происходит быстрее, чем кремнием. Это обстоятельство должно приводить к некоторому уменьшению параметра Mg/Si. Однако, как указывалось выше, снижение величины данного параметра незначимо.

Суммарное количество ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в апогарцбургитовых лизардитовых серпентинитах находится в общем на том же уровне, что и в гарцбургитах. В хризотиловых серпентинитах содержится в два раза меньше ионов железа, чем в материнских гарцбургитах. Сказанное можно проиллюстрировать сравнением приведенных ниже химических формул горных пород (по Т. Барту), где: 1 — гарцбургит (среднее по 29 анализам), 2 — апогарцбургитовый лизардитовый серпентинит (среднее по 11) и 3 — апогарцбургитовый хризотиловый серпентинит (среднее по 13):

1. $K_0Na_{0,8}Ca_8Mg_{585}Mn_{0,8}Fe^{2+}_{44}Fe^{3+}_{15}Al_9Ti_0Si_{368}[O_{1236}(OH)_{364}]$,
2. $K_0Na_{0,5}Ca_1Mg_{490}Mn_{0,5}Fe^{2+}_{20}Fe^{3+}_{32}Al_8Ti_0Si_{328}[O_{875}(OH)_{725}]$,
3. $K_0Na_{0,5}Ca_1Mg_{501}Mn_{0,4}Fe^{2+}_{15}Fe^{3+}_{14}Al_5Ti_0Si_{327}[O_{819}(OH)_{781}]$.

Таким образом, состав апогарцбургитовых серпентинитов характеризуется соотношением основных компонентов (Mg/Si), аналогичным составу частично серпентинизированных гарцбургитов. Хризотилизация гарцбургитов протекала в условиях интенсивного обеднения пород железом. Химизм серпентинизации гарцбургитов в Иджимском массиве во многом сходен с характером изменений аналогичных пород на Баженовском и Молодежном месторождениях хризотил-асбеста (Еремеев и др., 1959; Соколова, 1960; Соболев, 1965; Башта, 1967; Золоев, 1969; Золоев, Судиловский, 1969).

Аполерцолитовые серпентиниты. Химический анализ аполерцолитового лизардитового серпентинита показывает (табл. 49), что эта порода по сравнению с апогарцбургитовыми серпентинитами характеризуется пониженным значением молекулярного отношения магния к кремнию (Mg/Si=1,42) и повышенным содержанием глинозема (1.42%).

Таблица 49

Химический состав аполерцолитового серпентинита

Окисел	Вес. %	Окисел	Вес. %	Окисел	Вес. %	Числовые характеристики (по Н. Д. Соболеву)	
SiO_2	39,84	NiO	0,22	P_2O_5	0,018	*x*	0,59
TiO_2	0,01	CoO	0,014	$S_{вал.}$	0,07	*y*	34,75
Al_2O_3	1,42	MgO	38,11	П. п. п.	13,15	*z*	64,66
Cr_2O_3	0,25	CaO	0,14	Сумма	100,382	M/F	9,88
Fe_2O_3	4,21	Na_2O	0,05	H_2O^-	0,31	Mg/Si	1,42
FeO	2,83	K_2O	0,00	CO_2	0,44	FeO′	6,62
MnO	0,05						

Примечание. Обр. 27690 — лизардитовый аполерцолитовый серпентинит темно-зеленого цвета (лизардит первой и второй генераций, бастит, прожилки хризотил-асбеста и антигорита, магнетит, хромшпинелид), междуречье Блялик — Ореш. Анализ выполнен в лаб. Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой.

Антигоритовые серпентиниты. Результаты химического анализа антигоритовых серпентинитов приведены в табл. 50. Как видно из таблицы, для антигоритовых серпентинитов по сравнению с апогарцбургитовыми лизардитовыми серпентинитами (см. табл. 46) характерно повышенное содержание титана (до 0,10%), кальция (0,14—1,57%) и глинозема (0,45—1,96%). В отдельных случаях перекристаллизованные серпентиниты обогащены закисным железом, а также щелочами (Na_2O до 0,22%, K_2O до 0,25%) и марганцем (MnO 0,07—0,64%).

Перекристаллизация существенно лизардитовых серпентинитов в антигоритовые сопровождалась привносом кремнезема (уменьшение параметра Mg/Si до 1,20, увеличение содержания виртуального энстатита до 49,66%), что, по-видимому, компенсировалось частичным выносом воды и магния. Параметр M/F в антигоритовых серпентинитах колеблется в пределах 6,53—10,68.

Таким образом, в процессе антигоритизации лизардитовых серпентинитов происходит не только перекристаллизация вещества породы в более устойчивые минеральные формы, как это полагают некоторые исследователи (Горецкая, 1956; и др.), но и заметное изменение их химического состава.

В выветрелых серпентинитах (табл. 51), как правило, большая часть закисного железа переходит в окисную форму. Кроме того, в некоторых образцах этих пород выявляется слабо повышенное содержание никеля (0,34%) и углекислоты (до 1,83%).

Некоторые геохимические особенности дунитов, перидотитов и серпентинитов массива рассматриваются на основании химических определений Cr_2O_3, NiO и CoO (табл. 52) и количественных спектральных анализов 23 проб на 15 элементов: Ba, Sr, Pb, Sn, V, Mo, Sc, Ga, Sb, Bi, Be, Y, Yb, La, Zr (табл. 53).

Хром. Средние содержания трехокиси хрома в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит закономерно увеличиваются от 0,32% через 0,35 до 0,40%. В дунитах основная масса хрома концентрируется в хромшпинелидах; в перидотитах — значительное количество этого элемента рассеивается в орто- и клинопироксенах (Борисенко, 1966; Малахов, 1969). Переходу хрома в силикатные соединения благоприятствуют повышенные количества кремния, алюминия и кальция (Щербина, 1963; Сутурин, 1970). В аподунитовых серпентинитах среднее содержание Cr_2O_3 (0,31%) заметно ниже, чем в апогарцбургитовых (0,35%). Содержания хрома в апогарцбургитовых серпентинитах колеблются в зависимости от

Таблица 50

Химический состав антигоритовых серпентинитов Иджимского массива

Компонент	Зона контактов гипербазитов с вмещающими породами			Зона контакта гипербазитов с габброидами		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	40,58	41,88	42,54	39,30	41,08	41,60
TiO_2	0,00	0,02	0,10	0,10	0,09	0,04
Al_2O_3	0,54	0,45	1,96	0,94	1,34	1,51
Cr_2O_3	Сл.	0,00	0,56	0,37	0,28	0,20
Fe_2O_3	3,04	3,24	3,43	2,05	3,49	1,53
FeO	2,15	3,91	3,52	4,63	4,57	7,61
MnO	0,08	0,07	0,16	0,64	0,10	0,16
NiO	1,44	0,66	0,25	0,24	0,15	0,20
CoO	0,22	0,018	0,018	0,015	0,010	0,011
MgO	39,51	37,50	34,37	39,11	37,27	34,50
CaO	0,14	0,42	1,57	0,95	0,53	0,97
Na_2O	Сл.	0,06	0,22	0,13	0,05	0,07
K_2O	»	Сл.	0,22	0,00	0,25	0,00
P_2O_5	0,02	0,04	0,05	0,00	0,01	0,00
S вал	0,32	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02
П. п. п.	12,40	11,11	12,13	12,12	10,74	11,08
Сумма	100,44	99,398	101,108	100,605	100,00	99,501
H_2O	0,55	0,26	0,57	0,24	0,27	0,13
CO_2	0,20	0,13	0,55	1,54	0,99	0,36
FeO′	4,89	6,83	6,61	6,48	7,71	8,99
Числовые характеристики, по Н. Д. Соболеву						
x	0,57	1,73	6,61	3,91	2,20	4,12
y	31,88	39,41	49,66	23,03	37,52	43,43
z	67,55	58,86	43,73	73,06	60,27	52,45
M/F	10,68	8,82	9,15	9,60	8,36	6,53
Mg/Si	1,45	1,33	1,20	1,48	1,35	1,24

Примечание. Химические формулы горных пород (по Т. Барту):

3. $K_2Na_4Ca_{14}Mg_{436}Mn_1Fe^{2+}_{25}Fe^{3+}_{10}Al_{20}Ti_1Si_{363}[O_{939}(OH)_{661}]$,
4. $K_0Na_2Ca_9Mg_{488}Mn_4Fe^{2+}_{33}Fe^{3+}_{13}Al_9Ti_1Si_{329}[O_{924}(OH)_{676}]$,
5. $K_3Na_1Ca_5Mg_{474}Mn_1Fe^{2+}_{33}Fe^{3+}_{22}Al_{13}Ti_1Si_{351}[O_{988}(OH)_{612}]$,
6. $K_0Na_1Ca_9Mg_{446}Mn_1Fe^{2+}_{55}Fe^{3+}_{10}Al_{15}Ti_0Si_{361}[O_{960}(OH)_{640}]$.

1 — обр. Л-70-2, антигоритовый серпентинит с зернами маухерита и пентландита Саянское месторождение хризотил-асбеста, канава 70; 2 — обр. 1579, антигоритовый серпентинит с вкрапленниками орегонита, обнажение 1579; 3 — обр. К-2-7, антигоритовый серпентинит, Саянское месторождение, канава 2, р. л. 42, в 2 м от контакта гипербазитов с вмещающими породами (чингинская свита); 4 — обр. 1447-8, антигоритовый серпентинит, в 2 м от тектонического контакта гипербазитов с габброидами, левый борт долины р. Иджим, объемная масса 2,69 кг/см³; 5 — обр. 1447-6, антигоритовый серпентинит, там же, в 5 см от контакта, объемная масса 2,76 г/см³; 6 — обр. 28046, антигоритовый серпентинит, в 5 см от контакта с плагиоклазсодержащими пироксенитами, руч. Левой Коярд. Анализы выполнены в лаборатории Тувинской ГРЭ под руководством Ф. Ф. Мухтаровой.

их минерального состава. Максимально «хромитоносны» хризотиловые серпентиниты (0,40% Cr_2O_3). Лизардитовые серпентиниты практически не отличаются по содержанию хрома от материнских гарцбургитов (0,34% против 0,35% Cr_2O_3). При перекристаллизации серпентинитов хром ведет себя как подвижный элемент, в связи с чем содержание его подвержено большим колебаниям (0,00—0,56%).

В заключение отметим, что нашими работами подтверждаются данные Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника (1966), которые на примере аль-

Таблица 51

Химический состав выветрелых серпентинитов

Окисел	1	2	3	Окисел	1	2	3
SiO_2	40,42	40,98	33,90	CaO	0,00	0,00	Сл.
TiO_2	0,025	0,025	0,04	Na_2O	0,00	0,00	»
Al_2O_3	0,22	0,31	0,21	K_2O	0,00	0,00	»
Cr_2O_3	0,33	0,44	0,77	P_2O_5	0,02	0,01	0,023
Fe_2O_3	4,04	1,00	7,03	Sвал	0,00	0,00	0,009
FeO	1,54	1,54	2,88	П. п. п.	13,47	13,87	15,51
MnO	0,08	0,056	0,08	Сумма	99,65	99,806	100,33
NiO	0,28	0,34	0,24	H_2O^-	0,75	0,82	1,18
CoO	0,015	0,015	0,014	CO_2	0,05	0,33	1,83
MgO	39,21	41,22	39,62				

Примечание. Апогарцбургитовые выветрелые серпентиниты: 1 — обр. С-6-16, Саянское месторождение асбеста, скв. 6, гл. 16 м; 2 — обр. К-12-163, там же, канава 12, 163 м. Аподунитовые выветрелые серпентиниты: 3 — обр. СП-141-11, скв. СП-141-11, скв. 141, гл. 11 м. Аналитик Ф. Ф. Мухтарова (лаб. Тувинской ГРЭ).

Таблица 52

Распределение хрома, никеля, кобальта и серы в дунитах, перидотитах и серпентинитах Иджимского массива, вес. %

Порода	Cr_2O_3		NiO		CoO		Sвал	
	n	$\overline{X}$	n	$\overline{X}$	n	$\overline{X}$	n	$\overline{X}$
Дуниты	12	0,32	13	0,27	13	0,016	11	0,02
Гарцбургиты	28	0,35	23	0,25	22	0,015	15	0,01
Лерцолиты	7	0,40	4	0,24	5	0,014	7	0,03
Серпентиниты								
аподунитовые	11	0,31	11	0,26	11	0,015	14	0,02
апогарцбургитовые	28	0,35	24	0,24	21	0,014	24	0,02
В том числе:								
хризотиловые	13	0,40	12	0,26	9	0,015	13	0,02
лизардитовые	10	0,34	9	0,24	8	0,014	11	0,02

пинотипных гипербазитов юга Сибири показали, что содержание трехокиси хрома в дунитах заметно ниже, чем в гарцбургитах. Применяя предложенную И. А. Малаховым (Малахов, 1968; Фоминых, Малахов, 1974) методику оценки степени хромитоносности ультраосновных массивов, можно сделать вывод, что ультрабазиты Иджимского массива, содержащие менее 0,40% Cr_2O_3, бесперспективны в отношении промышленных месторождений хромита. В то же время Иджимский массив по

Таблица 53

Среднее содержание элементов-примесей в ультрабазитах Иджимского массива (количественный спектральный анализ, вес. %)

Порода	Ba	Sr	Pb	Sn	V
Дуниты (4 анализа)	0,013	0,0005	0,0055	0,0005	Сл.
Гарцбургиты (5)	0,016	0,016	0,0012	0,0001	0,0001
Серпентиниты апогарцбургитовые:					
лизардитовые и хризотиловые (10)	0,015	0,0012	0,0012	0,0003	0,0003
антигоритовые (4)	0,015	0,0035	0,0052	0,0010	0,0010

Примечание. Ga, Sb, Bi, Y, Yb, La, Zr, Mo, Sc, Be не обнаружены. Лаборатория СНИИГГиМСа (руководитель Н. Н. Амшинский).

содержанию хрома в ультрабазитах сходен с Баженовским, Джетыгаринским и Киембаевским асбестоносными массивами Урала (Фоминых, Малахов, 1974).

Никель, кобальт, сера. По результатам химических анализов (см. табл. 52) устанавливается закономерное увеличение количества никеля и кобальта в ультраосновных породах с возрастанием их магнезиальности, т. е. в ряду лерцолит — гарцбургит — дунит. Среднее содержание NiO без учета явно завышенных значений составляет в дунитах 0,27%, в гарцбургитах 0,25, в лерцолитах 0,24%. Среднее содержание CoO в этих породах соответственно составляет 0,016, 0,015 и 0,014%. В первичных ультрабазитах основная масса никеля и кобальта концентрируется в оливине (Малахов, 1966), где эти элементы присутствуют в силикатной форме (Пинус, Колесник, 1966; и др.).

Наличие в первичных ультрабазитах Иджимского массива ничтожных количеств серы (0,01—0,03%) подтверждает вывод о нахождении главной части никеля не в сульфидной, а в силикатной форме. Накопление никеля и кобальта в оливине объясняется сходством ионных радиусов никеля (0,78 Å) и магния (0,78 Å), кобальта (0,82 Å) и железа (0,83 Å). В аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах массива содержания никеля, кобальта и серы практически не отличаются от содержаний этих элементов в материнских породах.

В процессе антигоритизации серпентинитов никель ведет себя как подвижный элемент. В антигоритовых серпентинитах, расположенных вблизи габброидных пород (см. табл. 50, анализы 4—6), наблюдается пониженное содержание NiO (0,15—0,24%) и CoO (0,010—0,015%), в то время, как в серпентинитах из зоны контакта гипербазитов с осадочно-вулканогенными отложениями чингинской свиты (табл. 50, анализы 1—3) никель и кобальт иногда присутствуют в повышенных концентрациях (NiO до 1,44%, CoO до 0,22%). Приведенные данные свидетельствуют о том, что в процессе перекристаллизации (антигоритизации) лизардитовых серпентинитов эти элементы ведут себя как подвижные элементы. Основными концентраторами никеля в антигоритовых серпентинитах Иджимского массива являются пентландит, динерит, маухерит, орегонит, брейтгауптит, хизлевудит, пирротин, а также серпентин, а кобальта — пентландит, динерит, орегонит, маухерит, пирротин и пирит. Отсутствие промышленных скоплений сульфидных руд никеля и кобальта в гипербазитах Иджимского массива обусловлено главным образом низкими концентрациями в гидротермальных растворах серы и мышьяка.

Свинец обнаружен в ультрабазитах массива в различных количествах: от 0,0012 до 0,0055%, что более чем в 60 раз выше кларкового содержания (Виноградов, 1962). Концентраторами свинца, очевидно, являются пирит и халькопирит.

Олово. В гарцбургитах среднее его количество (0,0001%) соответствует кларковому. Для дунитов и серпентинитов по сравнению с кларковым содержанием (Виноградов, 1962) характерно повышенное (в 3—5 раз) содержание олова.

Ванадий. Содержание его в дунитах, гарцбургитах и лизардитовых и хризотиловых серпентинитах (0,0001—0,0003%) ниже кларка (Виноградов, 1962). Вследствие близости ионных радиусов хрома (0,64 Å) и ванадия (Гольдшмидт, 1952), последний обычно концентрируется в акцессорном хромшпинелиде (Сутурин, 1970). Перекристаллизация лизардитовых и хризотиловых серпентинитов в антигоритовые сопровождалась привносом ванадия.

Барий. Содержание бария в ультрабазитах Иджимского массива (0,013—0,015%) значительно выше среднего значения этого элемента в ультраосновных породах, по А. П. Виноградову (1962).

Стронция в дунитах, гарцбургитах и возникших по ним лизардитовых и хризотиловых серпентинитах содержится 0,0005—0,0012%, что близко к его кларковому содержанию. В антигоритовых серпентинитах наблюдается повышенное (0,0035%) количество этого элемента. Стронций, по-видимому, накапливался в кальцийсодержащих минералах (тремолит, диопсид). Тесная связь Sr и Ca, обладающих в некоторой степени сходными ионными радиусами, общепризнанна (Турекьян, Калп, 1959).

ПРОДУКТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ

Диопсидиты. По сравнению с апогарцбургитовыми серпентинитами (см. табл. 44, 45) в составе диопсидитов (табл. 54), возникших на контакте с алюмосиликатными породами, значительно больше содержится CaO (21,73—21,84%), SiO_2 (47,40—53,72%) и Na_2O (0,57—0,78%) и меньше MgO (17,43—18,30%) и воды (п. п. п. 1,26—2,32%). Содержание глинозема колеблется от 0,32 до 6,50%, а валового железа ($FeO+Fe_2O_3$) от 3,50 до 4,19. Для диопсидитов весьма характерно аномально низкое содержание TiO_2 (0,014—0,015%) и присутствие Cr_2O_3 (0,087—0,15%). Необходимым условием образования этих пород следует считать высокую активность Ca и удаление из системы части Mg и воды в условиях низкого значения химического потенциала углекислоты в зоне соприкосновения гипербазитов с алюмосиликатными породами. При этих процессах происходит также привнос со стороны алюмосиликатных пород Si, Al и Na.

Тремолититы и нефриты. По своему химическому составу эти породы (табл. 55) отличаются от диопсидитов меньшим содержанием

Таблица 54

Химический состав апосерпентинитовых диопсидитов Иджимского массива

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO_2	53,72	47,40	CaO	21,73	21,84
TiO_2	0,015	0,014	Na_2O	0,78	0,57
Al_2O_3	0,32	6,50	K_2O	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,087	0,15	P_2O_5	0,02	0,01
Fe_2O_3	0,96	0,48	$S_{вал}$	0,004	0,02
FeO	3,23	3,02	П. п. п.	1,26	2,32
MnO	0,10	0,48	Сумма	100,615	100,313
NiO	0,085	0,074	H_2O^-	0,12	Не опр.
CoO	0,004	0,005	CO_2	0,75	»
MgO	18,30	17,43	FeO′	4,09	3,45

Примечание. Химическая формула диопсидита (по Т. Барту):
1. $K_0Na_{14}Ca_{220}Mg_{257}Mn_{0,8}Fe^{2+}_{25}Fe^{3+}_{7}Al_4Ti_0Si_{507}[O_{1521}(OH)_{79}]$.
1—обр. С-42-9, мономинеральный диопсидит из зоны контакта гипербазитов с вмещающими породами чингинской свиты, Саянское месторождение хризотил-асбеста, скв. 42, гл. 9 м; 2 — обр. 1615, диопсидит (каркарро) белого цвета (веретеновидный диопсид, реликты серпентина и хромшпинелида) из зоны контакта гипербазитов с габброидами, объемная масса 3,04 г/см³, руч. Левый Коярд. Результаты полуколичественного анализа: V—0,01%, Pb—0,002%, Cu—0,001%, B — не обнаружен. Спектрозолотометрическим анализом установлено присутствие золота (0,001 г/т). Анализы 1,2 выполнены в лаб. Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой.

Таблица 55

Химический состав тремолититов и нефритов Иджимского массива

Окисел	Тремолититы		Нефриты			
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,50	54,70	55,98	53,76	54,04	55,78
TiO_2	0,36	0,04	0,11	0,05	0,10	0,04
Al_2O_3	2,89	0,90	0,36	2,81	2,54	0,58
Cr_2O_3	0,13	0,18	0,12	0,08	0,08	0,16
Fe_2O_3	1,44	1,34	1,31	0,55	1,20	1,76
FeO	4,17	4,67	3,56	1,51	4,24	3,23
MnO	0,22	0,20	0,20	0,03	0,08	0,15
NiO	0,09	0,14	0,11	0,10	0,17	0,12
CoO	0,006	0,009	0,006	0,004	0,007	0,007
MgO	24,19	22,78	23,05	24,65	20,66	22,66
CaO	12,90	11,22	11,94	12,49	13,32	12,08
Na_2O	0,15	0,06	0,05	0,40	0,15	0,10
K_2O	0,00	Сл.	Сл.	0,08	0,15	0,10
P_2O_5	0,078	0,000	0,023	0,004	0,015	0,023
$S_{вал}$	0,014	0,014	0,014	0,011	0,008	0,011
П. п. п.	4,92	3,60	2,90	3,37	3,55	3,06
Сумма	100,058	99,853	99,733	99,899	100,31	99,861
H_2O^-	0,48	0,35	0,43	0,27	0,52	0,20
CO_2	0,22	0,11	0,14	0,11	0,33	0,22
M/F	7,19	6,52	8,18	20,00	6,34	7,98
Mg/Si	0,74	0,62	0,61	0,68	0,57	0,61
FeO′	5,47	5,88	4,74	2,00	5,32	4,81

Примечание. Химические формулы горных пород (по Т. Барту).

Тремолититы

1. $K_0Na_3Ca_{126}Mg_{329}Mn_2Fe^{2+}_{32}Fe^{3+}_{10}Al_{31}Ti_2Si_{443}[O_{1300}(OH)_{300}]$,
2. $K_0Na_1Ca_{110}Mg_{310}Mn_2Fe^{2+}_{36}Fe^{3+}_{9}Al_{10}Ti_0Si_{500}[O_{1380}(OH)_{220}]$,
3. $K_0Na_1Ca_{117}Mg_{315}Mn_2Fe^{2+}_{27}Fe^{3+}_{9}Al_4Ti_1Si_{513}[O_{1423}(OH)_{177}]$,

Нефриты

4. $K_1Na_7Ca_{121}Mg_{333}Mn_1Fe^{2+}_{11}Fe^{3+}_{4}Al_{30}Ti_0Si_{487}[O_{1396}(OH)_{204}]$,
5. $K_2Na_3Ca_{130}Mg_{280}Mn_1Fe^{2+}_{32}Fe^{3+}_{8}Al_{27}Ti_1Si_{492}[O_{1384}(OH)_{216}]$,
6. $K_1Na_2Ca_{118}Mg_{308}Mn_1Fe^{2+}_{25}Fe^{3+}_{12}Al_6Ti_0Si_{510}[O_{1414}(OH)_{186}]$.

1 — обр. С-43а-241,4, Саянское месторождение хризотил-асбеста, скв. 43а, гл. 241,4 м, тремолитит зеленовато-белый из зоны контакта антигоритовых серпентинитов с черными сланцами чингинской свиты; 2—обр. С-43а-62, там же, скв. 43а, гл. 62 м, тремолитит светло-зеленого цвета из зоны контакта рассланцованных серпентинитов с зеленокаменно измененными основными эффузивами; 3 — обр. С-46-132, там же, скв. 46, гл. 132 м, тремолитит светло-зеленого цвета в контакте с кварцитами чингинской свиты; 4 — обр. 1015, центр Коярдского дунит-гарцбургитового ядра, нефрит зеленовато-белый в контакте с родингитами; 5 — обр. 199, руч. Левый Коярд, нефрит грязно-зеленого цвета в контакте с эвкритовым габбро; 6 — обр. С-46-132,6, Саянское месторождение хризотил-асбеста, скв. 46, гл. 132,6 м, нефрит болотно-зеленого цвета в зоне контакта серпентинитов с измененными эффузивами. Анализы выполнены в лаборатории Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой.

CaO (11,22—13,32%) и бóльшим — MgO (20,66—24,65%). В некоторых анализах тремолититов и нефритов отмечается повышенное содержание TiO_2 (0,10—0,36%) и щелочей (Na_2O+K_2O). В этом отношении они отличаются от первичных ультрабазитов Иджимского массива и имеют некоторое сходство с антигоритовыми серпентинитами, залегающими вблизи алюмосиликатных пород (см. табл. 38). Отношение магния к железу в тремолититах и нефритах характеризуется большим разбросом

цифр: от 6,34 до 20. В этих породах присутствуют заметные содержания хрома (Cr_2O_3—0,08—0,18%) и никеля (NiO—0,09—0,17%), что свидетельствует о принадлежности их к продуктам метасоматической переработки именно ультрабазитов. Результаты пересчетов, по Т. Барту, показывают, что при тремолитизации (нефритизации) серпентинитов происходит привнос ионов Ca, Na, Si, Al, иногда K и Ti и вынос Mg и воды. Увеличение количества привносимых элементов за счет окиси магния и воды приводит к перераспределению железа, никеля и кобальта с образованием среди тремолититов гнезд и жилообразных тел магнетита, ассоциирующего с сульфидами и арсенидами никеля.

Хлорититы, как показывают результаты химического анализа (табл. 56, ан. 1), полностью соответствуют своему минеральному составу. Они характеризуются наиболее низким содержанием кремнекислоты (SiO_2—30,90%) и заметно обогащены окисью магния (MgO—33,43%), глиноземом (Al_2O_3 — 19,24%) и водой (п. п. п. 12,97%). В мономинеральных хлорититах кальций не обнаружен, а содержание валового железа ($FeO+Fe_2O_3$) составляет 2,26%, что свидетельствует о слабой железистости и высокой магнезиальности хлорита. Отношение магния к кремнию в хлорититах (Mg/Si 1,61) близко к таковому в материнских гарцбургитах (Mg/Si—1,59, см. табл. 38).

Цоизит-хлоритовые породы (табл. 56, ан. 2) отличаются от мономинеральных хлорититов присутствием окиси кальция (2,91%), повышенным содержанием глинозема (21,42%), щелочей (Na_2O — 0,33%) и пониженным — магния (MgO 25,85%). В серпентинсодержащих хлорититах (см. табл. 56, ан. 3) отношение Mg/Si равно 1,53. Хлорититы и существенно хлоритовые породы содержат окись никеля (до 0,25%), окись кобальта (до 0,014%) и трехокись хрома (до 0,14%), что свидетельствует об образовании этих пород по высокомагнезиальным ультрабазитам. От последних хлоритсодержащие породы заметно отличаются повышенным содержанием глинозема и TiO_2 (0,11—0,22%).

Талькиты и тальксодержащие породы. Химический состав талькитов (табл. 57, ан. 1—3) по сравнению с составом серпентинитов характеризуется более высоким содержанием SiO_2 (58,46—

Таблица 56

Химический состав апосерпентинитовых хлорититов Иджимского массива

Окисел	1	2	3	Окисел	1	2	3
SiO_2	30,90	30,86	34,84	CaO	0,00	2,91	0,00
TiO_2	0,11	0,22	0,19	Na_2O	0,05	0,33	0,05
Al_2O_3	19,24	21,42	11,50	K_2O	0,05	Сл.	0,05
Cr_2O_3	0,14	0,12	0,04	P_2O_5	0,007	0,007	0,15
Fe_2O_3	0,32	0,65	1,76	$S_{вал}$	0,007	0,012	0,005
FeO	1,94	4,88	2,01	П. п. п.	12,97	12,21	13,32
MnO	0,014	0,034	0,14	Сумма	99,433	99,693	100,139
NiO	0,25	0,18	0,24	H_2O^-	0,28	0,36	0,70
CoO	0,005	0,01	0,014	CO_2	0,11	0,08	0,22
MgO	33,43	25,85	35,83	Mg/Si	1,61	1,25	1,53

Примечание. Химические формулы хлорититов (по Т. Барту):

1. $K_1Na_1Ca_0Mg_{416}Mn_{0,1}Fe^{2+}_{14}Fe^{3+}_{2}Al_{190}Ti_1Si_{258}[O_{877}(OH)_{723}]$,
2. $K_0Na_5Ca_{27}Mg_{328}Mn_{0,2}Fe^{2+}_{35}Fe^{3+}_{4}Al_{215}Ti_1Si_{263}[O_{906}(OH)_{694}]$,
3. $K_1Na_1Ca_0Mg_{443}Mn_1Fe^{2+}_{14}Fe^{3+}_{11}Al_{112}Ti_1Si_{289}[O_{863}(OH)_{737}]$,

1 — обр. 1038, мономинеральный хлоритит крупночешуйчатый, центр Коярдского дунит-гарцбургитового ядра; 2 — обр. 1038-1 , цоизит-хлоритовая порода, там же; 3— обр. 1052-1, серпентин-хлоритовая порода в контакте с везувиановым родингитом, Саянское месторождение хризотил-асбеста.

Таблица 57

Химический состав талькитов и тальксодержащих пород Иджимского массива

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO_2	58,94	58,46	58,50	57,20	49,56	33,58
TiO_2	Не опр.	Не опр.	0,06	0,035	0,06	0,00
Al_2O_3	0,30	0,88	2,10	0,50	1,32	1,42
Cr_2O_3	0,25	0,31	0,00	0,21	0,29	0,28
Fe_2O_3	0,99	0,71	3,67	1,68	0,80	1,84
FeO	4,23	4,58	2,68	3,10	4,31	2,80
MnO	0,05	0,04	Сл.	0,06	0,08	0,05
NiO	Не опр.	Не опр.	0,00	0,19	0,073	0,19
CoO	»	»	Не опр.	0,010	0,006	0,011
MgO	28,63	28,36	24,82	26,28	32,63	29,88
CaO	0,62	0,79	0,36	7,04	2,18	1,11
Na_2O	Не опр.	Не опр.	0,95	0,04	0,50	0,05
K_2O	—	—	1,02	0,00	0,071	0,00
$S_{вал}$	0,075	0,012	0,00	0,003	0,007	0,04
П. п. п.	5,78	6,16	4,91*	4,28	8,26	28,36
Сумма	99,865	100,302	99,07	100,628	100,137	99,611
FeO′	5,12	5,22	5,98	4,61	5,03	4,46

Примечание. 1,2 — талькиты, р. Иджим (по материалам Г. А. Гревцова, 1959 г.), 3— обр. 90, р. Иджим, талькит (по материалам В. П. Еремеева и А. К. Сибилева, 1969, лаб. ИГЕМ АН СССР); 4 — обр. С-33-14, Саянское месторождение хризотил-асбеста-скв. 33, гл. 14 м, Саянское месторождение хризотил-асбеста, антигорит-тремолит-тальковая порода; 5 — обр. 1015-2, центр Коярдского дунит-гарцбургитового ядра, отальк ованный и тремолитизированный антигоритовый серпентинит; 6 — обр. 29016-1, р. Коярд кварц-тальк-карбонатная порода. Анализы 4, 5 и 7 выполнены в лаб. Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой. Звездочкой обозначено содержание H_2O^+.

58,94%) и пониженным количеством MgO (24,82—28,63%). Содержание валового железа ($FeO+Fe_2O_3$) в талькитах изменяется в узком пределе (5,22—6,35%). В этих породах, в частности, обнаруживаются повышенные концентрации щелочей (Na_2O до 0,95%, K_2O до 1,02%) и первые десятые доли процента трехокиси хрома (до 0,31%).

Антигорит-тремолит-тальковые породы (табл. 57, ан. 4), отальк ованные серпентиниты (ан. 5) и кварц-тальк-карбонатные породы (ан. 6) содержат больше окиси кальция (1,11—7,04%), чем талькиты (0,36—0,79%). В связи с содержанием в лиственитах (табл. 57, ан. 6) магнезита, брейнерита и доломита, они характеризуются и гораздо большими потерями при прокаливании (п. п. п. 28,36%). Следует также подчеркнуть, что подвергнутые химическому анализу талькиты и тальксодержащие породы содержат в своем составе никель (до 0,19%) и хром (до 0,31%), что свидетельствует об образовании их по гипербазитам.

Отальк ование серпентинитов сопровождается значительным привносом Si и выносом Mg и воды. Не менее характерен для этого процесса также привнос с Na и K. В условиях высокого химического потенциала углекислоты (CO_2) (значит, и высокого давления) осуществляется карбонатизация серпентинитов с образованием типичных лиственитов (кварц-тальк-карбонатные породы).

Источником кремнезема, необходимого для отальк ования серпентинитов, очевидно, являлись вмещающие породы. Такой точки зрения на генезис тальковых месторождений придерживаются многие исследователи (Phillips, Hess, 1936; Коржинский, 1955; Романович, 1955; и др.). Вмещающие породы, по-видимому, можно рассматривать и в качестве поставщика для талькообразующих растворов CO_2, Na_2O и K_2O.

Габброиды. Химический состав габброидов, ассоциирующихся с ультрабазитами Иджимского массива, иллюстрируется силикатными анализами всех главнейших разновидностей основных пород (табл. 58).

Плагиоклазсодержащие пироксениты (табл. 58, ан. 1), эвкритовые габбро (ан. 2—4), габбро-нориты (ан. 5) по сравнению с нормальными габбро (ан. 6) заметно обеднены кремнеземом, титаном, алюминием и щелочами и соответственно обогащены магнием и кальцием.

1. Плагиоклазсодержащие пироксениты — эвкритовые габбро — габбро-нориты и нормальные габбро образуют непрерывный химический ряд, в котором место наиболее основных пород (малые значения «*a*» и высокие — «*b*») занимают первые две разновидности пород.

2. Для всей группы габброидов характерны высокие значения параметра «*c*» (10,7—11,6), что свидетельствует о повышенных содержаниях кальция, входящего в алюмосиликаты основных пород.

3. Относительная магнезиальность пород возрастает в ряду: нормальные габбро ($m'/f'=1,3$) — габбро-нориты ($m'/f'=2,4$) — эвкритовые габбро ($m'/f'=2,7-2,8$) — плагиоклазсодержащие пироксениты ($m'/f'=3,8$).

4. Для химического состава габброидов весьма характерна низкая общая железистость ($FeO'=5,61-8,46\%$) и закономерное увеличение железистости темноцветных компонентов (f') по мере уменьшения относительной магнезиальности пород.

5. Наиболее высокие значения параметра a/c характерны для нормальных габбро ($a/c=0,7$), что указывает на повышенную роль щелочей в этих породах по отношению к Ca и Al. Сумма щелочей в нормальных габбро составляет 3,59%, а в габбро-норитах, эвкритовых габбро и пироксенитах она не превышает 1,54%. Габброидные породы отличаются повышенным значением параметра «*n*» (78,5—100), что свидетельствует о весьма малой доле калия в сумме щелочей (K_2O—0,00—0,49%).

6. Относительно низкие значения характеристики t (0,5 — в нормальных габбро, 0,1—0,2 — в других разновидностях габброидов) отражают общую резко пониженную титанистость изученных пород. Содержание TiO_2 составляет: в нормальных габбро 0,36%, а в более магнезиальных разновидностях основных пород оно колеблется в пределах 0,04—0,14%.

7. Нормальные габбро отличаются несколько повышенными значениями параметра φ, что указывает на более высокую степень окисленности этих пород по сравнению с габброидами «переходного» слоя (плагиоклазсодержащие пироксениты, эвкритовые габбро, габбро-нориты).

Спектральным полуколичественным анализом в зеленокаменных габброидах установлены следующие элементы-примеси: Cr, Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Mo, V, Ga, Zr и Sr, а в альбитизированных габбро — также и As (0,006—0,02%). Не были обнаружены: B, Ba, Ag, W, Bi, Li, Be, La и Ge. Золотометрическим анализом в четырех пробах из шести установлено присутствие в габброидах 0,001—0,04 г/т золота.

От нормальных габбро габброиды переходной зоны отличаются повышенным содержанием Cr_2O_3 (0,06—0,12%), NiO и CoO.

В химическом отношении породы дайкового комплекса (см. табл. 58, ан. 7) близки к габброидам переходной зоны, отличаясь лишь несколько повышенной общей железистостью ($FeO'=8,19\%$) и заметно пониженной щелочностью. На диаграмме состава щелочи железо—магний (рис. 12) отчетливо видна щелочная тенденция в эволюции составов для пород габброидного комплекса. Характерно кучное расположение анализов с незначительными колебаниями железистости и магнезиальности и сопоставимой щелочностью. Несколько удалены от магнезиального конца только нормальные габбро (рис. 13, точка 5). Параллельно возраста-

Таблица 58

Химический состав габброидов, ассоциирующихся с ультрабазитами Иджимского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	42,46	42,32	45,28	46,54	47,32	49,41	44,5
TiO_2	0,11	0,04	0,06	0,14	0,06	0,36	0,34
Al_2O_3	16,41	18,40	17,06	18,07	19,07	21,84	11,93
Cr_2O_3	0,06	0,06	0,12	Не опр.	0,12	0,04	Не опр.
Fe_2O_3	1,69	2,60	2,79	0,19	3,17	3,33	2,11
FeO	4,09	4,28	5,25	7,16	3,84	3,77	6,29
MnO	0,09	0,18	0,12	0,13	0,10	0,09	0,14
MgO	12,17	10,20	12,20	11,21	9,31	5,00	13,71
CaO	18,28	16,98	12,87	12,37	13,21	10,51	15,98
Na_2O	0,28	1,10	0,90	0,89	1,54	3,10	0,20
K_2O	0,10	0,23	0,00	0,35	0,00	0,49	0,00
P_2O_5	0,01	0,03	0,05	0,02	0,02	Не опр.	0,05
$S_{вал}$	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	»	0,01
П. п. п.	3,96	3,18	3,82	3,38	2,40	1,97	4,70
Сумма	99,72	99,61	100,53	100,46	100,17	99,91	99,96
FeO′	5,61	6,62	7,76	7,33	6,69	6,77	8,19
Соотношение весовых количеств железа, магния и щелочей, %							
FeO	30,9	36,5	37,2	37,0	38,1	44,0	37,1
MgO	67,0	56,2	58,5	56,7	53,1	32,6	62,0
Na_2O+K_2O	2,1	7,3	4,3	6,3	8,8	23,4	0,9
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
a	0,7	2,9	2,0	2,6	3,6	8,2	0,4
c	11,0	11,5	10,7	11,2	11,6	11,2	7,6
b	38,7	35,1	34,3	31,3	28,5	18,4	42,0
S	49,6	50,5	52,9	54,9	56,3	61,2	50,0
c′	30,8	29,1	15,7	13,9	18,4	11,5	27,2
f	14,4	19,3	22,4	23,4	23,7	38,5	18,4
m′	54,8	51,6	61,9	62,7	57,9	50,0	54,4
n	78,5	87,9	99,9	79,4	100,0	90,6	100
t	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,5	0,5
y	3,8	6,6	7,1	0,5	10,0	16,8	4,2
Q	−12,9	−16,2	−8,9	−6,6	−6,0	−5,2	−8,4
a/c	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,7	0,05
m′/f′	3,8	2,7	2,8	2,7	2,4	1,3	3,0

Примечание. Химические формулы метагаббродов (по Т. Барту):

Зеленокаменно измененный плагиоклазсодержащий пироксенит.

1. $K_1Na_4Ca_{183}Mg_{170}Mn_1Fe^{2+}_{32}Fe^{3+}_{12}Al_{181}Ti_1Si_{397}[O_{1353}(OH)_{247}]$.

Зеленокаменно измененные эвкритовые габбро.

2. $K_3Na_{20}Ca_{172}Mg_{144}Mn_1Fe^{2+}_{34}Fe^{3+}_{19}Al_{205}Ti_0Si_{400}[O_{1399}(OH)_{201}]$,
3. $K_0Na_{16}Ca_{127}Mg_{167}Mn_1Fe^{2+}_{40}Fe^{3+}_{19}Al_{185}Ti_0Si_{416}[O_{1366}(OH)_{234}]$,
4. $K_4Na_{16}Ca_{122}Mg_{154}Mn_1Fe^{2+}_{55}Fe^{3+}_{1}Al_{196}Ti_1Si_{428}[O_{1397}(OH)_{207}]$.

Зеленокаменно измененный габбро-норит.

5. $K_0Na_{28}Ca_{131}Mg_{128}Mn_1Fe^{2+}_{30}Fe^{3+}_{22}Al_{208}Ti_0Si_{438}[O_{1452}(OH)_{148}]$.

Зеленокаменное габбро.

6. $K_6Na_{55}Ca_{104}Mg_{69}Mn_1Fe^{2+}_{29}Fe^{3+}_{23}Al_{237}Ti_2Si_{456}[O_{1476}(OH)_{121}]$.

Габбро-диабаз дайкового комплекса.

7. $K_0Na_4Ca_{160}Mg_{190}Mn_1Fe^{2+}_{49}Fe^{3+}_{15}Al_{131}Ti_2Si_{415}[O_{1308}(OH)_{292}]$.

1 — обр. 1005, цоизитизированный пироксенит (диопсид, гроссуляр, цоизит, клинохлор, пренит, баститизированный ортопироксен, рудный), кроме того, содержит NiO—0,053%, CoO—0,005%, р. Коярд; Зеленокаменно измененные эвкритовые габбро (2—4); 2 — обр. 1447-4, уралитизированное и цоизитизированное эвкритовое габбро (содержит Ni—0,04%, CoO—0,006%), р. Иджим; 3 — обр. 4626, измененное эвкритовое габбро, р. Омул; 4 — обр. 2056, эвкритовое габбро, междуречье Омул—Блялик; 5 — обр. 3366, цоизитизированный и скаполитизированный габбро-норит (плагиоклаз, замененный альбитом, цоизитом, скаполитом, хлоритом и актинолитом, гранатизированный диаллаг, серпентинизированный ортопироксен). Метагаббро (6—7); 6 — обр. 51, нормальное габбро (плагиоклаз, пироксены, амфиболы, эпидот, хлорит, апатит, кварц), р. Иджим; 7 —обр. П-35, дайка габбро-диабаза. Анализы 1—5 выполнены в лаборатории Тувинской ГРЭ КГУ Ф. Ф. Мухтаровой (ан. 7 по материалам Я. В. Сарбаа, 1973), анализ 6 — в лаб. ИГЕМ АН СССР (материалы В. П. Еремеева и А. К. Сибилева, 1969).

нию роли железа в этих породах увеличивается и содержание щелочей.

Изученные габброиды переходной зоны выделяются среди большой группы пород габброидного комплекса, ассоциирующегося с гипербазитами, своими петрохимическими особенностями. Поэтому известно небольшое количество аналогов в офиолитовых комплексах Саяно-Байкальской складчатой области. Почти идентичные габброиды, обладающие общей низкой железистостью и титанистостью и высокой магнезиальностью, слагают, например, Хуша-Гольский массив Восточного Саяна (Глазунов и др., 1973). Габброиды здесь ассоциируют с оспинско-китойскими ультрабазитами, с которыми связано Ильчирское месторождение хризотил-асбеста (Лодочников, 1936, и др.) и целый ряд проявлений нефрита (Пинус, Колесник, 1966; и др.), что свидетельствует также и о большом сходстве сопоставляемых регионов и в минерагеническом отношении. Аналогом нормальных габбро являются, например, габброиды Кызыр-Бурлюкского массива (Коллеганов, 1973), расположенного в северной части Куртушибинского офиолитового пояса.

Апогаббroидные родингиты. Представление о химическом составе апогаббroидных родингитов дают результаты анализов, помещенные в табл. 59. Существенно везувиановые родингиты (табл. 59, ан. 1, 2) характеризуются наиболее высокими содержаниями извести (32,34—32,76%) и глинозема (16,72—17,16%) и низкими — окиси маг-

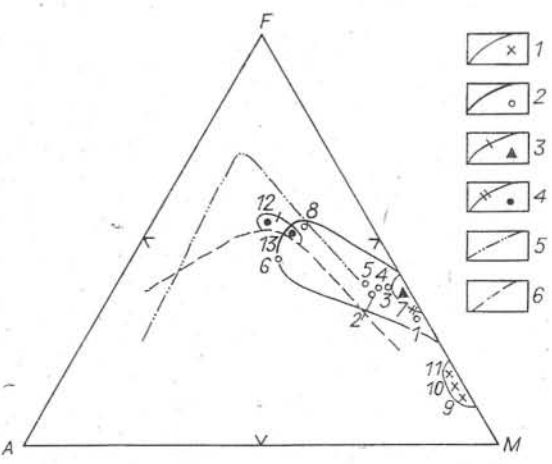


Рис. 13. Диаграмма состава щелочи железо — магний (AFM) для офиолитовых ассоциаций Куртушибинского хребта (Западный Саян).

1 — дунит-гарцбургитовый комплекс; *2* — габброиды (пироксениты, эвкриты, габбро-нориты, габбро); *3* — комплекс параллельных даек; *4* — вулканические породы (спилиты, диабазы); *5* — граница между толеитовыми сериями — сверху и известково-щелочными — снизу (Irvine, Baragar, 1971, фиг. 2); *6* — линия дифференциации гавайских толеитов. Линиями показаны ареалы распространения пород каждого комплекса. Цифры на диаграмме: *1—7* соответствуют табл. 58; *8* — габброиды Кызыр-Бурлюкского массива (северная часть Куртушибинского хребта), среднее по 14 анализам (Коллеганов, 1973); *9 — 11* — ультрабазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) Иджимского массива; *12* — спилит, обр. С-43а-150, Саянское месторождение асбеста; *13* — спилит-диабазовый комплекс Куртушибинского пояса, среднее по 20 анализам (Добрецов, Пономарева, 1976).

Таблица 59

Химический состав апогабброидных родингитов Иджимского массива, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	38,44	39,80	41,26	40,40	36,92
TiO_2	0,52	0,17	0,67	1,09	0,50
Al_2O_3	17,16	16,72	14,83	10,47	7,44
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,11	0,14
Fe_2O_3	1,29	1,13	1,08	3,12	5,29
FeO	0,57	0,86	5,21	4,84	6,20
MnO	0,12	0,13	0,36	0,13	0,17
NiO	0,02	0,03	0,02	0,04	Не опр.
CoO	Сл.	0,003	0,003	0,005	»
MgO	5,59	5,89	8,98	13,71	24,55
CaO	32,76	32,34	24,57	21,77	8,92
Na_2O	0,11	0,13	0,13	0,19	0,14
K_2O	0,08	0,11	0,10	Сл.	0,07
P_2O_5	0,004	0,03	0,06	0,07	Не опр.
$S_{вал}$	0,00	0,005	0,01	0,01	SO_3=0,28
П. п. п.	2,90	2,53	2,70	4,21	9,81
Сумма . . .	99,564	99,878	99,983	100,165	100,43
H_2O^-	0,08	0,13	0,17	0,17	1,13
CO_2	0,06	0,06	0,00	0,16	Не опр.
FeO′	1,73	1,88	6,18	7,65	10,96

Примечание. Химические формулы родингитов (по Т. Барту):

1. $K_2Na_2Ca_{344}Mg_{82}Mn_1Fe^{2+}_5Fe^{3+}_{10}Al_{198}Ti_4Si_{376}[O_{1411}(OH)_{189}]$,
2. $K_1Na_2Ca_{338}Mg_{86}Mn_1Fe^{2+}_7Fe^{3+}_8Al_{198}Ti_1Si_{389}[O_{1435}(OH)_{165}]$,
3. $K_1Na_2Ca_{256}Mg_{130}Mn_3Fe^{2+}_{42}Fe^{3+}_8Al_{170}Ti_5Si_{461}[O_{1425}(OH)_{175}]$,
4. $K_0Na_4Ca_{223}Mg_{195}Mn_1Fe^{2+}_{39}Fe^{3+}_{22}Al_{118}Ti_8Si_{387}[O_{1331}(OH)_{269}]$,
5. $K_1Na_2Ca_{86}Mg_{331}Mn_1Fe^{2+}_{47}Fe^{3+}_{36}Al_{79}Ti_3Si_{329}[O_{1009}(OH)_{591}]$.

1 — обр. 1052-4, существенно везувиановый родингит (везувиан 80%, диопсид 17%, гранат, сфен, антигорит), Саянское месторождение, канава 46; 2 — обр. 1052-2, существенно везувиановый родингит, там же; 3 — обр. 198, аподиабазовый существенно везувиановый родингит, руч. Левый Коярд; 4 — обр. С-54-110, родингит (везувиан, гранат, хлорит, пренит), там же, скв. 54, гл. 110 м; 5 — образец без номера (по В. П. Еремееву, А. К. Сибилеву, 1969), родингит (пренит, хлорит, серпентинит, гранат, везувиан), Саянское месторождение хризотил-асбеста, р. л. 18.

ния (5,59—5,89%) и воды (п. п. п. 2,53—2,90%). В химизме родингитов этого типа обращает на себя внимание также пониженное содержание суммарного железа (FeO′ — 1,73—1,88%), причем наблюдается преобладание окисного железа над закисным. Содержание окиси титана в них не постоянно и колеблется от 0,17 до 0,52%, хром не обнаружен.

Существенно хлоритовые родингиты (табл. 59, ан. 5) отличаются от везувиановых более высокими содержаниями окиси магния (24,55%), суммарного железа ((FeO′—10,96%) и воды (п. п. п. 9,81%) и резко пониженными количествами окиси кальция (8,92%) и глинозема (7,44%), а также присутствием трехокиси хрома (0,14%).

Родингиты третьего типа (см. табл. 59, ан. 3—4) имеют промежуточный состав между их двумя крайними разновидностями (везувиановыми и хлоритовыми).

Результаты пересчетов по Т. Барту показывают, что при замещении центральных частей тел зеленокаменно измененных плагиоклазсодержа-

щих пироксенитов везувианом происходит значительный привнос Ca и вынос Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+} и воды. Высвобождающееся при переходе пироксенита в везувиановый родингит какое-то количество Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+} идет на образование в краевых частях пироксенитовых тел хлоритовых родингитов. В то же время из хлоритовой зоны выносятся в соседние участки Ca, Al и Si. Существенное повышение магнезиальности пород при изменении краевых частей пироксенитовых тел, вероятно, связано также с заимствованием части магния, выносимого из ультраосновных пород в процессе их серпентинизации. Из алюмосиликатных пород навстречу привносимому из ультрабазитов магнию диффундировали Ca, Al и Si, что приводило к образованию апогипербазитовых диопсидитов, тремолититов и хлорититов.

Изучение геологического положения, минералогии и химизма апогаббroидных родингитов, сопровождающихся оторочками апосерпентинитовых метасоматитов, позволяет нам сделать вывод о биметасоматическом (по Д. С. Коржинскому) их происхождении. Образование апогаббroидных родингитов тесно связано с процессами серпентинизации вмещающих ультраосновных пород (Меренков, 1957; Пинус и др., 1958; Кузнецова, 1963; Добрецов, 1977; Coleman, 1963, 1967; и др.). Высокотемпературные родингиты возникли в досерпентиновую стадию метаморфизма гипербазитов (Добрецов, 1977).

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ, АПОСПИЛИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Химический состав главнейших пород чингинской свиты (сланцы, кварциты, известняки, доломиты, спилиты) показан в табл. 60. Особенности химизма вулканитов офиолитового комплекса выражаются в их

Таблица 60

Химический состав горных пород чингинской свиты

Окисел	Кремнистый сланец, обр. К-2-1	Кварцит, обр. 42	Известняк, обр. С-37-40	Доломит, обр. К-19	Спилиты	
					обр. С-43а-150	обр. С-43а-155
SiO_2	80,46	94,78	12,10	4,98	44,59	43,04
TiO_2	0,25	0,05	0,065	0,025	3,74	3,52
Al_2O_3	5,18	0,34	0,47	0,09	15,47	16,44
Cr_2O_3	Сл.	0,015	Сл.	Сл.	0,024	0,044
Fe_2O_3	2,97	0,60	0,33	0,48	1,84	2,73
FeO	2,94	0,83	1,00	0,36	11,06	11,50
MnO	0,17	0,028	0,04	0,04	0,16	0,14
NiO	0,002	0,012	0,012	0,02	0,01	0,08
CoO	0,011	0,002	0,004	0,004	0,006	0,009
MgO	2,72	1,60	7,83	17,86	5,79	5,89
CaO	0,98	0,55	42,07	33,17	6,25	5,41
Na_2O	0,44	0,12	0,09	0,01	4,34	3,56
K_2O	0,44	Сл.	0,00	0,00	0,95	1,25
P_2O_5	0,05	0,09	0,023	0,028	0,35	0,46
S	0,004	0,03	0,00	0,001	0,016	0,174
П. п. п.	1,47	0,69	35,67	42,42	5,77	5,56
Сумма	98,087	99,726	99,704	99,488	100,366	100,607
H_2O^-	0,25	0,16	0,13	0,09	0,08	0,42
CO_2	0,11	0,03	35,21	42,30	2,14	0,49

Примечание. Обр. К-2-1 — Саянское месторождение, канава 2; обр. 42— канава 42; обр. С-37-40 — скв. 37, гл. 40 м; обр. К-19 — канава 19; обр. С-43а-150 — скв. 43а, гл. 150 м; обр. С-43а-155 — скв. 43а, гл. 155 м. Лаб. Тувинской ГРЭ (аналитик Ф. Ф. Мухтарова).

