

С. А. ГУРУЛЕВ, К. С. САМБУЕВ

МАГМАТИЧЕСКОЕ
ЗАМЕЩЕНИЕ
В ЧАЙСКОМ
ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОМ
МАССИВЕ



УЛАН-УДЭ 1967

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ОТДЕЛ ГЕОЛОГИИ

С. А. ГУРУЛЕВ, К. С. САМБУЕВ

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ
В ЧАЙСКОМ ГАББРО-
ПЕРИДОТИТОВОМ МАССИВЕ

5384

Гучуков заме из шу
Геология генетичиу
Багасарену
от Сурчүл

БУРЯТСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
УЛАН-УДЭ 1968



Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. С. А. Гурулев, К. С. Самбуев.

Освещается геологическое строение Чайского габбро-перидотитового массива. Отмечена приуроченность массива к синклинальной складке в породах нижнего протерозоя, его согласованность со структурой вмещающих отложений. Чайский массив является представителем дovskyренского магматического комплекса верхнего протерозоя. Он находится во вторичном залегании, так как его с размывом и корой выветривания перекрывают отложения условного нижнего кембия. В массиве преобладают габбройдные породы; гипербазиты находятся в виде ксенолитов. В породах массива выражены явления магматического замещения, которому подверглись осадочно-метаморфические породы (сланцы, конгломераты, известняки), ортоамфиболиты, граниты, гранитные пегматиты, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и серпентиниты нижнего протерозоя. Рассмотрены примеры замещения этих пород; при этом приводятся петрографические описания с оптическими константами отдельных минералов, химические составы замещаемых и замещающих пород, а также гибридных пород. Рассмотрено участие явлений магматического замещения в рудообразовании. Медно-никелевые руды концентрируются в гибридных ультраосновных и основных породах, достаточно высокомагнезиальных. В генезисе пород и руд главное значение имеют стоящие обменно-метасоматические реакции между магмой и вмещающими породами. Металлы и сера, необходимые для формирования сульфидных руд, отчасти приносятся магмой, отчасти заимствуются из боковых пород. Благоприятным моментом является наличие серы в замещаемых породах. Реакции замещения вызываются магмой. В начальные стадии они протекают при сравнительно низких температурах, однако в расплавах температура достигает 1600—1700°C, что определяется по характеру плавления ксенолитов разных по составу пород. Таблиц — 29, рисунков — 85, библиографии—81.

ВВЕДЕНИЕ

Чайский массив основных и ультраосновных пород расположен в Северном Прибайкалье, в междуречье Чай и Неручанды, стекающих с Кичерского хребта. Район характеризуется высокогорным альпинотипным расчлененным рельефом. Водоразделы обычно хорошо обнажены и имеют сильно зазубренные гребни и вершины (карлинги) с крутыми, иногда отвесными склонами. Речные долины в высокогорной части обычно троговые, узкие и врезанные, а на более низких участках — широкие и выположенные. Реки берут начало в типичных ледниковых карах или цирках, на дне которых, в большинстве случаев, располагаются небольшие озера, питающиеся преимущественно за счет атмосферных осадков. Абсолютные высоты района колеблются от 1300 до 2600 м. Относительные превышения водораздельных хребтов над дном долин достигают 800—1000 м.

В плане Чайский массив вытянут в северо-восточном направлении, согласно господствующему простианию вмещающих толщ. Северо-восточное окончание его разветвляется на относительно маломощные согласные тела типа силлов, иногда далеко вдающиеся во вмещающие породы. С запада и северо-запада массив и вмещающие его отложения перекрыты нижнекембрийскими терригенно-осадочными отложениями холоднинской свиты, в основании которой под базальными конгломератами установлена кора механического выветривания, представленная дресвянниками. На востоке и северо-востоке массив прорван нижнепалеозойскими гранитоидами конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса.

Чайский массив вмещают интенсивно дислоцированные осадочно-метаморфические образования харгитуйской свиты нижнего протерозоя.