Таблица 61

Химический состав апоспилитовых метасоматитов Иджимского массива, вес. %

Компонент	Спилит	Клиноцоизитовая зона		Клинопироксеновая зона		Альбитовая зона	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,58	40,84	45,84	52,00	53,48	60,54	51,66
TiO_2	3,74	1,72	0,41	1,20	0,73	0,43	1,04
Al_2O_3	15,47	15,84	12,29	7,64	8,37	13,32	9,36
Cr_2O_3	0,024	0,07	0,044	Сл.	0,023	0,02	0,071
Fe_2O_3	1,84	6,07	3,52	4,16	2,08	1,12	2,68
FeO	11,06	5,60	5,89	5,31	8,91	5,17	12,39
MnO	0,16	0,26	0,42	0,46	0,51	0,18	0,56
NiO	0,01	0,03	0,081	0,001	0,018	0,016	0,044
CoO	0,006	0,005	0,006	0,006	0,009	0,003	0,013
MgO	5,79	7,84	6,25	8,36	5,04	3,02	6,59
CaO	6,25	20,89	23,83	15,54	15,84	7,71	6,28
Na_2O	4,34	0,41	0,10	2,98	3,13	7,14	5,56
K_2O	0,95	0,33	0,00	0,22	Сл.	0,10	0,20
P_2O_5	0,35	0,27	0,083	0,19	0,22	0,09	0,25
$S_{вал}$	0,016	0,06	0,005	0,00	0,08	0,01	0,11
П. п. п.	5,77	2,50	1,43	2,05	1,23	0,77	3,58
Сумма . . .	100,356	99,735	100,199	100,117	99,67	99,639	100,388
H_2O^-	0,08	0,43	0,03	0,87	0,34	0,34	0,23
CO_2	2,14	0,22	0,16	0,03	0,08	0,22	0,41
FeO′	12,72	11,06	9,06	9,05	10,78	6,18	14,80

Примечание. Химические формулы горных пород (по Т. Барту):

1. $K_{11}Na_{75}Ca_{60}Mg_{77}Mn_1Fe^{2+}_{82}Fe^{3+}_{12}Al_{162}Ti_{25}Si_{397}[O_{1257}(OH)_{343}]$,
2. $K_4Na_8Ca_{219}Mg_{70}Mn_2Fe^{2+}_{46}Fe^{3+}_{45}Al_{182}Ti_{13}Si_{399}[O_{1437}(OH)_{163}]$,
3. $K_0Na_2Ca_{250}Mg_{91}Mn_3Fe^{2+}_{48}Fe^{3+}_{26}Al_{142}Ti_3Si_{448}[O_{1507}(OH)_{93}]$,
4. $K_3Na_{55}Ca_{158}Mg_{118}Mn_4Fe^{2+}_{42}Fe^{3+}_{30}Al_{86}Ti_9Si_{499}[O_{1470}(OH)_{130}]$,
5. $K_0Na_{59}Ca_{164}Mg_{73}Mn_4Fe^{2+}_{72}Fe^{3+}_{15}Al_{95}Ti_5Si_{517}[O_{1521}(OH)_{79}]$,
6. $K_1Na_{127}Ca_{76}Mg_{41}Mn_1Fe^{2+}_{40}Fe^{3+}_{8}Al_{144}Ti_3Si_{557}[O_{1553}(OH)_{47}]$,
7. $K_2Na_{101}Ca_{63}Mg_{92}Mn_4Fe^{2+}_{97}Fe^{3+}_{19}Al_{103}Ti_7Si_{484}[O_{1377}(OH)_{223}]$.

1—обр. С-43а-150; спилит, Саянское месторождение асбеста, скв. 43а, гл. 150 м; 2—обр, С-48-117, 3 — пироксен-клиноцоизитовая порода, там же, скв. 48, гл. 117,3 м; 3 — обр. С-43-71, пироксен-клиноцоизитовая порода, там же, скв. 43, гл. 71 м; 4 — обр. К-2, гранат-везувиан-альбит-клинопироксеновая порода, там же, р. л. 42, канава 2; 5 — альбит-клинопироксеновая порода, там же, скв. 48, гл. 116,5 м; 6 — обр. клинопироксен-альбитовая порода, там же, скв. 43а, гл. 237,4 м; 7 — обр. С-43а-237,3, там же, скв. 143а, гл, 237,3 м. Анализы выполнены в лаборатории Тувинской ГРЭ под руководством Ф. Ф. Мухтаровой.

низкой глиноземистости ($Al_2O_3<17\%$), высокой титанистости ($TiO_2>1{,}5\%$), а также в преобладании натрия над калием. Содержание закисного железа (FeO—11,06—11,50%) в эффузивах резко преобладает над окисным (Fe_2O_3—1,84—2,73%).

На диаграмме AFM (рис. 13) верхняя часть офиолитовой ассоциации (зеленокаменно перерожденные основные эффузивы) представлена обособленным полем, отчетливо связанным с полем пород габброидного комплекса.

Апоспилитовые метасоматиты. Химический состав метасоматитов, возникших за счет зеленокаменно измененных основных эффузивов в зоне их контакта с гипербазитами показан в табл. 61. Простой анализ химического состава спилитов (табл. 61, ан. 1) и возникших

за их счет метасоматитов (табл. 61, ан. 2—7), даже без расчета баланса вещества, дает основание сделать следующие выводы относительно химизма протекавших процессов на границе алюмосиликатных вмещающих пород и серпентинитов.

Для процесса родингитизации спилитов в общем характерен привнос извести и кремнезема, что сопровождается выносом из горных пород части калия, титана, алюминия, воды и углекислоты. Кроме того, происходит миграция натрия из одной части разреза (клиноцоизитовая зона) в другую (альбитовая зона). В метасоматитах клиноцоизитовой зоны содержание Na_2O составляет 0,10—0,41%. Это в десятки раз меньше первоначального содержания Na_2O в спилитах (4,34%). В породах альбитовой зоны содержание Na_2O возрастает более чем в полтора раза и достигает 7,14%. Вынос калия, титана, глинозема и других компонентов происходил в сторону ультраосновных пород. Повышенные концентрации перечисленных элементов, как указывалось, отмечены и в апогипербазитовых метасоматитах (нефриты, тремолититы, тальксодержащие породы), и в самих антигоритовых серпентинитах. В лиственитах калий входит в состав фуксита.

Процесс родингитизации спилитов сопровождался также локальной миграцией железа и магния, по-видимому, не выходящей за пределы метасоматических зон.

В ходе изменения вулканитов (и осадочных пород) происходит их дегидратация (вынос H_2O) и дегазация (удаление CO_2, CO, H_2), что приводит к образованию возрожденных термальных вод (флюидов).

Глава 5

АСБЕСТОНОСНОСТЬ МАССИВА

Иджимский ультрабазитовый массив представляет собой крупное асбестоносное поле. Первые проявления хризотил-асбеста в этом массиве были выявлены еще в 1933 г. В. Д. Томашпольской (Томашпольская, Баженов, 1934) в бассейне рек Иджим и Узюп. (Иджимское «месторождение», Карантинское, Узюпское и другие мелкие проявления).

В 1934 г. А. Г. Сивов и Г. В. Пинус, на основании косвенных данных и аналогии между геологической обстановкой северной части Иджимского массива с южной высказали предположение о возможном обнаружении асбеста в бассейне рек Ореш и Коярд (Сивов, Пинус, 1934). В этом же году геолог, ныне академик, В. А. Кузнецов (1934) ставит вопрос о наличии в Западном Саяне огромного серпентинитового пояса, перспективного на асбест, хромит и другие полезные ископаемые.

Оценкой перспектив Иджимского «месторождения» хризотил-асбеста занимался в 1935 г. Н. Д. Меркурьев (Татаринов, 1936). Из-за незначительных масштабов развития асбестоносных пород этому «месторождению» была дана обоснованная отрицательная оценка.

В 1940 г. А. Г. Сивов, обобщая материалы по геологии и асбестоносности юго-восточного склона Западного Саяна, отметил, в частности, перспективность Коярдского гипербазитового массива, сложенного «перидотитами, являющимися наиболее благоприятными в части асбестообразования» (Сивов, 1940, с. 417).

Таким образом, уже в 30-х годах текущего столетия стало ясно, что гипербазиты Иджимского массива перспективны для поисков месторождений хризотил-асбеста. Столь смелая, обоснованная, в частности, прямыми находками хризотил-асбестовой минерализации, оценка перспектив асбестоносности этого массива была высказана в период, когда получили положительные геологические результаты при оценке в 1932 г. Акто-

вракского месторождения хризотил-асбеста в Западной Туве (Татаринов и др., 1934).

В обобщающих научно-исследовательских работах 60-х годов Иджимский массив уже не выдвигается в число первоочередных объектов для постановки поисковых работ на хризотил-асбест. Предпочтение в этом отношении отдавалось ультрабазитам хр. Борус (Волчок, 1960; Андреев и др., 1962; Татаринов, Еремеев, 1967), где благоприятным фактором для асбестообразования считается (Андреев и др., 1962), в частности, наличие гранитоидов, рвущих гипербазиты.

Недооценка перспектив асбестоносности Иджимского ультрабазитового массива объясняется, по нашему мнению, тем, что некоторые поисковые критерии на асбест, выработанные на месторождениях Урала, слепо переносились на новый район — Западный Саян — без учета многих особенностей геологического строения этого региона.

В 1966 г. в Иджимском массиве нами было выявлено Саянское месторождение хризотил-асбеста (Сибилев, Еремеев, 1968; Капинос, Сибилев, 1968; Еремеев, Сибилев, 1969, 1971а, б; 1972, 1974; Сибилев, 1976). В 1974 г. ГКЗ СССР утвердила по его детально разведенным участкам промышленные запасы асбестового волокна.

В изученном массиве к настоящему времени обнаружено два месторождения (Саянское, Сатпыйское) и целый ряд асбестопроявлений, заслуживших постановки оценочных работ.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Саянское месторождение

Саянское месторождение хризотил-асбеста располагается на западном склоне одного из отрогов Куртушибинского хребта (см. Приложение 1, фиг. 34) в верховьях р. Коярд. Оно находится на северном окончании Иджимского ультрабазитового массива (Орешский блок), где приурочено к мощной (до 300 м) полосе серпентинитов, с ядрами частично серпентинизированных пород дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса.

Вмещающими для асбестоносных ультрабазитов являются зеленокаменно измененные эффузивы и туфы основного состава, переслаивающиеся с кремнистыми, углисто-кремнистыми и другими сланцами (чингинская свита). Месторождение оконтурено на флангах. На глубину оно разведано горными выработками и скважинами до 500—650 м и на отдельных участках не обнаруживает заметной тенденции к выклиниванию.

Зона асбестоносных пород контролируется Контактным разломом, имеющим меридиональное простирание и крутое (80°) падение на запад.

Контактный разлом проходит по западному краю гипербазитового массива. Вдоль этого разлома ультрабазиты претерпели диопсидизацию, тремолитизацию (и нефритизацию), оталькование и серпентинизацию. Серпентиниты интенсивно рассланцованы, причем сланцеватость строго согласуется с простиранием контакта гипербазитового массива. Для вмещающих гипербазиты пород характерна альбитизация, клиноцоизитизация, клинопироксенизация (салит) и хлоритизация пород. По обе стороны от разлома, в гидротермально измененных породах часто отмечается рассеянная вкрапленность сульфидной минерализации.

Сопряженные с Контактным разломом продольные и диагональные тектонические нарушения рассекают ультраосновные породы на множество удлиненных в меридиональном направлении пластин и остроугольных клиновидных блоков. Плоскости разрывных нарушений в подавляющем большинстве случаев фиксируются интенсивным рассланцеванием пород. Мощность таких зон рассланцевания измеряется от долей до 20 м

и более. Направление рассланцовки в нарушениях часто ориентировано под острым углом к их падению. Среди гарцбургитов тектонические нарушения также часто фиксируются серпентинитами с асбестоносностью типа мелкой или крупной сетки, в участках затухания таких разрывов развиты хризотил-асбестовые жилы отороченного типа. Сместители оперяющих разломов большей частью характеризуются крутым (60—90°) наклоном к западу, т. е. в сторону Контактного разлома.

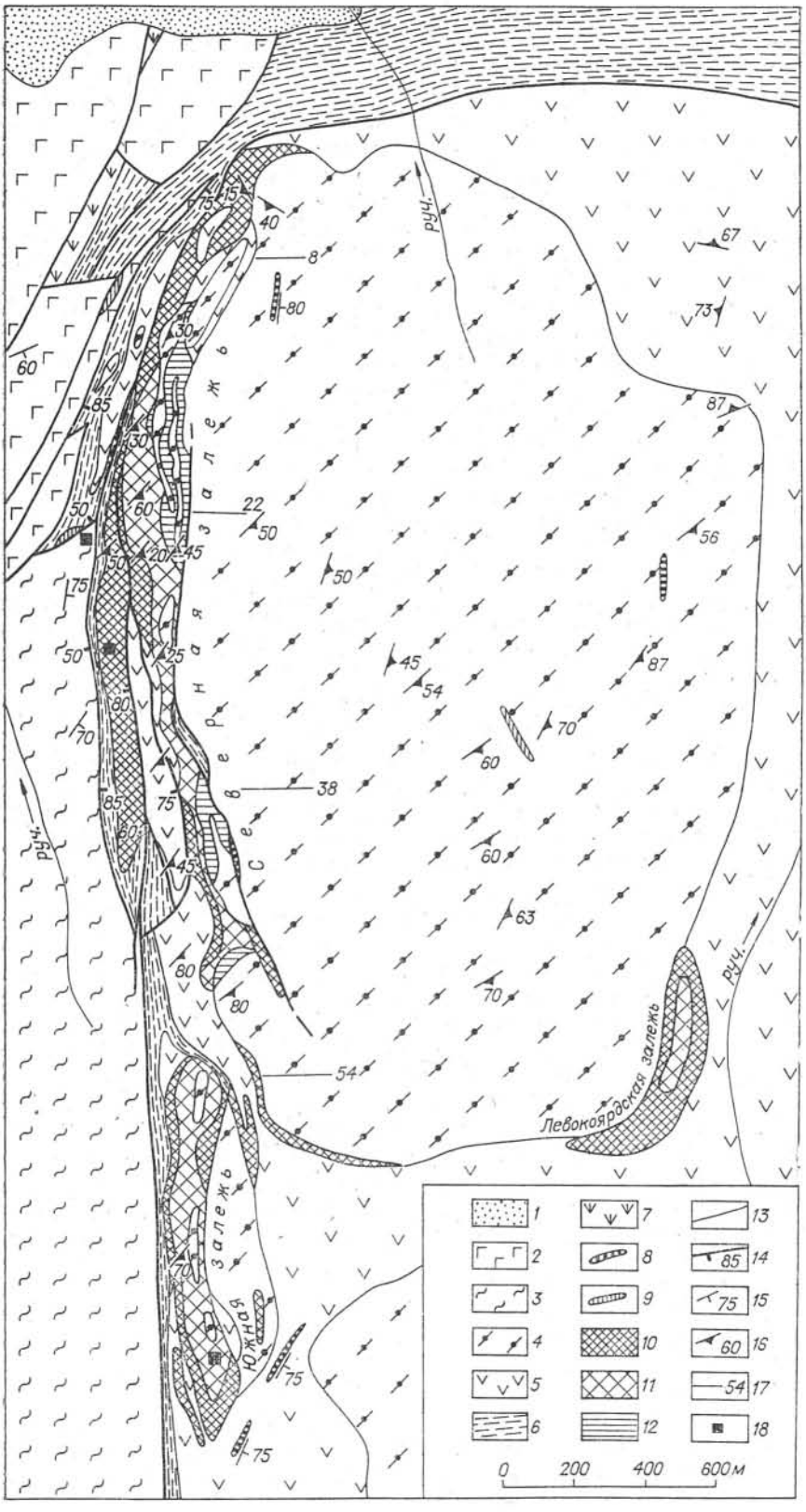
Распространены нарушения на площади месторождения весьма неравномерно. Особенно многочисленны они в северной и центральной частях месторождения. В местах наибольшего сгущения продольных разломов расстояния между ними составляют 50 м. Протяженность отдельных пластин ультраосновных пород, ограниченных разрывными нарушениями, достигает 900 м и более.

Контактный разлом, по-видимому, подновлялся в пострудное (по отношению к хризотил-асбесту) время. Однако несмотря на относительно мощное проявление альпийских тектонических подвижек в районе Саянского месторождения, пострудные деформации не привели к существенному осложнению первичных границ асбестоносных залежей. Очевидно, альпийские подвижки проявились в основном в перемещении крупных блоков пород, не затрагивая само месторождение. О перемещениях блоков пород в пострудное время свидетельствуют находки на стенках трещин растертого асбестового волокна. Замеры 100 трещин с тектонической глинкой, растертым асбестовым волокном и гипергенными минералами показывают, что пострудные трещины имеют преимущественно северо-западное простирание и круто падают на северо-восток или юго-запад.

На площади месторождения выделяются Коярдское (размером в плане 1,5×2,9 км) и «отколотое» от него Южное (0,15×0,6 км) дунит-гарцбургитовые ядра, а также серия более мелких ядер и пластин. Дунит-гарцбургитовые ядра или пластины, окруженные полосами серпентинитов, часто имеют автономное строение. Пространственное положение дунитовых полос в различных ядрах большей частью неодинаковое, последнее является свидетельством проявления дифференциальных вращательных движений.

Дунитовые полосы на участках, удаленных от Контактного разлома, характеризуются в основном моноклинальным падением их на юго-восток под углом 50—70° (рис. 14). В зоне влияния разлома направление и угол падения полосчатых текстур заметно меняются. Для северной части месторождения выделяются три преобладающих направления падения полосчатости (рис. 15, верхняя слева сферограмма, максимумы 1, 2, 4): ЮВ 120°, угол падения 16°; ЮВ 160°, угол падения 48° и ЮЗ 187°, угол падения 70°. В южной части месторождения залегание дунитовых полос имеет более выдержанный характер (азимут падения ЮВ 140°, и угол падения 78°, максимум 3). В целом полосчатость ультраосновных пород месторождения не совпадает с положением западного контакта гипербазитового массива и рудной зональностью. Относительно крупные ядра гарцбургитов, находящиеся в интенсивно рассланцованных серпентинитах, обычно не деформируются, поскольку тектонические напряжения разряжаются перемещением серпентинитов, обтекающих ядра.

Гарцбургиты разбиты пятью сериями трещин, которые образуют характерную параллелепипеидальную отдельность. Для гарцбургитов из зоны отороченных жил, например, выделяются следующие падения первичных трещин: СВ 54°, угол падения 70°; СВ 81°, угол падения 70°; СЗ 334°, угол падения 75°; СЗ 316°, угол падения 28°; СЗ 296°, угол падения 56°. Наиболее широкое развитие получили первые две системы трещин. В дунитах первичные трещины выражены слабее и обнаруживаются только в выветрелых разностях, для которых характерна тонко-


Западная залежь
Северная залежь
Южная залежь
Левобережная залежь
руч.
руч.
руч.
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
0
200
400
600 м

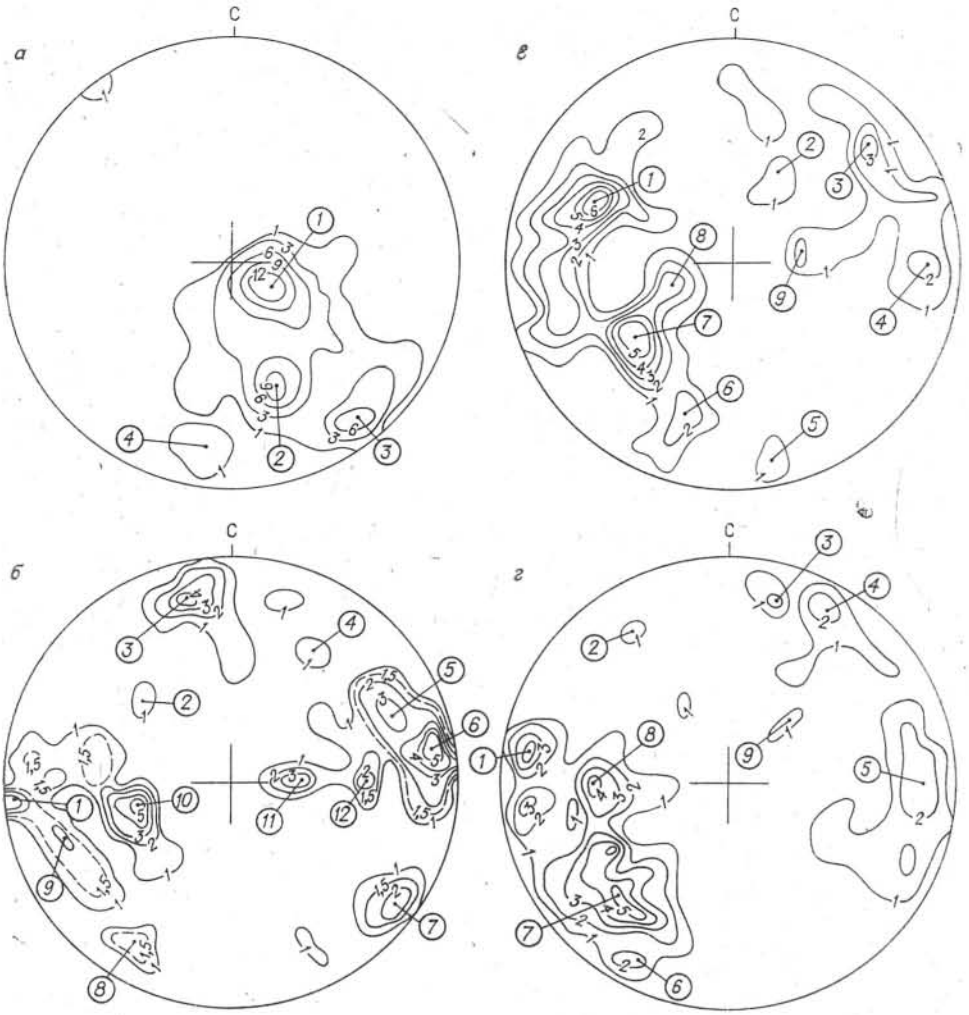


Рис. 15. Сферограммы ориентировки полосчатости ультраосновных пород и хризотил-асбестовых жил.

а — сферограмма полосчатости ультраосновных пород, 244 замера, 1—3—6—9—12%; *б* — сферограмма хризотил-асбестовых жил (мощностью более 1 мм) в зоне мелкой сетки, 233 замера, 1—2—3—4—5%; *в* — сферограмма хризотил-асбестовых жил (мощностью более 12 мм) в зоне крупной сетки, 136 замеров, 1—2—3—4—5—6%; *г* — в зоне отороченных жил, 330 замеров, 1—2—3—4—5%. Цифры в кружках — номера максимумов.

плитчатая форма отдельности. Последняя обусловлена, очевидно, субпараллельным расположением кристаллов оливина, сообщающих породе листоватость.

Жилы черного офита, возникшие в раннюю стадию серпентинизации, приурочены к следующим системам трещин: I — азимут падения 62°, угол падения 72°; II — азимут падения 86°, угол падения 80°; III — ази-

---

Рис. 14. Схематическая геологическая карта Саянского месторождения хризотил-асбеста.

1 — четвертичные отложения; *2* — основные эффузивы с редкими горизонтами углисто-кремнистых сланцев и доломитов; *3* — углисто-кремнистые, хлорит-актинолитовые сланцы; микрокварциты, редкие горизонты основных эффузивов и их туфов; *4* — дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс; *5* — серпентиниты лизардитовые, хризотил-лизардитовые; *6* — серпентиниты рассланцованные лизардит-хризотиловые; *7* — серпентиниты антигоритовые; *8* — родингиты; *9* — нефриты, тремолититы. Асбестоносные зоны: *10* — мелкая сетка; *11* — крупная сетка; *12* — отороченные жилы; *13* — геологические границы; *14* — главнейшие разломы и элементы их залегания; *15* — элементы залегания горных пород; *16* — ориентировка полосчатости; *17* — разведочная линия и ее номер; *18* — пункты сульфидной минерализации.

мут падения 0°, угол падения 75° и IV — азимут падения 15°, угол падения 35°. Подавляющее большинство жил черного офита (системы I и II) приурочено к трещинам отдельности гарцбургитов.

Среди ультрабазитов месторождения присутствуют жилообразные тела пироксенитов, габброидов и их метаморфических производных (родингиты), которые обычно ориентированы согласно с простиранием полосчатых текстур в ультраосновных породах.

Системы жил хризотил-асбеста

Замеры элементов залегания жил хризотил-асбеста, сведенные в сферограммы (см. рис. 15), позволили выявить здесь несколько систем жил (табл. 62). Главнейшие закономерности в размещении хризотил-асбестовых жил следующие.

1. Однородные по азимуту простирания группы асбестовых жил попарно сопряжены, падают в противоположные стороны (или под разными углами). Сопряженные группы жил образуют одну систему, состоящую из двух подсистем.

2. Наибольшее распространение на месторождении во всех типах асбестоносности имеют системы I и II субмеридионального и северо-западного простираний.

3. Хризотил-асбестовые жилы (системы I, II) имеют преимущественно западное падение под углом 45—89°.

Таблица 62

Системы жил хризотил-асбеста

Система жил	Мелкая сетка			Крупная сетка			Отороченные жилы		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
I	1	3	264°<89°	1	6	293°<57°	1	4	276°<79°
	6	5	80°<80°	—	—	—	—	—	—
II	9	2	250°<67°	7	5	234°<45°	7	5	225°<60°
	5	3	66°<67°	3	3	48°<69°	9	1	45°<30°
III	11	3	90°<25°	9	2	80°<25°	8	3	270°<50°
	12	2	90°<49°	4	2	89°<76°	5	2	90°<74°
IV	8	1,5	211°<73°	6	2	198°<59°	6	2	208°<79°
	4	1	32°<59°	2	1	25°<39°	4	2	29°<78°
V	10	5	256°<35°	8	3	250°<24°	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
VI	3	4	346°<73°	—	—	—	3	2	19°<74°
	—	—	—	5	1	169°<73°	—	—	—
VII	7	2	126°<80°	—	—	—	—	—	—
	2	1	312°<44°	—	—	—	2	1	328°<69°

Примечание. Цифры в головке таблицы: 1 — номер максимума, 2 — его интенсивность, 3 — залегание максимумов. Номер максимума и интенсивность на соответствующей сферограмме (см. рис. 14), элементы залегания — азимут падения, угол падения.

Структурно-морфологические особенности асбестоносных залежей

Саянское месторождение представлено тремя асбестоносными залежами: Северной, Южной и Коярдской. Первые две залежи, располагаясь последовательно в ряд, вытянуты в субмеридиональном направлении на протяжении около 4 км при ширине от 120 до 350 м, третья находится в 1,5 км к востоку от Южной залежи.

Северная залежь — крупнейшая на месторождении. На дневной поверхности обнажается в виде непрерывного линзообразного тела, слабо изогнутого в соответствии с изгибом западного крыла Коярдского дунит-гарцбургитового ядра. Длина залежи 2175 м. Мощность ее промышленной части непостоянна, меняется от 30 до 146 м и в среднем составляет 90 м. Падение залежи западное, в общем под углом 70—85°. Однако имеются и отклонения, особенно на верхних горизонтах (до глубины 100—200 м), где асбестоносная залежь круто (70°) падает на восток (участок между линиями 10—12). В своей центральной части залежь по простиранию разобщена на две ветви, которые ранее считались самостоятельными асбестоносными телами (Центральная и Новая залежи). Устанавливается резкое выклинивание залежи с глубиной на северном фланге (р. л. 2—8) и постепенное на южном (р. л. 38—42). Глубина выклинивания: по р. л. 8 — более 500 м, р. л. 2 — 90 м, р. л. 38 — 250 м, р. л. 40 — 150 м и р. л. 42 — 60 м. В центральной части залежи асбестовые руды прослеживаются до глубины 500—650 м. В целом Северная залежь с глубиной постепенно выклинивается.

Северная залежь, как и все асбестоносные залежи баженовского подтипа месторождений хризотил-асбеста, имеет зональное строение. Зоны асбестоносности развиты неодинаково.

Мелкосетчатые руды имеют преобладающее развитие на северном и южном флангах залежи и подчиненное — в центральной части, где они располагаются в ее висячем, западном, боку. На северном фланге залежи (р. л. 2—8) серпентиниты с мелкосетчатым асбестом окаймляют зону крупной сетки, во внутренней части которой иногда встречается маломощная (до 20 м) полоса перидотитов с отороченными жилами асбеста. Максимальная мощность зоны мелкой сетки — 100 м.

Зоны крупной сетки и отороченных жил наиболее развиты в центральной части залежи. В связи с тем, что мелкая сетка со стороны восточного бока залежи на этом участке выпадает, крупносетчатые и отороченные руды непосредственно контактируют с породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса Коярдского ядра (рис. 16). Мощность зон крупной сетки и отороченных жил вместе взятых достигает здесь 86 м при общей мощности залежи 100 м. Зона отороченных жил осложнена ядрами и пластинами неасбестоносных пород дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Размеры ядер по длинной оси 25—27 м, по короткой — 4—10 м. Максимальные размеры пластин в плоскости разреза: по вертикали 200 м, по мощности 5—10 м. В разрезах по р. л. 20 и 22 (см. рис. 16, *б*) асбестоносная залежь характеризуется мощным (128 м) раздувом на верхних горизонтах месторождения и резким утонением (до 20 м) — на нижних. Это обстоятельство связано с наличием на глубине крупного перидотитового блока, форма и размеры которого еще не установлены. По р. л. 26 залежь осложнена несколькими телами неасбестоносных, существенно лизардитовых серпентинитов. Форма этих тел линзо- и эллипсовидная. Размер наиболее крупного блока пустых пород (с непромышленной асбестоносностью) по вертикали 170 м, по горизонтали — 65 м. К югу этот блок погружается до глубины свыше 400 м, в результате чего залежь разделяется на западную и восточную ветви.

Западная ветвь расположена вблизи Контактного разлома и протягивается параллельно ему. Длина — 800 м, средняя мощность — 56 м при колебаниях от 22 до 85 м. В соответствии с положением контролирующих ее продольных разломов (зоны рассланцевания) залежь на глубинах от 60 до 250 м полностью выклинивается (участок между р. л. 38—46). Западная ветвь представлена зоной мелкой сетки и сложена как массивными, так и грубо рассланцованными серпентинитами.

Восточная ветвь залежи находится на участке между р. л. 28—50 и протягивается примерно параллельно западной ветви, располагаясь от нее на расстоянии 75—150 м. В структурном отношении она приурочена

к краевой части Коярдского перидотитового ядра. Протяженность восточной ветви 1200 м, средняя мощность 50 м при колебаниях по отдельным разрезам от 20 до 110 м. Падение ветви западное, крутое (70—88°). Промышленная часть восточной ветви представлена в основном зоной крупной сетки, в меньшей мере — мелкой сеткой. Мощность зоны мелкой сетки в среднем небольшая — от 10 до 20 м (рис. 16). Анализ разрезов (см. рис. 16, 17) показывает, что наиболее богатые руды Северной асбестоносной залежи формировались между двумя тектоническими нарушениями в условиях растяжения. В этом случае в асбестоносной зоне полосчатость ультрабазитов оказалась повернутой в сторону выполаживания. В зонах сжатия (см. рис. 17) полосчатость в ультрабазитах имеет более крутые (80°) углы падения, чем в основном, Коярдском, ядре.

Распределение асбеста по сортам в отдельных зонах и в целом по залежи следующее:

Геологический сорт	Мелкая сетка	Крупная сетка	В целом по залежи	Геологический сорт	Мелкая сетка	Крупная сетка	В целом по залежи
АК	—	0,012	0,007	V	0,301	0,602	0,472
I	0,001	0,056	0,032	VI	2,641	2,267	2,429
II	0,002	0,083	0,018	АК — VI	3,073	3,626	3,386
III	0,023	0,241	0,146	VII	2,763	1,748	2,188
АК—III	0,026	0,392	0,233	АК—VII	5,836	5,374	5,574
IV	0,105	0,365	0,252				

По простиранию Северной залежи содержания асбеста не выдержаны. Наиболее богатые участки располагаются в центральной части залежи, наиболее бедные — в месте ее разветвления на два рудных тела (р. л. 26—28). Для высокосортных руд (крупная сетка, отороченные жилы) в общем устанавливается некоторое снижение содержаний асбе-

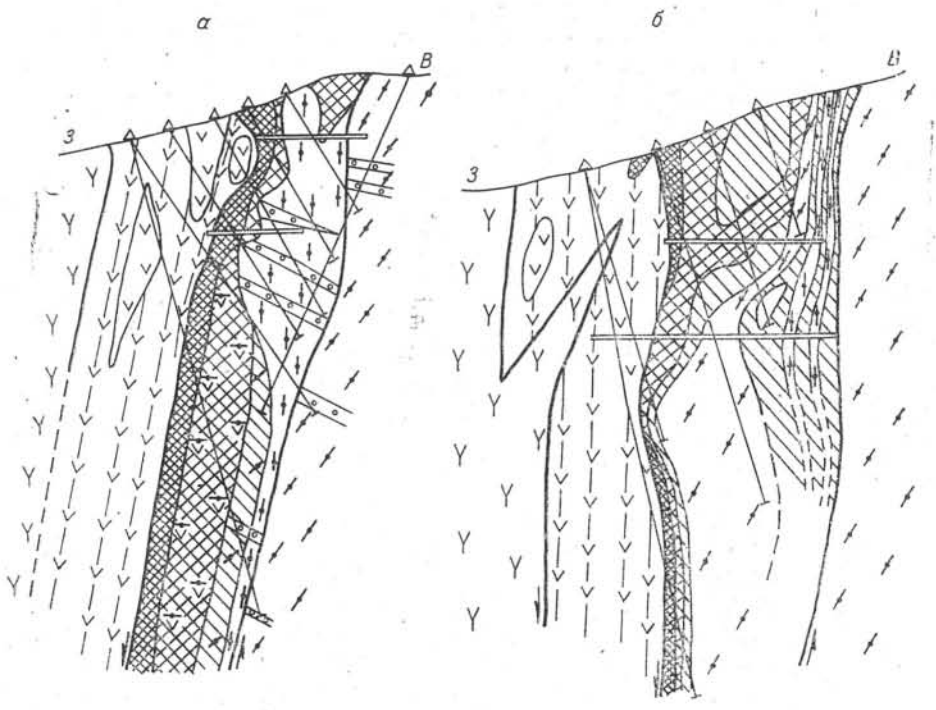


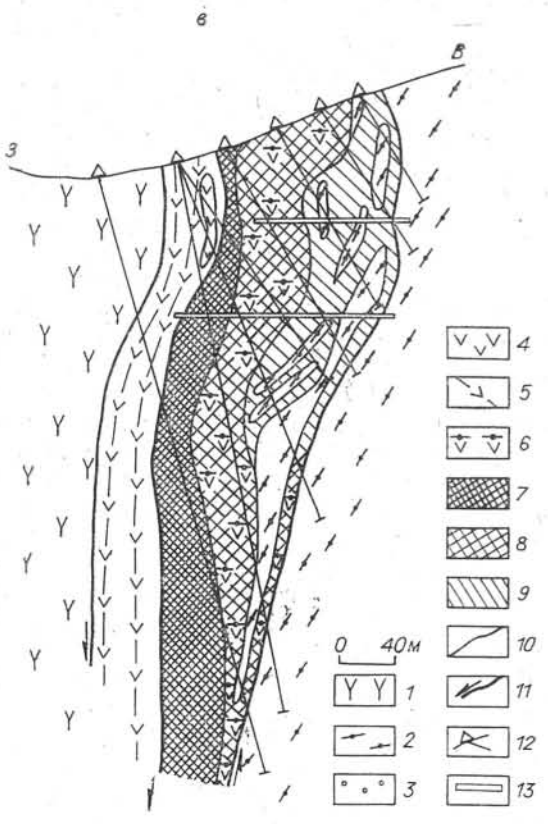
Рис. 16. Геологические разрезы Северной залежи по

1 — вулканогенно-осадочные породы (чингинская свита); *2* — гарцбургиты; *3* — дуниты; серпентиниты; *6* — серпентиниты с ядрами гарцбургитов. Асбестоносные зоны (*7—9*): жилы; *10* — геологические границы; *11* — разлом и направление относительного смеще- *13* —рассечки

ста с глубиной. Особенно четко такая тенденция проявлена для асбеста текстильных сортов (АК-III), что, очевидно, связано с вымыванием той или иной части асбестового волокна в процессе бурения (Кужугет, Сибилев, 1967; Сибилев, 1976).

Южная залежь приурочена к западному крылу небольшого дунит-гарцбургитового блока, вытянутого в меридиональном направлении на 700 м при максимальной ширине на поверхности — 200 м. Глубина выклинивания дунит-гарцбургитового блока 500 м. Полосчатость ультраосновных пород в этом блоке имеет, в общем, примерно одинаковое простирание (СВ 50°) и крутое (70—80°) падение на юго-восток. Длина залежи — 1120 м, средняя мощность около 90 м при колебаниях от 50 до 150 м. На поверхности контуры залежи напоминают линзу с небольшими раздувами на ее концах. Простирание залежи меридиональное, падение крутое (80—90°), западное. С глубиной руды выклиниваются от северного и южного флангов залежи (рис. 18, *а*) к ее центральной части. Единичными глубокими скважинами хризотил-асбестовые руды по линии 68 прослежены до 500 м, не обнаруживая при этом каких-либо признаков выклинивания (рис. 18, *б*).

Внутреннее строение залежи зональное. Ярким примером зональности залежей баженовского подтипа является разрез по линии 54. В центре залежи залегает блок перидотитов с полосами серпентинитов, содержащих простые и сложные отороченные жилы асбеста. Максимальные размеры блока в сечении: по вертикали — 200 м, по горизонтали — 80 м. Этот блок концентрически окаймляется зоной крупной сетки (асбестоносные серпентиниты с ядрами гарцбургитов). Мощность ее колеблется от 7 до 50 м. Зона мелкой сетки окружает залежь со стороны висячего и лежачего ее боков и имеет в среднем небольшую мощность — 20—35 м. В 100 м южнее от р. л. 54 зона мелкой сетки (мощностью около 5 м) наблюдается лишь по западному крылу залежи. В восточном крыле она выпадает и асбестоносное тело приобретает асимметричное поясово-зональное строение. Преобладающее развитие в Южной залежи имеет зона крупной сетки, которая непрерывно протягивается в южном направлении на расстояние 900 м вплоть до р. л. 70. Суммарная мощность зоны крупной сетки и отороченных жил (высокосортные руды), колеблется от 20 до 80 м. По направлению к нижним горизонтам зона крупной сетки в некоторых случаях постепенно уменьшается, а зона отороченных жил — увеличивается (р. л. 60).



линиям 14 (*а*), 22 (*б*) и 24 (*в*).

4 — массивные серпентиниты; *5* — рассланцованные *7* — мелкая сетка, *8* — крупная сетка, *9* — отороченные ния полосчатости пород; *12* — разведочная скважина; из штольни.

Распределение средних содержаний асбеста по типам асбестоносности и в це-

лом по Южной залежи следующее:

Геологический сорт	Мелкая сетка	Крупная сетка	В целом по залежи	Геологический сорт	Мелкая сетка	Крупная сетка	В целом по залежи
АК	—	0,109	0,007	V	0,224	0,475	0,400
I	0,006	0,027	0,021	VI	1,414	2,165	1,941
II	0,009	0,043	0,033	АК—VI	1,770	3,081	2,689
III	0,035	0,147	0,113	VII	1,604	1,557	1,600
АК—III	0,050	0,226	0,174	АК—VII	3,374	4,658	4,289
IV	0,082	0,215	0,174				

Южная залежь по качеству руд уступает Северной.

Северную и Южную асбестоносные залежи окружают многочисленные асбестоносные тела, для которых характерна небольшая мощность (5—20 м) и протяженность (от 100 до 500 м). Представлены они преимущественно убогими мелко- или крупносетчатыми рудами. На глубину и по простиранию большинство асбестоносных тел изучено с помощью единичных разведочных выработок. Удельный вес этих тел в общих запасах руд Саянского месторождения незначителен.

Коярдская залежь. Коярдская залежь, выявленная в 1972 г., расположена в левом борту руч. Левый Коярд и облекает юго-восточное крыло Коярдского дунит-гарцбургитового ядра. Асбестоносные породы залежи перекрыты мощным (20—45 м) чехлом рыхлых четвертичных отложений. Геологическое обоснование постановки поисковых работ на этом участке было дано нами еще в 1968 г. (Капинос, Сибилев, 1968; Еремеев, Сибилев, 1969).

В плане залежь представляет собой круто изогнутую линзу протяженностью 780 м и средней горизонтальной мощностью 110 м. В разрезе она имеет седловидную форму с крутопадающими крыльями, сомкнутыми в верхней части залежи и облекающими ядро частично серпентинизированных гарцбургитов (мощностью до 130 м). Мощность рудной зоны в крыльях широко варьирует от 15 до 90 м. В составе залежи выделены руды мелкой и крупной сеток, отороченных жил. Непромышленные руды представлены просечками и убогими отороченными жилами. На долю мелкой сетки приходится около 70% объема руд. Сложена она серпентинитами, пронизанными тонкими (1—6 мм) жилками хризотил-асбеста. Среди серпентинитов часто встречаются мелкие перидотитовые ядра.

На долю крупной сетки приходится около 20% объема хризотил-асбестовых руд. Мощность асбестовых прожилков колеблется от долей до 12 мм, редко достигая 16 мм.

Руды типа отороченных жил имеют подчиненное значение (10%). Они развиты в отдельных ядрах гарцбургитов, залегающих среди мелко- или крупносетчатых руд. Размер ядер от 10 до 30 м в поперечнике. Представлены эти руды системами сближенных прожилков с расстоянием между ними от 0,3 до 10 м. Мощность жилок 2—10 мм.

Среднее содержание хризотил-асбеста суммы АК-VI сортов в целом по залежи составляет 2,05%.

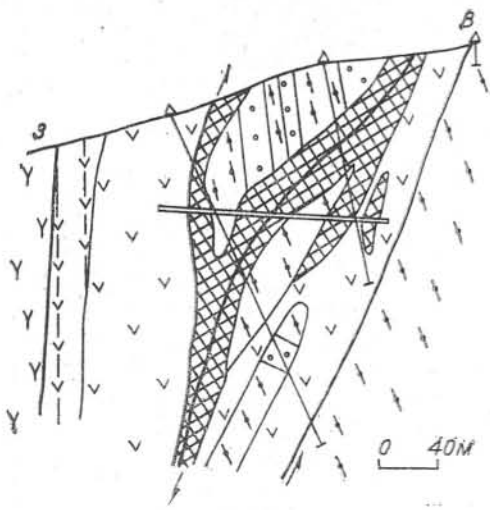


Рис. 17. Геологический разрез Восточной ветви по линии 48. Усл. обозн. см. на рис. 16.

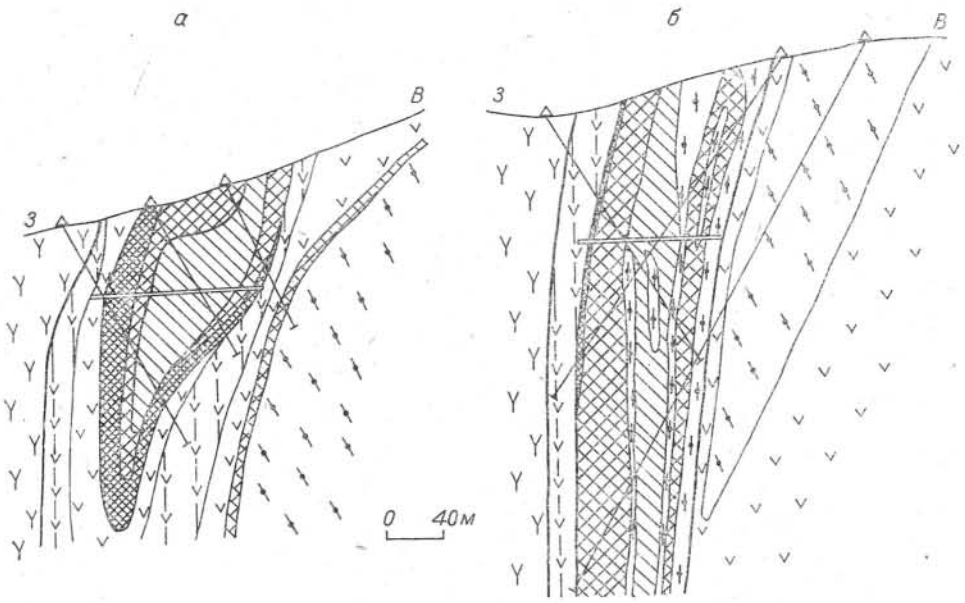


Рис. 18. Геологические разрезы Южной залежи по линиям 54 (*а*) и 68 (*б*). Усл. обозн. см. на рис. 16.

Серпентинизация и зональность месторождения

Вблизи контакта ультраосновных пород с вмещающими их осадочно-вулканогенными отложениями дуниты и гарцбургиты преобразованы в серпентиниты. Мощность серпентинитовой каймы колеблется от 40 (р. л. 62) до 270 м (р. л. 40) и чаще всего составляет 100—160 м. На отдельных участках (например, между р. л. 18—25) наблюдается закономерное снижение мощности серпентинитовой полосы с глубиной от 180 м вблизи дневной поверхности до 80—120 м на глубине 150 м.

Для иллюстрации зональности в размещении различных по минеральному составу серпентинитов нами был составлен разрез по линии 38 (Еремеев, Сибилев, 1972).

На рис. 19, *а* изображен первичный состав ультраосновных пород, претерпевших первичную серпентинизацию (преимущественно лизардит первой генерации, весьма редко антигорит). Вблизи Контактного разлома, вдоль оперяющих его разрывных нарушений, первичные ультрабазиты полностью превращены в серпентиниты (рис. 19, *б*). Краевая серпентинитовая зона отделена от монолитного дунит-гарцбургитового ядра (внутренняя зона) промежуточной (переходной) зоной. В последней можно выделить ряд подзон, в которых количество реликтовых тел (ядер) дунит-гарцбургитов среди серпентинитов в среднем составляет 25, 65 и 80%. Закономерное уменьшение количества серпентинитов в направлении от Контактного разлома к внутренней части массива свидетельствует об ослаблении интенсивности тектонической переработки ультрабазитов при удалении от западной краевой части массива. В краевой зоне распространены (см. рис. 19, *в*): 1) рассланцованные серпентиниты (лизардит 35—90%, офит — 10—50%, брусит до 15%, рудный минерал от 1 до 10%); 2) существенно хризотиловые серпентиниты и 3) существенно лизардитовые серпентиниты (лизардит первой и второй генерации — 85—95%, хризотил не более 20%, рудные до 5%). Серпентиниты переходной зоны представлены следующими разностями: лизардит-хризотиловыми в первой подзоне, лизардитовыми и хризотиловыми — во второй и антигоритовыми (зернистый серпентин) — в третьей. Серпентиниты внутренней зоны сложены лизардитом, антигоритом, реже хризотилом.

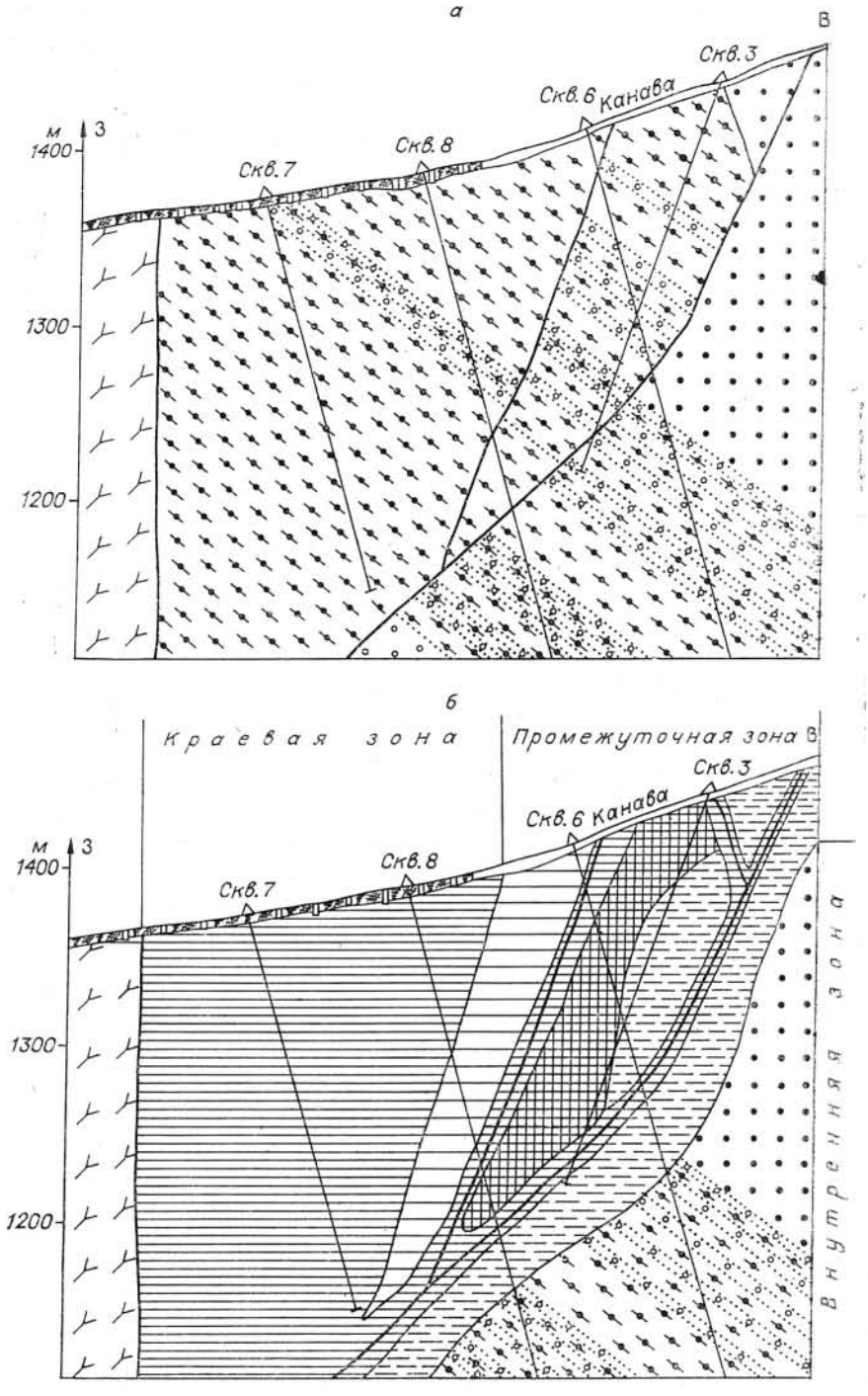
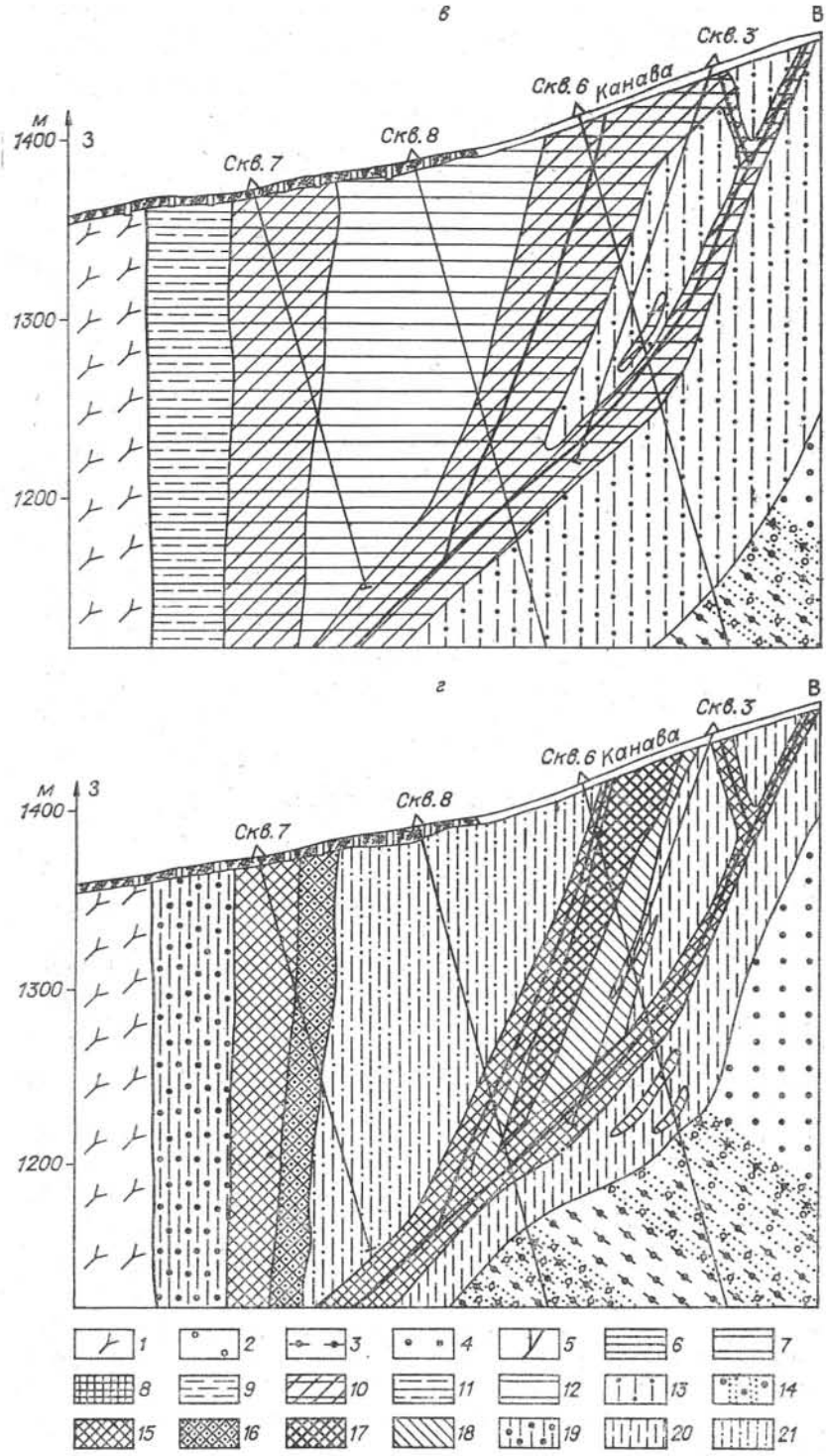


Рис. 19. Схематический геологический разрез

а — первичный состав исходных пород; *б* — распределение серпентинитов среди нитов, *г* — типы асбестоносности. *1* — осадочно-вулканогенные отложения чин лекс, *4* — нерасчлененный дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, *5* — раз полное замещение серпентином (%); *6* — 100, *7* — 75, *8* — 35, *9* — 20. Типы сер офитизированные рассланцованные серпентиниты, *12* — существенно лизарди тинита (мелкозернистый серпентин), *14* — лизардитизированные дуниты и гарц *16* — мелкая сетка длинноволокнистых прожилков, рассеченных просечками, *17* — сплющенное волокно в рассланцованных серпентинитах, *20* — просечки, одиноч зитах, *21* — просечки в лизардитовых серпентинитах.



Саянского месторождения (разведочная линия 38).

дунитов и гарцбургитов, *в* — характер размещения различных типов серпентигинской свиты, *2* — дуниты, *3* — тонкополосчатый, дунит-гарцбургитовый компрывные нарушения.. Количество исходных ультраосновных пород, претерпевших пентинитов: *10* — существенно хризотиловые серпентиниты, *11* — интенсивно тизированные серпентиниты, *13* — перидотиты с редкими полосами серпенбургиты. Типы асбестоносности: *15* — мелкая сетка коротковолокнистых жил, крупная сетка, *18* — простые и сложные отороченные жилы, *19* — просечки и ные «неразвитые» сложные жилы в частично серпентинизированных ультраба-

Серпентиниты и гарцбургиты второй подзоны, в свою очередь, обнаруживают следующее зональное строение (в обе стороны от жил хризотил-асбеста):

а) темно-зеленые лизардитовые серпентиниты, утратившие первичнополосчатую текстуру. Бастит не имеет блеска, очертания его размыты, затушеваны;

б) светло-серые существенно хризотиловые серпентиниты с золотисто-желтым слюдоподобным баститом и отчетливо проявленной первичной полосчатостью;

в) светло-серые существенно хризотиловые серпентиниты, содержащие реликтовые полоски слабо серпентинизированной породы или отдельные реликтовые остатки ее минералов (оливин, энстатит), ориентированные своим удлинением перпендикулярно трещине (хризотил-асбестовой жиле выполнения). Это так называемые серпентиниты с ложной (вторичной) полосчатостью. Вместо бастита присутствует диопсид или тремолит, псевдоморфно замещающие энстатит.

В отмеченных трех типах серпентинитов по мере удаления от трещины (жилы офита или хризотил-асбеста) ослабевает роль лизардита и возрастает роль хризотила. Серпентиниты постепенно переходят в осветленные лизардитизированные гарцбургиты, а последние — в их антигоритизированные разности.

На четвертой схеме (см. рис. 19, *г*) показано размещение асбестоносных зон. Промышленные асбестоносные зоны (мелкая и крупная сетка, отороченные жилы) совпадают с участками интенсивной хризотилизации ультрабазитов. Лизардитовые серпентиниты краевой зоны несут просечки, промежуточной — мелкую сетку, просечки, реже «неразвитые» сложные жилы.

Типы асбестоносности

На Саянском месторождении развиты руды тех же главнейших разновидностей, что и на остальных месторождениях баженовского подтипа: мелкая сетка, крупная сетка, простые и сложные отороченные жилы.

Непромышленные типы асбестоносности представлены просечками, редкими единичными жилками поперечно-волокнистого асбеста, а также простыми отороченными жилками асбеста поперечно- и продольно-волокнистого строения.

Мелкая сетка. В типичных мелкосетчатых рудах жилки асбеста обычно имеют мощность до 5 мм и пересекают породу в различных направлениях, образуя сетку с размером петель 2—7 см и более (см. Приложение 1, фиг. 35). Среди мелкосетчатых руд иногда встречаются сложные жилы асбеста мощностью от 5 до 30 см. Длина волокна в прожилках таких жил обычно варьирует от 3 до 5 мм, расстояние между прожилками — 5 мм (см. Приложение 1, фиг. 36).

Крупная сетка. Крупносетчатые руды образованы сочетанием нескольких сочленяющихся систем прожилков, придающих асбестоносным породам сетчатое строение. Размер ячеек колеблется от первых десятков сантиметров до нескольких метров, чаще всего 0,5—1 м. Жилки длинноволокнистого асбеста (8—70 мм) имеют весьма прихотливую форму. Они быстро выклиниваются, имеют пережимы и раздувы. Средняя насыщенность пород прожилками хризотил-асбеста мощностью более 16 мм составляет 17 шт. на 100 м.

Простые и сложные отороченные жилы асбеста развиты по периферии дунит-гарцбургитовых ядер. Сложные отороченные жилы асбеста (два-четыре прожилка) залегают в относительно мощных (0,6—3,3 м) полосах серпентинитов, образующих в породах дунит-гарцбургитового комплекса гигантскую сеть (рис. 20). Размер перидотитовых ядер в поперечнике колеблется от первых метров до первых десят-

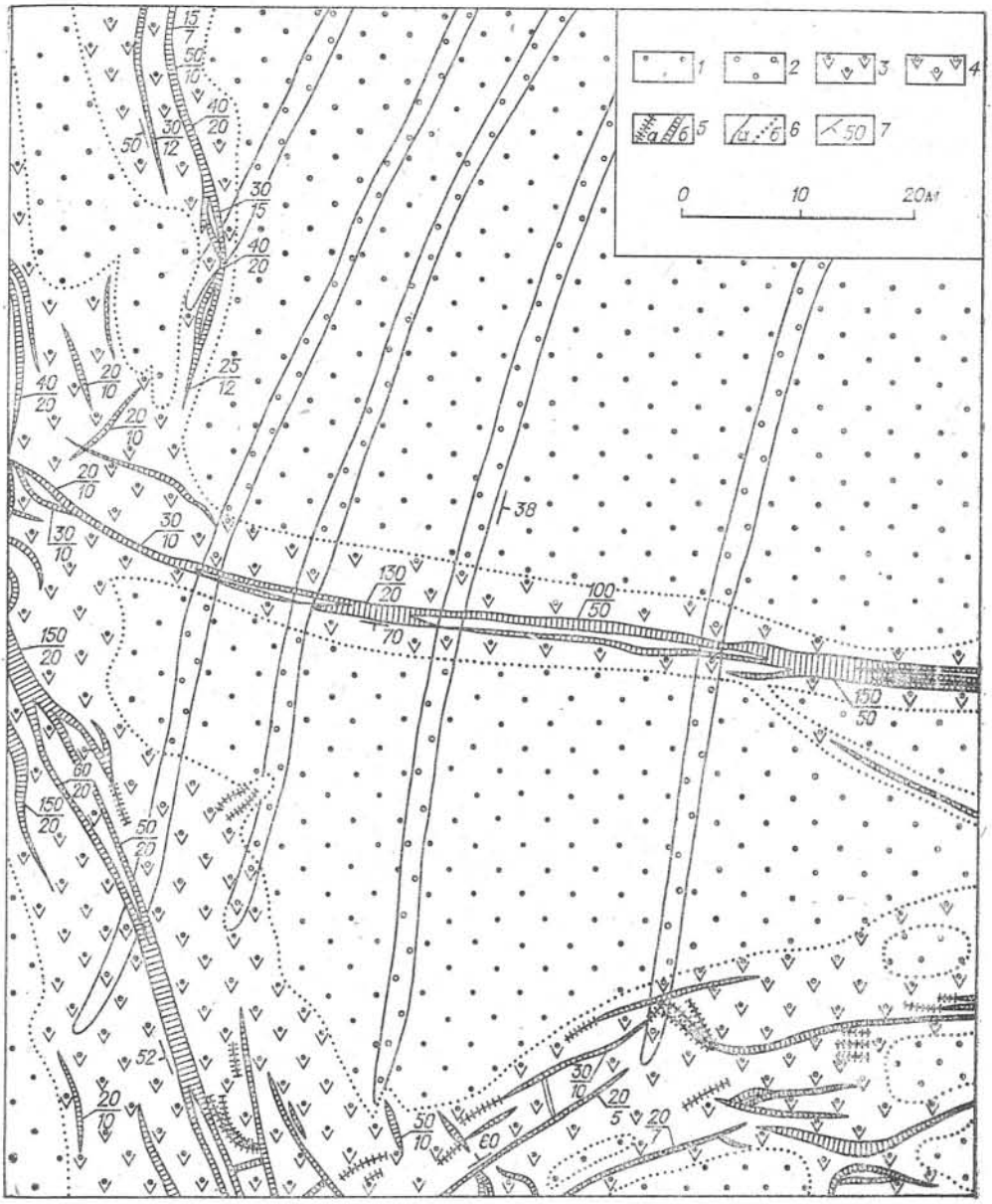


Рис. 20. Зарисовка расчистки по линии 22 (Составили И. П. Листопадов, В. А. Дорофеева).

1 — гарцбургиты; *2* — дуниты; *3* — апогарцбургитовые серпентиниты; *4* — аподунитовые серпентиниты; *5* — хризотил-асбестовые жилы мощностью 8 мм (*а*) и >8 мм (*б*); *6* — геологические границы (*а*) и границы зон сплошной серпентинизации (*б*); *7* — элементы залегания. Цифры на рисунке: верхняя — мощность жилы, мм, нижняя — длина волокна, мм.

ков метров. Ядра, в свою очередь, рассечены тонкими (20 см) полосками серпентинитов с простыми отороченными прожилками асбеста. Средняя насыщенность пород прожилками асбеста мощностью свыше 16 мм составляет 15 шт. на 100 м.

Прочие месторождения и проявления

Сатпыйское месторождение расположено в 6 км от Усинского автомобильного тракта и в 35 км (по прямой) от Саянского месторождения. Месторождение приурочено к западной краевой зоне Иджимского перидотитового ядра (Еремеев, Сибилев, 1969). Участок месторождения расположен на западном склоне одного из отрогов Куртушибинского хребта, затаежен и изрезан многочисленными узкими распадками.

Сатпыйское месторождение открыто автором в 1964 г. и изучалось под его руководством в 1965—1966 и 1970—1971 гг. К настоящему времени месторождение вскрыто с поверхности линиями магистральных канав, расположенных через 200 м, и заснято магнитометрической съемкой масштаба 1 : 10 000.

Месторождение представлено двумя асбестоносными залежами, вытянутыми в субмеридиональном направлении. Длина первой, наиболее крупной, залежи 860 м, средняя мощность 66 м, максимальная — 130 м. Площадь залежи около 60 тыс. м^2. В направлении от неасбестоносных лизардитовых серпентинитов к центру Иджимского перидотитового ядра выделяются следующие зоны асбестоносности: 1) массивные существенно лизардитовые серпентиниты с редкими нитевидными просечками хризотил-асбеста (30 м); 2) массивные лизардитовые и лизардит-хризотиловые серпентиниты с мелкосетчатым типом жилкования хризотил-асбеста (35 м); 3) перидотиты с отороченными жилами хризотил-асбеста, залегающими в существенно хризотиловых серпентинитах (50 м).

Распределение асбеста по сортам в отдельных зонах и в целом по первой залежи (мелкая сетка + отороченные жилы) следующее:

Геологический сорт	Просечки	Мелкая сетка	Отороченные жилы	В целом по залежи
I	—	—	0,004	0,003
II	—	—	0,024	0,016
III	—	0,007	0,120	0,081
IV	—	0,050	0,199	0,148
V	0,015	0,247	0,319	0,295
VI	0,447	1,260	1,051	1,122
VII	1,222	2,260	1,043	1,429

Вторая залежь Сатпыйского месторождения приурочена к отколотому от Иджимского ядра перидотитовому блоку мощностью около 70 м. Залежь вытянута в северо-восточном направлении на расстояние около 300 м при средней мощности 40 м. Мелкосетчатые руды приурочены к юго-восточному крылу перидотитового ядра, а отороченные жилы — к северо-западному. Для пород этой залежи очень характерен жильный офит, тесно перемежающийся с хризотил-асбестом.

Распределение асбеста по сортам в отдельных зонах второй залежи следующее (%):

Геологический сорт	Мелкая сетка	Отороченные жилы	Геологический сорт	Мелкая сетка	Отороченные жилы
II	—	0,001	V	0,184	0,055
III	0,038	0,002	VI	1,125	0,226
IV	0,092	0,006	VII	1,322	0,251

Для Сатпыйского месторождения, по данным И. П. Листопадова, характерны следующие системы хризотил-асбестовых жил: 1) азимут простирания 120°, угол падения 80—90°, 2) азимут падения 55°, угол падения 76°, 3) азимут падения 90°, угол падения 85° и 4) азимут падения 144°, угол падения 65°.

По особенностям геологического строения и морфологии асбестоносных залежей Сатпыйское месторождение относится к месторождениям хризотил-асбеста баженовского подтипа.

Орешское проявление расположено в 6,5 км к югу от Саянского месторождения, в правом борту безымянного ручья — левого притока р. Ореш. Впервые обломки перидотита с жилками хризотил-асбеста в этом районе были выявлены А. Г. Сивовым в 1933 г. Силами Саянской геологоразведочной партии в 1967 г. в этом районе была проведена площадная магниторазведка масштаба 1 : 10 000, а в последующие годы по поисковым линиям, отстоящим друг от друга через 400—800 м, пройдены скважины колонкового бурения. Участок проявления затаежен, заболочен и перекрыт слоем рыхлых отложений мощностью от 15 до 45 м.

Асбестоносная залежь площадью 10 400 м^2 приурочена к зоне Контактного разлома, вытянута в меридиональном направлении на 565 м и имеет крутое (75—80°) падение на запад. Мощность залежи 42 м. На глубину залежь прослежена до 216 м без каких-либо признаков ее выклинивания и изменения качества руд. Залежь сложена крупно- и мелкосетчатыми рудами. Зона крупной сетки (30 м) размещается в лежачем боку залежи. Она сложена существенно хризотиловыми серпентинитами, вмещающими реликтовые тела (ядра) дунитов и гарцбургитов. Размер ядер колеблется от первых сантиметров до 3 м. Расстояние между жилами длинноволокнистого асбеста чаще всего 0,5—0,8 м. Длина асбестового волокна достигает 18 мм.

Зона мелкой сетки приурочена к висячему боку залежи и имеет мощность 10—15 м. Сложена она лизардит-хризотиловыми серпентинитами. Расстояние между жилами хризотил-асбеста широко варьирует от первых сантиметров до 0,5 м. Длина асбестового волокна в жилах 1—6 мм. Строение жил — поперечно-волокнистое. Асбест эластичный, нормальной прочности.

Среднее содержание хризотил-асбеста по типам руд (%):

Геологический сорт	Крупная сетка	Мелкая сетка	Геологический сорт	Крупная сетка	Мелкая сетка
I	0,003	—	V	0,487	0,215
II	0,008	—	VI	1,638	1,536
III	0,056	—	VII	1,231	1,498
IV	0,159	0,038			

Асбестоносная залежь со стороны ее висячего и лежачего боков окаймляется зоной просечек, не имеющей промышленного значения. Мощность этой зоны в висячем боку 22 м, в лежачем — 15 м. Состоит она из лизардитовых и ортохризотил-лизардитовых серпентинитов, пронизанных короткими и маломощными (не более 3 мм) жилками хризотил-асбеста. Среднее содержание хризотил-асбеста суммы семи сортов 1,4%.

Перспективы Орешского месторождения могут быть расширены за счет изучения его глубоких горизонтов и южного фланга.

Блялыкское проявление (Еремеев, Сибилев, 1969) находится в верховьях р. Блялык. Открыто автором в 1966 г. в виде глыбовых свалов хризотил-асбестовых руд во внутренней части дунит-гарцбургитового ядра. В 1978 г. под руководством геолога А. А. Булатова здесь был пройден профиль буровых скважин. Скважины подсекли редкие полосы асбестоносных серпентинитов (мощностью до 7 м), залегающих среди серпенти-

низированных гарцбургитов. Серпентин в гарцбургитовых представлен лизардитом первой генерации, антигоритом и хризотилом.

Хризотил-асбестовые жилы имеют максимальную мощность 42 мм и тесно ассоциируют с жилами офита. Содержание асбеста в рудных телах по сумме семи геологических сортов колеблется от 1,63 до 5,6%.

Омульское проявление находится в правом борту р. Омул. Участок проявления затаежен и отличается плохой обнаженностью. Сложен он преимущественно серпентинитами; в свалах и редких коренных обнажениях встречаются перидотиты.

Асбестоносность представлена мелкосетчатым типом и распространена на площади 0,1 км². Залежи асбестоносных серпентинитов приурочены к висячему боку перидотитового ядра, что благоприятствует обнаружению на глубине более богатых руд с текстильным волокном.

Пичи-Токское проявление, обнаруженное в 1948 г. Г. В. Пинусом (Татаринов, Еремеев, 1967, с. 227), представлено асбестоносными серпентинитами, развитыми на площади 2 км². Насыщенность пород асбестом невысокая.

Карантинское проявление открыто в 1933 г. В. Д. Томашпольской, изучалось в 1935 г. Н. Д. Меркурьевым и в 1966 г.— А. К. Сибилевым. Здесь, среди поля интенсивно рассланцованных серпентинитов, откартировано несколько мелких гарцбургитовых ядер, одетых в рубашку плотных серпентинитов. Наиболее крупные гарцбургитовые ядра имеют мощность 100 м и протяженность 500 м. Ширина каймы массивных серпентинитов не превышает 30—40 м. Асбестоносность представлена мелкосетчатым типом и приурочена к массивным серпентинитам висячего бока перидотитовых ядер. Среднее содержание хризотил-асбеста 1,6% III—VI сортов (по данным лабораторного анализа 6 проб).

Иджимское проявление хризотил-асбеста, открытое в 1933 г. В. Д. Томашпольской, изучалось в 1935 г. Н. Д. Меркурьевым, в 1964—1965 гг. А. К. Сибилевым и в 1972 г.— И. П. Листопадовым. Асбестопроявление приурочено к внутренней части Иджимского перидотитового ядра, где наблюдаются полосы серпентинитов (мощностью до 160 м) с просечковым, непромышленным, типом асбестоносности.

Среди зоны просечек встречаются небольшие по мощности (до 10 м) линзы серпентинитов с мелкосетчатым хризотил-асбестом. Длина асбестового волокна в жилах достигает 12 мм.

Узюпская группа проявлений находится на правобережье р. Узюп. Участок сложен преимущественно лизардитовыми серпентинитами, среди которых выявлено около двух десятков мелких перидотитовых ядер. В центральной части участка проходит мощная (около 200 м) зона интенсивно рассланцованных и развальцованных серпентинитов, ориентированная в субширотном направлении. Серпентиниты рассекаются дайками диоритов и диорит-порфиритов.

Первое асбестопроявление, по данным Ю. А. Федорова, представлено узкой (9—35 мм) залежью мелкопрожильных руд, которая протягивается примерно параллельно Контактному разлому, располагаясь от него на расстоянии 150—250 м. Длина залежи 1800 м, падение крутое (50—70°), северо-западное. Среднее содержание хризотил-асбеста в рудах составляет 3,569% при колебаниях от 1,485 до 7,126%.

Второе проявление хризотил-асбеста расположено в центральной части участка и представлено мелкосетчатыми рудами, развитыми на площади около 0,2 км².

Синтербинское проявление хризотил-асбеста находится на северо-западном склоне Куртушибинского хребта, в верховьях правых притоков р. Синтерба. Протяженность асбестоносной залежи, сложенной рудами типа мелкой сетки и мелкопрожила, по данным Ю. А. Федорова, составляет 700 м, мощность — около 200 м. Содержание асбеста по сумме

семи сортов колеблется от 4,44 до 6,41%. Степень изученности проявления весьма слабая.

Известен целый ряд асбестопроявлений (Брусничное, Солнопечное, «330-й километр», Асбестовая горка), расположенных в окрестностях Иджимского массива. Проявления приурочены к зонам крупных разломов, маркирующихся линейно-вытянутыми телами рассланцованных серпентинитов. Мощность серпентинитовых полос колеблется от 100 м (Брусничное проявление) до 400 м (Солнопечное). Серпентинитовые тела вытянуты в северо-восточном или субмеридиональном направлениях. По данным магнитометрии, падение тел восточное, под углом 40—80°. Среди рассланцованных серпентинитов встречаются реликтовые тела (площадью в первые квадратные метры) массивных серпентинитов с асбестоносностью типа просечек и мелкой сетки. Длина волокна 1—5 мм. Проявления с поверхности имеют непромышленный характер.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОВЫХ ЖИЛ

Морфология и внутреннее строение жил

По *морфологии* хризотил-асбестовые жилы мелкой и крупной сеток и отороченных жил очень разнообразны. Можно различать простые жилы, выполняющие одну трещину в породе, и сложные, выполняющие серию почти параллельных, связанных между собой жил. Очертания жил прямолинейные, волнистые или угловатые с многочисленными апофизами.

Среди серпентинитов за счет пород дунит-гарцбургитового тонкополосчатого комплекса хризотил-асбестовые жилы имеют четковидное строение, связанное с уменьшением ее мощности в участках, сложенных аподунитовыми серпентинитами (рис. 21). В аподунитовых серпентинитах асбестовмещающие трещины пережимаются, а нередко и выклиниваются (см. Приложение 1, фиг. 37). Хризотил-асбестовые жилы при переходе из одних разновидностей серпентинитов в другие преломляются, т. е. изменяют свое залегание. В аподунитовых серпентинитах асбестовмещающая трещина отклоняется в направлении, приближающемся к простиранию пород. В апогарцбургитовых серпентинитах, более хрупких по сравнению с аподунитовыми, трещина имеет тенденцию к отклонению вкрест простирания пород.

Для большей части асбестовых жил месторождения характерно поперечно-волокнистое, а чаще всего слабо косоволокнистое строение.

З а л ь б а н д ы ж и л. Для всех жил хризотил-асбеста характерны резкие контакты с вмещающими породами, в результате чего жильная масса легко отделяется от серпентинитов по плоскости контакта. Контакты могут быть подразделены на три группы.

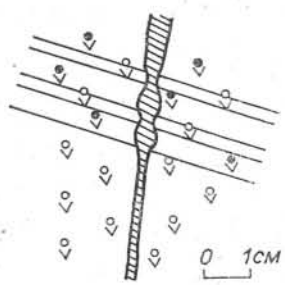


Рис. 21. Четковидная жилка хризотил-асбеста. Усл. обозн. см. на рис. 20

К первой группе относятся контакты с гладкой поверхностью, на стенках вмещающих пород наблюдаются зеркала скольжения. На контакте жилок хризотил-асбеста с серпентинитами можно увидеть тонкую пленку офита, немалита, скопления магнетита. Подобные контакты указывают на приуроченность хризотил-асбестовых жил к трещинам скола.

Вторую группу составляют контакты с ребристой, ступенчатой по-

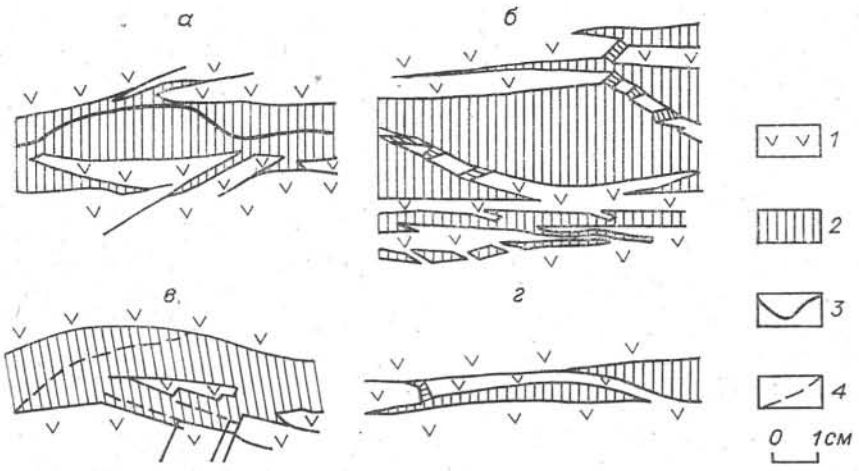


Рис. 22. Хризотил-асбестовые жилы с апофизами в трещиноватых серпентинитах.

1 — серпентинит, *2* — хризотил-асбест, *3* — магнетит, *4* — просечки.

верхностью, а также контакты, осложненные апофизами, отходящими под острыми углами от основной жилы (рис. 22). Часто апофизы либо быстро теряют мощность и выклиниваются (см. рис. 22, *а*), либо вновь сливаются с основной жилой. В таком случае между жилками оказываются заключенные обломки, плитки серпентинита самой разнообразной формы. Наблюдаются отогнутые плитки вмещающей породы от зальбанда внутрь жилы (см. рис. 22, *б*). По положению, форме и размерам одни обломки размещаются параллельно зальбандам, другие — развернуты на некоторый угол. Границы обломков с хризотил-асбестом резкие. По своей форме, положению и размерам они соответствуют очертаниям зальбандов жилы. Хризотил-асбест ориентируется в строгом соответствии с направлением отодвигания стенок трещины, которое было как прямым, так и косым. Все это свидетельствует о том, что раскрытие трещин происходило одновременно со смещением и с заполнением ее растущими волокнами хризотил-асбеста. Нижний зальбанд имеет ступенчатый характер (см. рис. 22, *в*). Ступеньки скола ориентированы нормально к фронту трещины и образуются при соединении различных его участков, распространяющихся в нескольких параллельных плоскостях отрыва. Иногда апофизы переходят через поперечную перемычку на соседнюю параллельную трещинку (рис. 22, *г*).

Третий тип зальбанда встречается очень редко. На боковой поверхности некоторых наиболее мощных жил иногда наблюдаются небольшие конусообразные овальные углубления. В стенках вмещающего серпентинита этим углублениям соответствуют выступы, сложенные по краям офитом, а в центре магнетитом («магнетитовые сосульки», по Б. Я. Меренкову, 1958). Эти выступы напоминают низкий кратер (см. Приложение 1, фиг. 38). На боковой поверхности асбестовой жилки можно также увидеть многочисленные округлые шляпки (основания) офитовых конусов (см. Приложение 1, фиг. 39), уходящих во внутрь жилки. В случае третьего типа зальбанда первоначальные трещины после их образования, повидимому, претерпели какое-то расширение за счет разъедания (растворения) стенок под действием серпентинизирующих растворов.

Просечки в хризотил-асбестовых жилах представляют собой места разрыва сплошности волокна по его длине. Количество просечек обычно возрастает по мере увеличения мощности хризотил-асбестовой жилы. Разрыв волокна происходит чаще всего по трещиноподобным пу-

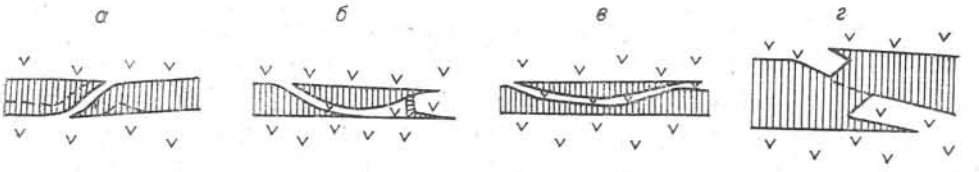


Рис. 23. Перемычки вмещающего серпентинита в жилах хризотил-асбеста.
а — диагональная, *б* — диагональная слабо разорванная, *в* — продольная, *г* — диагональная сильно разорванная. Усл. обозн. см. на рис. 21.

стоткам. Иногда эти пустотки заполнены сингенетичным магнетитом. К просечкам также бывают приурочены механические включения (отторженцы) серпентинита, черного офита и древнего магнетита. В поперечном сечении жил хризотил-асбеста просечки имеют вид прямой, либо волнистой, либо сложной ломаной линии. Реликтовые прожилки магнетита в хризотил-асбестовых жилах обычно гофрированы.

Хризотил-асбестовые жилы часто усложняются диагональными и почти продольными тонкими перемычками вмещающего серпентинита (рис. 23, *а, б, в*). При расширении трещин происходит разрыв таких перемычек (рис. 23, *г*).

Сочленения жил. В зонах асбестоносности встречаются сочетания двух и более систем жил хризотил-асбеста. Простые пересечения одних жил хризотил-асбеста другими наблюдаются весьма редко. В большинстве случаев жилы не пересекаются, а сочленяются. На рис. 24 приведено несколько типичных соотношений хризотил-асбестовых жил различных направлений.

В участках сочленения жил широко развиты просечки, которые отражают первичную историю заложения и приоткрывания трещин (см. рис. 24, *а*). Волокна хризотил-асбеста сменяются по радиальному вееру или коленообразно изогнуты (см. рис. 24, *б, в*). Возле сдвиговых зон асбестовмещающие трещины ориентированы перпендикулярно друг другу. Сочленение хризотил-асбестовых жил в этом случае носит характер притыкания (рис. 24, *г*).

Окончания жил хризотил-асбеста могут быть самыми разнообразными: тупыми, клинообразными, острыми, ветвящимися (структура типа «конского хвоста»). Впереди вершины хризотил-асбестовой жилы наблюдаются сплошные или пунктирные трещинки, а также обособления хризотил-асбеста, имеющие сечение в форме ромба или сегмента.

Оторочки жил. Отношение мощности хризотиловой жилы к общей мощности вмещающих ее серпентинитов (включая и саму жилу) в зоне крупной сетки и отороченных жил составляет: на Саянском месторождении 1:4,5, на Сатпыйском — 1:10. Нами установлено, что величина такого отношения убывает по мере увеличения степени петельчатой (дорудной) серпентинизации.

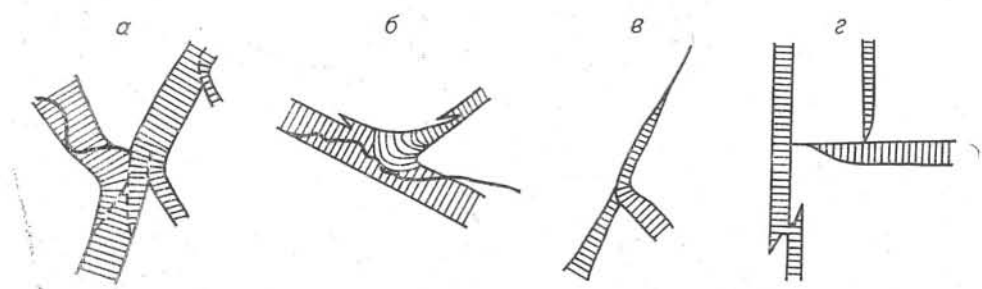


Рис. 24. Характер сочленений хризотил-асбестовых жил.

О механизме формирования трещинных полостей, вмещающих хризотил-асбестовые жилы

Проведенное нами детальное изучение Саянского месторождения хризотил-асбеста позволило выявить специфические элементы строения хризотил-асбестовых жил и установить преобладающую роль расширения трещин за счет их приоткрывания, а не в силу «... разъедания (растворения) их стенок под действием асбестообразующих растворов», как это считает Б. Я. Меренков (1958).

Характер приоткрывания асбестовмещающих трещин

Природа асбестовмещающих трещин легко устанавливается наблюдениями над характером смещений структурных элементов полосчатых серпентинитов при пересечении их жилками поперечно-волокнистого асбеста.

Из приведенных на рис. 25 зарисовок хризотил-асбестовых прожилков видно, что амплитуда смещений аподунитовых полосок зависит от мощности секущих прожилков хризотил-асбеста и их положения в пространстве относительно пересекаемых структур полосчатых серпентинитов.

Как явствует из рис. 25, *а* и пояснительной схемы, помещенной под ним, прожилок хризотил-асбеста смещает полоски аподунитовых серпентинитов на величину, строго соответствующую той амплитуде, которую должно было вызвать выполнение секущей трещины асбестом без заметного разъедания ее стенок серпентинизирующими растворами. Ясно, что простое замещение серпентина хризотил-асбестом также не вызвало бы никакого смещения.

Проиллюстрируем на отдельных примерах механизм приоткрывания асбестовмещающих трещин.

Особенности формирования хризотил-асбестовых жил и прожилков, принадлежащих к серии параллельных трещин отрыва

С наличием серии параллельных трещин отрыва, обладающих одинаковыми углами падения, связано образование целого ряда структурно-морфологических типов хризотил-асбестовых жил (просечки, мелкопрожил, сложные жилы).

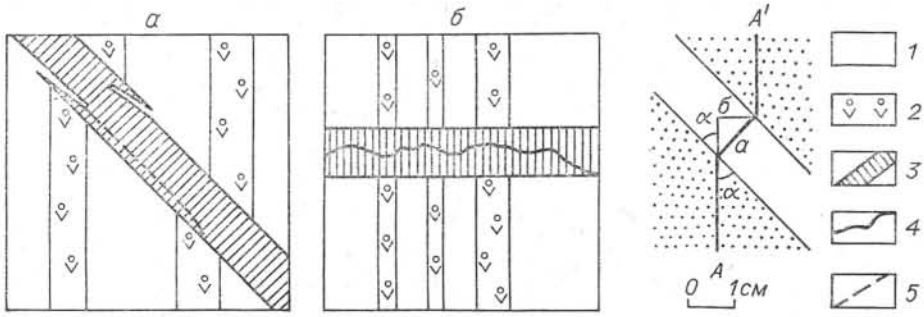


Рис. 25. Зарисовки хризотил-асбестовых жил, иллюстрирующие прямое отодвигание асбестовмещающих трещин.

1 — апогарцбургитовые и *2* — аподунитовые серпентиниты; *3* — хризотил-асбест; *4* — магнетит; *5* — полые просечки в асбесте. *A* и *A'* — структурный элемент вмещающих пород: α — угол смещения; *а* — мощность хризотил-асбестовой жилы; *б* — амплитуда смещения. $B = a \cdot \sin(90 - \alpha)$.

Зарождение потенциальных (эмбриональных) трещин отрыва относится нами к началу проявления петельчатой лизардитизации. В эту стадию серпентинизации образуются прожилки темноокрашенного хризотилового офита и шнурки магнетита. В дальнейшем, в течение продолжавшегося этапа серпентинизации (лизардитизация второй стадии, хризотилизация), происходило образование новых трещин и разрастание их как в длину, в обе стороны, так и по падению, вверх и вниз. При росте серии мелких трещин некоторые из них, сливаясь друг с другом, давали более крупные асбестовмещающие полости.

Детальное изучение таких полостей позволило нам выявить целый ряд элементарных типов внутреннего строения участков сочленения двух и более растущих трещин отрыва.

Специфические особенности строения участков сочленения параллельных трещин зависят от густоты трещиноватости, протяженности отдельных эмбриональных разрывов и их взаимного расположения в пространстве.

Наиболее характерные узлы сочленения двух трещин отрыва изображены на рис. 26. Последовательность образования таких узлов представлена на принципиальных схемах, помещенных ниже рисунка.

На рис. 26, *а* показаны два самостоятельных хризотил-асбестовых прожилка, разделенных тонкой межкулисной перемычкой вмещающей породы. Возникновение такой перемычки связано с нормальным приоткрыванием двух сближенных трещин отрыва, кулисообразно заходящих одна за другую своими концами.

На рис. 25, *а* и 26, *б* показаны хризотил-асбестовые прожилки с двумя тонкими пластинками вмещающей породы, отходящими от зальбандов внутрь жилы. Пластинки вмещающей породы возникли в результате разрушения межкулисной перемычки при сочленении двух мелких жильных полостей в одну более крупную полость. Разрушение перемычки сопровождается ее пластической деформацией и так же, как и в предыдущем случае, связано с нормальным приоткрыванием двух параллельных трещин отрыва, расположенных в различных плоскостях. Принципиальная схема образования межкулисной перемычки и ее разрушение при слиянии двух сближенных параллельных трещин приведены под рис. 25, *а, б* (стадии I—IV).

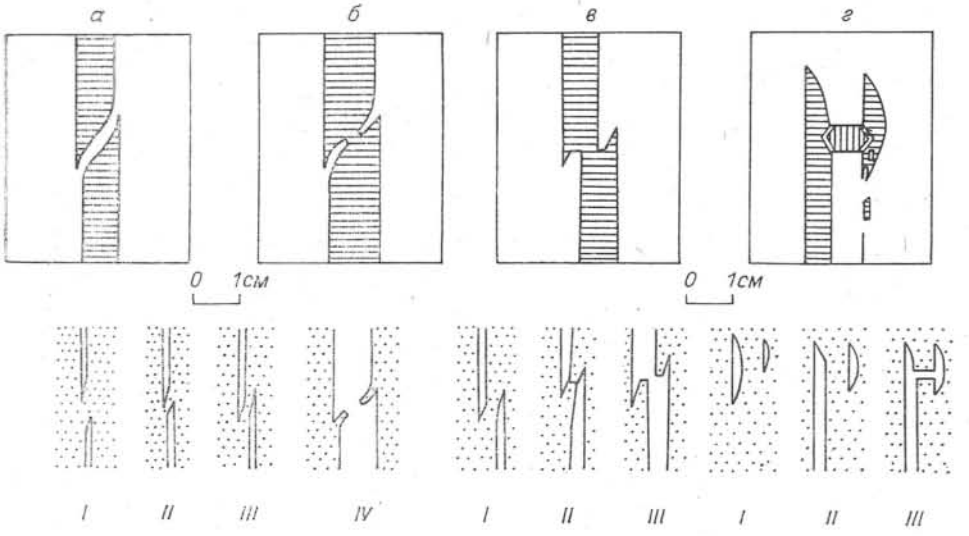


Рис. 26. Зарисовки хризотил-асбестовых жил, иллюстрирующие элементарные типы узлов сочленения двух трещин отрыва. Внизу помещены принципиальные схемы слияния кулисообразных трещин.

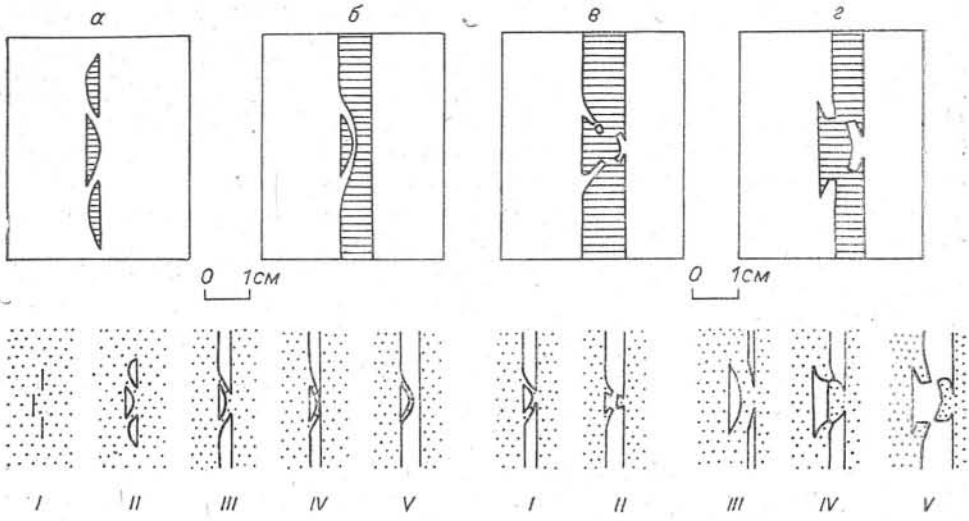


Рис. 27. Зарисовки хризотил-асбестовых жил, иллюстрирующие элементарные типы узлов сочленения трех параллельных трещин отрыва. Внизу помещены принципиальные схемы слияния трех трещин, расположенных в двух плоскостях. Черточки — трещины.

На рис. 26, *в* изображены специфические особенности строения участков сочленения двух трещин отрыва, также расположенных в различных плоскостях, но в отличие от случаев, показанных на рис. 25, *а* и 26, *а*, *б*, при относительно большом расстоянии (по нормали) между этими плоскостями. Перемычка вмещающих пород в этом случае разрушается по трещинам скалывания. В объединенной полости образуются широкие пластинки вмещающей породы, слегка отогнутые от стенок приоткрытой трещины. Во многих случаях устанавливается приуроченность хризотил-асбеста к сложным по своей форме полостям, образовавшимся путем сочленения двух параллельных разрывов, разделенных между собой широкой перемычкой вмещающей породы (рис. 26, *г*). Принципиальные схемы сочленения относительно удаленных друг от друга двух параллельных трещин показаны под рис. 25, *в*, *г* (стадии I—III).

На рис. 27, *а* показаны хризотил-асбестовые прожилки, имеющие сегментовидную форму и расположенные последовательно в ряд. Хризотил-асбестовые обособления в этом случае приурочены к трем потенциальным разрывам, лежащим в двух сближенных параллельных плоскостях (стадия I на принципиальной схеме). В процессе дальнейшего роста

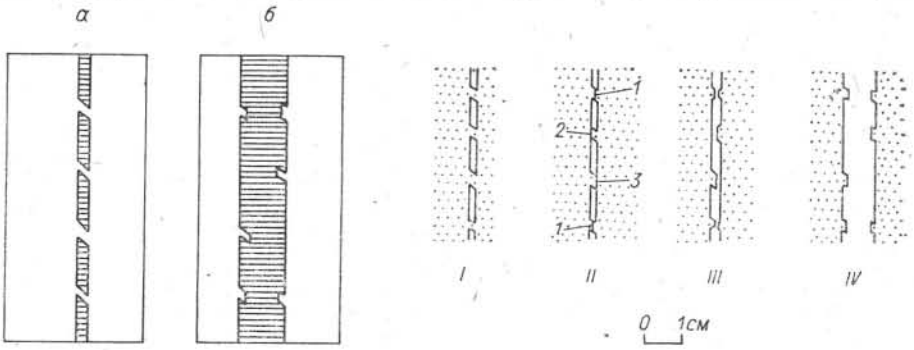


Рис. 28. Зарисовки хризотил-асбестовых жил, иллюстрирующие элементарные типы узлов сочленения нескольких трещин отрыва, расположенных последовательно в ряд.

Разрыв перемычки: *1* — в срединной ее части; *2*, *3* — в краевых частях.

навстречу друг другу двух трещин, расположенных в одной плоскости, наступал такой момент, когда концы их начинали кулисообразно заходить за третью (промежуточную) трещину (стадии II, III) до тех пор, пока не наступала их стыковка (стадия IV).

Возникала новая, резко раздвинутая и удлиненная полость (рис. 27, *б*, стадия V). В месте стыковки двух трещин эта полость имеет наименьшую ширину. Новая жильная полость отделена от эмбриональной сегментовидной полости весьма тонкой дугообразной перемычкой. Образование такой перемычки связано с перераспределением растягивающего напряжения с двух трещинных плоскостей на одну, объединяющую две пунктирные трещины.

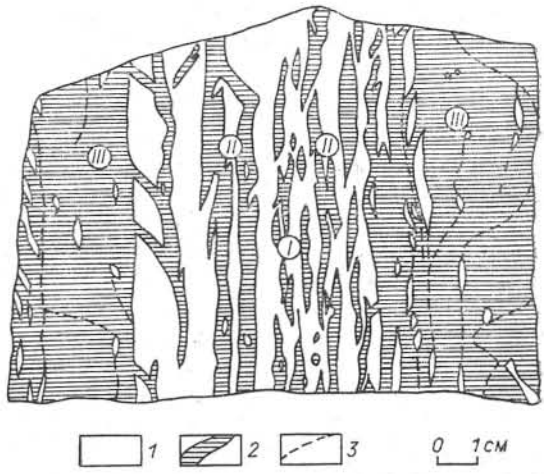


Рис. 29. Сложная жила хризотил-асбеста.
1 — серпентинит, *2* — хризотил-асбест, *3* —просечки.

Объединение всех трех жильных полостей в единую происходило в тех случаях, когда растягивающие напряжения, имевшиеся на концах растущих трещин отрыва, были реализованы не на полное разрушение расположенного между ними участка вмещающей породы, а, наоборот, на разрыв тонкой дугообразной перемычки (рис. 27, *в*, стадии I, II).

Узел сочленения трех растущих трещин отрыва, лежащих в двух плоскостях, относительно удаленных друг от друга, показаны на рис. 27, *г*. Объединение эмбриональных жильных полостей, расположенных последовательно в ряд (рис. 28, *а*), происходит путем разрушения поперечных перемычек (рис. 23, *б*) Разрыв перемычки осуществляется в срединной, либо в какой-нибудь другой ее части (рис. 28, стадии I—IV).

Все описанные элементарные типы узлов сочленения двух и более растущих трещин отрыва, как правило, можно найти в типичной сложной отороченной жиле хризотил-асбеста (рис. 29). В центральной части сложной жилы хризотил-асбестовые прожилки представлены серией параллельно ориентированных коротких, иногда кулисно заходящих друг за друга разрывов (I). По обе стороны от осевых прожилков располагаются широкие и относительно протяженные асбестоносные полости (II). Эти полости образовались за счет объединения нескольких трещин в одну, более раздвинутую и удлиненную как по простиранию, так и по падению. Максимальное растяжение, видимо, связанное с перераспределением растягивающегося напряжения с внутренних трещин на краевые, иллюстрируют собой внешние наиболее мощные прожилки сложной жилы (III). В сложной жиле выполнение всех отдельных прожилков происходит одновременно.

Типы структурных сочленений хризотил-асбестовых прожилков с более древними офитовыми и магнетитовыми прожилками

По признаку характера тектонических связей дорудных и рудных систем трещин наиболее четко выделяются два типа структур:

1. Унаследованные структуры. Обе трещины системы — дорудная и рудная — повторяют друг друга.

2. Торцовые или поперечные структуры (сочленения). Более молодая система трещин накладывается на более древнюю, не копируя друг друга.

Унаследованные структуры. Приоткрывание главнейших систем асбестовмещающих трещин неминуемо сопровождалось раскрытием других систем, в том числе и залеченных первичных трещин, выполненных хризотиловым офитом или магнетитом.

Некоторые морфологические особенности наиболее мощных прожилков офита, залегающих в лизардитизированном дуните, показаны на рис. 30, *а*. По зарисовке хорошо видно, что офитовый прожилок образовался не в результате резкого раздвига стенок трещин, а путем постепенного приоткрывания двух трещин, кулисообразно заходящих одна за другую своими концами. Две жильные полости разделены сплошной весьма тонкой перемычкой серпентинизированного дунита. Образование тонкой перемычки легче всего объяснить перпендикулярным к стенкам раздвижением трещин. Таким образом, на показанном примере устанавливается аналогия в механизме образования полостей для черного офита и хризотил-асбеста.

В жилах, показанных на рис. 30, *б*, прожилки офита, кулисообразно заходящие друг за друга, с той или иной стороны оторочены более поздним хризотил-асбестом. Образование асбестовой оторочки с одной стороны жилки офита происходит, видимо, в том случае, когда механическая прочность у одного зальбанда оказалась выше силы, возникающей при раскрытии трещин, а у другого — ниже. В жиле, показанной на рис. 30, *в*, разорванный прожилок офита легко можно представить совмещенным. Приуроченность офита к той или иной стенке трещин нами объясняется различной прочностью контакта на том или ином участке каждого зальбанда офитовой жилки. Переход офита от одной стенки повторно приоткрытой трещины к другой сопровождается различными деформациями офитового прожилка. В первом случае образуется пластично деформированная (утоненная) диагональная перемычка (I), в другом — наблюдается разрушенная диагональная перемычка (II) и в третьем — прожилок офита разорван по второстепенной трещине скалывания (III).

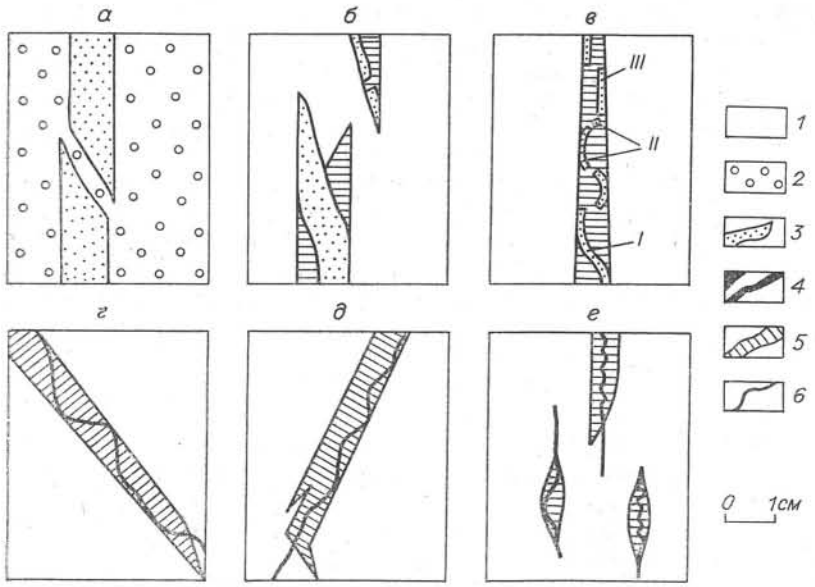


Рис. 30. Морфология офитовых прожилков (*а*) и элементы унаследованных приоткрываний первичных трещин (*б*, *в*, *г*, *д*, *е*).

1 — серпентинит; *2* — дунит; *3* — хризотиловый офит черный; *4* — магнетит; *5* — хризотил-асбест; *6* — границы.

В случае унаследованного приоткрывания первичных трещин, заполненных магнетитом, последний в отличие от офита претерпевает в большинстве случаев лишь пластические деформации. На начальных стадиях приоткрывания трещин магнетитовая жилка переходит от одной стенки трещины к другой (рис. 30, *г*). Сила, возникающая в ходе дальнейшего расширения трещины, превосходит механическую прочность вдоль одного из контактов магнетитовой жилки, в результате чего образуется волнистая (гофрированная) жилка, так называемая «просечка», связанная на отдельных участках с какой-либо одной стенкой (см. рис. 30, *д*). В конечном итоге магнетитовая жилка отрывается и от второй стенки и фиксируется в этом случае в центре хризотил-асбестового прожилка (см. рис. 30, *е*, 25, *б*).

Таким образом, наблюдаемая на Саянском месторождении хризотил-асбеста тесная пространственная связь хризотиловых офитов и магнетитовых прожилков с хризотил-асбестовыми жилками объясняется использованием последними минерализованных ранее зон трещиноватости.

Торцовые структуры. На Саянском месторождении наблюдаются следующие два подтипа комбинаций элементов в торцовом стыке рудных трещин с дорудными: 1) экранированный (или притыкающийся) и 2) наложенный.

При экранированном подтипе торцовых сочленений древние прожилки магнетита или офита прерывают простирание более молодых прожилков хризотил-асбеста (рис. 31, *а*, *б*). При растягивающих напряжениях в магнетитовом прожилке образуется шейка (пластическое разрушение). По мере распространения растяжения появляется тенденция к разрушению магнетитового прожилка путем скола, в шейке появляется трещина, выполненная хризотил-асбестом (см. рис. 31, *а*). В черном офите, более вязком, чем магнетит, шейка отсутствует.

При наложенном подтипе торцовых сочленений более древние прожилки магнетита пересекаются (прерываются, срезаются) более молодыми прожилками хризотил-асбеста (см. рис. 30, *в*, средний прожилок). В ряде случаев было обнаружено, что магнетитовые прожилки частично выступают внутрь хризотил-асбестовых жил (см. рис. 31, *в*, верхний прожилок). Подобное явление можно объяснить растяжением (увеличением объема) породы, когда серпентиниты испытали разрыв, а магнетит — вязкую деформацию.

В заключение следует отметить, что на Саянском месторождении в исключительно редких случаях встречаются хризотил-асбестовые жилы, образование которых связано в одних случаях с явлениями метасоматического замещения, в других — с выполнением полостей, возникших за счет разъедания стенок трещин серпентинизирующими растворами.

Массовое образование жил хризотил-асбеста происходило путем выполнения полостей, возникших при расширении трещин за счет их при-

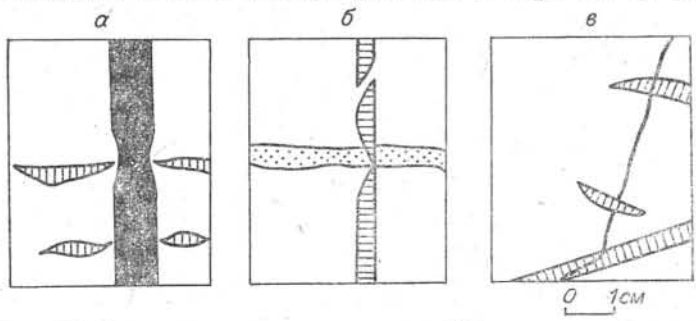


Рис. 31. Элементы торцовых сочленений хризотил-асбестовых прожилков с магнетитом и черным хризотиловым офитом. Усл. обозн. см. на рис. 30.

открывания (Еремеев, Сибилев, 1972; Сибилев, 1974; Riordon, 1955; Grubb, 1962; и др.).

Рассмотренный в настоящем разделе механизм образования жильной асбестоносной полости растяжения во многом сходен с последовательностью образования трещин растяжения, установленной Н. В. Горловым (1971) на примере жильных полостей пегматитов северо-западного Беломорья.

Глава 6

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВ И ИХ МЕТАМОРФИЗМА

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОФИОЛИТОВ

Венд-нижнекембрийский офиолитовый комплекс Куртушибинского хребта имеет четко выраженное субслоистое (псевдостратифицированное) строение и состоит из трех петрографических зон: ультрабазитовой, габброидной и кремнисто-базальтоидной.

Ультрабазитовая зона. Вышеприведенные результаты геолого-петрографических, минералогических и петрохимических исследований показали, что Иджимский массив ультраосновных пород является типичным представителем альпинотипных гипербазитов подвижных поясов.

Детальный критический разбор взглядов по вопросам генезиса альпинотипных гипербазитов приводится в обстоятельной работе Г. В. Пинуса с соавторами (Альпинотипные гипербазиты..., 1973). Проблема генезиса гипербазитов обсуждалась также Н. Л. Добрецовым (1964, 1977), В. С. Соболевым и Н. В. Соболевым (1964), Д. С. Штейнбергом с соавторами (1968), Е. Ден-Тексом (Den-Tex, 1971), П. Уилли (Wyllie, 1970), В. П. Петровым (1972), Н. В. Павловым (1975), А. В. Пейве с сотрудниками (1977) и многими другими. Е. Ден-Текс (Den-Tex, 1971) и П. Уилли (Wyllie, 1970), например, предлагают разделить альпинотипные гипербазиты на две подгруппы: 1) офиолитовую серию и 2) гипербазиты корневых частей орогенических зон. Г. В. Пинус с сотрудниками (Альпинотипные гипербазиты..., 1973) обращают внимание на гетерогенность альпинотипных гипербазитов. Среди них они выделяют первичные, реститовые, и вторичные гипербазиты, возникающие в результате дегидратации серпентинитов и метасоматических преобразований.

Анализ результатов личных многолетних исследований ультрабазитов Иджимского массива позволяет нам считать изученные альпинотипные гипербазиты тугоплавким остатком (реститом), образовавшимся после удаления из первичного вещества верхней мантии легкоплавкой фракции базальтоидного состава (Виноградов, 1961; Грин, Рингвуд, 1968; Беус, 1972; Велинский, 1974; и др.).