От юго-западного окончания Чайского массива отченен и пространственно несколько обособлен блок, занимающий междуречье Чай и Огиенко. Отличаясь структурой и большим удельным развитием ультраосновных пород, этот блок включает Чайское медно-никелевое месторождение. Видимо, блок отченен от массива по разлому, проходящему по долине р. Огиенко и перекрытому четвертичными ледниковыми отложениями. На основании того, что разлом не затрагивает перекрывающие отложения холоднинской свиты, возраст его определяется как докембрийский.

В Чайском массиве отчетливо выражены процессы магматического замещения, в общих чертах сходные с аналогичными процессами в Иоко-Довыренском массиве (Гурулев, 1964, 1965). Различия заключаются лишь в более разнообразном составе замещаемых пород в Чайском массиве. Мы полагаем, что замещение пород в Чайском массиве, как и в Иоко-Довырене, вызывалось магматическими расплавами. Определение магматического метасоматоза (магмометасоматоза — наше выражение), вызванного расплавами, было дано в последнее время Г. Л. Поспеловым (1966), который полагает, что магматический метасоматоз «характеризуется крупной ролью энергообмена и участием высокоэнергизированных флюидов, в частности типа расплавов, плазм и т. п.».

Чайский массив впервые был обследован и описан в 1952 г. коллективом геологов под руководством А. А. Малышева. А. А. Малышев выделил в массиве габбро-диоритовый комплекс, дающий переходы к кислым породам — граносиенитам. Ультраосновные породы не были отмечены.

В последующем ближайшие окрестности массива изучались В. И. Навиль и М. А. Никитиной в 1953 году, а сам массив — А. П. Рихвановым и В. П. Сафоновым в 1960—1965 гг. Начиная с 1962 года, с момента открытия В. П. Сафоновым сульфидного медно-никелевого оруденения, Чайский массив изучается коллективом геологов Бурятского геологического управления (БГУ). Примерно с этого же времени на массиве проводят исследования научные сотрудники Института «Гипроникель»

Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан, ЦНИГРИ — А. В. Касьянов, Бурятского филиала (БФ) СО АН СССР — С. А. Гурулев и К. С. Самбуев.

В 1961—1964 гг. район был покрыт геологической съемкой, выполненной коллективом геологов БГУ под руководством В. В. Балханова.

Опубликованных работ, освещающих геологию Чайского массива, насчитывается немного. Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан (1964) дали характеристику вещественного состава сульфидных медно-никелевых руд. Они выделяют сингенетические и эпигенетические руды и дают подробную характеристику их минерального состава, а также приводят результаты поисковых технологических испытаний.

С. А. Гурулев и К. С. Самбуев (1964) опубликовали материалы, характеризующие условия залегания холоднинской свиты на массиве и продукты механического выветривания габброидных пород, установленные под базальными слоями холоднинской свиты.

Н. Н. Шишкин (1965) в обзоре генетических типов месторождений кобальтовых и кобальтсодержащих руд отмечает, что в рудах месторождения, приуроченного к Чайскому массиву, присутствует кобальтсодержащий пирит. В ранней генерации пирита определено 0,74% кобальта (среднее по двум анализам) и 0,075% никеля, в поздней — соответственно 0,18 и 4,42%.

Ф. П. Леснов (1966) осветил вопросы геологии и петрографии массива. Он выделяет в массиве три комагматичные группы пород. Первая группа представлена дунитами, вторая — плагиоклавозовыми перidotитами, третья — оливиновыми габбро-норитами и диоритами. Массив, по мнению Ф. П. Леснова, принадлежит габбро-пироксенит-дунитовой формации, типичной для геосинклинальных этапов развития подвижных зон.

В. П. Арсентьев и В. В. Скрипкина (1966) кратко рассмотрели химизм пород Чайского массива, отметив увеличение щелочности пород по мере понижения их основности и некоторые отличия их от пород Иоко-Дэвренского массива и габбро-пироксенит-дунитовой формации (по Ю. А. Кузнецovу).

Ю. А. Чешенко (1966) охарактеризовал породы массива в соответствии с принятой им схемой интрузивных фаз.

С. А. Гурулев и К. С. Самбуев (1966) описали необычную ассоциацию молибденита с пирротином и пентландитом в рудах уч. Надежда (северо-восточный фланг Чайского месторождения).

М. И. Грудинин (1966) кратко, ссылаясь на материалы В. П. Сафонова и Ф. П. Леснова, охарактеризовал породы и минерализацию Чайского массива.