В пользу реститовой природы ультрабазитов свидетельствуют особенности состава акцессорной хромшпинели в сравнении с оливинами и пироксенами (Велинский, Банников, 1972). В дунитах, гарцбургитах и лерцолитах Иджимского массива, как отмечалось выше, встречаются ультразакисные, бедные титаном, акцессорные хромшпинели. Для них характерно преобладание хрома над алюминием при соотношениях $Mg : Fe^{2+}$ от 0,6 до 1,5. Общая железистость и хромистость акцессорных хромшпинелей уменьшается, а глиноземистость и магнезиальность их увеличивается по мере снижения в породе содержания магния, т. е. в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит. Железистость оливина в направлении от дунитов к лерцолитам, наоборот, заметно возрастает. С точки зрения магматического происхождения гипербазитов, такое распределение Mg и Fe между акцес-

сорной хромшпинелью и сосуществующим оливином, как справедливо отметил В. В. Велинский (Велинский, Банников, 1972, с. 173), «не может иметь место или во всяком случае в объяснении ее возникают значительные затруднения».

Содержание трехвалентного железа в хромшпинелях из ультрабазитов Иджимского массива обычно не превышает одного атома на элементарную ячейку, что вообще характерно для хромшпинелей из альпинотипных гипербазитов и отличает последние от гипербазитов базальтоидного происхождения, в которых присутствуют более окисленные разновидности хромшпинелей (Добрецов, 1977; Фоминых, Малахов, 1977; Царицын, 1977; и др.).

Низкое содержание Fe^{2+} в акцессорных хромшпинелях свидетельствует о сильно восстановительных условиях формирования реститовых гипербазитов.

Габброидная зона. Если суммировать современные представления о генезисе габброидов, тесно ассоциирующихся с ультрабазитами, то по этому вопросу можно выделить следующие основные гипотезы.

1. *Магматическая гипотеза.* Известно несколько главнейших моделей формирования магматических габброидов.

1а. Вулкано-плутоническая модель, согласно которой габброиды сформировались одновременно с эффузивами и ультрабазитами в процессе медленного остывания огромного по мощности потока базальтовой магмы, излившегося на дно океана (Обоуэн, 1967; Routhier, 1946; Gansser, 1960; и др.).

1б. Модернизированная вулкано-плутоническая модель. Часть гипербазитов (с кумулятами оливина, пироксена и анортита) и габбро образовались, согласно Х. Дэвису (Davis, 1971), в результате кристаллизационной дифференциации первичной базальтовой магмы, возникшей в нижней части земной коры. Вулканиты представляют собой расплав после дифференциации базальтовой магмы в единой магматической камере. Гипербазиты, не имеющие кумулятивных структур, интерпретируются Х. Дэвисом как верхняя часть мантии.

1в. Кумулятивная модель (Добрецов, 1974, а, 1977; Gann, 1969, 1971; Thayer, 1971; и др.). Петрологическая модель формирования эвкритового габбро наиболее обстоятельно освещена Н. Л. Добрецовым (1977), который увязал процессы в коре и верхней части мантии с процессами в астеносфере. Эти процессы, по данным Н. Л. Добрецова, вкратце сводятся к следующему.

На I стадии происходит излияние глубинных слабо дифференцированных астеносферных магм — пикритов и щелочных базальтов, которые в дальнейшем не сохранились.

На II стадии в условиях растяжения, создаваемых астеносферными течениями и астеносферным диапиром, возникает вторичный очаг габброидной магмы. Верхняя мантия под магмой при этом размягчается, происходят пластические течения. В тонкой океанической коре формируется дайковый комплекс, нижняя граница которого уничтожается под воздействием габброидной магмы (или «каши»). Именно с этой стадией связано формирование субслоистого «пирога».

На III стадии оливин-толеитовый расплав просачивается через лерцолитовый слой, преобразуя его в гарцбургитовый. Верхняя часть этого слоя может рассекаться габброидными дайками. В габброидном слое возникают оливин- и диопсид-анортитовые кумуляты (т. е. «каша»), отделяются толеитовые остатки, которые формируют дайковый комплекс и покровы базальтов. В регрессивный период габброидный расплав может реагировать с холодными гарцбургитами. К этой стадии относится начало формирования рифтовой долины.

В IV, регрессивную, стадию из остаточных астеносферных очагов поступает базальтоидный расплав, дающий дайки в габброидном слое.

В условиях смены растяжения на сжатие гарцбургиты дают протрузии и обнажаются на океаническом дне. Допускается проникновение морской воды в офиолиты и их метаморфизм.

И, наконец, V стадия соответствует этапу вторичных тектонических перемещений и надвигов, при этом разрезы офиолитов выводятся на дневную поверхность. В результате тектонического скучивания увеличивается мощность коры. Для этой стадии характерны зоны меланжа, рассланцевания в серпентинитах и метаморфические преобразования офиолитов за счет воды вмещающих пород.

Согласно кумулятивной модели гипербазиты, габброиды и вулканиты образуют единый «субслоистый» комплекс. Габброиды залегают на гипербазитах и при этом имеют с ними интрузивное взаимоотношение (Добрецов, Пономарева, 1976).

1г. Орто- и парамагматическая модели. Сторонники этой модели рассматривают габброидные породы как гетерогенные образования, возникшие в результате пространственного совмещения и сложного взаимодействия альпинотипных гипербазитов с прорывающими их интрузиями габбро (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, Пинус, 1973 а, б, 1977; Леснов и др., 1973; Леснов, 1976; Пинус 1974; Reinhardt, 1969; и др.).

Среди магматических (интрузивных и контаминированных) пород основного состава выделяются две разновидности: ортомагматические габброиды (преимущественно габбро-нориты, нормальное габбро), образовавшиеся непосредственно из интрудировавшего базальтового расплава, и парамагматические габброиды (троктолиты, алливалиты, эвкриты и др.) — продукты реакционного взаимодействия базальтовой магмы с ранее сформированными телами ультрабазитов. Считается, что для парамагматических габброидов характерно наличие ксеногенного оливина, реликтового хромшпинелида, развитие на стыках зерен оливина и плагиоклаза (андезин) келефитовых оторочек.

В экзоконтактовых зонах габброидных массивов за счет преобразования серпентинитов и (или) интенсивно серпентинизированных ультраосновных пород, по мнению Г. В. Пинуса, В. В. Велинского и Ф. П. Леснова, возникают вторичные гипербазиты (регенерированные дуниты, вторичные перидотиты, пироксениты), которые имеют большое сходство с породами дунит-пироксенит-габбровой формации. Во вторичных гипербазитах породообразующие минералы (оливин, пироксен) характеризуются по сравнению с минералами ультрабазитов повышенной железистостью и более высокими содержаниями Al_2O_3, K_2O, Na_2O и CaO (Альпинотипные гипербазиты.., 1973).

2. *Метасоматическая гипотеза.* Повсеместное залегание габброидов на гипербазитах некоторые исследователи объясняют тем, что габбро образуются в процессе воздействия на ультрабазиты и эффузивы глубинных флюидных потоков, транспортировавших либо щелочи (Книппер, 1975), либо кальций и алюминий (Морковкина, 1960; Романович, 1973; Ефимов, Ефимова, 1974; Москалева, 1974; Марков, 1975) при одновременном привносе некоторого количества кремнезема (Книппер, 1975; Марков, 1975), а также титана (Романович, 1973). К метасоматическим апогипербазитовым габброидам обычно относят анортитовые габбро и троктолиты с новообразованным хромитом (Ефимов, Ефимова, 1974). На месте эффузивов предполагается образование амфиболитов и амфиболитовых габбро (Марков, 1975). Принято считать, что «габброизация» гипербазитов протекала после того, как они претерпели серпентинизацию и последующие механические деформации (Морковкина, 1960; Москалева, 1974; и др.).

Касаясь генезиса габброидов Куртушибинской офиолитовой зоны, отметим, что вначале они рассматривались как дифференциаты ультраосновной магмы (Сивов, Пинус, 1934), затем габброиды стали относить

либо к самостоятельным магматическим образованиям (Пинус, 1950; Рогов и др., 1972), либо к продуктам интенсивной метаморфической и метасоматической переработки гипербазитов (Херасков, 1975) или же вулканитов с частичным их плавлением (анатексисом) (Пинус, 1953; Пинус и др., 1958). И, наконец, в самое последнее время Н. Л. Добрецов (1977) обосновал парагенетическое единство реститовых гипербазитов, магматических габброидов, гипабиссальных пород (дайковый комплекс) и вулканитов чингинской свиты.

В отношении генезиса габброидов, тесно ассоциирующих с ультрабазитами Иджимского массива, наша точка зрения полностью согласуется с данными Н. Л. Добрецова. Так как эта проблема со всеми подробностями и деталями рассмотрена им в целом ряде работ (Бакуменко, Добрецов, 1976; Добрецов, Пономарева, 1976, 1977; Добрецов, 1977), мы приводим здесь лишь минимум сведений, подтверждающих магматическое происхождение габброидов.

В пользу магматического происхождения габброидов свидетельствует, например, наличие в основных породах так называемой скрытой расслоенности, т. е. закономерного обогащения темноцветных минералов низкотемпературной составляющей (железистым компонентом) снизу вверх по разрезу массива.

В отличие от интрузий стратиформного типа (Скаергаард, Бушвельд) в габброидах Куртушибинского офиолитового пояса наблюдается ограниченная обогащенность железом моноклинных пироксенов (от $Ca_{25,5}\ Mg_{63,4}\ Fe_{11,1}$ до $Ca_{25,3}\ Mg_{58,7}\ Fe_{16,0}$), обусловленная медленным уменьшением Po_2 во время кристаллизации магмы. Вариации в составе клинопироксена габброидов обусловлены главным образом содержанием магния и железа при постоянном содержании кальция.

Кристаллизация габброидов, судя по составу клинопироксена, происходила при температуре 1330—1500°С (Бакуменко, Добрецов, 1976; Добрецов, 1977).

Кремнисто-базальтоидная зона. Вулканиты Куртушибинской офиолитовой зоны, перемежающиеся с глубоководными осадками, относятся к недифференцированной базальтоидной (спилит-диабазовой) формации, образовавшейся, скорее всего, в условиях окраинного моря. Для эффузивов этой зоны характерны высокие содержания TiO_2 (более 1,5%), железистый уклон ($f' \geqslant m'$) и низкая степень окисленности железа, что отличает их от сравнительно низкотитанистых основных вулканитов дифференцированных формаций. Как показали исследования З. П. Любалинской и Г. Г. Семенова (1970), излияния эффузивов происходили в подводных условиях из вулканов центрального типа.

Осадконакопление происходило в восстановительной обстановке, оседавшие остатки планктона полностью не окислялись, что явилось причиной углистости отдельных прослоев. По целому ряду признаков осадочные образования чингинской свиты относятся к сероводородной морской геохимической фации.

Ультрабазиты, габброиды, комплекс базальтоидных даек и вулканиты рассматриваемого района относятся к первому типу офиолитовых комплексов по классификации Н. Л. Добрецова (1974а). Офиолитовая ассоциация этого типа представляет собой фундамент вулканического поднятия, соответствующего либо ранней стадии развития островной дуги, либо осевой зоне расширения в окраинном море.

О МЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Фациальный диапазон метаморфизма офиолитов рассматриваемого района охватывает температурные ступени от метагенеза (пренит-пумпеллиитовая фация) до «эпидот-амфиболитовой» фации низких давлений.

Метаморфизм «вмещающих» толщ (амыльская свита, а за пределами района — акольская), на которые надвинуты офиолиты, варьирует от фации зеленых сланцев низких и средних давлений до глаукофановой фации высоких давлений. Специфический режим метаморфизма «вмещающих» толщ (давление до 6—10 кбар при температурах 300—500°С), соответствующий низкому тепловому потоку в желобах, очевидно, был связан с ранними надвигами и «обдукцией» еще горячей офиолитовой пластины (Добрецов, 1974, 1977; и др.). На востоке офиолиты граничат (большей частью по разломам) с перекрывающими их терригенными отложениями (аласугская свита), метаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой фации. Присутствие обломков пород чингинской свиты и габброидов в конгломератах аласугской свиты фиксирует довольно точно время зеленокаменного перерождения офиолитов, которое не выходит за рамки раннего кембрия.

Степень метаморфизма венд-нижнекембрийского офиолитового комплекса Куртушибинского хребта увеличивается от верхних членов разреза офиолитовой ассоциации к нижним. С увеличением «стратиграфической» глубины залегания мафической части офиолитового комплекса намечается тенденция смены минералов: эпидот-маложелезистый клиноцоизит (метабазальтоиды) — ромбический цоизит (габброиды) — гроссуляр (габброиды внутри ультрабазитов). Такая последовательность минералообразования при метаморфизме офиолитов характерна для низких давлений и предполагает увеличение температуры и уменьшение давления кислорода с глубиной.

На основании анализа минеральных ассоциаций установлено (Добрецов, Пономарева, 1976; Добрецова, Мельникова, 1977), что *отложения чингинской свиты* метаморфизованы довольно однородно в условиях двух фаций: пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой. Основная роль в зеленокаменном перерождении базальтоидов принадлежит процессам хлоритизации и актинолитизации (район Саянского месторождения хризотил-асбеста).

В кремнисто-глинистых сланцах наиболее низкой ступени метаморфизма среди глинистой массы спорадически развиты микрочешуйчатая гидрослюда, кварц, доломит, альбит, рипидолит, эпидот, сфен и пирит.

В базальтоидах наблюдаются реликтовые структуры и минералы. Для спилитов и спилитовых порфиритов характерна следующая ассоциация минералов: альбит, хлорит и лейкоксен — в основной ткани горной породы; кварц, хлорит и кальцит — в миндалинах. Пренит весьма редок, пумпеллиит и вновь образованные окислы железа не обнаружены. Минеральные парагенезисы указывают, что метаморфизм погребения происходил при температуре порядка 100—300°С и давлении около 1—2 кбар при высоком потенциале воды.

При более высокой температуре слабо метаморфизованные породы переходят в фацию зеленых сланцев. Глинистый материал сланцев полностью перекристаллизован в агрегат альбита, кварца и хлорита. Широкое развитие получает актинолит, ассоциирующий с углистым веществом. Появляется когенит. В кремнисто-глинистых доломитах иногда встречаются парагенезисы: тальк+Mn-кальцит+доломит, хлорит+Mn-кальцит+ +доломит. Поле устойчивости талька редуцирует Al_2O_3. Сходный характер зеленокаменного изменения эффузивных пород описан в Алтае-Саянской складчатой области А. Ф. Белоусовым (1976) как прогрессивный метаморфизм погребения, выражающийся в последовательной смене целого ряда стадий (сверху вниз): кварцевая, альбитовая, кальцитовая, эпидотовая и актинолитовая.

Актинолитовая стадия зеленокаменного преобразования вулканитов, четко проявленная в Орешском блоке, протекала при 300—400°С на глубине свыше 5 км под воздействием слабых и крепких хлоридных натриево-кальциевых рассолов с pH $>$ 7 (Белоусов, 1976). Актинолитизация

пород сопровождалась образованием когенита и, вероятнее всего, происходила в восстановительной обстановке, т. е. в условиях резкого дефицита в системе кислорода и при наличии водорода и углеводородов. Генерация углеводородных и других газов могла осуществляться за счет деструкции органического вещества пород.

Следующий этап преобразования вулканогенно-осадочных пород связан с локальным динамометаморфизмом и биметасоматозом, развивающимися в участках наиболее интенсивных дислокаций (зоны смятия, интенсивного рассланцевания) вдоль контакта с гипербазитами. Под влиянием просачивающихся богатых SiO_2 и CaO гидротермальных растворов на месте зеленокаменных пород (метабазальтоидов), граничащих с ультрабазитами, возникают: клиноцоизит, салит, гроссуляр, везувиан, бурый амфибол, альбит, рутил, апатит и сульфиды.

Метасоматические преобразования горных пород при локальном биметасоматозе сопровождаются выносом из зеленокаменных базальтоидов части K, P, Ti, Al, H_2O, CO_2 и перераспределением между зонами натрия. За счет экстрагирования фосфора из вмещающих пород в приразломных метасоматитах происходило образование апатита (сотые доли процента). Кристаллизация F-апатита из низкотемпературных растворов, по-видимому, происходит при весьма незначительных концентрациях в них фосфора. Перенос фосфора, видимо, осуществлялся щелочными растворами, богатыми фтором и CO_2 в виде сложных комплексов его типа $K_{3-n}(PO_{4-n}F_n)$ (Маракушев, 1968б). Учитывая экспериментальные работы по синтезу диопсида и гроссуляра (Калинин, Лохова, 1966; Калинин, 1967), а также известные результаты по изучению включений в везувиане (Булгакова, Рябов, 1972), можно считать, что образование главнейших минералов приразломных метасоматитов происходило в среднетемпературных условиях (350—500°C). Отсутствие в «экзоконтактовых» метасоматитах клинопироксена диопсид-жадеитового ряда, формирование которого происходит при повышенном давлении (Добрецов, 1974а), свидетельствует о том, что скорость образования H_2O и CO_2 (при дегидратации и дегазации пород в зоне Контактного разлома) была меньше скорости удаления их из системы. Легкой миграции возрожденных растворов способствовала благоприятная тектоническая обстановка (наличие «открытых» разломов и зон повышенной трещиноватости).

Продукты зеленокаменного метаморфизма габброидов имеют парагенезис, соответствующий зеленосланцевой и „эпидот-амфиболитовой" фациям низких давлений. В габброидах сохранились первичные магматические структуры и некоторые реликтовые минералы (клинопироксен, ромбический пироксен).

Минеральные ассоциации „эпидот-амфиболитовой" фации низких давлений отмечаются в породах нижней части габброидного разреза (плагиоклазсодержащие пироксениты, эвкриты), обнажающихся в Орешском блоке. Первичные высокотемпературные темноцветные минералы габброидов здесь подверглись замещению бурой роговой обманкой, по которой, в свою очередь, в дальнейшем развивались актинолит, тремолит, хлорит и другие низкотемпературные минералы. Анортит в свежем состоянии встречается исключительно редко, обычно он замещен цоизитом, реже Mn-цоизитом, гроссуляром. В бассейне р. Коярд эвкриты превращены на значительных площадях в тремолит-цоизитовые породы. Развитие гроссуляра предполагает низкое отношение μ_{CO_2}/μ_{H_2O}.

В габбро-норитах и нормальных габбро, слагающих верхнюю часть габброидного разреза, реликты пироксенов сохраняются чаще. В шлифах хорошо фиксируется замещение темноцветных минералов зеленой роговой обманкой, зеленым биотитом, актинолит-тремолитом хлоритом и серпентином. Соссюритизация основных плагиоклазов сопровождается развитием кварц-пренитовых, актинолит-скаполитовых ассоциаций, нередко с хлоритом.

Габброиды характеризуются примерно такой же колонкой приразломных метасоматитов, как и в эффузивно-осадочных образованиях, но с возникновением ассоциаций, более бедных железом. За счет габброидов образуются родингиты и альбититы. Вначале возникают высокотемпературные диопсид-гроссуляровые родингиты, которые в условиях дальнейшего привноса CaO и выноса части SiO_2 и Al_2O_3 замещаются везувиан-андрадитовыми метасоматитами. В апогаббroидных альбититах, так же как и в аповулканитовых, в ассоциации с альбитом встречаются актинолит, апатит, рутил и сульфиды. Вместо гроссуляра, салита и стильпномелана, наблюдаемых в аповулканитовых альбититах, в апогаббroидных их разностях обычно встречаются эпидот и зелено-бурый биотит.

Степень зеленокаменных изменений комплекса базальтоидных даек колеблется в зависимости от их положения в разрезе от зеленосланцевой до „эпидот-амфиболитовой" фации метаморфизма.

Перейдем к краткому описанию особенностей метаморфизма ультраосновных пород.

Ультрабазиты Иджимского массива еще до появления собственно метаморфических водных минералов (амфибола, талька, хлорита, серпентина, брусита) претерпели на отдельных локальных участках пластические деформации, выражающиеся в появлении структур механического двойникования оливина, а также в изгибе отдельных зерен ортопироксена. По характеру пластических деформаций ультраосновные породы рассматриваемого массива относятся к фации умеренно деформированных гипербазитов (Гончаренко, 1976).

В Иджимском массиве наблюдается большое разнообразие вторичных минеральных фаций, связанных с метаморфическими преобразованиями ультрабазитов. Мы считаем целесообразным выделение следующих их главнейших минеральных фаций, отражающих определенные термодинамические и физико-химические условия их возникновения (температуру, давление, пространственное изменение кислотности-щелочности, окислительно-восстановительный потенциал, активность кислорода, углекислоты, кальция и других компонентов флюида): 1) оливин-амфиболовая, 2) оливин-тальковая, 3) магнетит-антигоритовая, 4) когенит-оксисерпентиновая, 5) магнетит-лизардитовая, 6) брусит-клинохризотиловая, 7) ортохризотиловая и 8) антигоритовая.

Первые две минеральные фации являются высокотемпературными, досерпентиновыми и свидетельствуют о метаморфизме ультрабазитов в условиях „эпидот-амфиболитовой" ступени низких давлений. Характерная черта метаморфизма этой ступени — неравномерность его проявления. Реликты оливин-амфиболовой и оливин-тальковой ассоциаций сохранились не повсеместно и отмечены лишь в некоторых ядрах дунит-гарцбургитов (Орешское, западное крыло Коярдского ядра и др.). Внутри Орешского ядра эти маломинеральные ассоциации перемежаются, поэтому откартировать зональность в условиях плохой обнаженности не удается; можно говорить лишь о некоторой неравномерности *PT*-условий и активности кальция на площади. На отдельных участках массива продукты „эпидот-амфиболитовой" фации метаморфизма, видимо, полностью уничтожены последующими процессами серпентинизации.

Метаморфические изменения ультрабазитов в условиях „эпидот-амфиболитовой" фации низких давлений выражены в замещении энстатита в одном случае тальком, а в другом — бурым амфиболом (купферит-куммингтонитом, по О. З. Алиевой и Ю. В. Смирнову, 1974) и — уже совместно с ним — светлым амфиболом актинолит-тремолитового ряда; одновременно с тальком и бурым амфиболом образуется вторичный оливин. Первичный оливин остается свежим. Оливин-амфиболовая (куммингтонитовая) минеральная фация возникла вместо оливин-антофиллитовой в условиях активного поведения кальция. В связи с понижением активности кальция, очевидно, образуется оливин-тальковый парагене-

зис. Температурный предел поля устойчивости этого парагенезиса составляет 550°С при P_s=1 кбар и увеличивается с ростом давления воды (Маракушев, 1975).

Развитие бурого амфибола (куммингтонита) по ортопироксену описано в гипербазитах Западного Саяна (Добрецов, 1963; Юдин, 1965), Восточного Саяна (Пинус, Колесник, 1966), а также в гарцбургитах хризотил-асбестовых месторождений: Ильчирского (Лодочников, 1936), Молодежного (Башта, 1973), Баженовского (Варлаков, 1973 б; и др.), Киембаевского, Джетыгаринского (Штейнберг, Чащухин, 1977) и др. Образование тальковых псевдоморфоз по энстатиту отмечали Г. Чаллис (Challis, 1965) в гарцбургитах Новой Зеландии, О. З. Алиева и Ю. В. Смирнов (1974) в Оспинском гипербазитовом массиве Восточного Саяна и многие другие исследователи. На возможность возникновения талька и оливина при разложении энстатита обращали внимание Н. И. Хитаров и др. (1967).

Магнетит-антигоритовая и когенит-оксисерпентиновая минеральные фации характеризуют условия верхней границы метаморфической фации зеленых сланцев. В пространственном размещении минеральных фаций наблюдается определенная зональность, проявленная по отношению к разлому (структурно ослабленному участку). Магнетит-антигоритовая фация развита во внутренних частях гипербазитовых пластин (блоков, ядер), а когенит-оксисерпентиновая — в периферических. Обе эти минеральные фации в совокупности охватывают всю площадь Иджимского ультрабазитового массива, однако степень изменения дунитов и гарцбургитов, как правило, неполная и колеблется в широких пределах (от 3 до 70%). Минимальные значения степени серпентинизации обычно фиксируются в дунит-гарцбургитовых ядрах, размещающихся в западной, краевой, части гипербазитового массива, т. е. в участке, испытавшем наиболее интенсивные тектонические напряжения (зона Контактного разлома).

Ассоциация оксисерпентина (петельчатого зеленоватого серпентина, лизардита первой генерации) с когенитом, часто образующем срастания с самородным железом (Еремеев, Сибилев, 1970), является широко распространенной в Иджимском массиве. Площадная оксисерпентинизация в пределах изученного массива, как указывалось, развита неравномерно, с различной степенью интенсивности. В общем виде наиболее сильно она проявлена во внутренних дунит-гарцбургитовых ядрах, а среди петрографических разновидностей ультрабазитов — в дунитах.

С оксисерпентином (термин по Д. С. Штейнбергу и И. С. Чащухину, 1977), самородным железом и когенитом тесно ассоциируют, помимо равновесных с ними силикатных минералов (вторичный оливин, хромшпинелид), вторичные новообразования: брусит, пирит и халькопирит (Еремеев, Сибилев, 1970). Магнетит для этой минеральной фации, как хорошо известно (Штейнберг, Малахов, 1964; и др.), вообще не характерен. Оливин, как правило, замещается оксисерпентином лишь частично по петлевидной системе трещин. Энстатит и хромшпинелид большей частью остаются свежими, изредка встречаются реликты тальковых псевдоморфоз по ортопироксену.

Таким образом, начальная форма проявления серпентинизации выражается в развитии по оливину петельчатого серпентина (оксисерпентина) и брусита. При этом высвобождается железо, которое выделяется здесь же в виде самородного железа (Fe°), когенита (Fe_3C) и сульфидов (Fe_2S, $CuFeS_2$).

Геологические данные указывают на то, что петельчатая серпентинизация, скорее всего, была обусловлена воздействием флюидов, образующихся во вмещающих породах (кремнисто-базальтоидная толща). Высокий восстановительный потенциал флюидов, обусловленный резким преобладанием водорода в смеси его с водой, благоприятствовал образованию самородного железа и карбида железа — когенита. Наличие в сер-

пентинитах когенита дает основание предполагать присутствие в составе флюидов небольших количеств окиси и двуокиси углерода (CO, CO_2) и углеводородов (CH_4, C_2H_6 и др.).

Высокий восстановительный потенциал флюидов допускает возможность переноса в них восстановленных соединений углерода. Химический потенциал углекислоты при петельчатой серпентинизации был весьма низким (отсутствие карбонатов и широкое развитие брусита).

Сера и ее соединения (H_2S) в составе летучих серпентинизирующих флюидов присутствовали лишь в незначительном количестве. Об этом свидетельствует тот факт, что такой халькофильный элемент, как никель, фиксируется в частично измененных ультрабазитах в основном в силикатной форме. Все количество серы, по-видимому, реагировало лишь только с железом фаялитового компонента оливина (локальное возникновение пирита, халькопирита).

Интересно отметить, что ассоциация когенита с сульфидами (пентландит, пирротин, пирит, халькопирит) весьма характерна для алмазоносных кимберлитов (Sharp, 1966; и др.). В литературе описаны находки алмазов также в дунитовых массивах (Шнейдерхен, 1958), в частности в гипербазитовом массиве на горе Оливин (Британская Колумбия, Канада), где в сегрегациях хромита содержатся платина и мелкие алмазы (Обручев, 1934). Некоторые исследователи (Marx, 1972; Langford et al., 1974) предполагают, что возникновению алмазов, помимо всего прочего, благоприятствует широкое развитие сульфидов, играющих важную роль восстановителей. Такое восстановление может происходить (при высокой концентрации углеродсодержащих летучих соединений) по следующей схеме:

$$2FeS+CO_2=2FeO+S_2+C \text{ (алмаз или графит)}.$$

Именно ничтожное развитие сульфидов и низкие концентрации углекислоты и обусловили, скорее всего, появление когенита вместо графита в частично серпентинизированных дунитах и гарцбургитах Иджимского массива.

Изменение окислительно-восстановительного режима метаморфической эволюции в ранний этап серпентинизации гипербазитов находит свое отражение в смене карбидно-сульфидных форм железа окисными (магнетит), а окисных серпентинов — закисными (антигорит).

В условиях щелочной среды и в присутствии окислителей возникает антигорит-магнетитовая ассоциация. Антигорит первой генерации развивается непосредственно по оливину. Хромшпинелид и энстатит дунитов и перидотитов в этих условиях становятся неустойчивыми и подвергаются частичному или полному метаморфизму. Метаморфизм хромшпинелида выражен в окислении части входящего в его состав двухвалентного железа, а также в высвобождении из минерала глинозема, обусловившего появление неокисленного хлорита — пеннина. Ортопироксен и продукты его высокотемпературного метаморфизма (бурый амфибол) замещались вторичными минералами (амфибол актинолит-тремолитового ряда, тальк, лизардит) значительно быстрее, чем проходила антигоритизация оливина. Клинопироксен замещался серпентином, хлоритом и тремолитом.

Ранняя серпентинизация протекала в восстановительных условиях, которые, по-видимому, усиливались углистостью чингинских осадочных толщ.

Процессы петельчатой серпентинизации и антигоритизации ультрабазитов, описанные в литературе как „автометаморфические", по отношению к хризотил-асбестизации являются дорудными (Золоев, 1971, 1974; и др.). В дорудную стадию метаморфизма ультраосновных пород серпентиниты не образуются.

Развитие антигорита в начальную стадию серпентинизации отмечалось и в других районах развития альпинотипных гипербазитов: в пе-

ридотитовых ядрах на Баженовском месторождении хризотил-асбеста (Мардиросьян, 1970), в ультрабазитах Борусского хребта (Юдин, 1965) и т. д.

В интрарудную стадию серпентинизации в Иджимском массиве формировались следующие минеральные фации: магнетит-лизардитовая, брусит-клинохризотиловая и ортохризотиловая. В эту стадию интенсивному метаморфизму подвергались не только остаточные зерна оливина, но также и слабометаморфизованные в предыдущую стадию серпентинизации ромбический пироксен и хромшпинелид. Характерно полное развитие серпентинизации и образование хризотил-асбестовых жил.

Магнетит-лизардитовая минеральная фация. Имевшие место вслед за формированием дорудных минеральных фаций тектонические подвижки, возможно, стали одной из причин изменения состава серпентинизирующего раствора (флюида), поскольку они способствовали открытию системы и последующему снижению температуры и давления и увеличению потенциала кислорода.

Лизардитизация проявилась весьма интенсивно на значительной части площади массива, преимущественно в краевых зонах. Секториальный или полуизотропный лизардит второй генерации развивается по реликтовым зернам оливина, заключенным в петлях более ранних серпентинов. По ортопироксену развит бастит. Хромшпинелид нацело метаморфизован, замещен магнетитом. Совместно с лизардитом наряду с магнетитом образуется и брусит, который чаще всего наблюдается в аподунитовых серпентинитах. Лизардитовые серпентиниты иллюстрируют собой такой режим гидротермальной проработки дунитов и гарцбургитов, который способствовал интенсивному окислению железа при его незначительном перераспределении внутри зон серпентинизации (Еремеев, Сибилев, 1970).

В зонах развития лизардитовых серпентинитов встречается весьма убогая хризотил-асбестовая минерализация (единичные жилки, мелкопрожил, изредка мелкая сетка).

Брусит-клинохризотиловая минеральная фация, окаймляя дунит-гарцбургитовые ядра, прослеживается не по всей длине переходной зоны от перидотитов к серпентинитам. С точки зрения структурного положения, эта минеральная фация строго приурочена только к тем отрезкам тектонического контакта ультраосновных пород с кремнисто-базальтоидной толщей, где в процессе интраминерализационных подвижек вдоль сложной (с перегибами) поверхности надвига или крутого взброса создавались в одних местах условия сжатия (развитие продольно-волокнистого хризотил-асбеста в гарцбургитах), в других — растяжения (образование хризотиловых серпентинитов с поперечно-волокнистым хризотил-асбестом). При таких подвижках, по-видимому, происходила «перекачка» серпентинизирующих растворов из зон сжатия в участки относительно пониженного давления.

Мощные зоны интенсивной хризотилизации пород при детальном картировании оказываются пакетами тектонических пластин, ограниченных друг от друга сбросо-сдвигами (Саянское месторождение). Движения по таким парным сбросо-сдвигам приводили к тому, что расклинивающиеся между ними хрупкие ультрабазиты оказывались разбитыми мелкой трещиноватостью, но не раздробленными и не размятыми.

Своеобразие рассматриваемой минеральной фации связано со специфическими условиями ее формирования — в зоне развития микротрещин, при низком давлении и относительно высокой, но резко снижающейся температуре (от 450 до 200°С). Видимо, только этим можно объяснить незавершенность процесса серпентинизации, выразившуюся в сохранности частично измененных в дорудную стадию ультрабазитов.

Породообразующий хризотил (клинохризотил) замещает уцелевшие при ранней (дорудной) серпентинизации минералы: оливин, ортопирок-

сен, а также уралит и баститовый лизардит. С клинохризотилом тесно ассоциирует брусит. Неметаморфизованные участки зерен хромшпинелида подвергались интенсивному выщелачиванию и замещению антигоритом. Выщелачивание хрома и двухвалентного железа из хромшпинелидов происходило, по-видимому, в слабокислой среде. Хром легко образует с хлором в кислой среде комплексные соединения и растворяется в воде в присутствии калия с образованием $K_2Cr_2O_7$.

Хризотилизация дунитов и гарцбургитов протекала в условиях интенсивного обеднения пород железом и кальцием. Какая-то часть выносимого кальция, очевидно, явилась причиной появления в переходной зоне от хризотиловых серпентинитов к слабо хризотилизированным ультрабазитам брусит-диопсидовых псевдоморфоз по ортопироксену.

С процессами хризотилизации пород связано образование промышленного хризотил-асбестового оруденения. Наряду с хризотил-асбестом в жилах выполнения отлагались (совместно или порознь) светлоокрашенный офит, немалит и магнетит. Количество последнего в жилах хризотил-асбеста закономерно растет по мере увеличения степени хризотилизации, т. е. в ряду: мелкая сетка—крупная сетка—отороченные жилы.

Хризотил-асбестовые жилы образовались в условиях пропорционального выноса главнейших компонентов серпентинизируемых пород в трещинную полость (приращение объема). Об этом свидетельствует отсутствие значимой разницы между оценками средней величины отношения Mg/Si в хризотил-асбесте и гарцбургите (Сибилев, 1973). Отличие хризотил-асбеста от вмещающего серпентинита — низкое содержание Cr_2O_3 (0,03—0,05%). Если бы хризотил-асбест возник за счет замещения серпентинита, мы бы наблюдали в минерале более высокие концентрации хрома.

При почти одинаковом удельном растяжении пород отношение величины приоткрываний в трещинах, выполненных хризотил-асбестом, ко всей ширине серпентинитов, содержащих эти жилы, колеблется от 1 : 4,5 на Саянском месторождении до 1 : 10 на Сатпыйском. Нами установлено, что величина такого отношения уменьшается по мере роста степени дорудной серпентинизации. Эти данные, в частности, подтверждают известное положение о том, что насыщенность пород хризотил-асбестом в значительной мере зависит от интенсивности дорудной серпентинизации.

Ортохризотиловая минеральная фация проявилась в зоне Контактного разлома, где в результате возобновления внутрирудных тектонических подвижек лизардитовые серпентиниты на локальных участках претерпели рассланцевание и частичную перекристаллизацию. Хризотил-асбест встречается в виде поперечно-волокнистых микрожилок в новообразованном офите, а также образует продольно-волокнистые примазки на плоскостях скольжения серпентинитов.

В пострудную стадию серпентинизации за счет преобразования (перекристаллизации и частичного метасоматоза) возникла *антигоритовая минеральная фация*. Эту фацию можно разделить на ряд субфаций: диопсид-, тремолит-, хлорит-, тальк- и карбонат-антигоритовую. Антигоритовые серпентиниты иногда содержат сульфиды и арсениды железа и никеля, а также графит и самородное железо второй генерации.

Первые две минеральные субфации, возникшие в резко восстановительных условиях при высокой активности кальция и низкой углекислоты, кристаллизовались в более высокотемпературной зоне (Орешский блок), чем остальные субфации (Омульский блок).

Антигоритовые серпентиниты по сравнению с лизардитовыми нередко содержат больше щелочей, глинозема, извести, а также никеля, кобальта, стронция, серы и мышьяка. В районе известны признаки присутствия Cl и F (скаполит, апатит, флюорит), которые необходимы для переноса рудных элементов. Агентом переноса их могли быть метаморфогенные (возрожденные) растворы, сформировавшиеся за счет высво-

бождающейся воды в процессе структурной перестройки серпентинов. Теплота, необходимая для перекристаллизации серпентинитов, по-видимому, генерировалась вследствие трения при перемещениях горных масс.

Приразломные апосерпентинитовые метасоматиты представлены диопсидитами, тремолититами, нефритами, талькитами, тальк-карбонатными и кварц-карбонатными породами. Для некоторых разновидностей метасоматитов (нефриты, лиственит) характерен привнос калия. Наиболее высокотемпературные метасоматиты известны в районе Саянского месторождения хризотил-асбеста (Орешский блок), а низкотемпературные — в Омульском и других тектонических блоках.

Метаморфические преобразования орогенного этапа характеризуются проявлением контактового метаморфизма в связи с внедрением калиевых гранитов нижне-среднедевонского возраста. Этот метаморфизм обусловил образование амфиболитов и роговиков.

Особенности метаморфизма офиолитов (зеленокаменные преобразования в условиях высокого восстановительного потенциала) и характер их метасоматоза (широкое развитие кальциевого типа изменений) свидетельствуют в пользу тезиса о принадлежности ультрабазитов, габброидов и вулканитов рассматриваемого района к первому типу офиолитовых комплексов по классификации Н. Л. Добрецова (1974 а, 1977).

Аналогом изученных офиолитов, например, являются неполно дифференцированные офиолитовые ассоциации со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюцией составов, образующие отдельные аллохтоны в палеозоидах Северной Америки (комплекс Бэй оф Айлендс, Ньюфаундленд) (Марков и др., 1977). В некоторых ультрабазитовых массивах Ньюфаундленда встречается асбест (крупное разрабатываемое месторождение Адвокейт) (Williams et al, 1977).

Полное соответствие степени метаморфизма и характера метасоматоза гипербазитов Иджимского массива и пород его рамы (кремнисто-базальтоидная толща, габброиды) приводит нас к выводу об одном источнике метаморфизующих растворов, который не связан с гранитоидными интрузиями и, скорее всего, был обусловлен фреатическими водами.

Более подробно этот вопрос рассматривается в следующем разделе.

ОБ ИСТОЧНИКАХ СЕРПЕНТИНИЗИРУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Обзор важнейших гипотез

«В настоящее время считается, что среди гидротермальных рудообразующих растворов можно выделять, по крайней мере, пять групп воды: 1) ювенильную магматическую, 2) метаморфическую, 3) захороненную осадочную, 4) метеорную глубокой циркуляции, 5) смешанную» (В. И. Смирнов, 1970, с. 5). В последнее время рядом исследователей (Виноградов, 1964; и др.) источник гидротермальных растворов принимается подкоровым или мантийным. Среди генетических типов вод, кроме того, выделяется океаническая вода (Сидоренко, Борщевский, 1975).

Ювенильные мантийные флюиды

Мантийное происхождение воды в «готовом» виде разделяют А. П. Виноградов (1964), В. А. Соколов (1966), Ф. А. Летников и др. (Флюидный режим..., 1977) и др.

А. П. Виноградов (1964), например, полагает, что способ дегазации Земли аналогичен механизму зонной плавки, когда при разогревании вещества мантии происходит выплавление легкоплавкой фракции силикатов, обогащенной летучими компонентами, в том числе и водой. При взаимодействии в породах мантии углерода (графита) с водой, по мне-

нию этого автора, возникают CO_2, CO, CH_4. Для доказательства осуществления процесса дегазации мантии рассматривается серпентинизация мантийного вещества в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, развивающаяся под воздействием флюидов ювенильного происхождения без участия океанической воды (Исследование..., 1974; Гриненко, 1975). Сторонники теории тектоники литосферных плит считают, что за счет гидратации пород ювенильной водой, выделяющейся при дегазации мантии, создается и наращивается в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов океаническая кора, представленная серпентинизированными перидотитами — гидратированным материалом мантии (Хесс, 1974).

По мнению В. В. Велинского (1970, 1974), вода в мантии отсутствует, а выплавка базальтоидов из ее вещества происходит под воздействием «газовых струй», состоящих в основном из водорода. Этот исследователь выдвигает оригинальную модель серпентинизации, которая основывается на газовой составляющей ультраосновных пород и ее эволюции в процессе их внедрения. Модель процесса серпентинизации представляется В. В. Велинским (1978) в следующем виде. На первом этапе серпентинизации, характеризующемся резко восстановительной обстановкой среды, за счет окисления водорода и углеводородов, содержащихся в породообразующих минералах, возникают при определенных условиях лизардит первой генерации и сопутствующие ему минералы (самородное железо, когенит, углерод). На более высоких уровнях образуются лизардит второй генерации и магнетит. Другие же минералы серпентиновой группы (хризотил, антигорит) кристаллизуются позднее, за счет перекристаллизации лизардитов в результате воздействия на серпентинизированные породы интрузий габброидов и гранитоидов. Предложенная В. В. Велинским модель серпентинизации ультрабазитов заслуживает самого пристального внимания, однако следует учесть, что она не согласуется с наблюдениями других исследователей, которые указывают на одновременность образования, в одном случае, лизардита первой генерации (петельчатый серпентин) и антигорита (Кротов, 1915; Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Золоев, 1975), в другом — лизардита второй генерации и хризотила (Соболев, 1975; наши данные).

А. А. Маракушеву (1972) принадлежит положение о том, что основными факторами магматизма, метаморфизма и миграции рудного вещества в земной коре являются восходящие флюидные потоки, окисляющиеся по мере их подъема в верхнюю часть Земли. Рассматривая вопросы газового режима Земли, А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук (1974) пришли к выводу, что первоначальные флюиды состоят из CH_4, H_2, CO; по мере поступления этих газов в верхние части мантии и земную кору происходит окисление флюида с образованием газов: $H_2 \longrightarrow H_2O$, $CO \longrightarrow CO_2$ и т. д. Причем в эвгеосинклинальных формациях восстановленные формы газов (CH_4, CO, H_2) преобладают над окисленными (H_2O, CO_2), что обусловливает низкие температуры метаморфизма и отсутствие гранитоидного магматизма; в терригенных геосинклиналях, напротив, происходит энергичное окисление флюидов, массовое образование H_2O и CO_2, интенсивный разогрев, а затем и гранитизация; в структурах же окаймляющих геосинклинальные поднятия, имеют место «холодные» процессы образования вод ($CO+3H_2=CH_4+H_2O$).

П. Ф. Иванкин и П. В. Иншин (1977) полагают, что мантийные флюиды могут сохраниться только в специфической обстановке, в зонах же «гипербазитового магматизма» в связи с отсутствием условий для сохранения ювенильных газов происходит взаимодействие ювенильных водород-углеводородных газов с кислородом сиалической оболочки земной коры, и потому ведущим фактором метаморфизма должны быть окисленные формы ювенильных газов — вода и углекислота.

Свидетельством флюидного воздействия «дунит-гарцбургитовой интрузии» на окружающие породы считается (Маракушев, 1975), например,

аллохимический характер изменений вмещающих пород, наблюдаемый в экзоконтактовых зонах («контактовый ореол»). Эффективность такого воздействия «гипербазитовых магм» зависит, по мнению А. А. Маракушева (1975), от степени окисленности флюидов. В сильно восстановительной обстановке эффективность воздействия флюидов на горные породы снижается в связи с вытеснением водного компонента бескислородными формами (H_2, CH_4 и др.); падение температуры будет способствовать окислению флюидов (увеличение в их составе доли H_2O, CO_2) и развитию процессов серпентинизации и карбонатизации.

На специфику режима щелочей (вынос из окружающих пород калия и привнос натрия) во вмещающих гипербазиты горных породах обращала внимание Г. А. Чаллис (Challis, 1968) при изучении гарцбургит-дунитовых массивов Новой Зеландии. В ее работе образование метасоматических зональных ореолов с резко выраженным натровым характером связывается с высокотемпературным (800—1200°С) контактовым воздействием гипербазитовой интрузии на вмещающие породы.

Связь натриевого метаморфизма с гипербазитами отмечалась во многих работах. Е. Миакава (Miyakawa, 1964) описал интенсивный привнос Na_2O (с 2,76 до 7,86%) в стильпномелановые сланцы в непосредственной пространственной связи с телами серпентинитов в метаморфических зонах Юго-Западной Японии.

Г. А. Михеев и Ю. Я. Потапенко (1973) связывают изменения вмещающих пород в «экзоконтакте» Малкинского массива серпентинитов (Северный Кавказ) с позднемагматической (альбитизация) и постмагматической гидротермальной (хлоритизация, эпидотизация, выделение карбоната) стадиями эволюции гипербазитового вещества.

Сведения о развитии в зоне контакта гипербазитов с вмещающими породами клинопироксена, граната, тремолита и других новообразованных минералов приведены в работах ряда исследователей (Смирнова, 1969; Логинов, 1970; Феногенов, Чернов, 1976; и др.), которые рассматривают приконтактовые изменения вмещающих пород в связи с контактовым воздействием на них гипербазитов.

Однако ряд фактов (вынос K_2O, TiO_2 и других компонентов из вмещающих пород и привнос их в гипербазиты, салитовый или диопсидовый состав клинопироксенов, симметричная метасоматическая зональность), полученных нами при изучении Иджимского ультрабазитового массива (Сибилев, 1977), позволяют истолковать образование зонального ореола измененных пород в «экзоконтакте» гипербазитового массива как результат биметасоматического и инфильтрационного метасоматоза, протекавшего в зоне тектонического контакта гипербазитов с вмещающими породами.

Геологические свидетельства привноса мантийных водород-углеводородных газов не столь однозначны; если верить достоверности изотопных исследований, то наблюдаемые величины изотопных отношений водорода и кислорода в различных природных объектах дают основание считать, что ювенильная вода на Земле отсутствует и отсутствовала ранее (Природные изотопы..., 1975).

Магматические воды

В настоящее время наиболее четко обособляются две группы магм: базальтоидные и гранитные. До недавнего времени отдельные исследователи (Holmes, 1932; Hess, 1938; и др.) наряду с гранитной и базальтовой магмами выделяли еще и ультраосновную, обогащенную водой. К продуктам автометаморфической серпентинизации ультрабазитов сторонники самостоятельной ультраосновной магмы относили в одном случае (Лодочников, 1936) — серпентиниты и крупные месторождения хризотил-асбеста, в другом (Татаринов, 1966) — серпентиниты и непромыш-

ленные месторождения хризотил-асбеста и, наконец, в третьем (Дыбков, 1962; Соболев, 1962, 1975; и др.) — лишь частично серпентинизированные ультраосновные породы.

В течение последних двух десятилетий сложилось совершенно иное представление о генезисе альпинотипных гипербазитов. В соответствии с этим представлением тела альпинотипных гипербазитов рассматриваются как *тугоплавкий остаток вещества верхней мантии*, внедрившийся в самые верхние ее уровни и нижние горизонты земной коры в твердом виде («Альпинотипные гипербазиты...», 1973 и многие другие). Процесс серпентинизации гипербазитов в этом случае, по мнению Г. В. Пинуса и соавторов (Альпинотипные гипербазиты..., 1973, с. 185), «совершается под воздействием водных растворов, многообразных по своей природе, но всегда привнесенных в ультраосновные породы извне».

По вопросу о генетической связи процессов серпентинизации и асбестообразования с гидротермами базальтоидной магмы имеются две основные точки зрения. Одни исследователи (Золоев, 1975) связывают с гидротермальными растворами гранитоидов базальтоидного происхождения образование мелких месторождений хризотил-асбеста баженовского и лабинского подтипов (Красноуральское, Луковское), другие (Варлаков, 1973б) считают, что воздействие на ультраосновные породы гранитоидов базальтоидного типа выразилось лишь в частичной аллометаморфической антигоритизации, не сопровождавшейся отложением хризотил-асбеста. К сожалению, эти исследователи не приводят сколько-нибудь достоверных критериев для установления прямой генетической связи серпентинизации с конкретными телами базальтоидных интрузивных пород.

Источник гидротермальных растворов, обусловивших серпентинизацию и (или) асбестообразование, часто связывают с гранитной магмой сиалического типа. Представление о генетической связи хризотил-асбестовой минерализации с гранитоидами сиалического типа широко используется для металлогенических построений и прогнозов. Так, например, П. М. Татаринов (1954), Н. Д. Соболев (1955), Б. Я. Меренков (1960), Ю. К. Андреев с соавторами (1962) ориентируют геологов на поиски месторождений хризотил-асбеста в экзоконтактовых зонах гранитных массивов. Однако, как справедливо отметил В. А. Кузнецов (1955, с. 99), «этот поисковый критерий в условиях Алтае-Саянской области недостаточен и мог бы только дезориентировать поиски». Перенеся поиски на окружающие гранитные массивы пространства, территориальная геологическая служба в этом случае резко бы сократила возможные перспективные площади работ на хризотил-асбестовое сырье (Пинус, Кузнецов, 1958). При использовании подобного критерия было бы невозможным обнаружение Саянского месторождения хризотил-асбеста (Сибилев, Еремеев, 1968; и др.).

В последнее десятилетие, в связи с открытием в Восточной Сибири Молодежного и Саянского месторождений хризотил-асбеста, взгляды изменились в том направлении, что при явном отсутствии гранитоидов вблизи этих месторождений, стали считать (Варлаков, 1973) в качестве обязательного условия наличие скрытого гранитного интрузива на глубине. Таким образом, в проблеме генезиса хризотил-асбестовых месторождений баженовского подтипа решение вопроса о роли гранитной интрузии в формировании асбестоносных залежей имеет принципиальное значение. Этот вопрос до сих пор оживленно дискутируется в печати.

Обычно для доказательства генетической связи асбестообразования или явлений серпентинизации с гидротермами гранитной магмы исследователи пробегают к структурно-геологическим и геохимическим критериям.

Структурно-геологические критерии. Уже давно отмечена пространственная связь отдельных хризотил-асбестовых месторождений Урала, Канады, Южной Родезии с гранитоидами сиалического магматиз-

ма. Такая связь одними исследователями (Артемов, 1970; Золоев, 1975; и др.) трактуется как генетическая, другими (например, Варлаков, 1973б) — как парагенетическая.

Для объяснения положения об образовании промышленных месторождений хризотил-асбеста в связи с гидротермами гранитоидных интрузий В. Р. Артемов использует принцип направленного тектоно-магматического развития складчатых областей. «Убедительным аргументом в пользу этого положения,— пишет В. Р. Артемов (1970, с. 35),—является размещение залежей хризотил-асбеста в пределах рудных полей и общие *закономерности развития складчатых областей* (разрядка наша): в начальные этапы внедряются гипербазиты, а в средние и поздние — гранитоидные интрузии. Каждый гипербазитовый массив, таким образом, в силу общих закономерностей магматизма в земной коре испытал на себе то или иное воздействие гранитоидных интрузий». Естественно, что такое заключение не противоречит тезису: «все районы развития гипербазитов для поисков новых месторождений примерно одинаково перспективны (или бесперспективны) и, следовательно, все они должны изучаться в одинаковой мере тщательно» (Татаринов, Артемов, 1967, с. 491).

Однако нельзя признать правильным перенесение общих закономерностей развития складчатых областей в целом к отдельным локальным их структурам. Хорошо известно, что в складчатых областях широко проявлено пространственно обособленное размещение эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей, образующих внутренние и внешние зоны (Кэй, 1955). Несомненно также преобладание эвгеосинклиналей в ранних циклах и миогеосинклиналей — в поздних. Для эвгеосинклиналей характерно отсутствие инверсии и классических гранитоидов батолитической формации (Смирнов, 1974). Тектонические напряжения в период главных фаз складчатости реализуются в эвгеосинклиналях в массовом развитии зон тесной складчатости, распрессованности и надвигов с возникновением меланжа (Пейве и др., 1972). Необходимо также отметить, что большинство промышленных месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа расположено в пределах внутренней (эвгеосинклинальной) части геосинклинали (Золоев, 1971, 1973). В то же время в миогеосинклинальных зонах, где часто происходит инверсия с обращением их синклинорной структуры в антиклинорную и где весьма широко проявлен гранитоидный магматизм (Смирнов, 1974), встречаются, по данным К. К. Золоева (1971), лишь мелкие непромышленные месторождения хризотил-асбеста карачаевского подтипа.

К. К. Золоев (1971) для доказательства генетической связи хризотил-асбестового оруденения с гранитоидами воспользовался сравнением глубин формирования интрузивов и рудопроявлений. Вот что он пишет по этому поводу: «На Урале, например, крупные промышленные месторождения хризотил-асбеста размещаются в благоприятных породах на контакте и вблизи гранитоидов верхнепалеозойской гранитовой формации на уровне *апикальных и средних частей, вскрытых эрозией* (курсив наш), интрузий гранитоидов» (Золоев, 1971, с. 11). Такая пространственная ассоциация месторождений хризотил-асбеста с массивами гипабиссальных и мезоабиссальных магматических тел, по мнению К. К. Золоева (1971, с. 11), «согласуется с ранее высказанными представлениями П. М. Татаринова о принадлежности апогипербазитовых месторождений хризотил-асбеста к классу гидротермальных среднетемпературных месторождений, образовавшихся на умеренных глубинах». Однако несмотря на привлекательность этого довода, необходимо обратить внимание на тот факт, что критерии определения глубинности образования магматических пород и рудных месторождений до сих пор недостаточно ясны (Шаталов и др., 1965).

Дискуссионна роль даек в образовании месторождений хризотил-асбеста. Одни считают, что присутствие на месторождениях хризотил-асбес-

та дайковых образований доказывает происхождение асбеста за счет гидротерм гранитоидных интрузий (Артемов, 1970). По мнению же других, дайки внедряются в асбестоносные породы и являются, следовательно, пострудными (Меренков, 1957; Алиева, Смирнов, 1974).

Представление о связи серпентинизации и асбестообразования с гранитоидным магматизмом часто основывается на зональном размещении метасоматических апогипербазитовых пород в экзоконтактовой или надынтрузивной зоне гранитоидных тел.

В геологической литературе приведено большое количество примеров зональности на контакте гипербазитов с породами кислых интрузий (Соболев, 1955; Меренков, 1955; Петров, Соколова, 1957; Еремеев и др., 1959; Ферсман, 1960; Романович, 1962; Петров и др., 1963; и др.), однако обобщающих работ по тем или иным вопросам зональности немного. Процессы, происходящие на контактах гранитоидов с ультрабазитами, весьма разнообразны.

Перейдем к краткому обзору литературных данных о характере развития метасоматитов на контакте гипербазитов и более молодых кислых интрузий, сформировавшихся на различных уровнях гранитообразования.

В зоне ультраметаморфизма, по данным В. В. Жданова (1973) в контакте гранитов и автосерпентинизированных гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации позднеархейского раннепротерозойского возраста (Украинский и Воронежский кристаллические массивы, Балтийский щит) образуются биотитовые или флогопитовые слюдиты. Мощность слюдитовых зон около 2—3 м.

Пестрый набор апогипербазитовых метасоматитов наблюдается в областях широкого распространения гранитных пегматитов (абиссальная зона).

А. Е. Ферсман (1960) на основании изучения Изумрудных копей Урала приводит следующий ряд пространственных зон (в сторону десилицированного пегматита): биотитовая зона, актинолито-хлоритовая, тальковая. Общая схема образований в результате десиликации полевошпатового расплава и силикации магнезиальных пород, по данным А. Е. Ферсмана (1960, с. 223), имеет следующий вид:

«1. Гранит.
2. Гранитный пегматит-микроклин (плагиоклаз), кварц.
3. Десилицированные пегматиты... (эндоконтакт)
   а) альбит — альбит, кварц (или кислый плагиоклаз),
   б) плюмазит — плагиоклаз, корунд (кыштымит),
   в) марундит — корунд, маргарит, шпинель.
4. Мигматическая зона пегматита... (мигматит)
   а) маргарит или хлоритоид,
   б) биотит или хлорит (гидробиотит, вермикулит)
5. Метаморфическая порода... (экзоконтакт)
   а) актинолит, хлорит, энстатит,
   б) тальк, эпидот.
6. Основная порода (дунит, пироксенит, амфиболит и проч.) — оливин, амфибол, пироксен, серпентин и проч.»

Формирование околожильных оторочек представляет собой сложный процесс взаимодействия отщепления гранитной магмы пегматитов и пневматолитов с вмещающими ультраосновными породами (Власов, 1938; Ферсман, 1960; Беус, 1964; Петров, 1972; и др.).

Аналогичные зоны (биотитовая, актинолитовая, хлоритовая, тальковая) возникают при внедрении в змеевики «гранит-порфировых» жил на Березовском месторождении золота (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Бородаевская, 1951), пегматитовых жил в бассейне р. Большой Лабы на Северном Кавказе (Сердюченко, 1936).

Характер изменения даек, залегающих в гипербазитах Борусского массива (Западный Саян), обстоятельно описан Н. Л. Добрецовым (1963).

В этом массиве жильные породы кислого состава подвергались десиликации и щелочному (натровому) метасоматозу, в результате чего наблюдается следующая наиболее общая последовательность зон: «1) плагиогранит-кварцевый порфир; 2) кварцевые альбититы; 3) альбититы со щелочным пироксеном и (или) амфиболом; 4) альбититы, альбит-натролитовые, альбит-слюдяные породы; 4а) мономинеральные слюдяные; 4б) мономинеральные жадеитовые, образующиеся при высоком давлении» (Добрецов, 1963, с. 304—305). В процессе силикации гипербазитов за счет оливиновых пород образуются, по мнению Н. Л. Добрецова (1963), пироксеновые (?), амфиболовые и серпентиновые породы. Из литературных данных известно (Лодочников, 1936), что щелочному метасоматозу и десиликации подвергаются не только кислые дайки в гипербазитах, но нередко и кислые вмещающие породы. «Этим доказывается, что метасоматоз не может быть связан с кислой магмой, внедрившейся в виде даек» (Добрецов, 1963, с. 307).

Зональность в гипербазитах хризотил-асбестоносных регионов, по данным К. К. Золоева с соавторами (1973), изучившими Восточно-Тагильский массив (Урал), имеет следующий вид (в направлении от гипербазита к жильной породе основного состава): I — гипербазит, II — лизардитизированный и антигоритизированный гипербазит, III—серпентинит хризотил-лизардитовый, IV — серпентинит антигоритовый, V—серпентинит антигоритовый, содержащий карбонат и изредка жилки магнезиоарфведсонит-асбеста, VI — тальк-серпентиновая порода, VII—тальк-карбонатная порода (иногда со щелочным амфиболом и амфибол-асбестом), VIII — биметасоматический талькит (изредка лиственит), IX—биметасоматическая актинолитовая порода.

Серпентиниты расчленены К. К. Золоевым (Золоев и др., 1973б; Золоев, 1975) на три главных типа метасоматических колонок: низкотемпературную, преимущественно диффузионную, среднетемпературную диффузионно-инфильтрационную и высокотемпературную, преимущественно дифференционную. Первый тип колонки, выражающийся в развитии петельчатого лизардита и, в меньшей степени, антигорита первой генерации, по мнению К. К. Золоева (1975), характерен для автометаморфически (фреатически) серпентинизированных гипербазитов. Серпентиниты метасоматической колонки второго типа, с которыми связан процесс хризотил-асбестизации, представлены лизардитовыми, лизардит-хризотиловыми и хризотиловыми разностями; возникают они в процессе локального аллометаморфизма гипербазитов. Серпентиниты третьего типа имеют существенно антигоритовый состав и обычно возникают за счет перекристаллизации (антигоритизации) ранее образовавшихся серпентинитов, причем серпентинитов тех гипербазитовых массивов, которые претерпели «контактово-динамотермальный и региональный метаморфизм» (Золоев, 1975, с. 163).

Контактовое воздействие гранитоидов и их жильных фаций на серпентинизированные гипербазиты и заключенные в них жильные породы основного состава выразилось, по сведениям К. К. Золоева с соавторами (1973б), с одной стороны, в отальковании, карбонатизации, лиственитизации и актинолитизации (вблизи жильных пород основного состава) гипербазитов, и, с другой стороны, в альбитизации, гидробиотитизации и хлоритизации основных жильных пород.

В жильных породах Восточно-Тагильского гипербазитового массива альбит, развивающийся по основному плагиоклазу, тесно ассоциирует со щелочной роговой обманкой, замещающей обыкновенную роговую обманку, а также с хлоритом, возникающим за счет пироксена. Во вмещающих такие жильные породы апогипербазитовых метасоматитах встречаются щелочные амфиболы и амфибол-асбест (в тальк-карбонатных породах), а также жилки магнезиоарфведсонит-асбеста (в карбонатизированных серпентинитах) (Андреев, 1959; Золоев и др., 1973б).

Контактовое воздействие на гипербазиты Борусского массива (Западный Саян), который многими исследователями (Волчок, 1960; Андреев и др., 1962; Татаринов, Еремеев, 1967; и др.) относится к числу потенциально асбестоносных, описал М. И. Юдин (1962). В термальном ореоле вокруг гранитоидов Кантегирского массива серпентиниты преобразуются в оливиновые роговики. Ширина зоны контактового метаморфизма составляет около 50 м. Оливин ассоциирует с тремолитом, тальком и магнетитом, в качество примесей отмечаются хромшпинелиды, хлорит и др. В. В. Ревердатто (1970) считает, что оливиновые роговики в Борусском гипербазитовом массиве возникли в условиях амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма, которые обычно создаются в непосредственных зонах экзоконтактов гипабиссальных гранитоидных плутонов значительной мощности.

Вторичные оливиновые породы обнаружены Ф. П. Лесновым (1972) в Орколиканском гипербазитовом массиве, входящем в состав нижнепротерозойской дунит-гарцбургитовой формации (Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс). Обобщая литературные данные по регенерированным оливиновым породам СССР, США, Канады и Японии, возникшим в результате термального контактового метаморфизма, указанный автор приводит наиболее полный разрез контактово-метаморфизованных серпентинитов (в направлении от гранитов): 1) тальк-форстеритовая зона, соответствующая роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма (550—700°С), 2) хлорит-тремолит-серпентин-форстеритовая зона и 3) серпентин-форстеритовая зона. Последние две зоны (ассоциации), по мнению Ф. П. Леснова (1972), отвечают альбит-эпидот-роговообманковой фации контактового метаморфизма (менее 550°С).

Оливиновые роговики имеют большое сходство с описанными Б. Я. Меренковым (1960) «магнезио-скарнами», сложенными вторичными оливином, энстатитом, магнезитом, антофиллитом, тальком и другими минералами. «Образование вторичных ультраосновных пород, магнезио-скарнов,— пишет Б. Я. Меренков (1960, с. 554),— связано с глубоким контактовым метаморфизмом серпентинизированных дунитов и перидотитов, а также серпентинитов под действием эманаций гранитных магм в условиях сильного бокового давления». Глубоко зашедший процесс метаморфизма гипербазитов, по мнению К. К. Золоева (1962, 1975), может привести к исчезновению сформировавшихся жил хризотил-асбеста.

Заканчивая характеристику зональности гипербазитовых массивов, следует подчеркнуть, что во многих работах нет четкости в вопросе о происхождении серпентинитов. Многие исследователи относят их к догранитным образованиям. Следует также отметить и тот факт, что контактовый метаморфизм в орогенных участках обычно накладывается на регионально-метаморфизованные образования низкосреднетемпературных фаций (Ревердатто, 1970). В то же время общеизвестна четкая связь между степенью серпентинизации ультраосновных пород и характером регионального метаморфизма вмещающих пород (Hess, 1938; Судовиков, 1967; Пинус, Колесник, 1966, и др.). Из этого положения вытекает, что к моменту внедрения посторогенных гранитоидов регионально-метаморфизованные образования низко-среднетемпературных фаций, очевидно, уже вмещали тела серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов.

На основе литературных данных мы приходим к выводу, что в результате контактового (термального) и контактово-метасоматического воздействия гранитоидов на частично или нацело серпентинизированные гипербазиты на месте последних возникает следующая наиболее общая последовательность зон: регенерированная оливиновая или «магнезиоскарновая» (оливиновые роговики со вторичными оливином, энстатитом, амфиболом, клинохлором, тальком и др.; вторичные перидотиты типа «сциелитов» и «кортландитов») — амфиболовая (антофиллит, актинолит, тремолит) — хлоритовая — тальковая (реже лиственитовая) — антигорито-

вая (перекристаллизованные серпентиниты). В благоприятных термодинамических условиях вместо «магнезио-скарнов» развиваются биотитовые или флогопитовые слюдиты.

Связь процессов аллометаморфической серпентинизации с гидротермами кислых интрузий (граносерпентинизация по Н. Д. Соболеву, 1962; аллометаморфическая лизардитизация, хризотилизация, хризотил-асбестизация, антигоритизация по В. Р. Артемову 1970; гидротермально-метасоматическая фаза серпентинизации по Г. В. Пинусу и др., (Альпинотипные гипербазиты..., 1973)) нередко объясняют (Артемов, 1970) наличием *естественного ряда различных по своему составу серпентиновых минералов,* последовательность образования которых отражает эволюцию режима кислотности-щелочности растворов, сходную с изменением реакции растворов постмагматической деятельности гранитоидных интрузий.

В отличие от высокотемпературных пневматолито-гидротермальных растворов, реакция которых изменяется от щелочной до кислой, в гидротермальных процессах наблюдается опережающая волна кислотных компонентов (Коржинский, 1964), и изменение реакции растворов происходит от кислой к щелочной, причем таких этапов изменения реакции растворов может быть несколько (Рундквист, 1963; Коржинский, 1964; Щерба, 1968; и др.), что приводит к многостадийности гидротермальных процессов.

Принято считать, что самым ранним серпентиновым минералом в ультрабазитах является петельчатый серпентин (лизардит первой генерации), возникающий, по мнению одних исследователей (Артемов, 1970, 1975; и др.), за счет фреатических вод, по мнению других (Велинский, 1978),— за счет окисления газовой составляющей ультраосновных пород.

В. В. Велинский (1978, с. 60) полагает, что в результате воздействия на серпентинизированные породы интрузий габброидов и гранитоидов возникают антигорит и хризотил, которые образуются «... в окислительной обстановке и при привносе щелочей путем перекристаллизации серпентинов предыдущей стадии».

В. Р. Артемов (1975) намечает несколько иной ряд серпентиновых минералов, которые формируются в следующей последовательности: лизардит второй генерации — хризотил — хризотиловый асбест — ортохризотил — лейстовидный антигорит. В некоторых случаях, по мнению этого автора, «... асбестообразованию предшествует игольчатая и микрозернистая антигоритизация, а иногда и жильная лизардитизация третьей стадии» (Артемов, 1975, с. 16—17). Приведенная В. Р. Артемовым последовательность образования серпентиновых минералов не противоречит тезису о течении процессов серпентинизации в условиях повышающейся щелочности гидротермальных растворов.

Как уже отмечалось, синтез лизардита осуществлен в нейтральной и слабокислой среде, хризотила — в нейтральной, слабокислой и щелочной, а антигорита — только в щелочной среде.

Однако источником первоначально кислых серпентинизирующих растворов могли быть не только эманации гидротермальной фазы гранитоидных интрузий, но также и кислые осадочные породы, находящиеся в контакте с гипербазитами (Боголепов, 1969). При взаимодействии кислых растворов с ультраосновными породами должно происходить выравнивание концентраций и повышение активности оснований, т. е. повышение щелочности растворов. Таким образом, оба объяснения источника первоначально кислых серпентинизирующих растворов одинаково вероятны.

Геохимические критерии. Для доказательства генетической связи процессов серпентинизации с эманациями гранитоидных интрузий отдельные исследователи (Кротов, 1915; Круцко, 1962; Боголепов, 1969; и др.) прибегают к геохимическим критериям, сущность которых в основном заключается в качественном наборе «гранитных» элементов-примесей в измененных ультрабазитах.

Так, например, Б. П. Кротов (1915) причину фтороносности серпентинитов Миасского района (Урал) видит в источнике гидротермальных растворов, связанных с гранитной магмой. Современные исследования показывают, что при благоприятных условиях серпентин действительно легко захватывает фтористые соединения из водных растворов (Rao et al., 1975, 1976). Вывод о привносе фтора при метаморфизме ультраосновных пород подтверждается исследованиями Ю. И. Рабиновича (1973). Однако на примере гипербазитов Печенги он показал, что фтор, привносимый в ультрабазиты в процессе их изменения, заимствуется гидротермальными растворами из вмещающих туфогенно-осадочных пород.

Н. С. Круцко (1962) отмечает в ультрабазитах Ильчирского месторождения хризотил-асбеста (Восточный Саян) присутствие целого ряда элементов (Pb, Zn, Sn, Mo), которые, по его предположению, были привнесены растворами из гранитоидной магмы. Что касается свинца, цинка, олова и молибдена, то их наличие в гипербазитах нам кажется вполне естественным, так как эти элементы могут изоморфно замещать целый ряд других элементов, входящих в состав гипербазитов. Двухвалентный цинк (0,83Å), четырехвалентные олово (0,74Å) и свинец (0,84Å) близки к размеру двухвалентного магния (0,78Å), двухвалентного железа (0,83Å), никеля (0,78Å) и кобальта (0,82Å) (Гольдшмидт, 1952). Молибден (0,68Å), по-видимому, тесно связан в ультрабазитах с титаном, имеющим близкий радиус иона (0,64Å).

В. Г. Боголепов (1969), обобщив литературные данные по проблеме серпентинизации ультраосновных пород, пришел к выводу, что изредка наблюдаемые в измененных ультрабазитах (тальк-карбонатные породы, лиственитты, слюдиты и др.) «рудные элементы гранитов» (F, Be, W, Mo, Au) могут свидетельствовать об их привносе ювенильными гидротермами, смешанными с подземными водами глубокой циркуляции.

Количество бериллия в ультраосновных породах (0,00002%) меньше его кларкового содержания (Беус, 1964). Повышенные концентрации этого элемента, по данным А. А. Беуса (1964), наблюдаются не в серпентинитах, а лишь в реакционных зонах (биотитовой, флогопитовой, хлоритовой, тремолит-тальковой, тальково-актинолитовой и тальковой), возникших на контакте пегматитов с ультраосновными породами. Связь перечисленных реакционных зон с гранитоидами не вызывает сомнений.

В литературе имеются обширные материалы по геохимии золота в ультраосновных породах. А. П. Виноградов (1962) установил, что кларк золота в ультрабазитах соизмерим с содержанием его в гранитоидах. Минералом-концентратором золота в гипербазитах служат хромшпинелиды (Альпинотипные гипербазиты..., 1973). Содержание золота в ультраосновных породах падает по мере увеличения степени их серпентинизации (Щека и др., 1971; Ли, Корнев, 1972). Интенсивный вынос из гипербазитов золота и других «сиалических» элементов (Cu, Zn, Pb, W, Mo) наблюдается при переработке ультраосновных пород гранитоидами (Щека и др., 1971).

Из приведенного краткого обзора геохимических критериев связи процессов метаморфизма гипербазитов с кислыми интрузиями видно, что в серпентинитах, по крайней мере, в тех их разновидностях, которые вмещают эластичный (нормальной прочности) хризотил-асбест, типичные рудные элементы гранитов отсутствуют. На этот факт указывал ранее Н. Д. Соболев (1952, с. 58).

В заключение следует отметить, что сколько-нибудь достоверных критериев для доказательства прямой генетической или парагенетической связи процессов серпентинизации и асбестообразования с гидротермальными растворами кислых интрузий к настоящему времени нет.

Фреатические воды

Источник гидротермальных растворов, обусловивших серпентинизацию, часто связывают с метаморфической и с захороненной осадочной (седиментогенной) водой (Москалева, 1972). Регионально-метаморфическая серпентинизация ультраосновных пород (Меренков, 1960; Судовиков, 1964; и др.) протекает под действием вод, высвобождаемых из вмещающих осадочных пород при региональном метаморфизме.

Р. В. Колбанцев, В. М. Немцович, Н. Н. Ведерников, Г. И. Бурд, С. В. Москалева (Москалева, 1972) и многие другие геологи считают, что региональный зеленокаменный метаморфизм, охвативший гипербазиты, является важнейшим фактором, стимулирующим возникновение месторождений хризотил-асбеста.

Метаморфическую (метаморфогенную, возрожденную или регенерированную) воду, связанную в породах и минералах в виде кристаллизационной, конституционной, цеолитной, а также разного рода сорбированной воды, и высвобождаемую при метаморфизме, Д. И. Павлов (1975а, б) считает особой разновидностью седиментогенной воды. Основная масса седиментогенных вод (рассольные, соленые воды и т. д.) имеет морской генезис (Валяшко, 1963). Хорошо известно, что рассольные, реже соленые, воды обычно обогащены углеводородами, йодом, бромом, калием, иногда стронцием, железом, марганцем, свинцом, медью, висмутом, литием и другими компонентами (Павлов, 1975а).

Н. Л. Добрецов (Добрецов и др., 1972; Добрецов, 1974б) считает необходимым выделить особую группу метасоматических пород, которая связана с растворами, образующимися из захороненной морской воды (рассолов). К ним он относит спилитизацию, метасоматоз в глаукофановых сланцах и т. д.

А. Ф. Белоусов (1976) убедительно показал, что в зеленокаменном перерождении вулканитов широко участвовали подземные рассолы. Погребенные рассолы, по мнению Тейера (ссылка у Ферхугена и др., 1974), частично поглощались серпентинизируемой породой, что компенсировалось выносом из перидотита кремнекислоты и других двухвалентных окислов.

В. Г. Боголепов (1969) пришел к выводу, что в процессе серпентинизации гипербазитов вовлекались, в одном случае («региональная» серпентинизация), преимущественно хлоридно-натриевые воды нижней части гидрохимической колонны подземных вод, в другом («локальная» серпентинизация) — хлоридные или фторидные, либо хлоридно-углекислые воды нижней и средней части гидрохимической колонны подземных вод.

Хлоридный состав серпентинизирующих растворов подтверждается присутствием остаточного хлора в брусите (Штейнберг, Чащухин, 1977), серпентините (Горецкая, 1956; Тернер, Ферхуген, 1961) и в серпентинизированном дуните (Rucklidge, 1972б). По Д. И. Павлову (1975б, с. 198), участие в процессах серпентинизации «именно концентрированных хлоридных растворов способствует, по-видимому, созданию необходимых предпосылок для формирования месторождений асбеста». Проникающие в гипербазиты из вмещающих пород воды не всегда имели высокую минерализацию, в отдельных случаях они были весьма слабо минерализованными (Coleman, Keith, 1971).

В. И. Вернадский (1960, с. 196) метаморфическую и осадочную воду объединяет в одну большую группу, называя их фреатическими водами. Таким образом, понятие регионально-метаморфической серпентинизации значительно уже, чем фреатической.

Идея об участии фреатических вод (или вод вмещающих пород) в серпентинизации ультрабазитов впервые была высказана А. Г. Бетехтиным (1937, с. 135) и в дальнейшем получила свое развитие во многих работах (Соболев, 1952, 1962, 1975; Добрецов, 1964; Артемов, 1970; Су-

турин, 1970; Малахов, 1973; Альпинотипные гипербазиты..., 1973). Г. В. Пинус с соавторами (Альпинотипные гипербазиты..., 1973) рассматривают фреатическую серпентинизацию как одну из наиболее крупных фаз аллометаморфического процесса. К продуктам этой фазы серпентинизации относят в одном случае (Башта, 1970) серпентиниты и крупные месторождения хризотил-асбеста (Молодежное), в другом (Меренков, 1960; Золоев, 1962) — серпентиниты и непромышленные месторождения и проявления хризотил-асбеста (Таловское, Псянчинское и др.), в третьем (Соболев, 1962, 1975; Альпинотипные гипербазиты..., 1973) — неасбестоносные серпентиниты (лизардит первой и второй генераций, реже антигорит) и, наконец, в четвертом случае (Артемов, 1970, 1975) — лишь частично лизардитизированные ультрабазиты.

Свои взгляды сторонники фреатической серпентинизации обосновывают следующими фактами, которые трудно опровергнуть:

1) проявлением закономерной связи между степенью серпентинизации и характером регионального метаморфизма вмещающих пород, что выражается в прямой зависимости серпентинизации от притока растворов со стороны вмещающих пород (Судовиков, 1964, с. 156);

2) возникновением серпентинитов по периферии крупных перидотитовых массивов (Золоев, 1962; Судовиков, 1964; Альпинотипные гипербазиты..., 1973);

3) расположением серпентинитовых массивов вдали от возможных источников гидротермальных растворов, связанных с кислыми интрузивными породами (Башта, 1970; и др.).

Океанические воды

Типично морские воды, как хорошо известно, имеют pH в пределах 7—8 (Вологдин, 1975), насыщены кислородом и обогащены Na, Mg, SO_4, CO_2, B, I и другими элементами.

На возможное участие вод океанов и морей в процессах метаморфизма офиолитов указывают многие исследователи (Соболев, 1962, 1975; Паланджян, 1974; Ферхуген и др., 1974; Артемов, 1975; Сорохтин, 1975; Andrews, Fyte 1976; Coih, 1977; и др.). Принято считать, что за счет проникновения по разломам океанических вод в гипербазиты происходит развитие ранней массовой серпентинизации (лизардитизации) пород (Паланджян, 1974; Артемов, 1975). В качестве одного из доводов об участии морской воды в серпентинизации принимаются данные изотопных исследований океанических серпентинитов Срединно-Атлантического хребта, в которых обнаружена уникальная комбинация тяжелого водорода и легкого кислорода ($\delta_{D/N}$ от — 70 до —40‰, $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ от +0,3 до +6,6‰) (Ферхуген и др., 1974, с. 390). Кроме того, некоторые исследователи считают, что в процессе серпентинизации перидотитов происходит привнос бора, а бор, как известно, типичный элемент морской воды (Тернер, Ферхуген, 1961; Ферхуген и др., 1974).

Отдельные авторы справедливо возражают против возможного участия океанических вод в процессе метаморфизма ультраосновных пород. Так, например, С. П. Соловьев (1976, с. 671) на поставленный им в статье вопрос: «Принимала ли участие вода океанов в процессе серпентинизации гипербазитов?» — дает отрицательный ответ. Свой вывод он аргументирует отсутствием в серпентинизированных гипербазитах дна океанов повышенных содержаний натрия, столь характерного для океанической воды. Не устанавливается привнос натрия и в процессе частичной серпентинизации альпинотипных гипербазитов. З. Максимович, С. Максимович (1972, с. 149) на примере ультраосновных пород Югославии и области Вуринос в Греции показали, что «поступление воды, которая необходима для однородной и весьма неполной серпентинизации

крупных ультраосновных тел, не вызывает увеличения содержания щелочей».

В заключение следует подчеркнуть, что серпентинизация под прямым воздействием морских вод на дне океана и морей вызвала бы резкое окисление серпентинитов (Coleman, 1977). В действительности этого не наблюдается.

Метеорные воды глубокой циркуляции

Метеорные (атмосферные) воды обычно обогащены кислородом и лишены хлора. Не исключено, что на значительных глубинах эти воды минерализуются и приобретают свойства гидротермальных растворов (Барабанов, 1976). Возможная роль метеорных вод глубокой циркуляции, как агентов серпентинизации гипербазитов, вытекает, например, из результатов исследований Веннера и Тейлера (Дж. Ферхуген и др., 1974, с. 390), которые установили, что величины изотопного состава водорода в неметаморфизованных серпентинитах Северной Америки и в метеорных грунтовых водах этого региона колеблются в одних и тех же пределах.

Смешанные воды

Горячие воды, имеющие свойства гидротермальных растворов, могут образоваться также за счет смещения различных генетических типов вод.

В. Линдгрен (1934) одним из первых отметил, что магматические воды могут смешиваться с вадозными (метеорными).

Значение смешанных вод для образования серпентинитов и месторождений хризотил-асбеста в литературе освещено весьма скупо, хотя и отмечается отдельными авторами. Например, В. Г. Боголепов (1969) допускает смешение «ювенильных» гидротерм с трещинножильными подземными водами глубокой циркуляции для случая «локальной» серпентинизации. По мнению Р. Колемана (Coleman, 1977), серпентинизация пород в «океаническую» стадию происходит под воздействием циркулировавших морских вод, смешанных с остаточными «магматическими» газами, что обусловило их низкий окислительный потенциал.

Таким образом, краткое рассмотрение источников вод показывает возможные разнообразные происхождения гидротермальных растворов и, вероятно, для многих серпентинитовых поясов воды могут иметь экзогенное происхождение.

О СВЯЗИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ И АСБЕСТООБРАЗОВАНИЯ В ИДЖИМСКОМ МАССИВЕ С ФРЕАТИЧЕСКИМИ ВОДАМИ

Источник гидротермальных растворов для хризотил-асбестовых месторождений Иджимского массива некоторые исследователи (Кужугет, 1969; Золоев, 1975) предположительно связывают с посторогенными калиевыми гранитами нижне-среднедевонского возраста, выходы которых известны по северо-западной окраине Куртушибинского офиолитового пояса. Однако геологические данные, имеющиеся в настоящее время для района Саянского месторождения хризотил-асбеста, не позволяют нам считать такое решение надежным.

Во-первых, выходы гранитов обычно находятся на большом удалении от Саянского месторождения (на расстоянии от 20 до 40 км), и это обстоятельство осложняет решение вопроса о связи процессов серпентинизации и асбестообразования с кислыми интрузиями. Нет никаких дан-

ных, которые бы свидетельствовали о наличии гранитного массива на глубине, т. е. под Иджимским массивом.

Во-вторых, посторогенные граниты рассматриваемого региона интрудируют толщи, уже испытавшие зеленокаменный метаморфизм и консолидацию, определяя, в частности, дискордантность гранитных массивов и возникновение вокруг них ореолов ороговикования. Позднеорогенный гранитоидный магматизм не является специфической особенностью рассматриваемого района и проявлен, по данным А. А. Моссаковского (1975), практически одновременно на всей площади каледонид Алтае-Саянского региона, в том числе и на площади Сангиленского сводового поднятия (Восточная Тува). Гипербазитовые массивы этого поднятия, залегающие среди гнейсовых толщ и входящие в состав Южно-Тувинского гипербазитового пояса, в большинстве своем сложены почти несерпентинизированными дунитами и перидотитами (Пинус и др., 1955). Все эти данные, как и ряд других фактов, свидетельствуют об отсутствии генетической связи процессов серпентинизации гипербазитов с посторогенным гранитным магматизмом сиалического типа.

Источником серпентинизирующих вод для Иджимского массива мы вынуждены признать тот же источник, который обусловил зеленокаменный метаморфизм слоистых пород и ассоциирующихся с ними основных эффузивов района.

Региональный зеленокаменный метаморфизм, отнесенный А. А. Маракушевым (1965) к типу А (догранитный метаморфизм), связан непосредственно не с действием восходящих потоков глубинных (мантийных) флюидов, как полагают некоторые исследователи (Маракушев, 1973б; и др.), и не с действием морской воды, проникающей вниз по разломам (Соболев, 1962; и др.), а, скорее всего, был обусловлен «захороненной морской водой, выжимающейся вверх» (Добрецов и др., 1972, с. 249; и др.).

Мы не согласны с мыслью С. В. Москалевой, Р. В. Колбанцева, В. М. Немцовича, Н. Н. Ведерникова и Г. И. Бурда (Москалева, 1972), что региональный зеленокаменный метаморфизм охватил гипербазиты, которые предварительно уже были лизардитизированы.

Развитие процессов петельчатой серпентинизации, ранней антигоритизации, лизардитизации и хризотилизации в ультрабазитах связывается с фреатическими захороненными водами, а развитие поздней антигоритизации — с возрожденными.

Положение о фреатических водах, обусловивших серпентинизацию и образование хризотил-асбестовых месторождений в Иджимском гипербазитовом массиве, подтверждается палеогидрогеологическими и метаморфическими предпосылками.

Палеогидрогеологические предпосылки. Ультрабазиты и тесно ассоциирующиеся с ними габброиды были выведены в осадочно-вулканогенные отложения (чингинская свита венд-нижнекембрийского возраста) к началу формирования санаштыкгольских отложений ленского яруса, нижнего кембрия (Зайков, Зайкова, 1969). Продукты дезинтеграции гипербазитов, габброидов и эффузивов чингинской свиты обнаруживаются в перекрывающих их осадочно-вулканогенных отложениях нижнего кембрия (акдурукская свита в Западной Туве, терешкинская свита в Западном Саяне) и терригенных отложениях среднего — верхнего кембрия (аласугская свита).

Перемещение гипербазитовых масс, находящихся в твердом состоянии, в венд-раннекембрийские отложения, насыщенные седиментационными водами, сопровождалось интенсивной миграцией последних в ультрабазиты.

Состав раствора и его окислительной потенциал зависят существенным образом от состава вмещающих отложений. В венд-раннекембрийское время в глубоководных условиях происходило накопление глинистых

и кремнистых илов. Эти илы, как правило, содержали органическое вещество, превратившееся затем в углистый материал. Широкое развитие углистых отложений, сульфидов (Пинус, 1961; наши данные) свидетельствует о сероводородном заражении среды. Таким образом, нижняя толща чингинской свиты обладает всеми характерными признаками ископаемой сероводородной фации. Хорошо известно, что осадки этой фации имеют слабощелочной характер, а воды могут иметь pH от 5,8 до 8,12 (Вологдин, 1975).

В слоистых кремнистых сланцах Куртушибинского хребта иногда встречаются остатки радиолярий и спикулы губок. Кремнийусваивающие организмы осаждают кремнезем во всех нормальных морских фациях. Щелочная фация кремнеземных осадков характеризуется pH $\approx$ 9,5—10,4 (Вологдин, 1975).

Выше отложений типичной сероводородной фации залегает верхняя толща чингинской свиты, представленная в основном диабазами и их туфами, туфогенно-осадочными породами с редко встречающимися прослоями углисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и маломощными (до 10 м) линзами доломитов. Образование доломитов обычно связывают (Фридмен, Сендерс, 1970) с воздействием рассолов на известняки.

Метаморфические предпосылки. Приведенные выше материалы показывают, что степень метаморфизма (серпентинизации) гипербазитов Иджимского массива отвечает условиям зеленокаменного преобразования вулканогенно-осадочных пород чингинской свиты.

Нельзя не подчеркнуть тесной связи химических потенциалов восстановителей (H_2) и углекислоты (CO_2) при метаморфизме ультраосновных пород и вмещающих толщ. Подтверждением этого является, например, присутствие карбида железа (когенита) в диабазах и продуктах ранней серпентинизации ультрабазитов.

Хризотилизация ультрабазитов и метаморфизм вмещающих их пород сопровождались заметной подвижностью (перераспределением) кальция. В измененных породах Орешского блока (ультрабазиты, базальтоиды) минеральные ассоциации с карбонатами (за исключением доломита) чрезвычайно редки, тогда как в Омульском блоке в тех же породах они пользуются широким распространением.

Развитие метасоматоза в приразломных зонах определяется единой направленностью, которая выражается в замещении тех и других пород кальциевыми метасоматитами и образовании в качестве конечного продукта клинопироксена диопсид-салитового состава (район Саянского месторождения хризотил-асбеста).

Наблюдаемое обезвоживание вмещающих гипербазиты пород вендраннекембрийского возраста — лишнее доказательство участия фреатических вод в процессах серпентинизации.

Можно полагать, что положение о фреатическом (экзогенном) источнике серпентинизирующих и асбестообразующих растворов представится возможным уточнить по мере накопления данных об изотопном составе серы сульфидов хризотил-асбестоносных серпентинитов и вмещающих их осадочных пород.

Глава 7

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Условия образования, закономерности размещения, поисковые критерии и признаки хризотил-асбестовых месторождений баженовского подтипа разрабатывались П. М. Татариновым, Н. Д. Соболевым, В. П. Пет-

ровым, В. П. Еремеевым, В. Ф. Дыбковым, К. К. Золоевым, В. Р. Артемовым, А. С. Варлаковым и многими другими исследователями. Однако к настоящему времени установлены лишь самые общие закономерности размещения и формирования месторождений хризотил-асбеста, и в связи с этим следует согласиться с мнением Н. Д. Соболева (1973, с. 57), отметившим, что «мы далеки еще от выявления всех критериев и признаков асбестоносности ультраосновных массивов, и исследования в этом направлении должны продолжаться и совершенствоваться».

Отличаясь сравнительной простотой геологического строения, Иджимский хризотил-асбестоносный ультрабазитовый массив является великолепной природной моделью для уточнения и дальнейшего совершенствования структурно-тектонических, минералого-петрографических, метаморфических и других критериев асбестоносности, широко освещенных в литературе (Татаринов, 1948; Соболев, 1955, 1962, 1973; Еремеев, 1962; Дыбков, 1962; Петров, 1962; Золоев и др., 1972, 1973 а, б, 1976; Варлаков, 1973б; Артемов, 1975 и др.)

Для прогнозных оценок и составления карт прогнозов поисковые критерии следует сгруппировать в следующие три основные категории объектов асбестоносности (в порядке соподчинения): гипербазитовые пояса (региональные критерии), массивы (локальные критерии) и отдельные участки внутри гипербазитовых массивов (узколокальные критерии).

Региональные критерии

Общегеологические критерии, обеспечивающие проведение регионального прогнозирования асбестоносности гипербазитов, учитывают закономерности изменения состава и особенности строения разных членов офиолитовой ассоциации. Из всего многообразия офиолитовых комплексов (Добрецов, 1974а, 1977; Маракушев, 1976; Марков и др., 1977; Miyashiro, 1975) наиболее благоприятными для хризотил-асбестизации являются ультрабазиты реститовой природы, входящие в состав зеленокаменно измененных офиолитов (первый тип офиолитов, по классификации Н. Л. Добрецова, эмбриональная офиолитовая формация, по А. А. Маракушеву). Таким образом, из круга исследований исключаются неперспективные на хризотил-асбест другие типы офиолитов, обладающие специфическими особенностями состава и претерпевшие метаморфизм средних и высоких давлений. Хризотил-асбестоносные ультрабазиты тесно ассоциируют, как это установлено на примере Саянского месторождения асбеста (Актовракско-Куртушибинский офиолитовый пояс), с маложелезистыми и малотитанистыми габброидами и высокотитанистыми недифференцированными базальтоидами железистого ($f' \gg m'$) и натриевого уклонов. Бедные железом и калием базальтоиды ассоциируют с хромитоносными гипербазитами (Маракушев, 1976). Учитывая разную металлогению гипербазитов и различный состав ассоциирующихся с ними габброидов и вулканитов, целесообразно выделить внутри офиолитов первого типа хризотил-асбестоносный и хромитоносный подтипы (Сибилев, Еремеев, 1971).

Минералого-петрографические критерии. В гипербазитовых поясах, перспективных на обнаружение промышленных месторождений хризотил-асбеста, как правило, встречаются массивы, сложенные серпентинитами и материнскими для них малотитанистыми ($TiO_2 \leqslant 0{,}1\%$) и малохромистыми ($Cr_2O_3 \leqslant 0{,}40\%$) гарцбургитами. Последние обычно сложены оливином (Fo_{90-94}), энстатитом (En_{91-95} — от 5 до 30%), примесным диопсидом (0,6%) и ультразакисной акцессорной хромшпинелью (Cr часто преобладает над Al при соотношении $Mg : Fe^{2+}$, близком к единице, и содержании Fe^{3+} не более одного атома на элементарную ячейку).

Металлогенический фон. Металлогенический облик хризотил-асбестоносных офиолитовых поясов (Актовракско-Куртушибинской и др.) определяется развитием наряду с хризотил-асбестом также и месторождений нефрита, талька и золота (золоторудные кварцевые жилы, россыпи).

Поясовое размещение хризотил-асбестовых месторождений баженовского подтипа достаточно характерно для многих асбестоносных провинций мира.

Локальные критерии

Выбор гипербазитовых массивов внутри того или иного хризотил-асбестоносного (потенциально асбестоносного) офиолитового пояса для постановки общих поисков месторождений хризотил-асбеста базируется прежде всего на структурно-тектонических, минералого-петрографических, геохимических и метаморфических локальных критериях.

Структурно-тектонические критерии. Роль структурного контроля является разносторонней и проявляется в следующих главнейших закономерностях.

1. Месторождения хризотил-асбеста, как правило, размещаются в участках наименее нарушенных выходов офиолитов. Ультрабазиты здесь претерпели незавершенную серпентинизацию (по П. М. Татаринову) и залегают (совместно с габброидами или без них) в виде тектонических блоков, пластин и чешуй среди вулканитов и кремнистых сланцев верхней части разреза офиолитовой ассоциации. Тела гипербазитов, находящиеся в толщах более молодых, чем эти отложения, как правило, характеризуются весьма убогой асбестизацией или совсем неасбестоносны. Это объясняется тем, что при большом диапазоне перемещения гипербазитовых тел относительно верхних членов разреза офиолитового комплекса интенсивное тектоническое дробление и рассланцевание ультраосновных пород, их перекристаллизация и гидротермальная переработка местами были настолько значительными, что привели к уничтожению ранее сформировавшихся асбестоносных залежей.

2. Решающее влияние на ход асбестообразующего процесса имела трещиноватость пород, так как формирование жил хризотил-асбеста связано с выполнением многочисленных трещинных полостей и протекало одновременно с гидротермальным метаморфизмом (серпентинизацией) дунит-гарцбургитов и гарцбургитов.

Залежи хризотил-асбеста строго приурочены к тем гипербазитовым телам, где известны (наряду с выходами массивных серпентинитов и гарцбургитов) зоны рассланцовки, вызванные стрессом.

Рассланцованные и смятые серпентиниты в небольших по размерам асбестоносных гипербазитовых массивах (площадью порядка 1—5 км^2), распространены в основном в их периферических частях. Сланцеватые серпентиниты здесь как бы «обтекали» жесткие трещиноватые блоки ультраосновных пород и частично их растаскивали. Перемещение было, по-видимому, незначительным, но достаточным для того, чтобы в ядрах гарцбургитов и в массивных серпентинитах открывались многочисленные трещины, где и отлагался хризотил-асбест. Тектоническая подготовленность пород, выражающаяся в появлении зон густой трещиноватости, происходила до процесса асбестообразования и продолжалась на протяжении всего периода формирования асбестоносных залежей.

В более крупных гипербазитовых массивах мощные зоны смятия и рассланцевания пород, возникшие при взбросах и крутых надвигах, контролируют размещение целого ряда месторождений (залежей) хризотил-асбеста. Хризотил-асбестовые залежи здесь приурочены к окраинам мас-

сива, закономерно располагаясь в промежутке между рассланцованными серпентинитами, с одной стороны, и краевой частью основного перидотитового ядра — с другой.

До последнего времени считалось (Андреев и др., 1962), что узкие серпентинитовые полосы (так называемые «автометаморфические» серпентиниты), окаймляющие крупные перидотитовые тела, не содержат асбестовой минерализации в промышленных концентрациях. Однако открытие Саянского месторождения хризотил-асбеста показало, что такой вывод не соответствует действительному положению вещей. На этом месторождении минимальная мощность серпентинитовой полосы, залегающей между контактом гипербазитов с вулканогенно-сланцевой толщей и периферической частью крупного (размером в плане 1,5×2,9 км) дунит-гарцбургитового ядра (Коярдское), составляет 40 м (р. л. 24, 62), в том числе на долю рассланцованных серпентинитов приходится 25 м. Расширение поисковых работ на площадях, подобных Орешскому блоку Иджимского гипербазитового массива, открывает более широкие перспективы нахождения новых хризотил-асбестоносных районов.

Значительную косвенную роль в асбестизации играют также благоприятные физико-механические свойства первичных ультрабазитов — их резкая анизотропия, которая обусловлена чередованием в полосчатом комплексе дунитов и гарцбургитов. Анизотропия способствует образованию в этих породах многочисленных трещин.

Минералогические критерии. Вполне естественно, что наиболее надежным поисковым признаком является сам хризотил-асбест. По находкам его в коренных обнажениях, либо в рудных свалах и высыпках можно оценить наиболее вероятный тип оруденения (просечки, мелкопрожил, мелкая и крупная сетка, простые и сложные отороченные жилы), а следовательно, и его практическую ценность.

Кроме хризотил-асбеста, к числу уже косвенных минеральных индикаторов асбестового оруденения относятся: а) ореолы офитовых и немалитовых прожилков в ультрабазитах, б) везувиановые и клинохлоровые жилки в родингитах и в) прожилки кварца, салита, пренита, сфена и альбита во вмещающих вулканогенно-осадочных породах. Обилие прожилковых текстур в горных породах указывает на интенсивное возникновение зон густой трещиноватости, что имеет немаловажное значение как положительный оценочный критерий перспектив хризотил-асбестоносности гипербазитовых массивов.

Обнаружение хризотил-асбестовых месторождений возможно в тех гипербазитовых массивах, где уже известны проявления или месторождения нефрита. Для асбестоносных апогарцбургитовых серпентинитов весьма характерна тесная ассоциация породообразующего хризотила с бруситом.

Петрографические критерии. Петрографический контроль асбестообразования определяет: а) размещение хризотил-асбестоносных залежей в зоне перехода от блоков частично серпентинизированных гарцбургитов к серпентинитам; б) скрытое залегание асбестоносных зон по периферии дунит-гарцбургитовых ядер, где апогарцбургитовые серпентиниты погружаются на глубину под мощные слои вязких аподунитовых серпентинитов, как правило, не несущих богатого хризотил-асбестового оруденения; в) возможность многоярусного оруденения в грубополосчатом типе дунит-гарцбургитового комплекса.

Весьма благоприятным критерием промышленного хризотил-асбеста является наличие в гипербазитовом массиве различных разновидностей серпентинитов, образующих следующий ряд (в направлении от гарцбургитового ядра к периферии массива или к зоне разлома): существенно хризотиловые — лизардит-хризотиловые и существенно лизардитовые — рассланцованные (лизардит-офитовые) — перекристаллизованные (антигоритовые).

Из перечисленных типов серпентинитов в асбестоносных массивах преобладают лизардитовые, остальные разновидности обычно имеют подчиненное развитие.

Геохимические критерии. Под геохимической специализацией* хризотил-асбестоносного комплекса ультраосновных пород следует подразумевать «... сумму геохимических признаков, отличающих данный комплекс от других, близких по составу, но нерудоносных пород» (Беус, 1966, с. 47).

Применительно к асбестоносным и неасбестоносным гипербазитовым массивам можно считать справедливым указание А. А. Беуса (1966) о том, что критерии, характеризующие специфику химического состава рудоносных комплексов (по сравнению с безрудными), до настоящего времени в большинстве случаев остаются весьма общими, что затрудняет, а часто и полностью исключает возможность их практического использования.

Особенности химизма ультрабазитов Иджимского массива наглядно вырисовываются при сравнении химического состава типоморфных петрографических разновидностей их с аналогичными ультраосновными породами Агардагского хромитоносного гипербазитового массива, описанного в литературе (Пинус и др., 1955; Еремеев и др., 1968; и др.). Результаты сравнения изложены нами в ряде статей (Сибилев, 1971а, 1973; Сибилев, Еремеев, 1971). Главные выводы, имеющие отношение к геохимическим и петрохимическим критериям хризотил-асбестового оруденения, сводятся к следующему.

1. Область развития потенциально асбестоносных первичных альпинотипных гипербазитов (с величиной $M/F \geqslant 8$) сужается за счет распространения высокотитанистых ($TiO_2 \geqslant 0{,}1\%$) и высокохромистых ($Cr_2O_3 \geqslant 0{,}40\%$) ультрабазитов с коэффициентом Mg/Si, существенно отличным (по t-критерию Стьюдента) от такового для природного хризотил-асбеста ($\bar{X}=1{,}51$, $S^2=0{,}013$, $n=35$), карбонатизированных (при гидротермальном метаморфизме) их разностей ($CO_2 \geqslant 0{,}9\%$) и претерпевших значительную серпентинизацию при интенсивном окислении двухвалентного железа ($h \geqslant 33$).

2. В серпентинитах асбестоносных массивов имеет место закономерная отрицательная корреляционная связь между SiO_2 и FeO, а дисперсия критерия M/F более чем в семь раз выше, чем дисперсия фоновых значений этого отношения для серпентинитов неасбестоносных массивов, что обусловлено интенсивным перераспределением железа в ультрабазитах в процессе их серпентинизации и хризотил-асбестизации. Перераспределение железа достигает своего максимума при хризотилизации гарцбургитов, т. е. при процессе, создающем наиболее благоприятные предпосылки для широкого развития хризотил-асбеста. В Иджимском асбестоносном массиве хризотиловые апогарцбургитовые серпентиниты содержат почти в два раза меньше валового железа, чем лизардитовые серпентиниты (4,18% против 7,68%).

3. Явно неблагоприятными для развития эластичного хризотил-асбеста являются такие гипербазитовые массивы, которые нацело сложены серпентинитами, для которых характерны повышенные содержания $TiO_2 (\geqslant 0{,}10\%)$, $Na_2O (\geqslant 0{,}2\%)$, $K_2O (\geqslant 0{,}2\%)$, $MnO (\geqslant 0{,}6\%)$, $CaO (\geqslant 1{,}5\%)$, $Al_2O_3 (\geqslant 2\%)$ и $CO_2 (\geqslant 1\%)$ и пониженные значения параметров $Mg/Si (\leqslant 1{,}2)$ и $M/F (\leqslant 6{,}5)$. Такие геохимические и петрохимические показатели обычно характерны для антигоритовых (перекристаллизованных) серпентинитов.

---

* В. С. Коптев-Дворников и М. Г. Руб (1964, с. 7) отмечают что слово «специализация» происходит от «Specialis» (лат.), что означает не больше как «особенный». т. е., говоря о геохимической специализации, следует понимать геохимические особенности горных пород.

Метаморфические критерии. Немаловажное значение как положительный оценочный критерий хризотил-асбестового оруденения имеет сложный процесс серпентинизации дунитов и гарцбургитов, полнота проявления всех вышеохарактеризованных минеральных фаций, начиная с высокотемпературных (оливин-куммингтонитовая, оливин-тальковая) и кончая послерудной — антигоритовой — фацией, образовавшейся в резко восстановительных условиях. Резко восстановительная (метановая) обстановка определяется наличием во вмещающих гипербазиты осадочных породах рассеянного органического вещества (углистого материала).

При оценке перспектив хризотил-асбестоносности гипербазитовых массивов необходимо обращать внимание на характер метаморфизма вмещающих их пород. Благоприятной предпосылкой для образования промышленных месторождений хризотил-асбеста является проявление актинолитовой стадии зеленокаменного метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ.

Узколокальные критерии

Узколокальные критерии используются для выявления перспективных на хризотил-асбест тех или иных участков месторождения, асбестоносного поля (гипербазитового массива).

Главнейшую роль в группе узколокальных критериев играют структурно-тектонические, минералого-петрографические и метаморфические факторы контроля хризотил-асбестового оруденения.

Структурно-тектонические критерии. Более поздние поперечные разломы создают блоковую структуру гипербазитового массива. Хризотил-асбестовые залежи чаще всего приурочены к тем блокам, где в их окраинных участках устанавливается сложное пластинчатое строение, причем плоскости разломов, разделяющих ультрабазитовые пластины, отстоят друг от друга не более чем на 200 м. На площадях развития пакетов пластин широко развиты зоны сдвигания, проявленные в зоне контакта гипербазитов с вулканогенно-сланцевой толщей. На геологической карте тектонические пластины (блоки) обладают автономной внутренней структурой (Саянское месторождение).

Благоприятными для обнаружения хризотил-асбестовых руд саянского типа оказываются также такие блоки гипербазитового массива, где широко распространены породы дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Хорошо известно, что хризотил-асбестовые жилы развиты преимущественно в апогарцбургитовых серпентинитах и часто отсутствуют — в аподунитовых. В процессе разведки Саянского месторождения хризотил-асбеста была подмечена любопытная закономерность: аподунитовые серпентиниты, залегающие среди массивных апогарцбургитовых серпентинитов, имели, как правило, рассланцованную текстуру. Это объясняется тем, что на одни и те же напряжения растяжения дуниты и гарцбургиты (аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты) реагировали по-разному. В то время, когда гарцбургиты (апогарцбургитовые серпентиниты) растрескивались, дуниты и аподунитовые серпентиниты продолжали выдерживать нагрузку и реагировали на нее пластическими деформациями.

Необходимо подчеркнуть важную роль интраминерализационных подвижек в ходе асбестообразования. Эти подвижки связаны с тектоническими перемещениями пластин по разломам и фиксируются зонами рассланцованных асбестоносных серпентинитов. Свидетельством движения тектонических блоков (пластин) служит довольно резкое изменение элементов залегания полосчатости ультраосновных пород. Между зонами рассланцованных асбестоносных серпентинитов расположены блоки значительно менее измененных пород, насыщенных жилами поперечно-волокнистого хризотил-асбеста.

Асбестоносные зоны приурочены к разломам древнего заложения, возникшим в момент выведения горячих гипербазитовых тел на верхний уровень в коре. Такие разломы фиксируются интенсивными метаморфическими изменениями и высокотемпературной метасоматической переработкой пород (тремолитизация, диопсидизация и т. д.).

Существенным фактором прогнозной оценки хризотил-асбестоносности пород является рудная зональность. Для Саянского месторождения, например, характерна асимметричная зональность в центральных и поперечных сечениях асбестоносных залежей (просечки — мелкая сетка — крупная сетка—отороченные жилы — дунит-гарцбургитовое ядро с единичными хризотил-асбестовыми жилами) и симметричная зональность поясового или концентрического типов — на фланговых пересечениях.

Глубина распространения хризотил-асбестовых руд в целом определяется морфологией тектонических пластин или блоков. Хризотил-асбестовое оруденение в тектонических пластинах, ограниченных параллельными разломами с одинаковыми углами падения в одну и ту же сторону, прослеживается до глубины 500 м и даже более. Выклинивание асбестоносной залежи наблюдается при падении разломов, ограничивающих блок, навстречу друг другу (например, южное окончание Северной залежи). В том случае, когда разломы одной системы расходятся, асбестоносная залежь приобретает седловидную форму (Коярдская залежь).

Минералого-петрографические критерии. Наиболее существенный и резко выраженный минералогический критерий богатых хризотил-асбестовых руд — обильное развитие породообразующего хризотила (клинохризотила). Дуниты и гарцбургиты краевых ядер, претерпевшие весьма слабую дорудную серпентинизацию, в интрарудную стадию почти нацело замещались хризотилом с образованием серпентинитов с перекрещенно-волокнистой или волокнисто-пластинчатыми структурами. Хромшпинелид в таких серпентинитах частично выщелочен. С удалением в глубь гипербазитового массива степень ранней серпентинизации возрастает, а интенсивность развития породообразующего хризотила, наоборот, убывает. С внутренними гарцбургитовыми ядрами обычно связаны бедные хризотил-асбестовые руды (Сатпыйское месторождение).

Характерным минералом асбестоносных серпентинитов является брусит, хотя он и присутствует в небольших количествах (около 3%). Положительным минералого-петрографичесим фактором хризотил-асбестоносности следует считать наличие в ультрабазитах везувианитов и везувиан-андрадитовых родингитов.

Узколокальные метаморфические критерии прогноза хризотил-асбестоносности гипербазитов разработаны еще слабо.

Большую помощь при поисках и разведке хризотил-асбестовых месторождений саянского типа могут оказать наблюдения над характером распределения минералов. Директивное распределение серпентина в породе четко проявляется в слабо серпентинизированных перидотитах из асбестоносных залежей. Тогда как в относительно сильнее серпентинизированных дунитах и гарцбургитах из безрудных участков агрегаты серпентинизированных минералов размещены пятнисто.

Использование перечисленных поисковых критериев позволит более целенаправленно вести поиски и повысить их эффективность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в работе материал позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Иджимский ультрабазитовый массив, являющийся частью крупного Куртушибинского каледонского офиолитового пояса, разбит дизъюнктивными нарушениями на серию тектонических блоков, разнородных по своим размерам, составу, степени метаморфизма, внутреннему строению и характеру асбестоносности.

2. Среди пород массива мономинеральные лизардитовые и хризотиловые серпентиниты, аповулканитовые метасоматиты (клиноцоизитовая, клинопироксеновая и альбитовая зоны), апогипербазитовые метасоматические диопсиды, нефриты и хлорититы выявлены и описаны впервые.

3. Установлены особенности состава и различия в химизме хромшпинелидов из первичных ультрабазитов. Дуниты содержат железистый хромит и железистый алюмохромит, гарцбургиты и лерцолиты — алюмохромит. Впервые в Советском Союзе обнаружен редкий природный минерал — орегонит. В ультрабазитах встречены когенит, самородное железо, сульфиды и арсениды, свидетельствующие о своеобразных условиях формирования горных пород. Удалось обнаружить и изучить гипергенные минералы: опал, керолит, кальцит, арагонит, артинит, пироаурит и др.

4. Изучены петрохимические и геохимические особенности ультрабазитов, габброидных пород и апогипербазитовых метасоматитов, что позволило разработать некоторые петрохимические критерии оценки потенциальной хризотил-асбестоносности гипербазитовых массивов.