Н. Е. Матюхин, В. Е. Викулов и В. С. Харламов (1966) поделились опытом поисков рудных зон месторождения с помощью геофизических (в основном электrorазведочных) методов.

К. С. Самбуев (1967) дал описание своеобразных пироксенитовых мигматитов, замещающих нижнепротерозойские конгломераты.

Настоящая работа является одним из результатов научных исследований, проводимых в отделе геологии БФ СО АН СССР по темам, связанным с изучением петрологии, geoхимии и рудоносности основных и ультраосновных комплексов докембрия. Ранее были опубликованы материалы, освещающие геологию и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива (Гурулев, 1965). Как и при характеристике Иоко-Довырена, в данной работе основное внимание уделено взаимоотношению основных и ультраосновных пород с породами вмещающей толщи, характеристике взаимопереходов и явлениям магматического замещения, широко проявленным во всех габбро-перидотитовых массивах Северного Прибайкалья.

В процессе подготовки настоящей работы к изданию учтено большинство замечаний рецензентов. Однако по ряду дискуссионных замечаний авторы остаются при своем мнении. Эти замечания следующие: а) гипотеза магматического замещения вряд ли может иметь универсальное значение в петрогенезисе основных пород; б) явления магматического замещения в медно-никелевых рудах носят частный характер; в) пелитовый и эпидотовый материал, включенный в породообразующие минералы основных пород, является постмагматическим, а не реликтовым, ксеногенным. Авторы считают необходимым дать к этим замечаниям некоторые пояснения.

Применимость гипотезы магматического замещения к петрогенезису основных пород и генезису медно-никелевых руд определяется прежде всего конкретным факти-

ческим материалом, разнообразие которого по реакциям замещения и составу замещаемых пород указывает на широкое участие процессов замещения в петрогенезисе и рудогенезисе, поскольку медно-никелевые сульфидные руды пространственно и генетически связаны с магматическими породами. Сравнительно ограниченное распространение гибридных пород по сравнению с породами, которые считаются нормально магматическими, не должно иметь существенного значения, так как распространение гибридных и контактово-реакционных пород зависит от температуры и химической активности магматического расплава, от химической устойчивости замещаемых горных пород. Для понимания генезиса пород и руд важно не количество гибридных и контактово-реакционных пород, а то, что они есть и что в них фиксируются явления замещения, вызываемые магмой.

Низкотемпературные минералы, включенные в порообразующие минералы основных пород, обычно рассматриваются как эпимагматические, несмотря на то, что их состав зачастую не соответствует составу минералов, в которые они включены. Это обстоятельство позволило В. Н. Лодочникову ввести правило полярности магматических и эпимагматических минералов. Однако наши наблюдения, особенно детальное изучение переходов от замещаемых пород к породам магматическим, показывают, что низкотемпературные минералы при замещении включаются в новообразованные кристаллы порообразующих минералов и консервируются в них от дальнейшего замещения. Это устанавливается по сериям шлифов, характеризующих различные стадии замещения. И в то же время именно это обстоятельство не позволяет нам объективно, фотографически показать переход низкотемпературных минералов и их включение в порообразующие минералы основных пород. Сосуществование же высокого- и низкотемпературных минералов обусловлено тем, что включение низкотемпературных минералов зависит от температуры их плавления, которые для некоторых минералов оказываются высокими. Так, альбит считается низкотемпературным минералом, но температура его плавления превышает 1000°C . Включение и консервация низкотемпературных реликтовых минералов зависит также от того, что эти минералы находятся в твердом состоянии.

При обработке фактического материала основное внимание было уделено изучению переходов и контактов между различными по составу ксенолитами и магматическими породами. Показатели преломления минералов определялись в иммерсионных жидкостях по методу А. А. Черкасова с ошибкой $\pm 0,002$, углы погасания и оптических осей, номера плагиоклазов замерены на федоровском столике. В некоторых случаях для плагиоклазов приведены также показатели преломления. Химические анализы пород характеризуют наиболее распространенные разновидности пород массива, а также породы, образующиеся в результате процессов магмометасоматоза. В последнем случае привнос и вынос вещества рассчитывался по методу Т. Барта.