5. Венд-нижнекембрийский офиолитовый комплекс изученного района включает в псевдостратиграфическом порядке: 1) реститовые ультрабазиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты по ним), 2) магматические габброиды (плагиоклазсодержащие пироксениты, эвкриты, габбро-нориты, нормальные габбро), 3) габбро-диабазовый дайковый комплекс, 4) вулканогенно-сланцевую толщу (чингинская свита).

Фациальный диапазон метаморфизма офиолитов охватывает температурные ступени от пренит-пумпеллиитовой фации до эпидот-амфиболитовой фации низких давлений. Ультраосновные породы также метаморфизованы в условиях этих фаций и несут следы рекристаллизации различной степени. Процессы серпентинизации и асбестообразования обусловлены воздействием флюидов, образующихся во вмещающих породах (фреатические воды).

6. Использование установленных в начальный период геологического и минералого-петрографического изучения Иджимского массива закономерностей локализации промышленного хризотил-асбестового оруденения обеспечило открытие и успешную разведку на глубину Саянского месторождения и выявление ряда новых асбестоносных залежей.

Перспективы Иджимского асбестоносного поля не исчерпываются

выявленными месторождениями и проявлениями, и здесь следует продолжать геологоразведочные работы.

В первую очередь необходимо: оценить на глубину Сатпыйское месторождение хризотил-асбеста; оценить с поверхности и на глубину Карантинское проявление и установить масштабы развития на этом участке хризотил-асбестовой минерализации в рассланцованных серпентинитах; провести детальные поисковые работы на Омульской и Узюпской площадях.

Затем должны быть проведены буровые поиски возможного глубоко залегающего хризотил-асбестового оруденения по северной и южной окраинам Коярдского дунит-гарцбургитового ядра, а также по периферии Иджимского ядра.

7. Несомненный интерес для дальнейших поисков новых месторождений хризотил-асбеста представляют другие гипербазитовые массивы Западного Саяна и Тувы.

В Борусском ультрабазитовом массиве нами, вслед за Н. Л. Добрецовым, считаются перспективными для обнаружения месторождений хризотил-асбеста Пойловская (10×2 км) и Мало-Абдырская (12×2 км) площади.

В районе Актовракского месторождения хризотил-асбеста рекомендуется провести с помощью геолого-структурных и геофизических методов поиски слепых гипербазитовых тел с последующей оценкой их асбестоносности.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Пироксены базит-гипербазитовой ассоциации Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. «Наука», 1976, с. 6—31.

Аксенова В. Д., Довгаль Ю. М., Стерлигова Е. Е. Никелево-хромовая минерализация Алучинского гипербазитового массива.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 2, с. 23—33.

Алиева О. З., Смирнов Ю. В. Метаморфизм и минерагения гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации в связи с эволюцией структурных элементов геосинклинали.— В кн.: Асбесты СССР. Вып. 1. М., 1974, с. 54—71.

Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы /*Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В.* Новосибирск. «Наука», 1973. 320 с.

Андреев Ю. К. Щелочно-амфиболовая минерализация в некоторых змеевиковых массивах Урала. М., Изд-во АН СССР, 1959. 103 с. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 39).

Андреев Ю. К., Волчек И. И., Еремеев В. П., Петров В. П. Асбестоносность СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР. 1962, с. 113—152.

Артемов В. Р. Серпентиниты и типы серпентинизации. Автореф. докт. дис. Л., 1970. 48 с.

Артемов В. Р. Условия образования и закономерности размещения месторождений хризотил-асбеста. Обзор. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., ВИЭМС, 1975. 42 с.

Артемов В. Р., Колбанцев Р. В. Критерии прогноза асбестоносности и принципы оценки перспективных площадей.— В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста (методические рекомендации). Свердловск, 1976, с. 23—35.

Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Петрография месторождений хризотил-асбеста.— В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., «Недра», 1967, с. 403—423.

Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Классификация серпентинов и особенности методики минералогических и петрографических исследований гипербазитов.— В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста (методические рекомендации). Свердловск, 1976, с. 38—55.

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

Барабанов В. Ф. Генезис гидротермальных жил и проблема источников растворов, их образующих.— «Зап. ВМО», 1976, ч. 105, вып. 1, с. 121—129.

Башта К. Г. Геолого-генетические особенности Молодежного месторождения хризотил-асбеста.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967, с. 315—320.

Башта К. Г. Молодежное месторождение хризотил-асбеста.— В кн.: Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970, с. 117—131, вып. 2 (10).

Башта К. Г. Закономерности распределения окислов железа на Молодежном месторождении хризотил-асбеста.— В кн.: Технология асбестовой промышленности. Асбест. Свердловск, 1973, с. 29—36. (Труды ВНИИпроектасбест, вып. 15).

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 7—156.

Бетехтин А. Г. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале.— В кн.: Хромиты СССР. Т. II. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 285—338.

Бетехтин А. Г., Альбов Н. В. О самородном железе в перидотитах Калгачинского района (Вост. Прионежье).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1940, № 3, с. 84—102.

Бетехтин А. Г., Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале.— В кн.: Хромиты СССР. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 157—250.

Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, «Наука», 1976. 332 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 246). 332 с.

Беляшов Н. М. Поведение пирротина в магнетитовых месторождениях Тургая.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971, с. 152—154.

Беляшов Н. М. Реакция метасоматоза при формировании Кочарского магнетитового месторождения.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1972, № 5, с. 38—47.

Бернстейн А. Справочник статистических решений. М., «Статистика», 1968. 162 с.

Беус А. А. Бериллий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 94—132.

Беус А. А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., «Недра», 1966, с. 21—35.

Беус А. А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М., «Недра», 1972. 296 с.

Боголепов В. Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 4, с. 35—50.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966. 224 с.

Бородаевская М. Б. Контактовые явления в связи с жильными гранитоидами Березовского района на Среднем Урале.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 1, с. 87 — 103.

Бородаевский Н. М., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле (геологическое строение). М., Металлургиздат, 1947. 264 с.

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1964. 132 с.

Булгакова Е. Н., Рябов В. В. Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и постмагматических минералах Талнахской дифференцированной интрузии.— В кн.: Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород. М., «Наука», 1972, с. 292—295.

Бутырин Н. В. Дуниты Урала как сырье для огнеупорной промышленности.— В кн.: Труды 2-го совещания по огнеупорным материалам. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941, с. 79—85.

Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 253—277.

Варлаков А. С. Магнитные свойства серпентинитов и поведение магнетита при серпентинизации альпинотипных гипербазитов.— «Сов. геол.», 1973а, № 2, с. 136—143.

Варлаков А. С. Особенности метаморфизма гипербазитов в связи с образованием месторождений хризотилового асбеста.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973б, с. 65—83.

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968. 153 с.

Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 10—21.

Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент (на примере Северо-Востока СССР). Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1974. 58 с.

Велинский В. В. Особенности состава и зональность в химизме гипербазитов переходной зоны от океана к континенту.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 15—22.

Велинский В. В. Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса).— «Геол. и геофиз.», 1978, № 3, с. 52—62.

Велинский В. В., Банников О. Л. О связи химического состава акцессорных хромшпинелидов в альпинотипных гипербазитах с составом материнских пород и сосуществующих силикатов (на примере Усть-Бельского массива на Чукотке).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 161—173.

Велинский В. В., Пинус Г. В. Проблема ультраосновных формаций складчатых областей.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973а, с. 187—195. (Труды 1-го Всесоюзного симпозиума).

Велинский В. В., Пинус Г. В. Некоторые общие вопросы проблемы генезиса альпинотипных гипербазитов.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 360—376.

Велинский В. В., Пинус Г. В. К вопросу о природе ультраосновных пород складчатых областей (на примере Кузнецкого Алатау).— В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 111—130.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 1, с. 203—207.

Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. IV, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 649 с.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры.— «Геохимия», 1961, № 1, с. 3—29.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 5—21.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949. 657 с.

Владимирский Г. М., Задорожная Н. М. Стратиграфия нижнекембрийских отложений (чингинская свита) юго-западной части Западного Саяна.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Красноярское книжное изд-во, 1967, с. 200—208.

Власов К. А. Каталитическая роль фтора в процессе десиликации пегматита и генезиса берилла (Изумрудные копи, Средний Урал).— В кн.: Труды Ломоносовского института геохимии, кристаллографии и минералогии АН СССР. Вып. 9, М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938, с. 65—94.

Вологдин А. Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. М., «Недра», 1975. 271 с.

Володина Э. Н., Ледкова Л. А., Костяная Г. А. Краткая характеристика программ для обработки данных на электронной вычислительной машине.— В кн.: Применение математических методов при геологических исследованиях в Средней Сибири. Красноярск, 1973, с. 121—128.

Волчок И. П. Основные задачи расширения сырьевой базы хризотил-асбеста. Выступление.— В кн.: Развитие производительных сил Восточной Сибири и минерально-сырьевая база. Нерудные полезные ископаемые. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 108.

Воробьева О. А., Ефремова С. В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород.— «Сов. геол.», 1973, № 11, с. 108—114.

Высоцкий И. К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского района на Урале. Вып. 1. Спб., 1913.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951. 716 с.

Глазковский А. А. Никель. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 20. М., Госгеолтехиздат, 1963. 284 с.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н., Стамборовский Н. Н., Пятов О. И., Шестаков Ю. Г., Фролова Л. П. Геохимическая характеристика и сопоставление габброидов Саяно-Байкальской складчатой области.— В кн.: Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1973, с. 82—109.

Годлевский М. Н., Баташев Е. В. Метаморфизм и метаморфогенное сульфидно-никелевое оруденение в гипербазитах Хаутаваарской зоны (Карелия).— «Зап. ВМО», 1976, ч. 105, вып. 2, с. 184—193.

Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 9—16.

Гончаренко А. И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение.— «Сов. геол.», 1976, № 12, с. 75—86.

Горецкая Е. Н. Опыт подсчета баланса вещества при процессе серпентинизации.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 118—125.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 118—227.

Гриненко В. А., Дмитриев Л. В., Мигдисов А. А., Шараськин А. Я. Содержание и изотопный состав серы в магматических и метаморфических породах срединно-океанических хребтов.— «Геохимия», 1975, № 2, с. 199—205.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. М., «Мир», 1965. 372 с.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеититов и альбититов хр. Борус (Западный Саян).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 242—316.

Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 3, с. 3—20.

Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 6, с. 1383—1386.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск. «Наука», 1974б. 430 с.

Добрецов Н. Л. Общие особенности офиолитов Полярного Урала и Западного Саяна и условия их формирования.— В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, «Наука», 1977, с. 176—203.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян).— «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 40—53.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса.— В кн.: Петрология и метаморфизм древних

офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, «Наука», 1977, с. 128—156.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 288 с.

Добрецова И. Л., Мельникова Р. Д. Золото в офиолитах и глаукофансланцевых толщах.— «Геол. и геофиз», 1977, № 1, с. 143—150.

Дыбков В. Ф. Факторы, контролирующие оруденение в Баженовском асбестоносном районе и вопросы поисков слепых залежей хризотил-асбеста.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 222—227.

Еремеев В. П. Закономерности размещения различных генетических типов асбеста и талька на территории Тувинской автономной области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 175—194.

Еремеев В. П. Гипербазиты Тувы и Западного Саяна и связанные с ними неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 86—92.

Еремеев В. П., Меренков Б. Я., Петров В. П., Соколова Л. А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы.— В кн.: Асбест как минерал и полезное ископаемое. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 19—35.

Еремеев В. П., Павлов Н. В., Сибилев А. К. Хромитовая минерализация гипербазитовых поясов Тувы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 6, с. 45—56.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. О древней коре выветривания в гипербазитах Западной Тувы.— В кн.: Древние продуктивные коры выветривания. М., «Наука», 1966, с. 191—201.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. О самородном железе и орегоните в Иджимском гипербазитовом плутоне Зап. Саяна.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1967 г. М., 1968, с. 83—84.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Иджимский гипербазитовый плутон (Западный Саян) (в связи с его асбестоносностью). —«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 8, с. 14—24.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного железа, орегонита и маухерита в этом процессе.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 6, с. 91—100.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Саянское месторождение хризотил-асбеста.— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971а, с. 121—129.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Выявление общих закономерностей размещения апогипербазитовых асбестов Западного Саяна.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1970 г. М., 1971б, с. 53—54.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Геологические особенности и генезис Саянского месторождения хризотил-асбеста.— «Геол. рудн. месторожд.», 1972, № 2, с. 78—86.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Опалы Западного Саяна.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М., «Наука», 1973, с. 105—110.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974, с. 320—343.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива.— «Сов. геол.», 1974, № 5, с. 55—56.

Жданов В. В. Гипербазиты докембрийских щитов.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 162—176. (Труды 1-го Всесоюзного симпозиума).

Желязкова-Панайотова М. По поводу статьи Н. Д. Соболева «К петрохимии ультраосновных горных пород» («Геохимия», 1959, № 8).— «Геохимия», 1965, № 7, с. 887—889.

Заварицкий А. Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Н.-Тагильского округа в 1908 г.— В кн.: Записки Горного института, т. 2, вып. 3. Спб., 1909. 189 с.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. О возрасте Актовракского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 7, с. 121—124.

Золоев К. К. Геологические условия размещения асбестоносных полей Урала.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 153—168.

Золоев К. К. Особенности вещественного состава асбестоносных гипербазитов.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. II. Свердловск, 1969, с. 242—253. (Труды 2-го Уральского петрограф. совещ.).

Золоев К. К. П. М. Татаринов и развитие учения о закономерностях размещения месторождений асбеста.— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971, с. 7—14.

Золоев К. К. Генетические типы асбестов, связанных с ультраосновными породами и закономерности размещения их в складчатых областях.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 46—52.

Золоев К. К. Серпентинизация и асбестообразование..— В кн.: Асбесты СССР. Вып. 1. М., 1974, с. 33—40.

Золоев К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., «Недра», 1975. 192 с.

Золоев К. К., Бурд Г. И., Шмаина М. Я. Поисковые предпосылки и количественная прогнозная оценка асбестоносности.— В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста (методические рекомендации). Свердловск, 1976, с. 6—23.

Золоев К. К., Судиловский Г. Н. Серпентинизация как автометасоматический процесс выщелачивания.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 423—424.

Золоев К. К., Шмаина М. Я., Медведева Т. Н. Факторы контроля хризотил-асбестового оруденения и прогнозная оценка месторождений асбеста.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973а, с. 104—110.

Золоев К. К., Шмаина М. Я., Медведева Т. Н., Бахтиярова З. В. Методика составления крупномасштабных прогнозных карт по асбесту. М., «Недра», 1973б. 152 с.

Золоев К. К., Шмаина М. Я., Чемякин В. И. Методические рекомендации по поискам, разведке и промышленной оценке месторождений хризотил-асбеста. Свердловск, 1972. 80 с.

Золотухин В. В. О природных процессах сульфуризации основных и ультраосновных пород.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 3, с. 665—668.

Золотухин В. В. О некоторых спорных вопросах рудообразования.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 140—153.

Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963. 112 с.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В. О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезисе.— «Сов. геол.», 1977, № 1, с. 35—46.

Ильвицкий М. М., Романенко Г. Н. О никеленосности магнетита из ультраосновных пород и их коры выветривания.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 6, с. 1313—1315.

Ильвицкий М. М., Шрубович Ф. В. Медная и никелевая минерализация Правдинского ультраосновного массива (Среднее Приднепровье).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 3, с. 687—689.

Исследование по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. III. (Ред. А. П. Виноградова и Г. Б. Удинцев). М., «Наука», 1974. 232 с.

Калинин Д. В. О нижних температурных границах тремолита, диопсида, волластонита в гидротермальных условиях (экспериментальные данные).— «Геол. и геофиз.», 1967, № 1, с. 123—125.

Калинин Д. В., Денискина Н. Д. О химических условиях образования гранатов гроссуляр-андрадитового ряда и зависимости их железистости от кислотности — щелочности среды.— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 3, с. 95—101.

Калинин Д. В., Лохова Г. Г. О синтезе силикатов в системе $CaO - MgO - SiO_2$ при 540°С и 460 атм в присутствии добавок хлоридов кальция и магния.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 1, с. 21—31.

Каневский А. Я. Молибденовое рудопроявление в Липовеньковском гипербазитовом массиве на Среднем Побужье.— «Геол. журнал УССР», т. 31, № 2, 1971, с. 117—118.

Капинос А. В., Сибилев А. К. Хризотиловый асбест юга Красноярского края и Тувинской АССР.— В кн.: Геологические исследования в Красноярском крае и Тувинской АССР. Кызыл, 1968, с. 107—111.

Кашин С. А., Федоров В. Л. Хромитовые месторождения Хабарнинского ультраосновного массива.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 199—283.

Кашкай М. А., Алиев А. А., Керимов А. Ф., Махмудов С. А., Мустафазаде Б. В., Хасаев А. И. Обнаружение ассоциации мышьяково-никелевых минералов в Шорбулагском месторождении ртути (Азербайджанская ССР).— «Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле», 1975, № 4, с. 115—121.

Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Лиственниты, их генезис и классификация. Баку, Изд-во АН АзССР, 1965. 144 с.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975. 208 с.

Колбанцев Р. В. Лизардит в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 5, с. 1188—1191.

Колбанцев Р. В. Сопоставление ультраосновных массивов по отражательной способности акцессорных хромшпинелидов.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 11, с. 112—116.

Колбанцев Р. В. Внутренняя структура Иджимского массива ультраосновных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 6, с. 48—59.

Коллеганов Ю. М. О распределении петрогенных элементов в габброидах некоторых интрузий северо-восточной части Западного Саяна.— В кн.: Применение математических методов при геологических исследованиях в Средней Сибири. Красноярск, 1973, с. 136—140.

Конюшков К. Н. Стратиграфия нижнекембрийских отложений северо-восточной части Куртушибинского хребта Западного Саяна.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 21, с. 77—79.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 7—24.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, (МГК, XXII сессия, докл. сов. геол.).

Корыткова Э. Н., Косулина Г. И., Макарова Т. А., Гилева К. Г. Серпентинизация энстатита в гидротермальных условиях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 6, с. 129—132

Кротов Б. П. Петрографические исследования южной части Мпасской дачи. Казань, 1915. 416 с. (Труды Казанского общества естествоиспытателей, вып. 1).

Круцко Н. С. Основные особенности локализации хризотил-асбеста в перидотитово-серпентинитовой полосе Восточного Саяна.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 195—205.

Кужугет К. С. Генезис хризотил-асбестовых проявлений Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл, Тувинское книжн. изд-во, 1969, с. 84—91.

Кужугет К. С., Сибилев А. К. К методике разведки месторождений хризотил-асбеста.— «Зап. ЛГИ», 1967, т. III, вып. 2, с. 89—94.

Кузнецов В. А. Новые данные по геологии Западного Саяна (серпентинитовый пояс Саяна).— В кн.: Вестник Западно-Сибирского геолого-гидрогеологического треста. Вып. 2. Томск, 1934, с. 55—66.

Кузнецов В. А. Выступление.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 98—99.

Кузнецова В. Н. Парагенетическая связь процессов серпентинизации и метаморфизма даек в гипербазитах (на примере Киембайской и Джетыгаринской интрузий).— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963, с. 339—348. (Труды 1-го Уральск. петрограф. совещ.).

Кузнецова В. Н., Артемов В. Р. О серпентинизации дунитов платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации Урала (в связи с оценкой асбестоносности).— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., изд. ЛГИ, 1971, с. 129—136.

Куллеруд Г., Йодер Г. С. Сульфидно-силикатные реакции и их влияние на рудообразование в магматических, постмагматических и метаморфических условиях.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. II. Прага, 1965, с. 327—331.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955. 192 с.

Леснов Ф. П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных пород. М., «Наука», 1972, с. 173—188.

Леснов Ф. П. О структурно-текстурных критериях воздействия габброидов на гипербазиты в базит-гипербазитовых плутонах складчатых областей.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 75—80.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 44—56. (Труды 1-го Всесоюзн. симпоз.).

Ли Л. В., Корнев Т. Я. Содержание золота в гипербазитах Енисейского кряжа.— «Геохимия», 1972, № 11.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Вып. 1. М., ОНТИ НКТП 1934. 187 с.

Логинов В. П. Контактовые изменения граувакковых песчаников около ультраосновного массива Южный Крака на Южном Урале.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 116—132.

Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 5—196.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. М.— Л., 1936. 818 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 38).

Любалинская З. П., Семенов Г. Г. Тектоническое положение геосинклинальных вулканогенных формаций нижнего кембрия в Западном Саяне.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 44—45.

Максимович З., Максимович С. Литий, натрий, калий в альпинотипных ультраосновных породах.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 139—150.

Малахов И. А. О критериях серпентинизации ультраосновных пород.— «Геохимия», 1965, № 7, с. 880—887.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с.

Малахов И. А. О геохимических критериях выделения хромитоносных ультра-

основных массивов на Урале.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1968, с. 27—35. (МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол.).

Малахов И. А. Геохимия хрома в ультрабазитах Урала.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., ВСЕГЕИ, 1969, с. 305—307.

Малахов И. А. Петрохимия гипербазитов и условия их образования.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 85—100. (Труды 1-го Всесоюзного симпозиума).

Малахов И. А., Булыкин Л. Д., Царицын Е. П. Эндогенная металлогения эвгеосинклинальных ультрабазитов Урала.— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., изд. ЛГИ, 1971, с. 83—88.

Малахов И. А., Малахова Л. В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск, 1970. 166 с.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968а. 200 с.

Маракушев А. А. О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах магнезиальных мраморов.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968б, с. 339—347.

Маракушев А. А. Миграционная способность и геохимическая систематика металлов.— «Вестн. АН СССР», 1972, № 6, с. 46—51.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973а. 322 с.

Маракушев А. А. Серпентинизация.— В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973б, с. 19—37.

Маракушев А. А. Серпентинизация гарцбургитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 7, с. 5—20.

Маракушев А. А. Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976, с. 3—22.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М., «Наука», 1974, с. 102—131.

Марбиросьян А. Н. К вопросу о зональности Баженовского асбестоносного поля.— В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, УФ АН СССР, 1970, с. 252—258. (Труды уральской конференции молодых геологов и геофизиков).

Маркелов В. М., Половнев Б. А., Крайнева Э. П., Огнев А. С., Бызова Г. К. Комплексные исследования руд хризотил-асбеста Саянского месторождения.— В кн.: Добыча и обогащение асбестовых руд. Асбест, Свердловск, 1975, с. 135—147.

Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975. 232 с.

Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.— «Геотектоника», 1977, № 6, с. 15—31.

Мельницкий В. В. Изоморфизм бора в пренните, везувиане и других силикатах и его значение при поисках.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 4, с. 95—101.

Меренков Б. Я. Картирование месторождений, залегающих в интрузивных породах габбро-перидотитовой формации.— В кн.: К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 352—378.

Меренков Б. Я. Роль основных и кислых жильных пород в образовании месторождений асбеста и талька.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 52—65.

Меренков Б. Я. Генезис хризотил-асбеста. М., Изд-во АН СССР, 1958. 138 с. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 20).

Меренков Б. Я. Метоморфизм ультраосновных пород и закономерности образования в них месторождений нерудных ископаемых.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 552—554. (Труды 2-го Всесоюзного петрограф. совещ.).

Минералы. Справочник. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960. 617 с.

Минералы. Справочник. Т. II, вып. 3. М., «Наука», 1967. 676 с.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я. О возрасте альпинотипных гипербазитов Северного Кавказа.— «Сов. геол.», 1973, № 1, с. 131—137.

Морковкина В. Ф. Об особенностях метаморфогенного габбро (на примере габбро-перидотитовой формации Полярного Урала).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 399—402. (Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания).

Москалева С. В. Прогнозирование эндогенных полезных ископаемых, связанных с формациями ультраосновных и основных пород.— В кн.: Итоги совещания по проблеме «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых» (14—17 декабря 1971 г.). Л., 1972, с. 73—84.

Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., «Недра», 1974. 279 с.
Москалева С. В., Зотова И. Ф. О магнитных свойствах ультраосновных пород.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 1, с. 70—74.
Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М., «Наука», 1975. 318 с.
Никеленосные коры выветривания Урала. М., «Наука», 1970. 286 с.
Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 302 с.
Обручев В. А. Рудные месторождения. М., ОНТИ, 1934. 596 с.
Огнев А. С. Влияние выветривания на свойства хризотил-асбеста. Свердловск, 1973. 148 с.
Павлов Д. И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. М., «Недра», 1975а. 102 с.
Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М., «Наука». 1975а. 248 с.
Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М., Изд-во АН СССР, 1949. 88 с. (Труды ин-та геол. наук АН СССР, вып. 103, серия рудн. месторожд., № 13).
Павлов Н. В. О происхождении ультрабазитов в связи с их хромитоносностью.— «Геол. рудн. месторожд.», 1975, № 1, с. 14—22.
Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968. 178 с.
Паланджян С. А. Процессы метаморфизма в офиолитовом поясе Малого Кавказа.— В кн.: Асбесты СССР. М., 1974, вып. 1, с. 98—107.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— «Сов. геол.», 1972, № 12, с. 7—26.
Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер Л. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— «Геотектоника», 1977, № 6, с. 4—14.
Перлин В. Д. Структура, свойства и применение хризотил-асбеста в асбестоцементной промышленности.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые. Т. 3. М., 1973, с. 74—127.
Петров В. П. Основные общие закономерности формирования и размещения важнейших магнезиально-силикатных полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 10—31.
Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 136 с.
Петров В. П., Соколова Л. А. Тальк из района города Джетыгары.— В кн.: Минералогия и петрография нерудных ископаемых. М., 1957, с. 99—107. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 10).
Петров В. П., Токмаков А. П., Соколова Л. А. Асбест как продукт контактного воздействия гранитоидов на ультраосновную породу.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963, с. 351—352.
Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР. 1961. 120 с.
Пинус Г. В. Ультраосновные породы юго-восточного склона Западного Саяна.— «Докл. АН СССР», 1950, Т. 72, № 5, с. 949—951.
Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов.— В кн.: Труды горно-геологического института ЗСФ АН СССР. Вып. 13. Новосибирск, 1953, с. 17—27.
Пинус Г. В. О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 139—143.
Пинус Г. В., Колесник Ю. И. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 211 с.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А. Закономерности геологического строения и металлогения Алтае-Саянской гипербазитовой формации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 275—288.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР. 1955. 135 с.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
Природные изотопы гидросферы. Авт.: В. И. Ферронский, В. Т. Дубинчук, В. А. Поляков, Ю. Б. Селецкий, В. М. Кунцов, А. В. Якубовский. М., «Недра», 1975. 280 с.
Рабинович Ю. И. Фтор как индикатор сульфидного никелевого оруденения в ультраосновных породах Печенги.— «Геохимия», 1973, № 5, с. 778—782.
Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации (с некоторыми данными по новым и недостаточно описанным минералам).— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 2, с. 32—44.
Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970. 272 с.
Рогов Н. В., Кривенко А. П., Зайков В. В., Сибилев А. К. Магматические комп-

лексы Тувы.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 50—52.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.

Романович И. Ф. Генезис Светлоключского месторождения талька. М., Промстройиздат, 1955. 64 с.

Романович И. Ф. Зональность тальковых месторождений Урала и Сибири.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 549—567.

Романович И. Ф. Некоторые особенности взаимоотношения габброидов и гипербазитов на Сихотэ-Алине.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 190—194.

Рундквист Д. В. Особенности строения и формирования рудных жил выполнения.— «Зап. ВМО», 1963, вып. 2, с. 129—145.

Секерин А. П. Куртушибинское месторождение нефрита в Западном Саяне.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 7, с. 57—64.

Семенов Г. Г., Любалинская З. П. Некоторые типы туфогенных образований Куртушибинской зоны Западного Саяна.— В кн.: Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969, с. 98—105.

Сердюченко Д. П. Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками.— «Труды СОПС АН СССР, сер. Сев. Кавказ», 1936, вып. 1, с. 155—206.

Сибилев А. К. Химический состав серпентинитов как источник информации при оценке их потенциальной хризотил-асбестоносности (на примере гипербазитовых массивов Западного Саяна и Тувы).— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. II, Кызыл, 1971а, с. 155—161.

Сибилев А. К. Иджимский асбестоносный ультрабазитовый массив (Западные Саяны).— В кн.: Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторождений неметаллических полезных ископаемых, связанных с формацией гипербазитов. М., 1971б, с. 33—34.

Сибилев А. К. Петрохимический состав перидотитов как фактор оценки их потенциальной хризотил-асбестоносности (на примере Иджимского и Агардагского гипербазитовых массивов).— В кн.: Применение математических методов при геологических исследованиях Средней Сибири. Красноярск, 1973, с. 149—155.

Сибилев А. К. О механизме формирования трещинных полостей, вмещающих хризотил-асбестовые жилы (на примере Саянского месторождения).— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. III, Кызыл, Тувинское кн. изд-во, 1974, с. 133—144.

Сибилев А. К. Саянское месторождение.— В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста (методические рекомендации). Свердловск, 1976, с. 94— 103.

Сибилев А. К. Геология и петрология Иджимского ультрабазитового плутона (Западный Саян).— В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977, с. 18—31.

Сибилев А. К., Еремеев В. П. Саянское месторождение хризотил-асбеста.—«Геол. рудн. месторожд.», 1968, № 3, с. 113—116.

Сибилев А. К., Еремеев В. П. Ультрабазиты Тувы и Западного Саяна и их минерагения.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 130—132.

Сибилев А. К., Кудрявцева А. И. О новом генетическом типе никелевой минерализации, связанной с гипербазитами Тувы и Западного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл, Тувинское кн. изд-во, 1969, с. 54—57.

Сивов А. Г. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна.— В кн.: Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Т. II, Томск, «Красное знамя», 1940, с. 406—431.

Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна.— «Изв. Томского политехн. ин-та», Томск, 1953, т. 74, вып. 2. 94 с.

Сивов А. Г., Пинус Г. В. К вопросу о поисках асбеста и платины в бассейне верхнего течения р. Ус в Западном Саяне.— В кн.: Вестник Западно-Сибирского геолого-гидрогеологического треста. Вып. 2. Томск, 1934, с. 74—75.

Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Участие поверхностных вод в формировании метаморфической оболочки Земли.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 2, с. 466—469.

Синтетические амфиболовые асбесты. Авт.: Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А., Корыткова Э. Н., Чигарева О. Г. Л., «Наука», 1975. 250 с.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1949. 328 с.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.

Соболев Н. Д. Окисное железо как показатель степени серпентинизации ультраосновных горных пород.— «Докл. АН СССР. Нов. серия», 1944, том. XLII, № 7, с. 315—317.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952. 338 с.

Соболев Н. Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Исследование минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 141—148.

Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород.— «Геохимия», 1959, № 8, с. 679—695.

Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 32—47.

Соболев Н. Д. Особенности Молодежного месторождения хризотил-асбеста.— «Сов. геол.», 1965, № 11, с. 71—77.

Соболев Н. Д. К минералогии серпентинитов и асбестоносности ультраосновных пород.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973, с. 53—58.

Соболев Н. Д. Вопросы серпентинизации и асбестизации.— «Сов. геол.», 1975, № 3, с. 64—72.

Соболева М. В. Минералогия волокнистых минералов группы амфиболов и серпентина. М., «Недра», 1972. 252 с.

Соколов В. А. Газы Земли. М., «Наука», 1966. 133 с.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.

Соколова Л. А. Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород. М., 1960, с. 3—42. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 47).

Соловьев С. П. Гипербазиты дна океанов.— «Зап. ВМО», 1976, ч. 105, вып. 6, с. 663—675.

Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и природа слоев океанической земной коры.— «Изв. АН СССР, физ. Земли», 1975, № 2, с. 50—59.

Смирнов В. И. Предисловие к русскому изданию.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 5—7.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— «Геол. рудн. месторожд.», 1974, № 1, с. 3—17.

Смирнова Т. А. Некоторые новые данные о гипербазитах Кемпирсайского плутона.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 93—102.

Смирнова Т. А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона.— «Зап. ВМО», 1970, ч. 99, вып. 6, с. 745—748.

Судиловский Г. Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации (на примере Баженовского месторождения хризотил-асбеста).— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. II. Свердловск, 1969, с. 204—211. (Труды второго Уральского петрограф. совещ.).

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Сутурин А. Н. Геохимия и петрология гипербазитов Ильчирского комплекса (Восточный Саян). Автореф. канд. дис., Иркутск, 1970. 24 с.

Сутурин А. Н., Глазунова А. Д., Арсенюк М. И. Геохимия никеля, кобальта и ванадия в гипербазитах Восточного Саяна.— «Геохимия», 1974, № 1, с. 105—111.

Татаринов П. М. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале.— В кн.: Труды Геологического комитета, 1928. 50 с.

Татаринов П. М. Месторождения хризотил-асбеста в СССР.— В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 417—448.

Татаринов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. Вып. 9. Петрография Урала, ч. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940. 40 с.

Татаринов П. М. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста.— В кн.: Записки Ленинградского горного института. Л., 1948, т. 22, с. 91—99.

Татаринов П. М. Месторождения хризотил-асбеста (признаки для поисков).— В кн.: Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 308—310.

Татаринов П. М. Генезис жил хризотил-асбеста и его месторождений.— «Зап. ВМО», 1966, вып. 2, с. 121—133.

Татаринов П. М., Артемов В. Р. Состояние сырьевой базы и пути дальнейшего ее расширения.— В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., «Недра», 1967, с. 486—493.

Татаринов П. М., Еремеев В. П. Асбестоносность Западного Саяна.— В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., «Недра», 1967, с. 225—228.

Татаринов П. М., Кузнецов В. А., Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актовракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисея. М.— Л., 1934. 56 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 13).

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.

Токер Н. И., Абенд Л. К., Крайнева Э. П. Физико-химическое исследование асбестов различных месторождений.— «Научн. тр. ВНИИасбеста», вып. III. Свердловск, 1962, с. 62—103.

Томашпольская В. Д., Баженов И. К. Новый Усинский асбестоносный район.— В кн.: Вестник Западно-Сибирского геолого-гидрогеологического треста. Вып. 2. Томск, 1934, с. 67—72.

Турекьян К., Калп Дж. Геохимия стронция.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959, с. 69—156.

Тюлюпо Б. М. Лиственниты района р. Б. Тихой и их происхождение.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Вып. 2. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1964, с. 216—228.

Феногенов А. Н., Чернов В. Г. О высокотемпературном контактовом метаморфизме пород, вмещающих альпинотипные гипербазиты Логарского массива (Афганистан).— «Докл. АН СССР», 1976, 226, № 3, с. 670—673.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1960. 742 с.

Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У. Земля. Введение в общую геологию. Т. 1. М., «Мир», 1974. 392 с.

Фоминых В. Г., Малахов И. А. Закономерности распределения элементов семейства железа в гипербазитах Урала.— В кн.: Магматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 154—170.

Фоминых В. Г., Малахов И. А. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейств железа и платины в гипербазитах Урала.— В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Минералогический сборник № 13. Свердловск, 1977, с. 3—16.

Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Авт.: Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И. Шкандрий Б. О. М., «Наука», 1977. 216 с.

Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И. Генезис и распространение доломитов.— В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. М., «Мир», 1970, с. 249—319.

Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 9—26.

Хелльнер Э., Хинриксен Т., Зейферт Ф. Исследование смешанных кристаллов минералов метаморфических пород.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 161—174.

Херасков Н. Н. Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна.— «Бюлл. МОИП, отдел. геол.», 1970, № 3, с. 34—49.

Херасков Н. Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— «Геотектоника», 1975, № 1, с. 35—53.

Херасков Н. Н. Шарьяжи Куртушибинской зоны Западного Саяна.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 227, № 1, с. 180—183.

Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А. Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Недра», 1967, с. 194—210.

Царицын Е. П. Петрохимические особенности гипербазитов и состав акцессорных хромшпинелидов Хабарнинского ультраосновного массива.— В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Минералогический сборник № 13. Свердловск, 1977, с. 17—32.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Л., Госгеолтехиздат, 1956. 246 с.

Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Фролов С. М. К петрологии и металлогении офиолитовой ассоциации КМА.— «Сов. геол.», 1977, № 7, с. 138—142.

Чучко В. Н., Сарбаа Я. В., Шульга В. К. Стратиграфия кембрийских образований междуречья Сыстыг — Хем — Чашпы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл, 1969, с. 10—22.

Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. и др. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965. 296 с.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958. 501 с.

Штейнберг Д. С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 250—260. (МГК XXI сессия Докл. сов. геол.).

Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Проблемы генезиса ультрабазитов Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 183—199.

Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Проблемы петрологии гипербазитов Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969, с. 5—18. (Труды Второго Урал. петрограф. совещ.).

Штейнберг Д. С., Лагутина М. В. О когените в ультрабазитах и базитах.— В кн.: Ежегодник института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1974. Свердловск, 1975, с. 84—87.

Штейнберг Д. С., Малахов И. А. О поведении железа при серпентинизации.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 2, с. 355—358.

Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Булыкин Л. Д., Чащухин И. С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969, с. 158—167. (Труды 2-го Уральск. петрограф. совещ.).

Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. О составе брусита в серпентинитах и методах его определения.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 2, с. 434—437.

Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М., «Наука», 1977. 312 с.

Щеглов А. П., Волков В. В. Очерк стратиграфии кембрийских отложений Тувы.— В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970, с. 7—35.

Щека С. А., Моисеенко В. Г., Фоминых В. Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 2, с. 461—463.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—413.

Щербина В. В. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—159.

Щербина В. В. Сульфидные минералы как геохимические индикаторы.— «Геохимия», 1976, № 10, с. 1451—1461.

Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1969. 240 с. (Труды геоф. лаб. ин-та Карнеги в Вашингтоне, вып. 62).

Юдин М. И. Оливиновые роговики на р. Кантегир (Западный Саян).— «Изв. Томск. политехнич. ин-та». 1962, т. 120, с. 86—91.

Юдин М. И. Гипербазиты хребта Борус (Западный Саян) и особенности серпентинизации их.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965, с. 197—231.

Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, 1961. 243 с.

Andrews A. J., Fyte W. S. Metamorphism and massive sulphide generation in oceanic crust.— "Geosci. Can.", 1976, 3, N 2, p. 84—94.

ASTM. Diffraction data cards and alphabetical and grouped numerical index of X-ray diffraction data. Philadelphia, 1964—1969.

Avias J. A propos des sulfures êt arseniures de nickel associés aux roches ultrabasiques de la Nouvell — Calédonie.— "C. R. Soc. géol. France", 1970 (1971), N 8, p. 322—324.

Cann J. R. Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— "J. Petrol.", 1969, v. 10, p. 1—19.

Cann J. R. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, N.— E. Atlantic.— "Philos. Trans. Roy. Soc.", London, 1971, A268, N 1192, p. 605—617.

Challis G. A. High-temperature contact metamorphism at the Red Hills Ultramafic intrusion.— Wairan valley — New Zealand.— "J. Petrol.", 1965, v. 6, N 3, p. 395—419.

Challis G. A. The $K_2O : Na_2O$ ratios of ancient volcanic arcs in New Zealand.— N. Z. "J. Geol. Geophys.", 1968, v. 11, N 1, p. 200—211.

Chamberlain J. A. Heazlewoodite and awaruite in serpentinites of the Eastern Townships. Quebec.— "Canad. Mineralogist" 1960, v. 7, p. 519—522.

Chamberlain J. A., McLead C. R., Trail R. J., Lachanse G. R. Native metals in the Muskox intrusion.— "Canad. J. Earth Sci.", 1965, v. 2, N 3, p. 188—215.

Coleman R. G. Serpentinites, rodingites and tectonic inclusions in Alpine — type mountain chains.— "Geol. Soc. America Spec." Paper, 1963, v. 73, p. 130—131.

Coleman R. G. Low temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington.— "U. S. Geol. Survey Bull.", 1967, 1247. 49 p.

Coleman R. G. Emplacement and metamorphism of ophiolites.— "Rend. Soc. ital. miner. et petrol.", 1977, 33, N 1, p. 161—190.

Coleman R. G., Keith T. E. A chemical study of serpentinisation. Burro Montain, California.— "J. Petrol.", 1971, v. 12, N 2, p. 311—328.

Coombs D. S. Lower grand mineral facies in New Zealand.— Report of 22 sess. Norden, 1960, V. XIII, p. 339—351.

Coish R. A. Ocean floor metamorphism in the Betts Cove ophiolite Newfoundland.— "Contribs. Mineral. and Petrol.", 1977, v. 60, N 3, p. 255—270.

Davis H. L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua. An overthrust Plate of oceanic mantle and crust.— "Australia Bur. Min. Resources, Geol. and Geophys. Bull.", 1971, v. 128. 48 p.

Davis B. T. C., Boyd F. R. The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ of 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.— "J. Geophys. Res.", 1966, v. 71, p. 3567—3576.

Den-Tex E. The facies groups and relation to physical conditions in the Earth's crust.— "Lithos", 1971, v. 4, N 1, p. 23—42.

Gansser A. Ausseralpine Ophiolite — Problem.— "Eclogae geol. helv.", 1960, v. 52, № 2, p. 659—680.

Grubb P. L. C. Serpentinization and chrysotile formation in the Matheson ultrabasic belt, northern Ontario.— "Econ. Geology", 1962, vol. 57, N 8, p. 1228—1246.

Hellner E., Schürmann K. Stability of metamorphic amphiboles: the tremolite — ferroactinolite series.— "J. Geol.", 1966, v. 74, N 3, p. 322—331.

Hess H. H. A primary peridotite magma.— "Am. J. Sci.", 1938, v. 35, N 209, p. 321—344.

Holmes A. The origin of igneous rocks.— "Geol. Mag.", 1932, v. 69, p. 543—557.

Hostetler R. B., Coleman R. G., Mumpton F. A., Evans B. W. Brucite in alpin serpentinites.— "Amer. Mineral.", 1966, v. 51, N 1—2, p. 75—98.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.— "Canad. J. Earth Sci.", 1971, v. 8, N 5, p. 525—548.

Johannes W. Experimental investigation of the reaction forsterite+H_2O=serpentine — brucite.— "Contrib. Mineral. and Petrol.", 1968, v. 19, N 4, p. 309—315.

Kanehira K., Banno S., Yui S. Awaruite hearlewooditen and native copper in serpentinized peridotite from the Mineoka district, Southern Boso Peninsula.— "Танэаки кобуцу косё гаккайси", —"J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.", 1975, 70, N 11, 388—394.

Langford R. E., Melton C. E., Giardini A. A. Diamond growth by sulfide reduction of CO_2,— "Nature", 1974, v. 249, N 5458.

Leblanc M. Magnétites nickéliféres dans les serpentinites du Graara Central (Anti — Atlas, Maroc). "Notes Serv. géol. Maroc", 1969, t. 213, p. 165—171.

Marx P. C. Pyrrhotite and the origin diamonds.— "Miner. Mag", 1972, v. 38, N 297, p. 636—638.

Miyakawa K. A. peculiar porphyroblastic albite. Schist from Nichian-Cho, Tottori, Prefecture, Southwest Japan.— "J. Earth Sci., Nagoya Univ.", 1964, v. 12, N 1, p. 1—16.

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— "J. Geol.", 1975, v. 83, N 2, p. 249—281.

Möller P., Kubane K. F. Role of magnesium in nucleation processes of calcite, aragonite and dolomite.— A review "Neues Jahrb. Mineral. An.", 1976, v. 126, N 2, p. 199—220.

Moores E. M., Vine F. J. Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crusta evaluation and implications.— "Phil. Trans. Roy. Soc." London, 1971, Ser. A, v. 268, p. 443—446.

Phillips A. H., Hess H. H. Metamorphic differentiation at contacts between serpentine and siliceous country rocks.— "Amer. Miner.", 1936, v. XXI, 333—362.

Pistorius C. W. F. T. Some phase relations in the system MgO — SiO_2 — H_2O at high temperatures and pressure.— "N. Jahrb. Miner. Monatsh.", 1963, n. 11, S. 283—293.

Ramdohr P., Schmitt M. Oregonit, ein neues Nickel — Eisenargenid mit metallartigen Eingenschaften,— "Neues Jahrb. Mineral., Monátsch.", 1959, p. 239—247.

Rao K. V., Purushottam D. The serpentine group of minerals.— "Indian Miner.", 1976, 30, N 1, p. 36—49.

Rao K. V., Purushottam D., Vaidyandham D. Uptake of fluoride by serpentine.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1975, 39, N 10, p. 1403—1411.

Reinhardt B. M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosincline.— "Schweiz. Min. Petr. Mitt.", 1969, Bd 49, N 1, S. 1—30.

Riordon P. H. The genesis of asbestos in ultrabasic rocks.— "Econ. Geol.", 1955, 50, N 1, p. 67—81.

Routhier P. L'association radiolarites.— Roches vertes.— "Compt. rend. Soc. géol. France", 1946, v. 1, p. 26—27.

Rucklidge J. A study of the redistribution of nickel in the serpentinization of olivin.— "Proc. 6th Int. Conf. X — Ray Opticsand Microanal.", Tokyo, 1972a, p. 743—747.

Rucklidge J. Chlorine in partially serpentinized dunite.— "Econ. Geol.", 1972б, v. 67, p. 38—40.

Sharp W. E. Pyrrhotite, a common inclusions in the South African diamonds.— "Nature", 1966, v. 211. 402 p.

Srpinger R. K., Craig J. R., Sulfide mineralogy of metamorphosed ultramafic rocks, Western Sierra Nevada foothills, Calif.— "Econ. Geol.", 1975, 70, N 8, p. 1478—1483.

Thayer T. P. Autogenic, polygenic and allogenic ultramafic and gabbroic rocks as hosts for magmatic ore deposits.— "Spec. Publ. Geol. Soc. Australia", 1971, N 3, p. 239—251.

Varne R., Gee R. D., Quilty P. G. J. Macquarie Island and the cause of oceanic linear magnetic anomalies.— "Science", 1969, v. 166, p. 230—233.

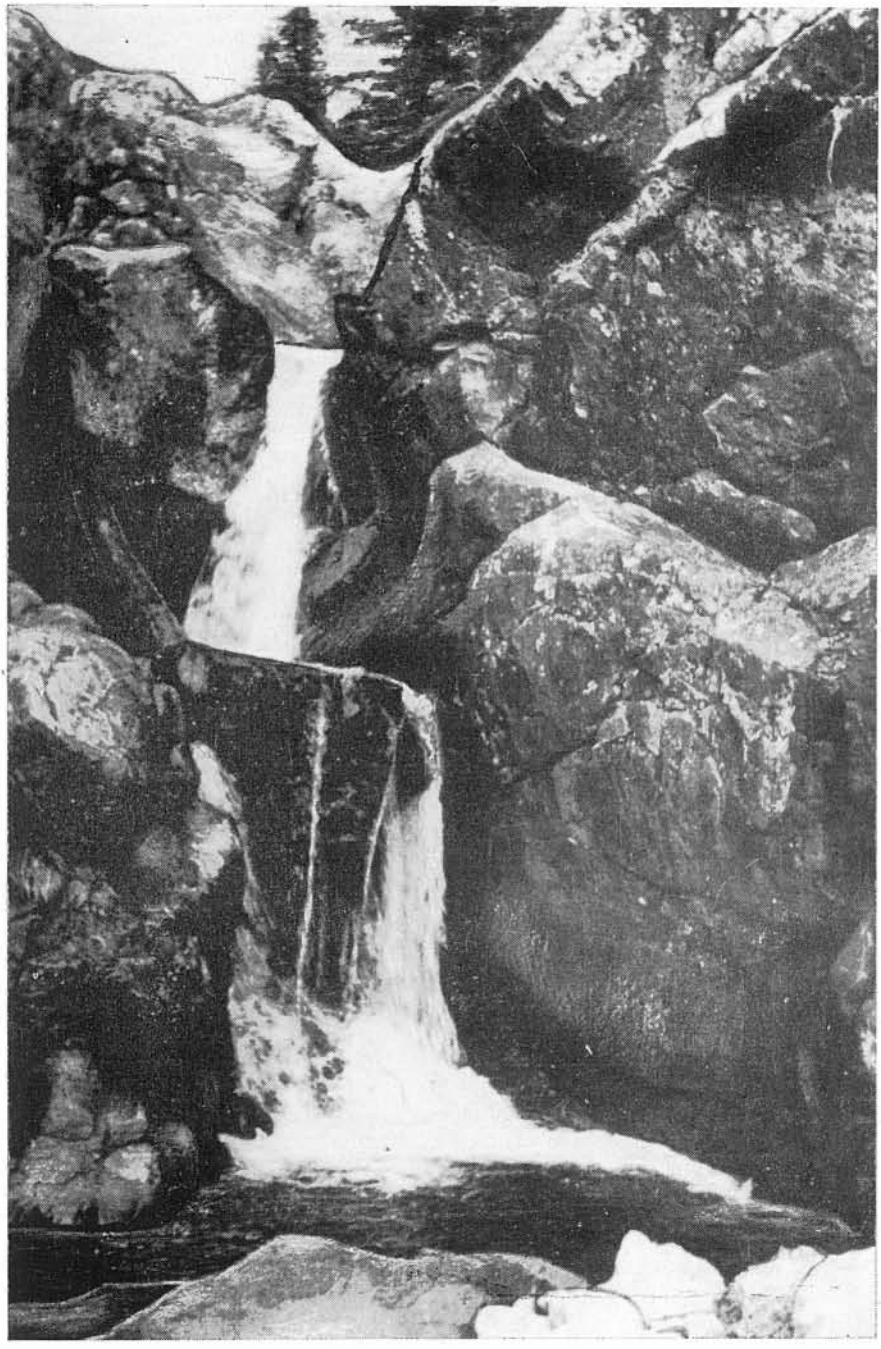
Varne R., Rubenach M. J. Geology of Macquarie Island and its relationship to oceanic crust. In: Antarctic research series. Ed. Hayes E. D. V. 19 Antarctic Oceanology.— "Am. Geophys." Union, 1972, p. 251—266.

Wicks F. J., Whittaker E. J. W. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals.— "Can. Miner", 1975, v. 13, N 3, p. 227—243.

Williams H., Hibbard J. R., Barsnall J. T. Geological setting of asbestos — bearing ultramafic rocks along the Baie Verte Lineament, New Faundland.— "Pap. Geol. Surv. Can.", 1977, N77—IA, p. 351—360.

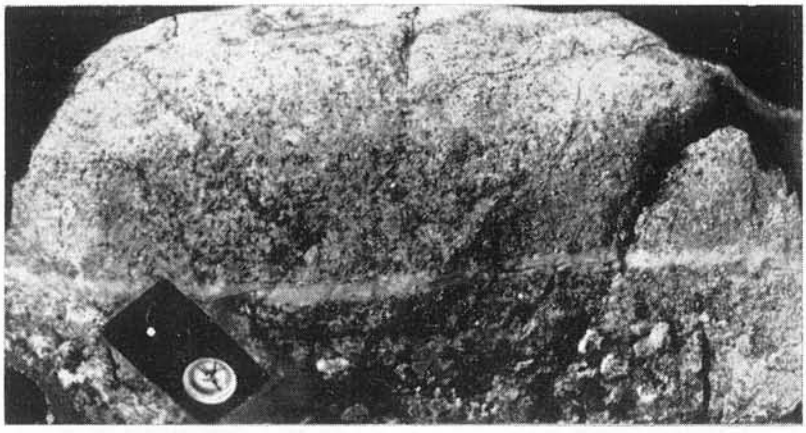
Wyllie P. L. Ultramafic rocks and the upper mantle.— "Min. Soc. Amer. Spec. Papers", 1970, N 3, p. 3—32.

ФОТОИЛЛЮСТРАЦИИ

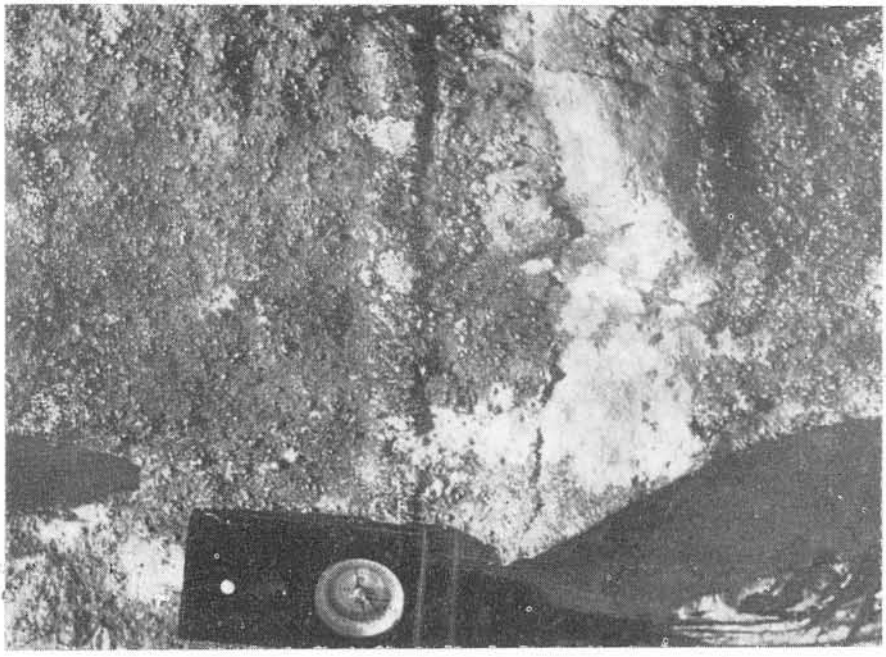


Фиг. 1. Водопад по безымянному ручью р. Левый Коярд. Выходы габброидов.

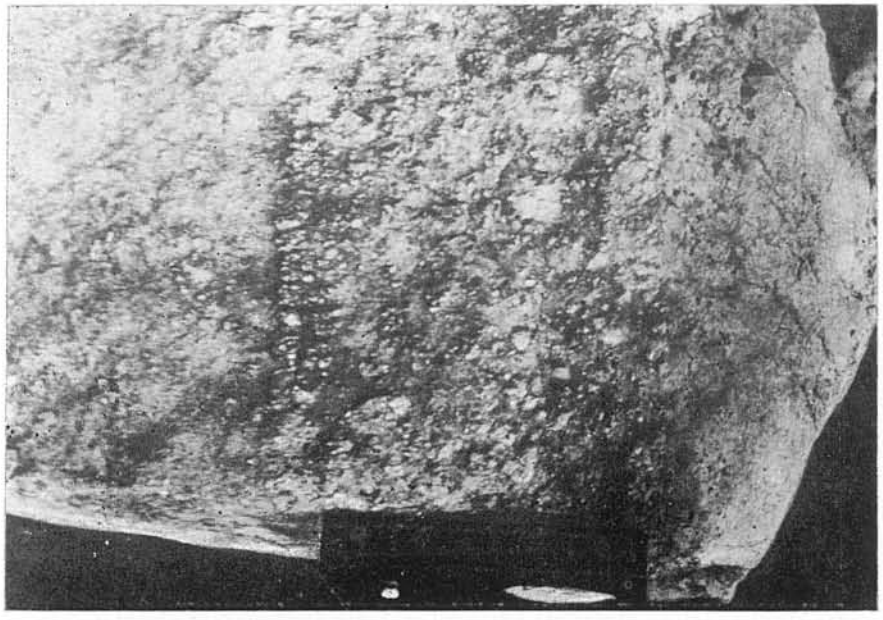
Фиг. 2. Дайки габбро-диабазов (темные) среди габбро-норитов.



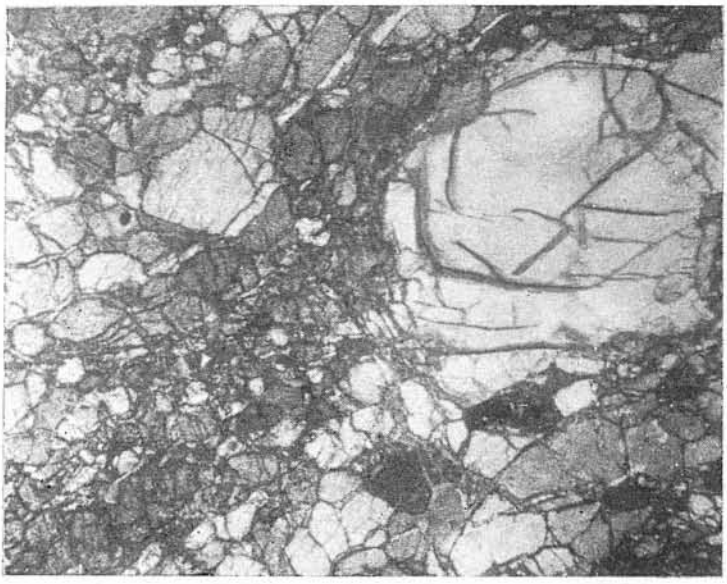
Фиг. 3. Тонкая полосчатость в ультраосновных породах Орешского блока.



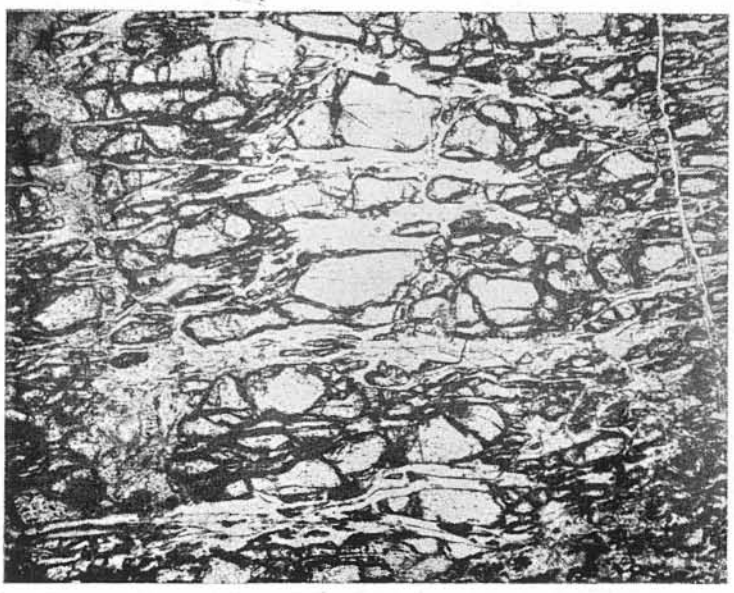
Фиг. 4. Дуниты (светлое) среди гарцбургитов. Рельефно выступают зерна ортопироксена. Прямолинейный прожилок — пироксенит.



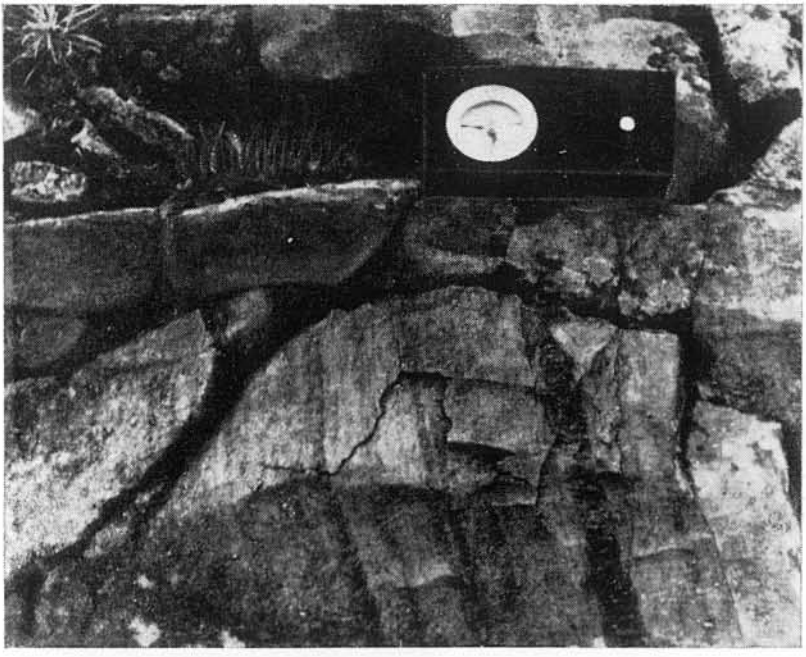
Фиг. 5. Контакт дунитов (светлое) с гарцбургитами. Черные мелкие выделения в дунитах — зерна хромшпинелида.



Фиг. 6. Дунит. Увел. 46. Николи +. Шлиф 68.

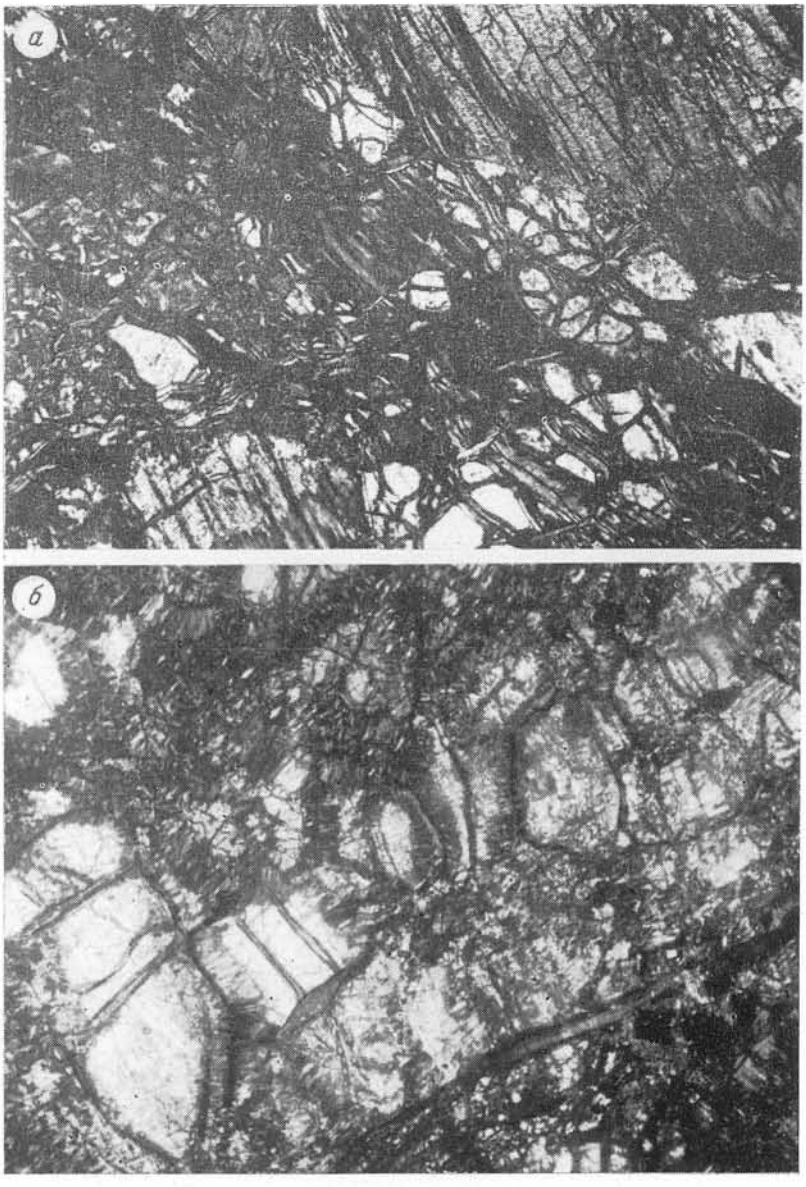


Фиг. 7. Дунит серпентинизированный. Увел. 46. Николи ||. Шлиф 1446.

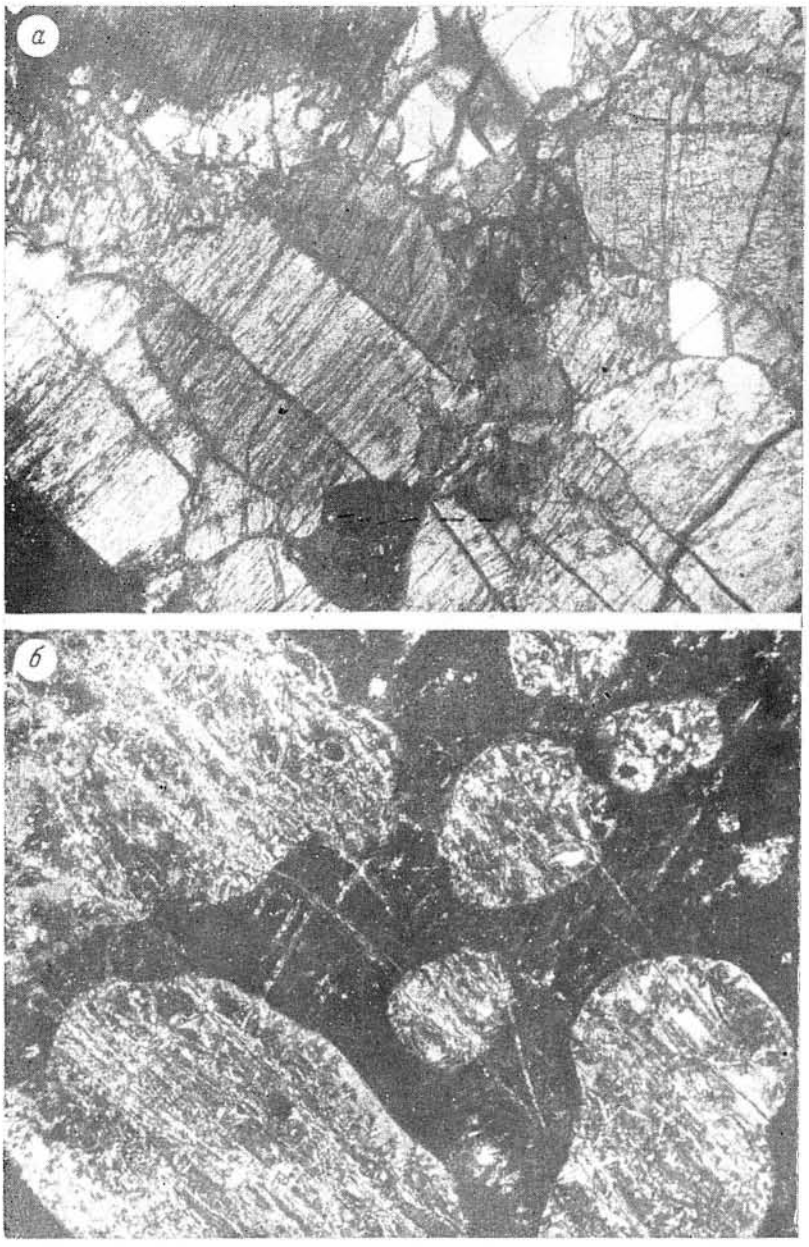


Фиг. 8. Полосчатые гарцбургиты с тонкими жилками ортопироксенитов. Орешский блок.

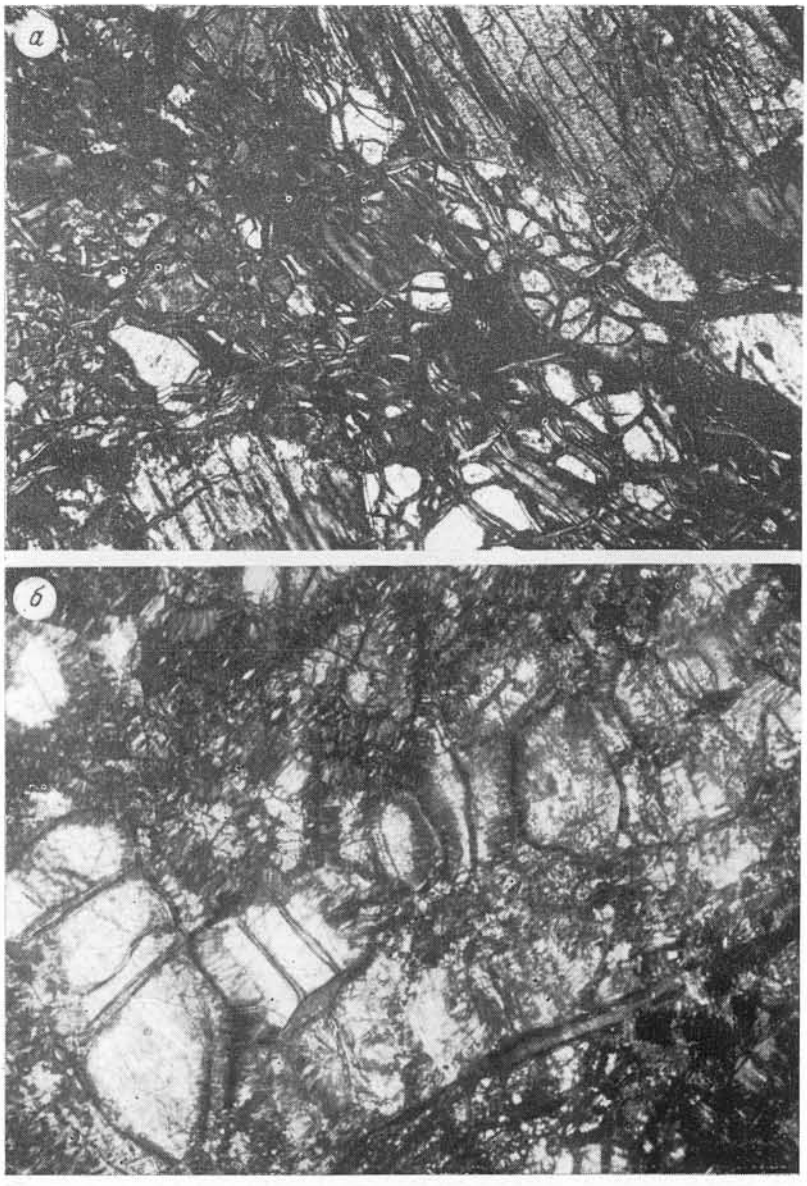
Фиг. 9. Полосчатость в серпентинизированных гарцбургитах. Белые зерна— бастит. Коярдское ядро.



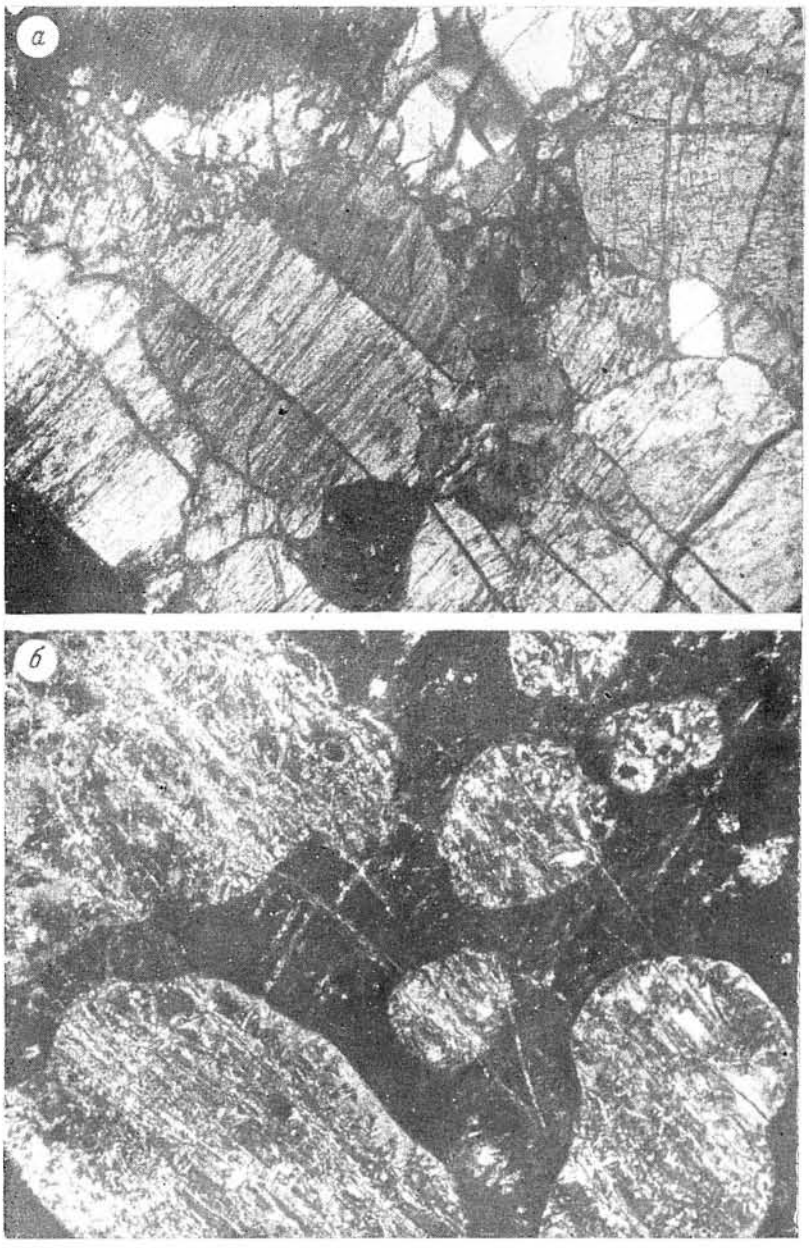
Фиг. 10. Гарцбургит лизардитизированный (*а*), лизардитизированный и антигоритизированный (*б*). Увел. 46. Николи +.



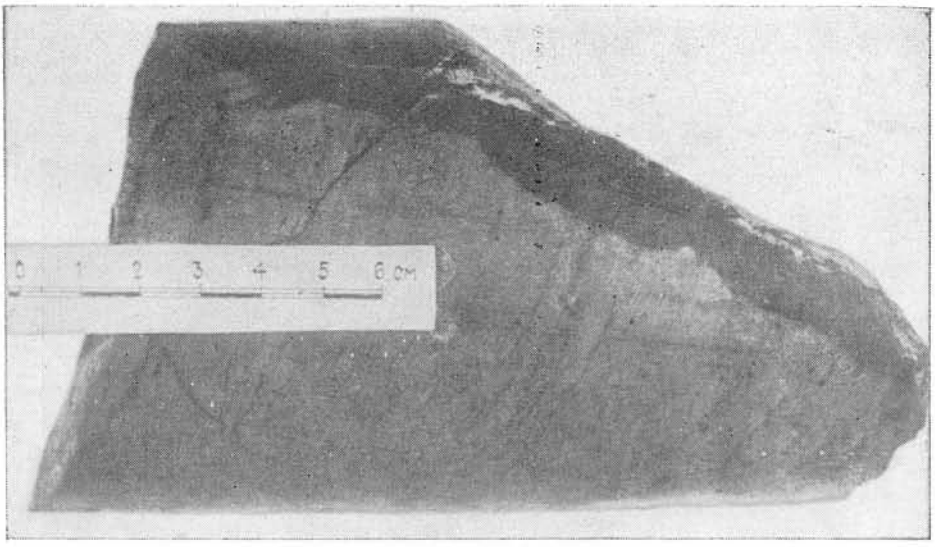
Фиг. 11. Оливиновый ортопироксенит (*а* — энстатит слабоизмененный, *б* — энстатит с округлыми включениями нацело серпентинизированного оливина). Увел. 46. Николи +.



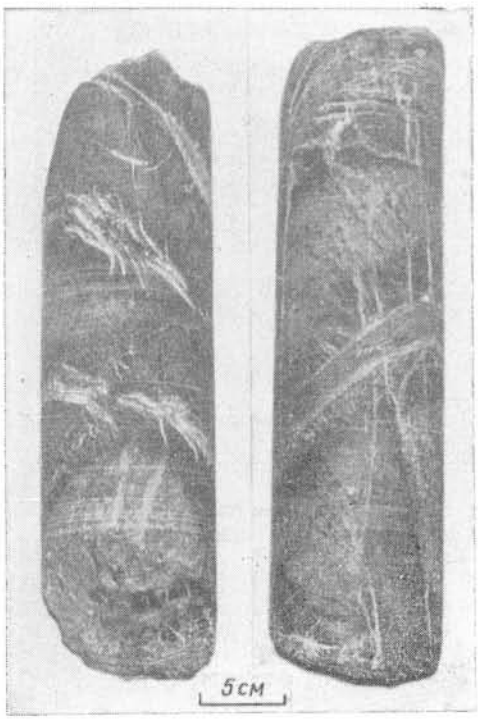
Фиг. 10. Гарцбургит лизардитизированный (*а*), лизардитизированный и антигоритизированный (*б*). Увел. 46. Николи +.



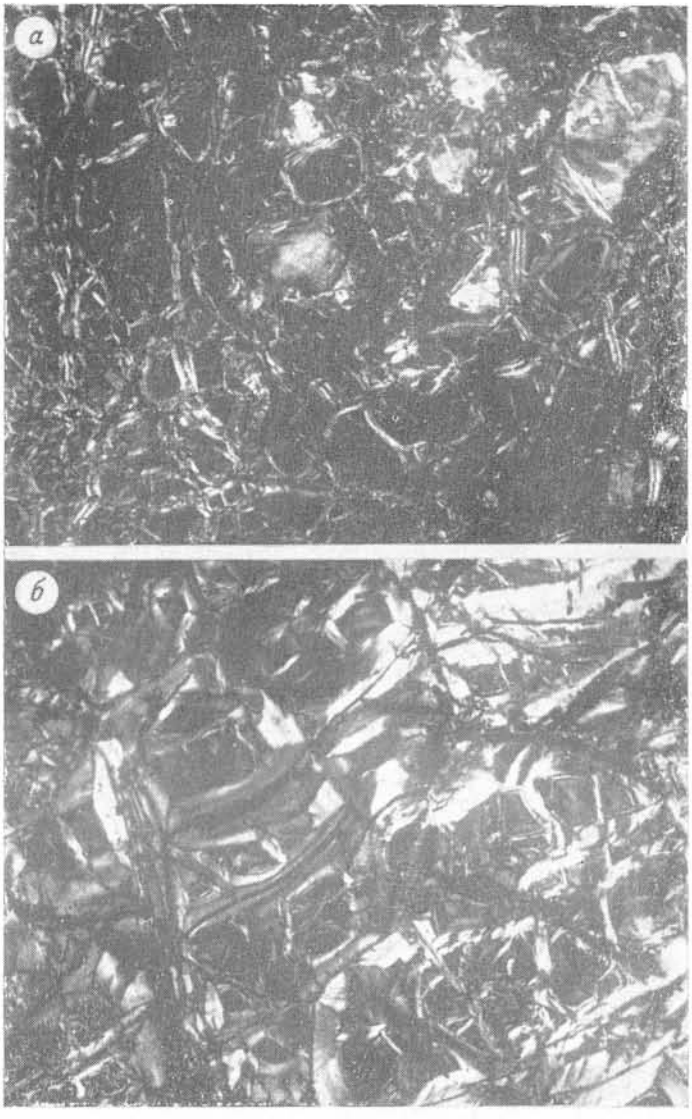
Фиг. 11. Оливиновый ортопироксенит (*а* — энстатит слабоизмененный, *б* — энстатит с округлыми включениями нацело серпентинизированного оливина). Увел. 46. Николи +.



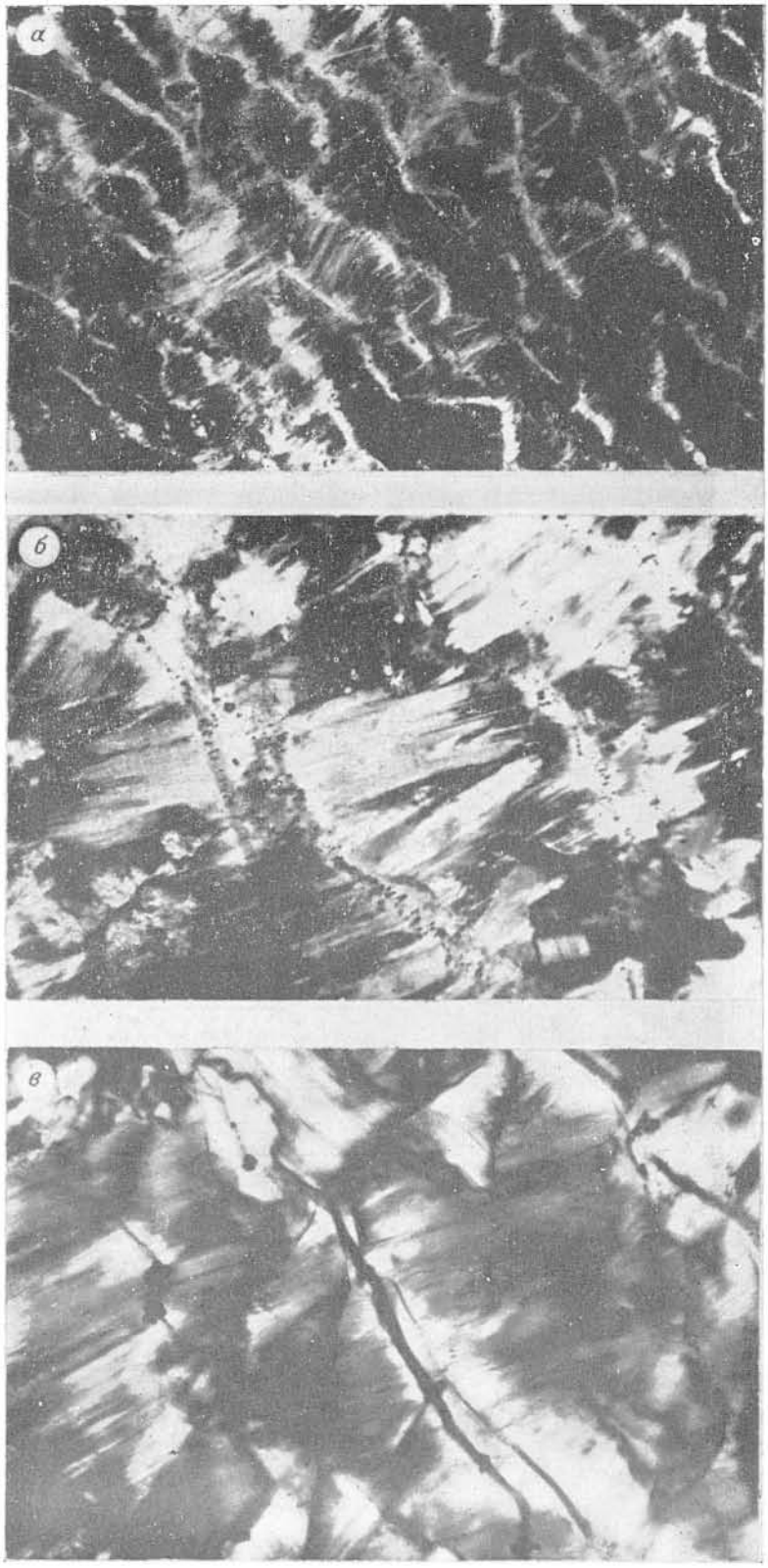
Фиг. 12. Извилистая граница серпентинитов (темное) с тонкополосчатыми дунитами. Фото Керна.

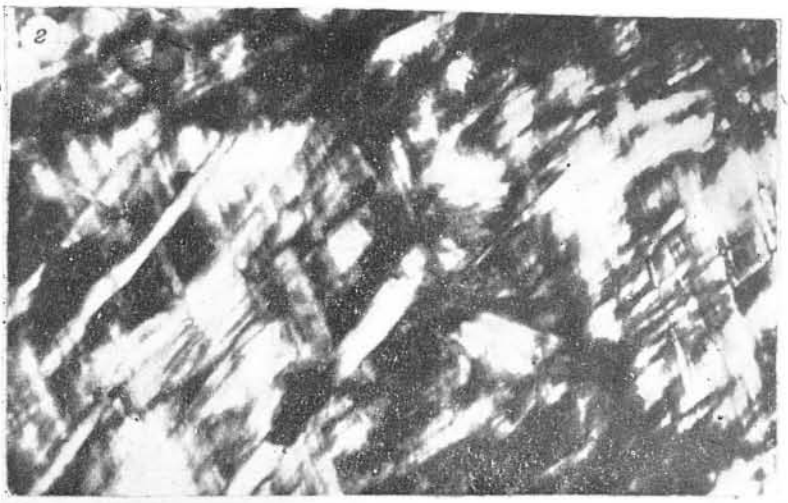


Фиг. 13. Серпентиниты с концентрически зональным строением. В ядрах петель, образуемых лизардитовыми серпентинитами с жилками асбеста (белое), залегают хризотиловые серпентиниты с четко выраженными первично-полосчатыми текстурами. Фото керна.

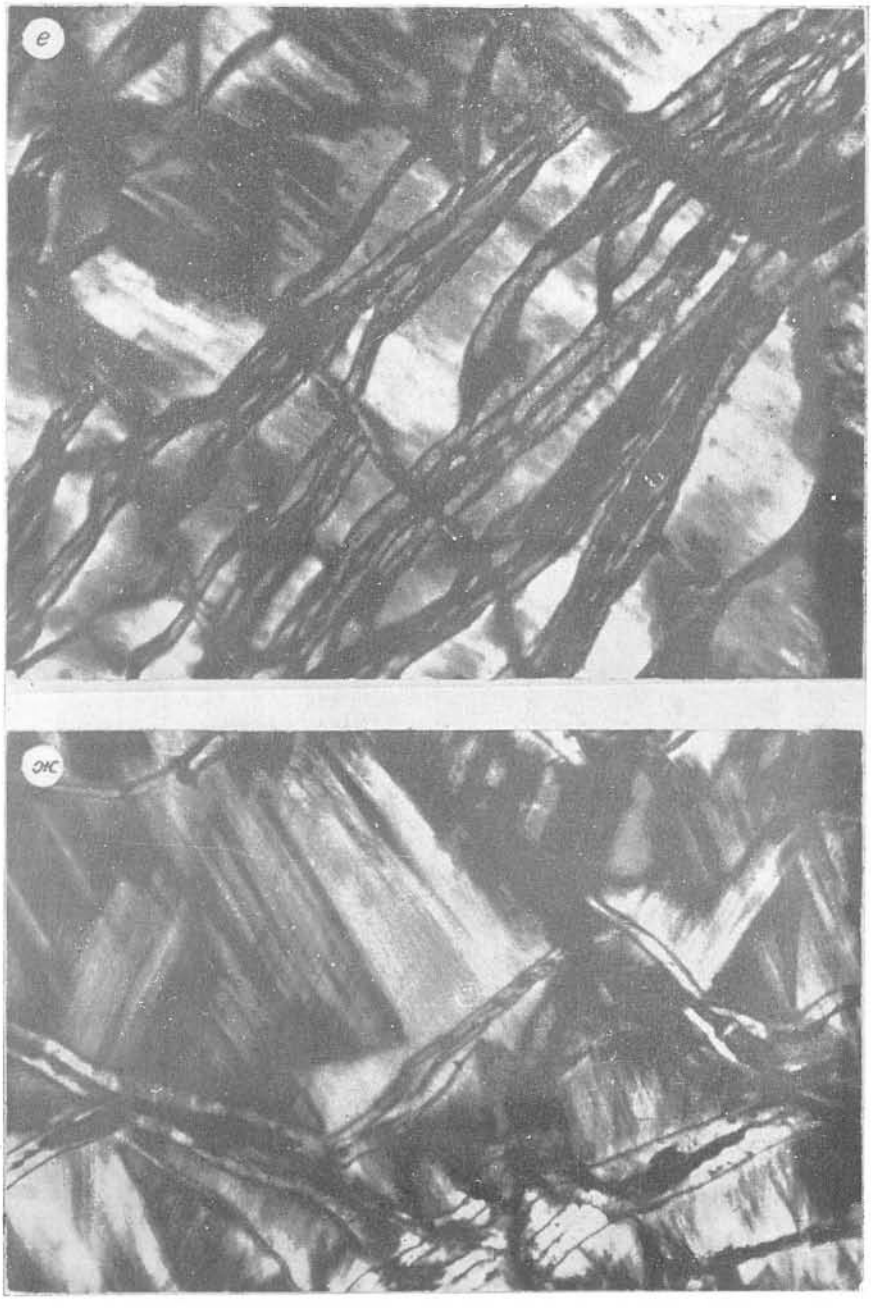


Фиг. 14. Структуры лизардитовых серпентинитов (*а* — мелко- и *б* — крупнопетельчатая). Увел. 46. Николи +. Шлифы 28128 и 28201.


а
б
в

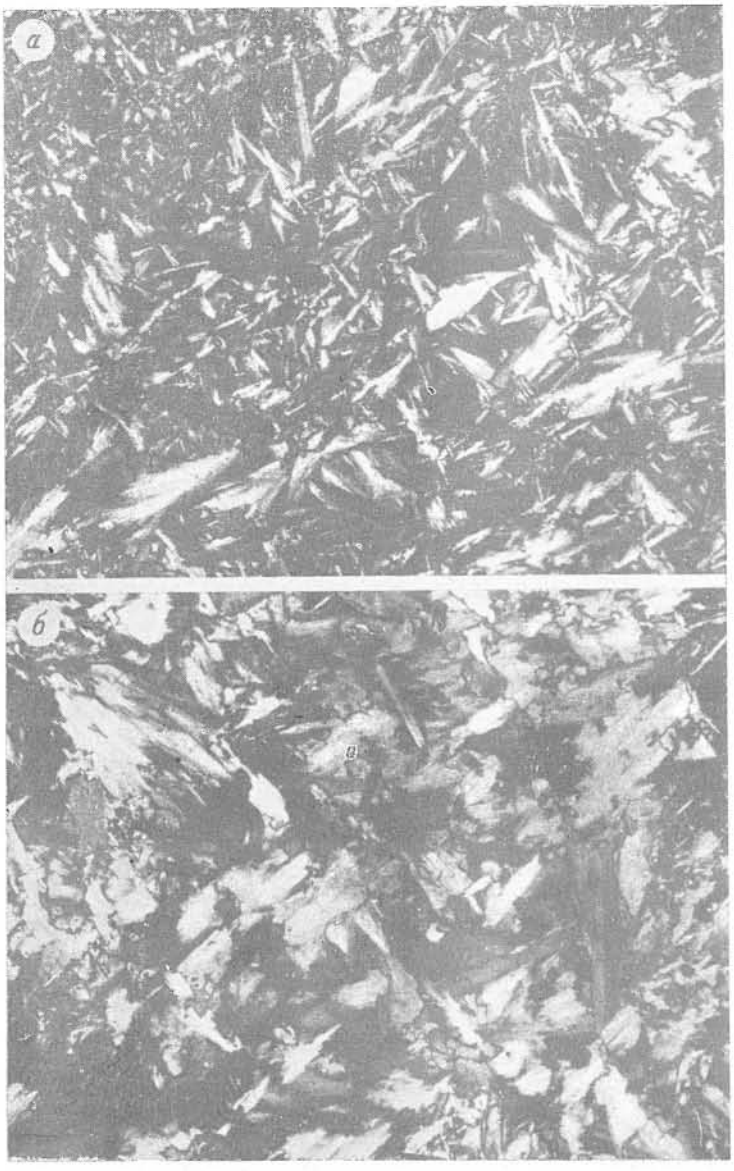

г

д

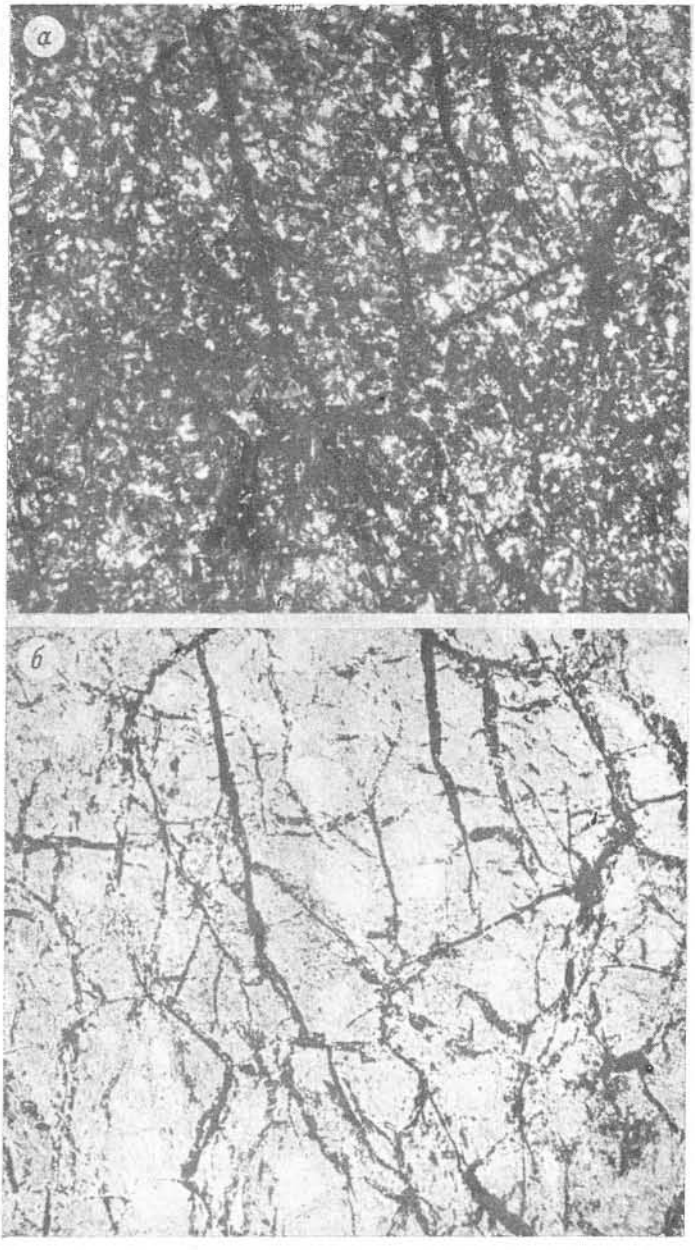


Фиг. 15. Структуры хризотиловых серпентинитов (*а*, *б*, *в* — гребенчатая, *г* — решетчатая, *д*, *е*, *ж* — волокнисто-пластинчатая с реликтовыми шнурами лизардита первой генерации).

а — шлиф Л-62-13, увел. 46; *б*-шлиф С-80[а]-103, увел. 20; *в* — шлиф С-327-437, увел. 20; *г*—шлиф С-331-242, увел. 20; *д*—шлиф С-331-382, увел. 20; *е*—шлиф С-112-68, увел. 20; *ж* — шлиф С-80[а]-103, увел. 20. Николи+.

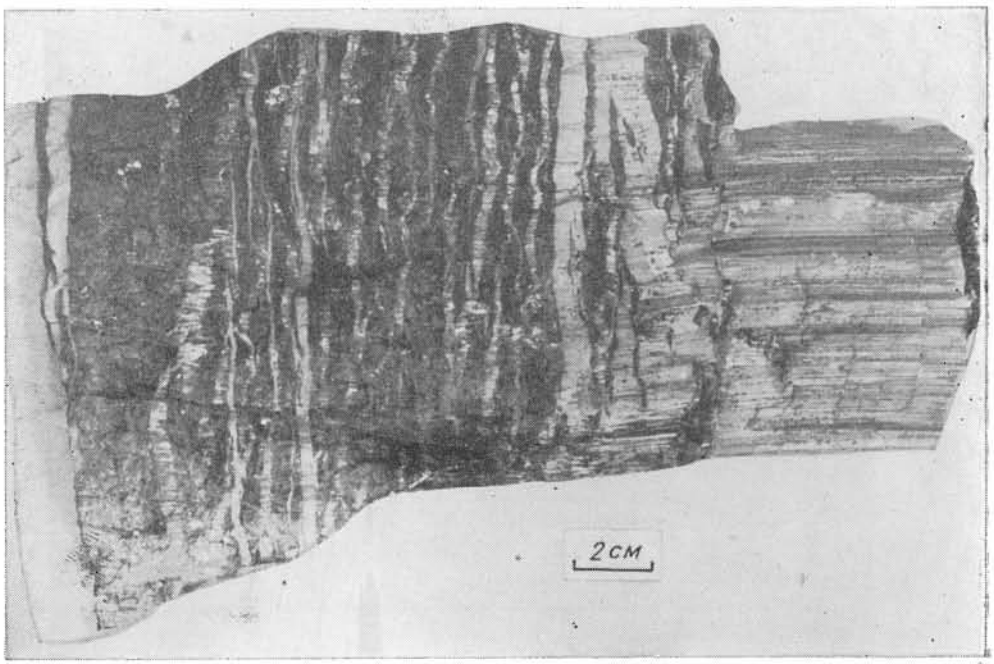


Фиг. 16. Лействидно-вязаная (*а*) и спутанно-листоватая (*б*) структуры антигоритовых серпентинитов. Увел. 46. Николи +. Шлифы 48 и 51.

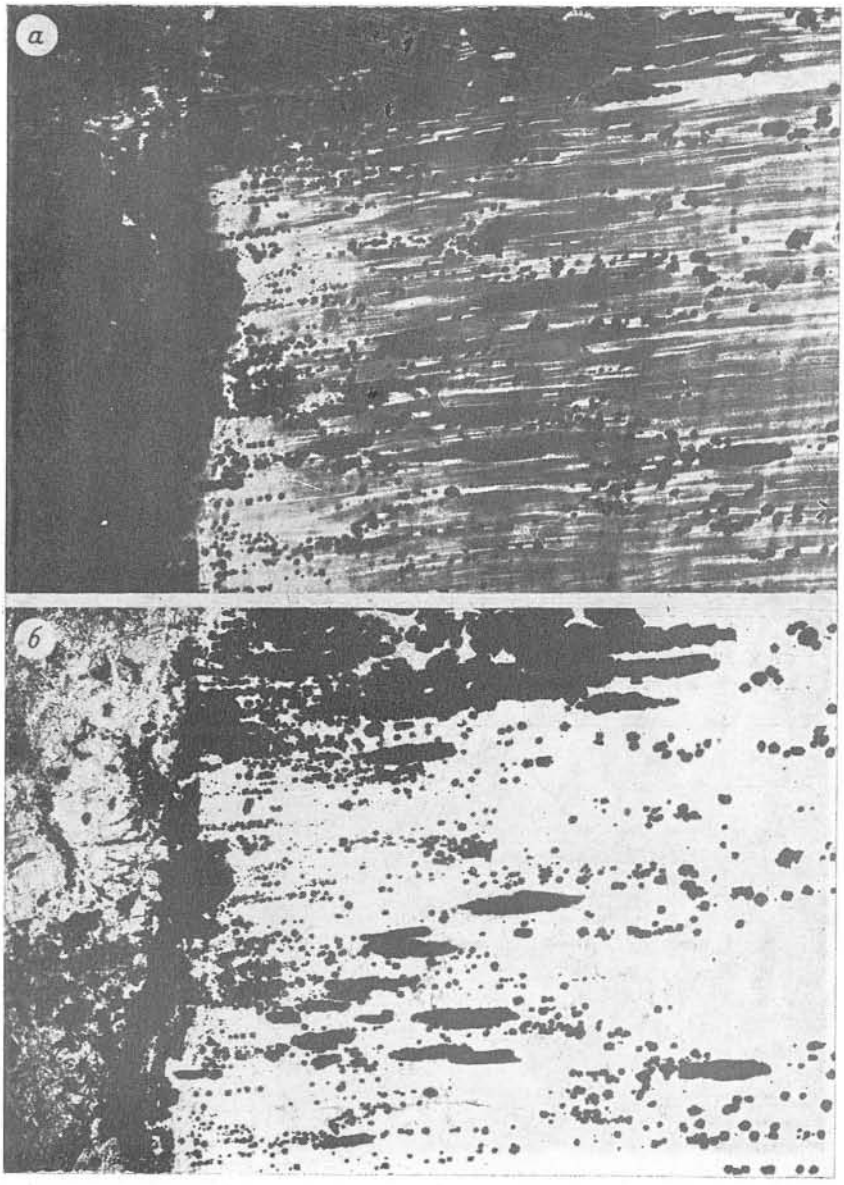


Фиг. 17. Мелкочешуйчатая структура антигоритового серпентинита. Николи + (*а*) и ‖ (*б*). Увел. 46. Шлиф 27866.

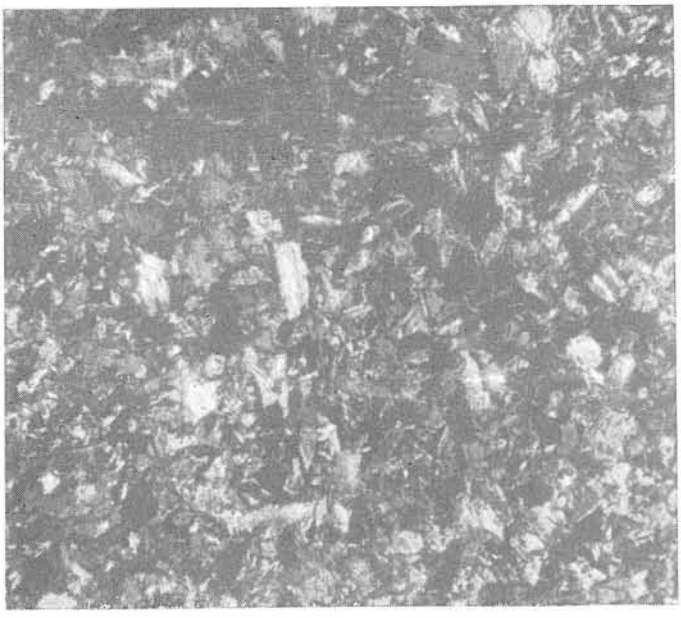
Фиг. 18. Реликтовые зерна метаморфизованного хромшпинелида (черное) в антигоритовом серпентините. Николи +. Увел. 46. Шлиф 25045-1.



Фиг. 19. Сложная жила офита. Иджимское гарцбургитовое ядро.

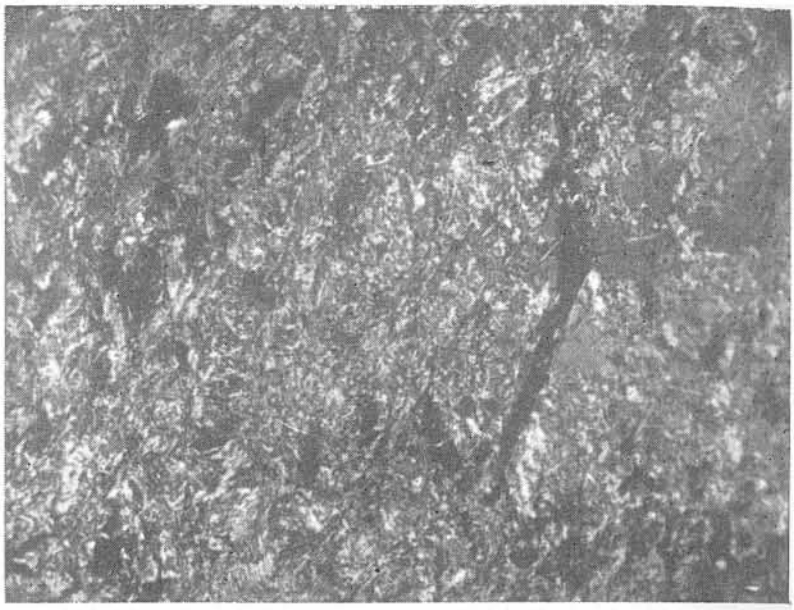


Фиг. 20. Офит с ленточной микроструктурой и выделениями магнетита. Николи + (*а*) и ‖ (*б*). Увел. 24.

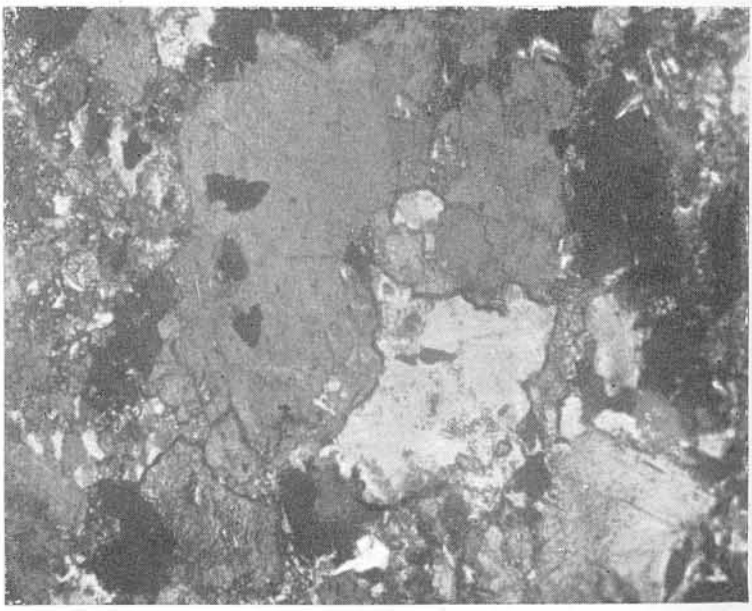


Фиг. 21. Нематобластовая структура тремолитита. Увел. 46. Николи +. Шлиф 1322.

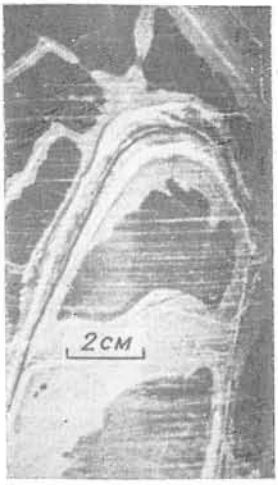
Фиг. 22. Отальк ованный лизардитовый серпентинит. Увел. 46. Николи +. Шлиф 28047-1. В левом верхнем углу снимка крупное зерно бастита с периферии замещено тальком.



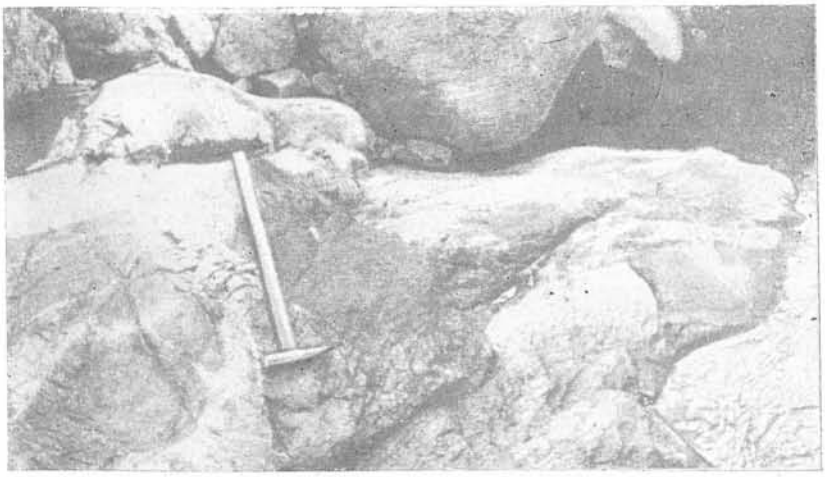
Фиг. 23. Талькит. Увел. 46. Николи +. Шлиф 28076.



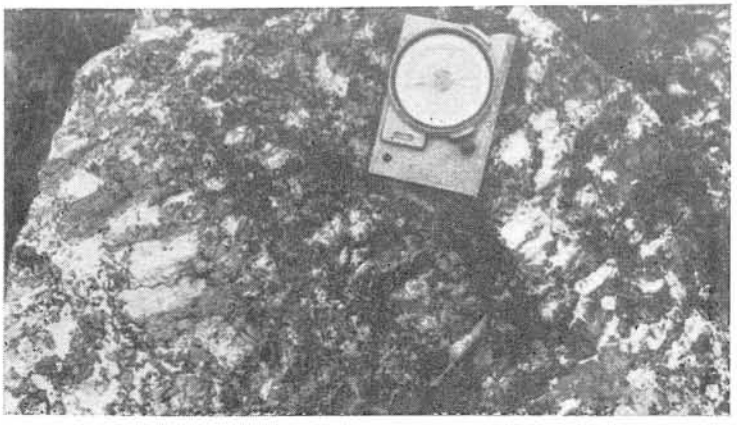
Фиг. 24. Кварц-тальк-карбонатная порода. Увел. 46. Николи +. Шлиф 29016-1.



Фиг. 25. Характер выветривания серпентинитов. Белое — артинитизация. Уменьшено в 2 раза. Фото керна.

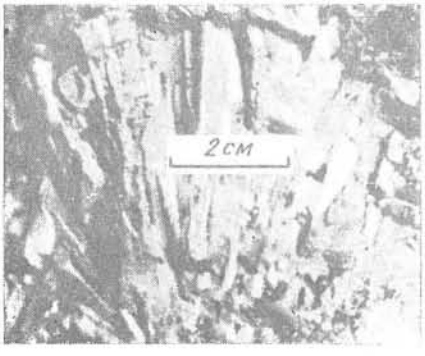


Фиг. 26. Шлировидные включения пироксенитов (темное) в эвкритовых габбро.