Наши исследования (1962—1965 гг.) Чайского габбро-перidotитового массива проводились в тесном контакте с геологами БГУ. Авторы с признательностью упоминают здесь имена геологов Л. М. Бабурина, И. Л. Важенина, В. Е. Викулова, Г. И. Вьяскова, А. И. Завражного, А. И. Залуцкого, Н. А. Злыгостева, В. С. Калинина, Л. М. Кононова, Ю. П. Остапенко, А. П. Рихванова, В. П. Сафонова, И. Н. Сахаровского, А. И. Сиротина, Р. С. Тарасовой, В. С. Харламова, Г. И. Храмцова, Г. М. Хабалова, В. А. Чабаненко, Ю. А. Чешенко, П. Ч. Шобогорова, способствовавших советами, доброжелательной критикой и практической помощью нашим полевым исследованиям. При обработке фактического материала авторы пользовались консультациями Г. В. Андреева, О. А. Воробьевой, М. В. Денисовой, Д. С. Коржинского, В. П. Костюка, Е. В. Свешниковой, Н. Н. Шишкина, Е. А. Кумпан, Р. М. Яшиной. Всем указанным лицам авторы выражают свою глубокую благодарность.

Г л а в а I

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ, ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ВОЗРАСТ

Чайский массив размещен в основном в осадочно-метаморфических отложениях нижнего протерозоя (рис. 1), прорванных различными интрузивными породами нижнепротерозойского же возраста. Среди отложений нижнего протерозоя, относимых к харгитуйской свите, выделяются метаморфизованные конгломераты и песчаники, метаморфические и кристаллические сланцы, карбонатные породы. Интрузивные породы нижнего протерозоя представлены ортоамфиболитами душкачанского комплекса, гранитоидами муйского комплекса и гипербазитами яршинского комплекса.

В окрестностях массива изучены также верхнепротерозойские отложения, представленные известняками итыкитской свиты. Однако в этих отложениях неизвестны массивы основных и ультраосновных пород. Вместе с тем нельзя не отметить, что в массиве отмечены ксенолиты эффузивов — кварцевых порфиров, аналогичных порфирам синнырской свиты верхнего протерозоя.

Осадочно-метаморфические породы нижнего протерозоя, их стратиграфия, состав и возраст

Стратиграфический разрез нижнепротерозойских отложений харгитуйской свиты, по В. П. Сафонову, Н. М. Лошкину и Н. М. Потемкину, представлен двумя подвитами — нижней и верхней. Нижняя подсвита распределена в междуречье Нюсидек-Неручанда, где она образует ряд тектонически обособленных блоков. Подита сложена (основание ее не установлено) метаморфизованными сланцеватыми гравелитами и песчаника-

ми, среди которых в подчиненном количестве встречаются биотитовые, биотит-рогообманковые сланцы и мраморы. Последние образуют маломощные, выклинивающиеся по простиранию линзы. Для нижней подсвиты характерно тонкое незакономерное переслаивание. Мощность нижней подсвиты в пределах видимой части разреза достигает 2250 м.

Верхняя подсвита состоит преимущественно из биотитовых, биотит-амфиболовых и амфиболовых сланцев, часто переслаивающихся и содержащих прослои биотит-гранатовых, гранат-дистеновых и силлиманитовых сланцев, мраморов и амфиболитов. В подчиненном количестве содержатся также кварцитовидные и карбонатные сланцы, мигматиты. Мощность подсвиты составляет около 2000 м. Общая мощность харгитайской свиты, по В. П. Сафонову и др., измеряется четырьмя с лишним километрами.

Следует отметить, что основание свиты неизвестно. В. П. Сафонов и его соавторы начинают разрез свиты с гравелитов и песчаников, но это не означает, что они относят их к базальным горизонтам свиты. Отложениям свиты присуща изоклинальная складчатость, что, как известно, ставит под вопрос последовательность отложений в разрезе. Эту последовательность можно трактовать в двух равновероятных вариантах.