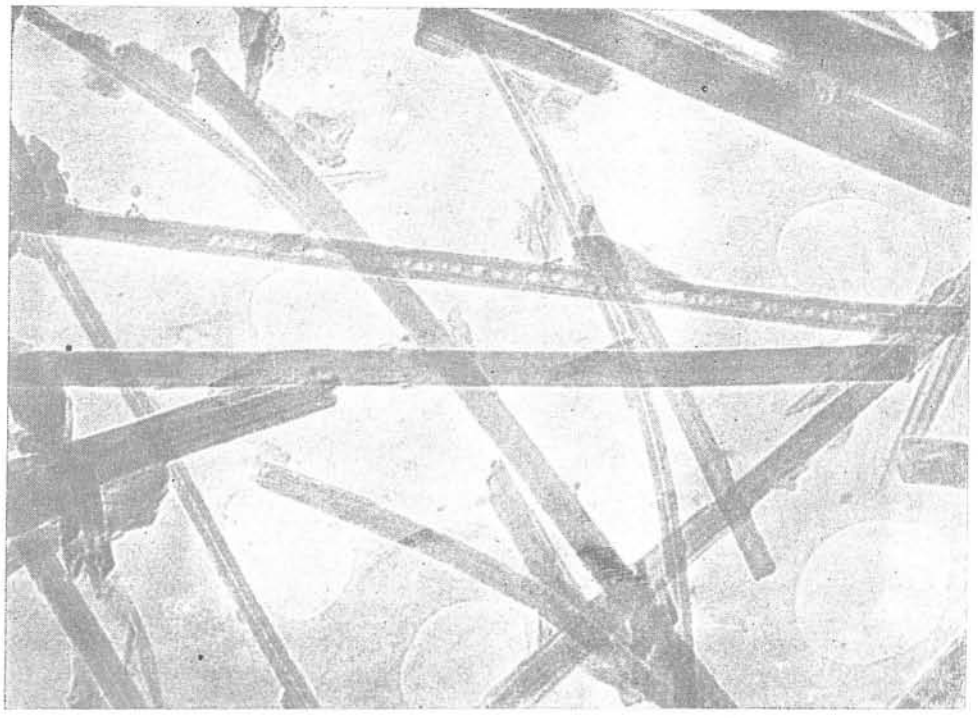
Фиг. 27. Измененное габбро.

Фиг. 28. Родингиты (светлое) в контакте с серпентинитами (темное). Видны жилки хризотил-асбеста (белое) и клинохлора.

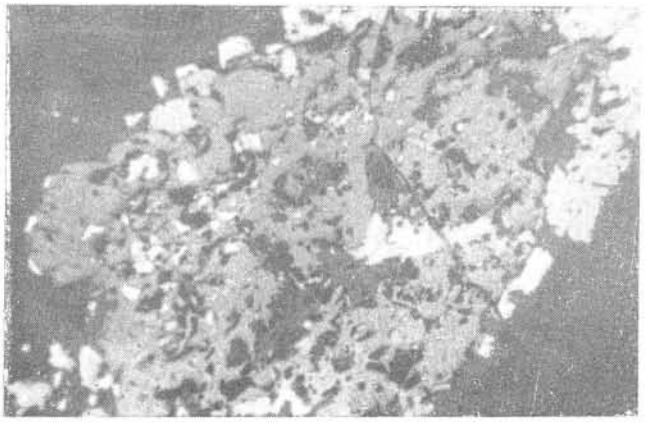


Фиг. 29. Шестоватые кристаллы диопсида.

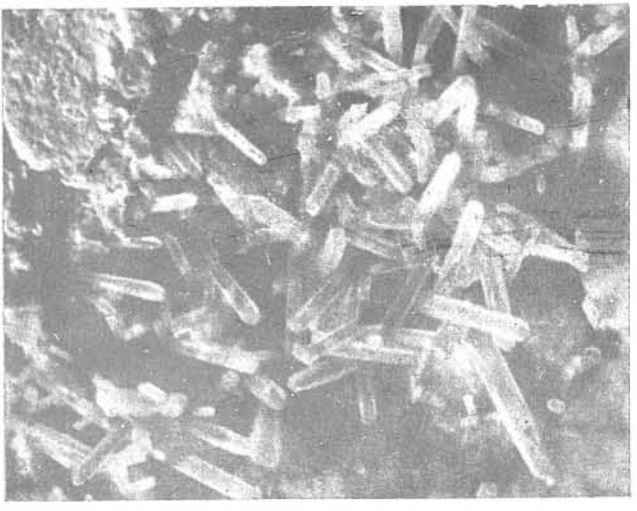
Фиг. 30. Прожилок поперечно-волокнистого хризотил-асбеста в серпентините.



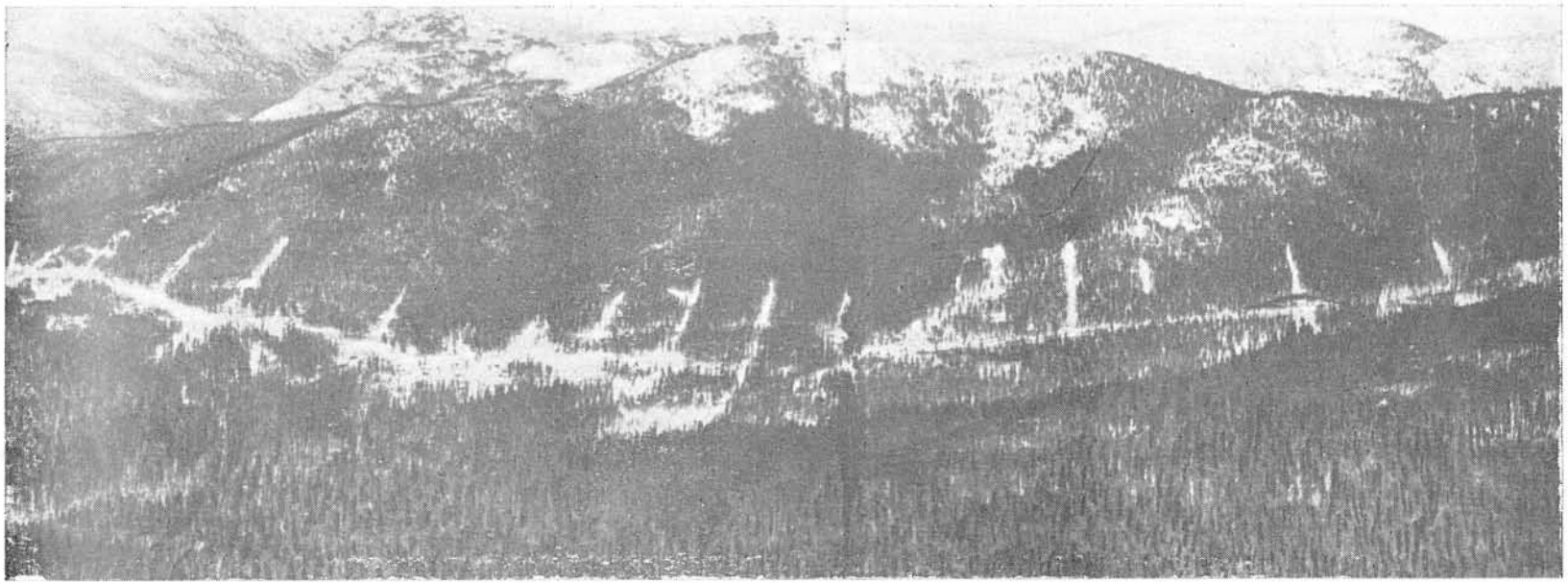
Фиг. 31. Электронно-микроскопический снимок группы волокон хризотил-асбеста. На снимке видны трубки с хорошо развитыми каналами. Саянское месторождение, проба 2808, снимок 1973. Метод суспензий. УЭМВ — 100В. Увел. 115000. Фото И. М. Лашнева.



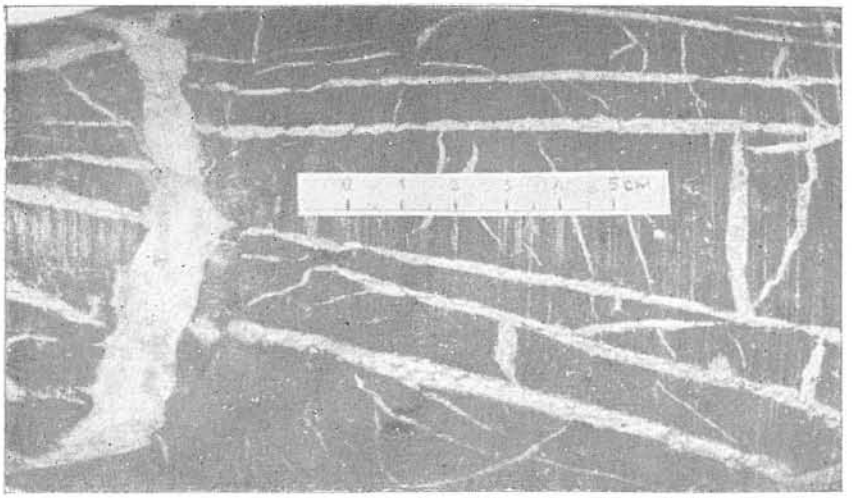
Фиг. 32. Маухерит (белое) в ассоциации с магнетитом (серое). Увел. 90. Обр. МК-70.



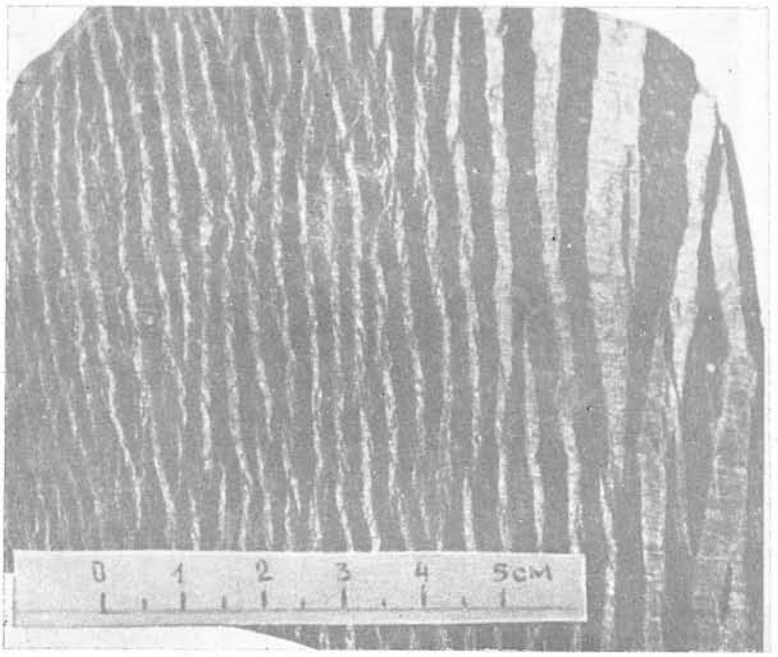
Фиг. 33. Кристаллы арагонита в выщелоченном серпентините. Увел. 2.



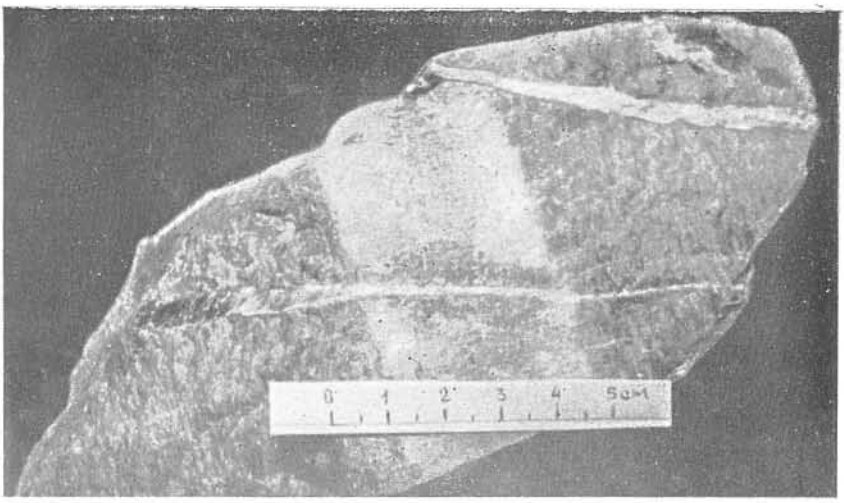
Фиг. 34. Панорама Саянского месторождения хризотил-асбеста (вид с запада).



Фиг. 35. Мелкая сетка хризотил-асбестовых жил.



Фиг. 36. Сложная жила хризотил-асбеста.



Фиг. 37. Характер утонения хризотил-асбестовых жил при входе их в аподунитовые серпентиниты (светлое).

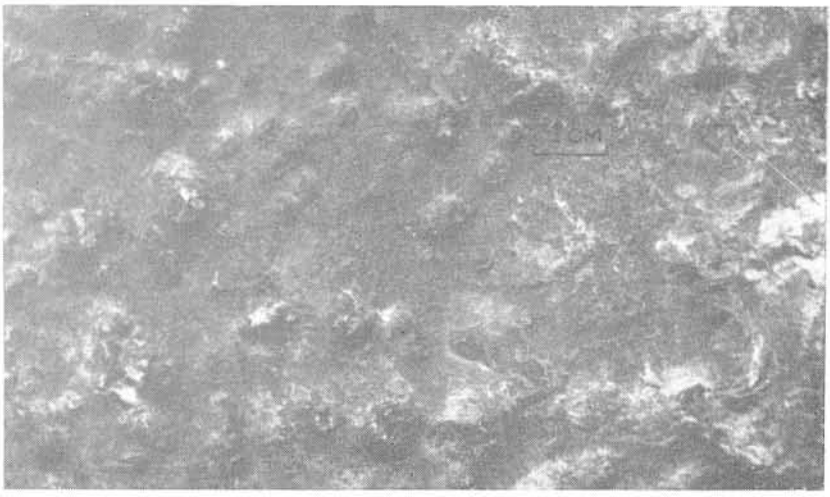
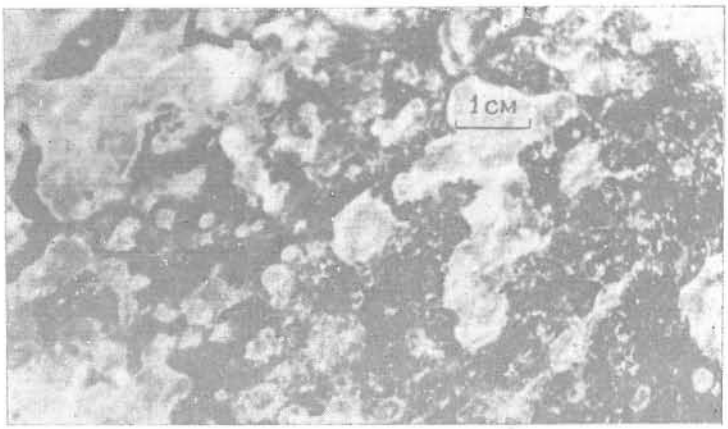


Рис. 38. Конусообразные выступы офит-магнетитовых образований на стенке серпентинита, вмещающего хризотил-асбестовую жилу.



Фиг. 39. Боковая поверхность хризотил-асбестовой жилы.

Таблица I

Химический состав дунитов, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	1557	Без номера	К-56-1	Без номера	1498-1	1504	С-4-152	С-17-224-1	С-3-207	К-62-5	С-3-213	С-4-210	1492-3	С-4-205	С-4-348	С-4-308
SiO_2	36,82	38,36	40,84	39,24	38,34	37,48	39,04	38,06	39,16	39,60	37,58	36,30	34,96	37,24	36,08	37,86
TiO_2	0,04	0,09	0,02	0,00	0,03	0,03	Сл.	Сл.	Сл.	0,05	Сл.	Сл.	0,03	Сл.	0,02	Сл.
Al_2O_3	0,32	0,30	0,54	0,30	0,57	0,71	0,80	0,95	0,54	0,80	0,76	0,45	0,45	0,58	0,47	0,54
Cr_2O_3	0,28	Не опр.	0,32	0,60	0,37	0,22	0,34	Не опр.	0,35	0,39	0,28	0,21	0,44	0,28	Не опр.	0,38
Fe_2O_3	0,00	2,76	1,40	4,07	0,60	0,00	2,28	2,17	1,52	1,08	3,27	2,51	0,20	2,87	3,04	2,79
FeO	8,05	4,99	5,78	4,86	7,22	7,96	5,60	5,17	5,25	4,42	5,25	5,21	6,29	4,89	4,45	5,68
MnO	0,10	0,08	0,12	0,14	0,11	0,10	0,09	Не опр.	0,10	0,08	0,10	0,09	0,08	0,09	0,10	0,10
NiO	0,29	Не опр.	0,28	0,80	0,24	0,29	0,25	0,29	0,25	0,31	0,23	0,27	0,34	0,27	Не опр.	0,24
CoO	0,017	»	0,016	Не опр.	0,02	0,015	0,016	0,018	0,015	0,013	0,014	0,017	0,014	0,017	»	0,02
MgO	48,93	46,45	43,34	49,50	44,59	45,18	43,70	43,55	44,65	44,00	42,94	44,55	46,99	42,94	43,79	42,64
CaO	0,46	0,70	0,84	0,60	0,74	0,95	0,84	0,14	0,28	0,88	0,56	0,14	0,28	0,42	0,14	0,56
Na_2O	0,11	0,15	0,06	Сл.	0,10	0,00	0,08	0,03	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05
K_2O	0,00	0,10	Сл.	»	0,00	0,00	Сл.	0,02	0,00	0,00	0,007	Сл.	0,00	0,00	Сл.	0,02
P_2O_5	0,00	Не опр.	0,03	Не опр.	0,01	0,00	0,01	Сл.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
$S_{вал}$	0,03	»	0,00	»	0,02	0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01
П. п. п.	4,50	5,48	6,04	6,40	7,10	7,10	7,20	7,56	8,04	8,46	9,30	9,44	9,48	10,26	11,54	8,56
Сумма	99,947	99,75	99,626	99,510	100,06	100,085	100,256	99,918	100,225	100,163	100,35	99,257	99,664	99,927	99,73	99,41
H_2O^-	0,28	0,54	0,58	0,22	0,26	0,41	1,17	0,65	0,54	0,91	0,67	0,49	0,51	1,09	0,87	0,86
CO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,09	Не опр.	0,36	0,25	0,14	0,31	0,17	0,17	Не опр.	0,33	0,38	0,22
FeO′	8,05	7,474	7,04	8,52	7,76	7,96	7,65	7,12	6,62	5,39	8,19	7,47	6,47	7,47	7,86	8,91

Примечания: 1. В приложении дана общая порядковая нумерация анализов. 2. В табл. I и II — места взятия образцов: анализы 3,7—12, 14—16 — Саянское месторождение хризотил-асбеста; 13 — Орешское дунит-гарцбургитовое ядро; 5, 6 — Водораздельное ядро; 2, 4 — по материалам Г. В. Пинуса и др. (1958). Анализы 1, 3, 5—16 выполнены в лаборатории Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой.

Таблица II

Петрохимические числовые характеристики дунитов

Характеристика	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	1557	Без номера	К-56-1	Без номера	1498-1	1504	С-4-152	С-17-224-1	С-3-207	К-62-5	С-3-213	С-4-210	1492-3	С-4-205	С-4-348	С-4-303
Основные, по А. Н. Заварицкому																
a	0,2	0,3	0,2	0,0	0,2	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
c	0,1	0,0	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4	0,4	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2
b	68,3	66,2	63,3	64,3	65,5	66,3	64,5	65,1	64,6	63,8	65,1	66,6	68,2	65,2	66,3	64,9
S	31,4	33,4	36,3	35,5	34,1	33,3	35,0	34,6	35,1	35,8	34,4	33,2	31,5	34,5	33,5	34,8
Дополнительные, по Н. Д. Соболеву																
x	1,68	2,62	3,21	2,34	2,83	3,62	3,24	0,55	1,08	3,42	2,20	0,55	1,08	1,67	0,56	2,21
y	—12,68	—1,26	15,49	11,67	2,91	—3,24	7,59	9,49	9,97	12,15	5,23	—0,73	—11,29	5,72	1,30	6,86
z	111,00	98,64	81,30	85,99	94,26	99,62	89,17	89,95	88,95	84,43	92,57	100,18	110,21	92,61	98,14	90,93
h	0,01	19,95	9,84	27,39	3,61	0,01	15,50	15,90	11,54	9,92	21,91	17,83	1,41	20,91	23,53	18,1
M/F	10,47	10,94	10,55	9,02	9,96	9,71	9,87	10,37	11,64	13,92	9,06	10,23	12,50	9,68	10,67	9,6
Mg/Si	1,98	1,80	1,58	1,61	1,73	1,80	1,67	1,70	1,70	1,66	1,70	1,83	2,00	1,72	1,81	1,68

Таблица III

Химический состав гарцбургитов, вес. %

Окисел	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	Без номера	Без номера	3607-1	1505	С-14-283	1490	1484	296	1597	Без номера	1598-2	26923	К-56-2	1504-1
SiO_2	41,42	43,21	41,98	41,32	40,21	39,92	40,52	40,84	41,22	39,60	39,62	40,00	41,46	38,44
TiO_2	0,00	Сл.	Сл.	0,05	0,03	0,04	0,025	0,025	0,02	0,00	0,04	0,01	0,05	0,04
Al_2O_3	1,26	1,68	0,55	1,00	0,27	1,18	1,07	0,64	0,54	1,34	1,25	1,07	1,34	1,07
Cr_2O_3	0,50	0,47	0,36	0,33	0,39	0,48	0,41	0,30	0,39	0,28	0,37	0,29	0,35	0,32
Fe_2O_3	4,07	1,28	0,92	1,31	2,43	0,00	1,36	1,72	0,95	3,72	3,80	0,85	2,40	0,10
FeO	4,71	6,54	6,68	6,29	5,46	8,79	7,40	6,93	6,90	4,71	4,74	7,00	5,89	7,68
MnO	0,13	Не опр.	0,10	0,096	0,14	0,11	0,10	0,10	0,10	0,13	0,096	0,13	0,11	0,10
NiO	0,80	»	Не опр.	0,25	0,28	0,24	0,25	0,17	0,34	0,80	0,25	0,23	0,28	0,25
CoO	Не опр.	»	»	0,015	0,017	0,015	0,014	Не опр.	0,016	Не опр.	0,015	0,014	0,013	0,015
MgO	43,00	43,05	44,22	44,34	45,41	43,40	43,51	43,46	43,54	42,45	41,79	42,82	39,06	43,27
CaO	0,80	0,30	0,59	1,19	1,12	0,99	0,95	0,52	0,70	0,40	1,37	0,28	1,57	1,58
Na_2O	Сл.	Сл.	0,09	0,15	0,00	0,10	0,08	0,09	0,05	Сл.	0,08	0,03	0,08	0,00
K_2O	»	»	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Сл.	»	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	0,00	0,01	0,01	0,011	0,011	Сл.	0,02	Не опр.	0,011	0,00	0,005	0,00
$S_{вал}$	»	»	Сл.	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	»	0,02	0,11	0,04	0,04
П. п. п.	3,08	3,31	3,66	3,84	4,01	4,60	4,78	4,95	5,15	6,38	6,36	7,08	7,38	7,48
Сумма	99,77	99,84	99,146	100,239	99,777	99,876	100,51	99,745	99,936	99,81	99,812	99,914	100,028	100,285
H_2O^-	0,08	0,31	0,27	0,27	0,16	0,23	0,45	0,32	0,11	0,16	0,44	0,36	0,64	0,27
CO_2	Не опр.	Не опр.	0,31	0,088	0,11	0,088	0,088	0,48	0,13	Не опр.	0,20	0,40	0,89	0,14

Окончание табл. III

Окисел	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
	4035	С-14-203	287	С-22-159-2	К-62-4	27442	С-4-331	К-63-2	С-22-159	С-3-237	С-4-129	С-3-194	С-4-301	С-4-165	С-22-159-1
SiO_2	40,84	40,40	41,18	38,82	41,04	37,98	38,56	40,06	39,82	38,90	39,40	39,32	38,18	39,24	36,46
TiO_2	Сл.	0,04	0,05	0,05	0,025	0,00	Сл.	0,05	0,03	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,03
Al_2O_3	0,64	0,67	0,92	0,54	0,80	0,71	0,40	1,03	0,72	0,49	0,80	0,80	0,60	0,89	0,68
Cr_2O_3	0,24	0,40	0,36	0,21	0,39	0,31	0,36	0,39	0,34	0,40	0,21	0,28	0,35	0,35	0,38
Fe_2O_3	1,22	3,16	2,26	1,75	2,00	3,50	2,99	1,84	1,96	2,16	2,56	1,92	3,29	3,38	4,32
FeO	6,32	3,48	5,94	5,32	4,88	5,13	5,28	4,24	5,78	4,96	4,60	4,67	5,09	4,28	4,81
MnO	0,096	0,12	0,10	0,10	0,14	0,10	0,11	0,11	0,10	0,13	0,10	0,09	0,09	0,07	0,07
NiO	Не опр.	0,25	0,14	0,27	0,27	0,21	0,22	0,29	0,25	0,22	0,22	0,24	0,25	0,20	0,25
CoO	»	0,016	Не опр.	0,018	0,015	0,015	0,018	0,015	0,016	0,017	0,015	0,015	0,016	0,014	0,018
MgO	41,61	41,73	41,16	44,05	41,63	43,22	42,34	41,99	42,44	42,94	42,34	42,44	42,34	41,13	42,54
CaO	0,45	2,38	0,73	Сл.	1,02	0,00	0,98	1,36	0,42	0,70	1,12	1,40	0,63	0,84	0,14
Na_2O_3	0,13	0,00	0,09	0,03	0,30	0,05	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05
K_2O	0,25	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	Сл.	0,00	0,00	Сл.	0,01
P_2O_5	Сл.	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,005	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Сл.
$S_{вал}$	0,01	0,00	Сл.	0,02	0,00	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П. п. п.	7,54	7,63	7,70	7,90	8,00	8,24	8,44	8,48	8,54	8,56	8,84	8,98	9,29	10,20	10,59
Сумма	99,346	100,283	100,63	99,108	100,55	99,525	99,758	99,93	100,536	99,557	100,275	100,225	100,176	100,664	100,358
H_2O^-	0,63	0,41	0,54	0,54	0,31	0,34	0,94	1,05	0,67	0,70	0,87	0,72	0,38	0,66	1,34
CO_2	0,64	0,33	0,198	0,30	0,20	0,33	0,25	0,31	0,36	0,19	0,26	0,22	0,18	0,17	0,47

Примечание. В табл. III, IV места взятия образцов: анализы 17, 26 — Иджимский массив, по данным Г. В. Пинуса (Пинус и др., 1958, 1966); 18 — Иджимское ядро (по данным Н. Д. Меркурьева, 1936 г.); 19, 24, 33 — Иджимское ядро; 20, 27 — Коярдское ядро; 22, 23, 25, 28, 36 — Орешское ядро; 30 — Водораздельное ядро; 31 — Сатпыйское месторождение хризотил-асбеста. Анализы 19—25, 27—45 выполнены в лаб. Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой.

Таблица IV

Петрохимические числовые характеристики гарцбургитов

Характеристика	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	Без номера	Без номера	3607-1	1505	С-14-283	1490	1484	296	1597	Без номера	1598-2	26923	К-56-2	1504-1
Основные, по А. Н. Заварицкому														
a	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0	0,2	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0
c	0,6	0,3	0,2	0,4	0,1	0,5	0,5	0,3	0,2	0,4	0,6	0,3	0,7	0,6
b	62,8	62,3	63,1	63,5	65,1	64,1	63,8	63,6	63,3	63,9	63,4	63,7	60,9	64,8
S	36,6	37,4	36,5	35,8	34,8	35,2	35,6	36,0	36,3	35,7	35,9	35,9	38,3	34,6
Дополнительные, по Н. Д. Соболеву														
x	3,05	1,14	2,21	4,46	4,15	3,77	3,60	1,97	2,65	1,57	5,36	1,09	6,25	6,11
y	17,86	28,46	18,02	12,28	4,84	9,33	11,51	15,06	15,88	15,99	11,72	16,86	25,38	2,50
z	79,09	70,40	79,77	83,26	91,01	86,90	84,89	82,97	81,47	82,44	82,92	82,05	63,37	91,39
h	28,02	8,10	5,84	8,58	16,70	0,51	7,65	10,06	5,84	26,24	26,53	5,19	15,51	0,58
M/F	9,16	10,09	10,54	10,23	10,24	8,50	8,75	8,96	9,64	9,27	8,83	9,46	8,30	9,59
Mg/Si	1,55	1,48	1,57	1,60	1,68	1,62	1,60	1,59	1,57	1,60	1,57	1,59	1,40	1,68

Окончание табл. IV

Характеристика	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
	4035	С-14-203	287	С-22-159-2	К-62-4	27442	С-4-331	К-63-2	С-22-159	С-3-237	С-4-129	С-3-194	С-4-301	С-4-165	С-22-159-1
Основные, по А. Н. Заварицкому															
a	0,5	0,0	0,2	0,1	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
c	0,1	0,4	0,4	0,0	0,1	0,0	0,2	0,5	0,3	0,2	0,4	0,4	0,3	0,4	0,2
b	62,3	63,1	62,0	64,9	62,1	65,4	64,5	62,7	63,3	64,2	63,6	63,6	64,5	63,1	65,9
S	37,1	36,5	37,4	35,0	37,2	34,5	35,2	36,7	36,3	35,5	35,9	35,9	35,1	36,4	33,8
Дополнительные, по Н. Д. Соболеву															
x	1,76	9,25	2,86	0,19	3,99	0,04	3,84	5,36	1,64	2,75	4,40	5,50	2,49	3,36	0,56
y	22,82	10,91	23,03	11,37	21,06	9,01	7,96	16,16	16,58	10,94	12,19	10,80	8,76	16,50	4,04
z	75,42	79,84	74,11	88,43	74,95	90,95	88,20	78,48	81,78	86,31	83,41	83,70	78,75	80,14	95,40
h	8,00	29,03	14,63	12,91	15,59	23,51	20,33	16,35	13,25	16,40	20,05	15,63	22,55	26,24	28,81
M/F	9,95	11,35	9,05	10,90	10,66	9,06	9,24	2,13	9,71	10,78	10,51	11,38	9,12	9,78	8,52
Mg/Si	1,52	1,54	1,49	1,69	1,51	1,70	1,64	1,56	1,59	1,64	1,60	1,61	1,65	1,56	1,74

Таблица V

Химический состав перидотитов, вес. %

Окисел	46	47	48	49	50	51	52
	3579	27222	27639	220	221	4587	27605
SiO_2	41,28	40,40	40,12	41,10	40,82	40,50	39,34
TiO_2	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	Сл.	0,01
Al_2O_3	1,00	1,51	0,98	1,16	1,16	1,65	1,51
Cr_2O_3	0,36	0,31	0,32	0,39	0,39	0,36	0,71
Fe_2O_3	3,39	3,20	1,16	2,31	3,28	1,23	2,96
FeO	7,54	5,03	6,43	5,46	4,81	5,86	4,38
MnO	0,10	0,13	0,10	0,12	0,10	0,096	0,12
NiO	Не опр.	0,23	0,24	0,25	0,27	Не опр.	0,21
CoO	»	0,014	0,014	0,015	0,015	»	0,013
MgO	40,35	41,12	41,72	40,82	40,62	39,27	39,21
CaO	0,64	2,09	1,95	2,38	1,26	2,17	1,25
Na_2O	0,17	0,02	0,04	0,06	0,06	0,21	0,10
K_2O	0,00	0,00	0,00	Сл.	0,02	0,25	0,00
P_2O_5	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02
$S_{вал}$	0,01	0,07	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02
П. п. п.	5,52	5,88	6,16	6,35	7,13	7,78	9,52
Сумма . . .	100,247	100,034	99,324	100,445	99,98	99,376	99,373
H_2O^-	0,43	0,31	0,15	0,30	0,31	0,66	0,42
CO_2	0,198	0,30	0,30	0,75	0,20	0,20	0,16
FeO′	10,59	7,91	7,47	7,54	7,76	6,97	7,04

Примечание. В табл. V, VI места взятия образцов: анализ 46 — Бляликское ядро; 47, 51 — Карантинская группа перидотитовых ядер; 48, 52 — Орешское ядро; 49, 50 — Водораздельное ядро. Анализы 46—52 выполнены в лаб. Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой.

Таблица VI

Петрохимические числовые характеристики перидотитов

Характеристика	46	47	48	49	50	51	52
	3579	27222	27639	220	221	4587	27605
Основные, по А. Н. Заварицкому							
a	0,3	0,0	0,1	0,1	0,1	0,7	0,2
c	0,4	0,8	0,5	0,6	0,6	0,6	0,8
b	62,2	62,7	63,2	62,3	62,0	61,2	61,7
S	37,1	36,5	36,2	37,0	37,3	37,5	37,4
Дополнительные, по Н. Д. Соболеву							
x	2,10	8,15	7,58	9,25	4,97	8,76	5,14
y	22,73	12,66	10,93	14,52	20,53	20,27	21,68
z	75,17	79,19	81,49	76,23	74,50	70,97	73,18
h	16,84	22,28	7,52	16,01	23,50	8,64	23,34
M/F	6,77	8,89	9,62	9,31	9,01	9,99	9,78
Mg/Si	1,46	1,52	1,55	1,48	1,48	1,44	1,48

Таблица VII

Химический состав аподунитовых серпентинитов, вес. %

Окисел	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
	С-17-224-3	1599	1485	С-4-323	С-4-149	С-4-177	С-4-135	27619-1	Л-62-4	С-17-136	С-20-90	С-5-87	С-5-118	С-26-90
SiO_2	38,60	34,64	34,24	34,58	35,30	35,90	33,40	33,64	34,76	35,74	33,47	33,60	35,36	33,99
TiO_2	0,03	0,02	0,04	Сл.	Сл.	0,08	Сл.	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03
Al_2O_3	0,41	0,29	0,29	0,27	0,45	0,89	0,27	0,53	0,44	0,17	0,61	Сл.	0,18	0,36
Cr_2O_3	0,50	0,26	0,20	0,28	0,42	0,35	0,14	0,31	0,25	0,37	0,34	0,65	0,32	0,38
Fe_2O_3	1,08	1,09	0,46	3,68	3,11	3,15	4,14	1,29	5,43	5,75	5,59	4,52	5,31	3,16
FeO	3,70	4,99	6,20	3,88	4,10	3,56	3,74	3,73	3,52	2,91	3,85	2,51	2,62	3,34
MnO	0,06	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,08	0,9	0,10	0,08	0,07	0,10
NiO	0,29	0,29	0,29	0,26	0,25	0,24	0,27	0,27	0,21	0,29	0,23	0,28	0,23	0,24
CoO	0,014	0,014	0,018	0,017	0,017	0,014	0,014	0,014	0,015	0,015	0,018	0,018	0,016	0,019
MgO	43,54	45,51	45,22	43,85	42,64	42,24	42,85	43,92	41,52	40,42	41,18	43,43	40,72	42,44
CaO	0,14	0,60	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	Сл.	Сл.
Na_2O	0,00	0,08	0,06	0,02	0,07	0,05	0,05	0,02	0,02	0,00	0,03	0,05	0,04	0,05
P_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,018	0,01	0,08	Сл.	0,01	0,01
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,02	Сл.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	»	0,01	0,03
$S_{вал}$	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
П. п. п.	12,00	12,16	12,98	13,10	13,28	13,80	15,62	15,52	13,10	14,02	14,78	14,85	14,97	15,45
Сумма	100,387	100,074	100,508	100,037	99,717	100,35	100,584	99,404	99,563	99,815	100,548	99,988	99,906	99,60
H_2O^-	0,82	0,46	0,61	1,12	1,23	0,88	1,17	0,62	0,55	0,77	0,91	0,62	1,87	0,93
CO_2	0,27	Не опр.	Не опр.	0,30	0,39	0,25	0,44	0,41	0,27	0,16	0,32	0,30	0,63	0,47

Примечание. В табл. VII—VIII места взятия образцов: анализ 54 — центральная часть Коярдского дунит-гарцбургитового ядра; 55, 60— Орешское ядро; остальные анализы— Саянское месторождение хризотил-асбеста. Анализы 53—66 выполнены в лаб. Тувинской ГРЭ Ф. Ф. Мухтаровой.

Таблица VIII

Петрохимические числовые характеристики аподунитовых серпентинитов

Характеристика	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
	С-17-224-3	1599	1485	С-4-323	С-4-149	С-4-177	С-4-135	27619-1	Л-62-4	С-17-136	С-20-90	С-5-87	С-5-18	С-26-90
Основные, по А. Н. Заварицкому														
a	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	10
c	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,1
b	64,0	67,8	68,0	67,4	66,3	65,8	67,7	67,6	66,6	65,3	67,1	67,6	65,4	66,7
S	35,9	32,0	31,8	32,5	33,6	34,1	32,2	32,4	33,4	34,7	32,6	32,4	34,5	33,1
Дополнительные по Н. Д. Соболеву														
x	0,56	2,38	1,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,02	0,02
y	15,24	—10,05	—10,51	—4,08	2,86	7,83	—6,44	—4,06	1,46	8,72	—4,38	—5,85	7,60	—0,60
z	84,20	107,67	108,96	104,08	97,14	92,17	106,44	104,05	98,54	91,28	103,50	105,85	92,38	100,58
h	11,62	8,96	3,23	29,94	25,47	28,50	33,28	13,48	41,00	47,10	39,55	44,79	47,73	29,89
M/F	16,16	13,02	11,87	10,56	10,79	11,43	9,84	15,29	8,59	3,67	8,06	11,66	9,59	11,87
Mg/Si	1,68	1,96	1,97	1,89	1,80	1,75	1,91	1,94	1,78	1,68	1,83	1,93	1,72	1,86

Таблица IX

Химический состав существенно лизардитовых апогарцбургитовых серпентинитов, вес. %

Окисел	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
	220	233	25304	1544	27826	26909	27675	1644	без номера	С-17-103	С-17-103
SiO_2	39,72	39,54	39,40	37,20	39,72	39,16	39,46	39,60	37,56	36,60	37,92
TiO_2	0,025	0,05	0,00	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,04
Al_2O_3	0,82	0,73	0,71	1,21	1,11	1,25	0,98	0,83	0,40	0,94	0,54
Cr_2O_3	0,36	1,09	0,24	0,41	0,30	0,29	0,30	0,45	0,35	0,36	0,35
Fe_2O_3	3,85	4,16	6,15	2,92	4,23	6,51	5,61	5,43	5,07	6,23	4,72
FeO	3,73	3,58	1,94	4,99	3,30	1,58	2,44	2,01	2,62	2,73	2,30
MnO	0,096	Сл.	0,09	0,10	0,09	0,09	0,04	0,06	0,07	0,09	0,10
NiO	Не опр.	0,22	Не опр.	0,24	0,23	0,21	0,23	0,30	0,25	0,23	0,28
CoO	»	Не опр.	»	0,014	0,015	0,014	0,015	0,013	0,013	0,016	0,016
MgO	38,15	38,08	38,11	39,70	38,01	38,80	38,61	38,30	39,92	38,98	39,98
CaO	0,03	0,06	0,00	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,14
Na_2O	0,09	0,09	0,05	0,09	0,01	0,00	0,10	0,03	0,00	0,01	0,00
K_2O	0,25	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Сл.	0,01	0,00	0,00
P_2O_5	0,005	Сл.	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
$S_{вал}$	0,00	0,005	0,00	0,03	0,05	0,15	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
П. п. п.	12,92	12,82	12,56	12,53	12,50	12,52	11,96	13,34	13,47	13,19	13,19
Сумма	100,04	100,67	99,54	100,29	99,65	99,63	99,82	100,22	99,76	99,65	99,58
H_2O^-	1,12	0,85	0,85	0,66	0,64	0,68	0,41	0,79	0,82	0,84	0,82
CO_2	0,165	0,00	0,39	0,16	0,19	0,33	0,14	0,99	0,66	0,33	0,33

Примечание. В табл. IX—X места взятия образцов: анализы 70, 71 — южное крыло Иджимского ядра; 72—Карантинская группа перидотитовых ядер; 73—76 — восточное крыло Орешского ядра; 77—80 — Саянское месторождение.

Таблица X

Петрохимические числовые характеристики существенно лизардитовых апогарцбургитовых серпентинитов

Характеристика	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
	220	233	25304	1544	27826	26909	27675	1644	без номера	С-17-103	С-17-103,3
Основные, по А. Н. Заварицкому											
a	0,5	0,5	0,1	0,2	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0
c	0,0	0,1	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,1
b	61,1	61,1	61,8	63,4	61,7	63,2	62,0	61,5	63,7	64,0	63,2
S	38,4	38,3	38,1	35,8	38,3	36,8	37,8	38,4	36,3	35,7	36,7
Дополнительные, по Н. Д. Соболеву											
x	0,13	0,26	0,00	3,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,18	0,58
y	33,48	33,00	31,81	13,51	34,18	25,43	30,41	32,58	19,04	15,33	20,51
z	66,39	66,74	68,19	83,12	65,82	74,57	69,59	67,42	80,96	83,49	78,91
h	31,74	34,36	58,82	20,86	36,61	64,99	50,88	54,90	46,58	50,69	48,04
M/F	9,47	9,59	9,05	9,00	9,19	8,97	8,94	9,63	9,66	8,10	10,48
Mg/Si	1,43	1,43	1,44	1,59	1,43	1,51	1,46	1,44	1,58	1,59	1,57

Таблица XI

Химический состав существенно хризотиловых апогарцбургитовых серпентинитов, вес. %

Окисел	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
	211к	2546	23	298	10-68	К-56-3	С-26-90	С-14-220	С-12-176	С-4-326	С-3-184	С-14-278	С-5-32
SiO_2	41,52	40,38	39,46	40,68	41,34	41,58	39,86	38,99	38,54	38,54	37,74	37,26	37,06
TiO_2	0,00	Сл.	0,025	Сл.	0,05	0,05	0,12	0,03	0,05	0,05	Сл.	0,02	0,02
Al_2O_3	0,73	0,46	0,64	0,64	0,40	0,54	1,22	0,31	0,40	0,49	0,51	0,13	0,22
Cr_2O_3	0,36	0,30	0,36	0,36	0,42	0,39	0,42	0,44	0,33	0,39	0,62	0,44	0,45
Fe_2O_3	2,08	1,99	3,69	2,65	2,07	1,92	3,19	2,31	1,84	1,68	2,16	1,28	2,16
FeO	1,83	4,40	3,73	2,36	0,65	1,00	2,16	2,16	2,16	2,80	2,50	1,72	0,93
MnO	0,08	0,03	0,088	0,056	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,05	0,05	0,07	0,06
NiO	Не опр.	0,28	0,23	0,23	0,27	0,30	0,25	0,29	0,29	0,27	0,29	0,28	0,20
CoO	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,011	0,014	0,018	0,014	0,015	0,017	0,016	0,015	0,013
MgO	39,50	39,06	38,08	39,27	40,32	40,11	39,00	40,98	41,63	40,62	41,33	43,54	43,54
CaO	Сл.	0,10	0,24	0,06	0,28	0,00	Сл.	0,00	0,00	0,56	0,28	0,00	0,00
Na_2O	0,09	0,13	0,09	0,00	0,05	0,03	0,15	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	Сл.	Сл.	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	0,00	Сл.	Сл.	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04
$S_{вал}$	0,022	0,008	0,005	0,00	0,01	0,09	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
П. п. п.	13,70	13,40	13,54	13,58	14,20	13,86	14,06	13,84	94,21	14,06	15,16	14,81	14,96
Сумма	99,912	100,538	100,173	99,886	100,141	99,964	100,668	99,434	9,565	99,587	100,426	99,595	99,743
H_2O^-	1,29	1,09	1,16	1,21	1,72	1,24	2,05	0,79	0,72	1,22	1,77	0,73	0,84
CO_2	0,29	0,165	0,44	0,44	0,25	0,16	0,63	0,22	0,27	0,25	0,45	0,27	0,53

Примечание. В табл. XI, XII места взятия образцов: анализы 81—84 — Сатпыйское месторождение хризотил-асбеста; 85—93 — Саянское месторождение хризотил-асбеста.

Таблица XII

Петрохимические числовые характеристики существенно хризотиловых апогарцбургитовых серпентинитов

Характеристика	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
	211к	254б	23	298	10-68	К-56-3	С-26-90	С-14-220	С-12-170	С-4-326	С-3-184	С-14-278	С-5-32
Основные, по А. Н. Заварицкому													
a	0,2	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
c	0,0	0,1	0,3	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
b	60,0	60,9	61,0	60,8	59,9	60,0	61,1	62,5	63,0	62,4	63,2	64,4	84,6
S	39,8	38,8	38,5	39,1	39,8	39,9	38,5	37,5	37,0	37,4	36,5	35,6	35,4
Дополнительные, по Н. Д. Соболеву													
x	0,02	0,41	1,00	0,25	1,16	0,00	0,02	0,00	0,00	2,33	1,16	0,00	0,00
y	41,96	33,23	31,02	36,92	38,22	41,32	35,83	26,08	23,14	22,14	18,32	13,93	13,23
z	58,02	66,36	67,98	62,83	60,62	58,68	64,15	73,92	76,86	75,53	80,52	86,07	86,76
h	33,87	16,93	30,83	33,59	58,93	46,38	39,95	32,52	27,73	21,28	28,02	25,11	51,13
M/F	19,34	10,92	9,38	14,33	27,06	24,47	13,33	16,62	18,28	16,19	15,81	25,69	25,71
Mg/Si	1,42	1,44	1,44	1,44	1,45	1,44	1,46	1,57	1,61	1,57	1,63	1,74	1,75

Таблица XIII

Химический состав хризотил-асбеста, вес.%

Окисел	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107
	Без номера	Без номера	3Т	4Т	5Т	7Т	60—МК—54	63—МК—54	628—МК—70	11Т	12Т	7И	44И	99И—46
SiO_2	40,00	41,97	42,53	41,58	42,08	38,76	42,11	42,29	41,49	41,80	41,02	40,60	40,36	40,17
TiO_2	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр	Не опр.	0,025	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	0,02	0,00
Al_2O_3	0,75	0,21	0,29	0,56	0,63	0,28	1,63	1,43	1,99	1,11	1,06	0,40	0,40	0,43
Cr_2O_3	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	0,03	0,00	0,21	0,10	0,16	0,10	0,09	0,02	0,01	0,08
Fe_2O_3	1,55	1,98	1,06	0,73	1,09	0,79	2,20	1,53	2,54	0,75	0,92	2,07	1,64	1,01
FeO	0,88	0,76	0,54	1,36	0,55	1,87	2,32	2,63	1,60	1,58	1,55	Сл.	0,51	0,31
MnO	0,03	0,02	0,05	0,04	0,0	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,11	0,07
NiO	Не опр.	Не опр.	0,04	0,15	Не опр.	Не опр.	0,16	0,24	0,30	Сл.	0,00	0,07	0,04	0,08
CoO	»	»	Не опр.	Не опр.	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	0,01	0,01
MgO	41,67	40,17	42,20	40,64	42,35	43,46	38,23	38,64	39,01	40,77	41,30	39,00	39,85	42,50
CaO	0,50	0,75	0,11	Сл.	0,14	0,00	0,10	0,09	0,13	Сл.	0,10	0,00	0,00	0,16
Na_2O	0,06	0,10	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	Сл.	0,025	0,03	0,06	0,04
K_2O	0,06	0,05	Сл.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	Сл.	0,07	0,09	0,00
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,009	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
S	»	0,30 *	»	»	»	0,003	»	»	»	»	»	»	»	»
П. п. п.	14,24	13,75	13,31	14,03	13,54	15,03	12,86	13,09	13,29	13,81	14,13	17,20	16,50	14,75
Сумма	99,74	100,16	100,18	99,12	100,42	100,287	99,89	100,09	100,57	100,02	100,235	99,52	99,60	99,61
H_2O^-	0,69	0,67	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,52	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,76	2,36	0,20
CO_2	Не опр.	Не опр.	0,00	0,78	0,57	0,16	0,45	0,69	0,52	0,08	0,10	1,00	0,80	Не опр.

Окончание табл. XIII

Окисел	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121
	99И—97	99И—127,8	99И—207,4	99И—242,5	1041—И	ИР—618	ИР—789	ИР—794	ИР—851	С—536—235	С—537—50	С—537—80	С—537—90	Без номера
SiO_2	41,23	40,17	40,53	39,83	40,20	42,34	41,68	42,22	41,66	41,86	42,18	40,88	41,74	41,92
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,015	0,11	0,015	0,015	0,007	0,006	0,001	0,004	Сл.
Al_2O_3	Сл.	Сл.	0,43	Сл.	0,89	0,50	0,77	0,41	0,37	0,62	0,38	0,47	0,38	0,84
Cr_2O_3	0,06	0,06	0,23	0,28	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe_2O_3	1,52	1,52	1,48	0,74	3,15	1,47	1,64	1,79	1,32	1,28	1,26	1,24	1,86	1,05
FeO	0,25	0,59	0,56	0,76	1,28	0,54	0,68	0,61	0,68	0,71	0,64	0,49	0,64	0,80
MnO	0,05	0,07	0,07	0,07	0,10	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,053	0,053	0,049	Не опр.
NiO	0,07	0,06	0,06	0,06	0,10	0,02	0,024	0,02	0,022	Не опр.	0,13	0,053	0,06	»
CoO	0,007	0,01	0,015	0,01	0,01	0,0035	0,0044	0,0035	0,044	»	0,008	0,006	0,006	»
MgO	41,52	41,82	42,20	42,60	38,24	41,64	41,74	41,15	42,45	41,62	40,92	40,62	41,91	41,10
CaO	0,15	0,16	0,22	0,18	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,38	0,00	0,07
Na_2O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,03	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	00,0	0,00	0,00
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Сл.	0,023	0,023	Сл.	0,004	0,005	00,01	0,003	Не опр.
S	»	»	»	»	»	0,002	0,002	0,009	0,002	Не опр.	0,021	0,015	0,010	»
П. п. п.	14,65	15,05	14,70	15,55	14,82	13,64	13,59	13,75	13,72	13,78	14,33	14,37	13,59	14,01
Сумма	99,507	99,51	100,495	100,08	99,11	100,3105	100,3634	100,1505	100,323	99,92	99,933	99,579	100,252	99,82
H_2O^-	0,00	0,13	0,00	0,13	0,17	0,40	0,52	0,32	0,52	Не опр.	0,29	0,34	0,44	0,79
CO_2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	0,14	0,20	0,64	»	0,19	0,52	0,14	0,67

Примечание. Анализы 94—111, 113—121 — эластичный хризотил - асбест; 112 —ломкий хризотил - асбест. Место взятия образцов: анализы 94—116— Саянское месторождение(94 — по А. К. Сибилеву, В. П. Еремееву, 1968; в состав п. п. п. входит 13,46% H_2O^+; 95 — по В. П. Еремееву, А. К. Сибилеву, 1969, в состав п. п. п. входит 13,00% H_2O^+); 96—104 — выполнены в лаборатории ВНИИпроектасбеста; 105—111 — по данным В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева, Г. И. Кушныря, ВСЕГЕИ, 1974 г.; 112—116 — по данным Ю. В. Смирнова, ВИМС, 1974 г.); 117—120 — Орешское проявление (лаборатория Тувинской ГРЭ); 121 — Иджимское проявление (по данным Н. Д. Меркурьева, 1936 г.). Звездочкой отмечено содержание SO_3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава 1. Геология Иджимского ультрабазитового массива 4
Общая геологическая обстановка 4
Внутреннее строение массива 9

Глава 2. Петрографический очерк 11
Ультраосновные породы и продукты их метаморфизма 11
Дуниты 12
Гарцбургиты 13
Лерцолиты 17
Оливиновые ортопироксениты, оливиновые вебстериты и вебстериты 18
Серпентиниты 21
Продукты гидротермально-метасоматического преобразования серпентинитов 22
Выветривание ультраосновных пород 26
Габброиды, альбититы и родингиты 27
Плагиоклазсодержащие пироксениты 27
Эвкритовые габбро 28
Габбро-нориты 29
Нормальные габбро 29
Альбититы 31
Родингиты 31
Эффузивные породы и ассоциирующиеся с ними осадочные отложения, продукты их метаморфизма 30

Глава 3. Особенности минералогии офиолитов 33
Оливин 34
Ортопироксен 35
Клинопироксен 36
Хромшпинелид 41
Серпентин 43
Породообразующие серпентины 45
Жильные серпентины 46
Брусит 50
Тремолит 51
Хлорит 51
Пренит 52
Гранат 53
Везувиан 56
Цоизит 57
Магнетит 58
Самородные элементы, карбиды, интерметаллические соединения, антимониды и сульфиды 62
Гипергенные минералы 72

Глава 4. Петрохимия и геохимия 77
Дуниты, гарцбургиты и лерцолиты 79
Оливиновые ортопироксениты, оливиновые вебстериты и вебстериты 82
Серпентиниты 83
Продукты гидротермально-метасоматического преобразования серпентинитов 93
Габброиды и родингиты 97
Вулканогенные и осадочные породы, апоспилитовые метасоматиты 101

Глава 5. Асбестоносность массива 103
Характеристика месторождений и проявлений хризотил-асбеста . 104
Саянское месторождение . . . . . —
Системы жил хризотил-асбеста 108
Структурно-морфологические особенности асбестоносных залежей . . . . . —
Серпентинизация и зональность месторождения 113
Типы асбестоносности 116
Прочие месторождения и проявления 118
Особенности формирования хризотил-асбестовых жил 121
Морфология и внутреннее строение жил . . . . . —
О механизме формирования трещинных полостей, вмещающих хризотил-асбестовые жилы 124
Характер приоткрывания асбестовмещающих трещин . . . —
Особенности формирования хризотил-асбестовых жил и прожилков, принадлежащих к серии параллельных трещин отрыва —
Типы структурных сочленений хризотил-асбестовых прожилков с более древними офитовыми и магнетитовыми прожилками 127

Глава 6. Некоторые вопросы генезиса офиолитов и их метаморфизма . . 130
О происхождении офиолитов . . . . . —
О метаморфизме пород офиолитовой ассоциации 133
Об источниках серпентинизирующих растворов 141
Обзор важнейших гипотез . . . . . —
Ювенильные мантийные флюиды . . . . . —
Магматические воды 143
Фреатические воды 151
Океанические воды 152
Метеорные воды глубокой циркуляции 153
Смешанные воды . . . . . —
О связи серпентинизации и асбестообразования в Иджимском массиве с фреатическими водами . . . . . —

Глава 7. Поисковые критерии хризотил-асбестовых месторождений . . . 155
Региональные критерии 156
Локальные критерии 157
Узколокальные критерии 160

Заключение 162

Литература 164

Приложения 177

Анатолий Кузьмич Сибилев

ПЕТРОЛОГИЯ И АСБЕСТОНОСНОСТЬ ОФИОЛИТОВ
(на примере Иджимского массива в Западном Саяне)

Ответственный редактор
Николай Леонтьевич Добрецов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. Г. Макеенко*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*. Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Н. И. Горбулицкая, А. А. Надточий*

ИБ № 10422

Сдано в набор 23.02.79. Подписано к печати 27.02.80. МН-05017. Формат 70×108 1/16. Бумага множительных аппаратов. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,8+2,1 на мел. бум. Уч.-изд. л. 19. Тираж 1090 экз. Заказ № 432. Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.