Петрографический состав пород харгитайской свиты довольно разнообразен. Это объясняется как первичным составом осадков, так и региональным метаморфизмом. В составе свиты выделены метаморфизованные конгломераты и песчаники, биотитовые, биотит-рогообманковые, рогообманковые, эпидотовые, биотит-гранатовые, гранат-ставролит-биотитовые, гранат-дистен-биотитовые сланцы, мраморизованные известняки. Ф. П. Леснов (1966) отмечает также кордиеритовые сланцы.

Метаморфизованные конгломераты пользуются нешироким распространением. Они выходят в бараньих лбах по правобережью р. Чай, вблизи юго-восточного контакта массива. Взаимоотношения их с другими породами свиты не установлены. Они инъекциируются и замещаются пироксенитами.

Конгломераты метаморфизованы, что выражалось в рассланцевании их и в уплощении галек. Термальный метаморфизм проявлен в невысокой степени.

Гальки по размеру варьируют от 0,5 до 30 см в длинном поперечнике. Преобладают гальки размером 3—4 см. Они уплощены и вытянуты по сланцеватости породы. В гальках определены биотитовые сланцы, мраморы, измененные габбро и диориты, кальцит-эпидотовые вторичные породы, кварциты. Цементом конгломерата является гравелит или песчаник, в которых обломочная часть представлена в основном биотитовыми сланцами, кварцем.

Биотитовые сланцы в гальках конгломератов встречаются наиболее часто. Они состоят из биотита, кварца, плагиоклаза, роговой обманки и соссюрита. Структура их лепидогранобластовая. Текстура сланцеватая, обусловленная параллельной ориентировкой пластинок биотита; местами— пятнистая за счет участков, обогащенных или обедненных биотитом. Изредка наблюдаются гальки плагиоклаз-гиперстеновых сланцев со шпинелью. В этих сланцах присутствуют сиенитовые согласные инъекции, в которых гиперстен перекристаллизован с образованием относительно крупных кристаллов ($2v = -68^\circ$). В инъекциях отмечены призматические кристаллы арфведсонита ($2v = -86^\circ$, схема плеохроизма по Ng—густая зеленовато-синяя окраска, по Nr — грязно-зеленая), зерна апатита.

Мраморы и кальцит-эпидотовые породы в гальках конгломератов довольно распространены. Мраморы внешне выглядят среднезернистыми породами, светло-серой, кремовой или бледно-розовой окраски, имеющими массивную текстуру. Они представлены преимущественно гальками среднего размера. Обычно гальки мраморов с краев и по трещинам замещены фисташково-зеленым эпидотовым агрегатом. Иногда эпидотовый агрегат развит настолько интенсивно, что мраморы постепенно переходят в кальцит-эпидотовую породу.

Мраморы сложены кальцитом с незначительной примесью альбита, рутила и пироксена. Кальцит образует неправильные зерна размером 1,5—2 мм, изредка — 4—5 мм. Зерна плотно соприкасаются друг с другом. Альбит представлен мелкими (до 0,1 мм в поперечнике) редкими неправильными зернами, включающими мельчайшие иголочки рутила. Пироксен выделяется в редких неправильных зернах. В мраморах изредка отмечаются альбит-эпидотовые прожилки мощностью около 1 мм.

Мраморы характеризуются следующим составом (в вес. %): SiO_2 —9,18; TiO_2 —не обн.; Al_2O_3 —0,82; Fe_2O_3 —0,23; FeO —0,51; MnO —0,10; CaO —50,26; MgO —2,65; K_2O —0,25; Na_2O —не обн.; P_2O_5 —0,18; SO_3 —не обн. п. п.—35,57; сумма—99,56% (химическая лаборатория БГУ, аналитик В. Г. Волкова).

Кальцит-эпидотовые породы в гальках образованы в результате изменения мраморов. Это доказывается тем, что среди разнообразного галечного материала конгломератов встречаются как чистые кальцитовые мраморы с редкими альбит-эпидотовыми прожилками, так и мраморы либо с обильными альбит-эпидотовыми прожилками, либо с периферической зоной кальцит-эпидотового состава. Наконец, присутствуют гальки кальцит-эпидотовых пород.

Кальцит-эпидотовые породы состоят преимущественно из землистых пелитоморфных агрегатов, в которых изредка в окристаллизованных зернах можно встретить кальцит, эпидот, альбит. Вероятно, изменение мраморов до кальцит-эпидотовых пород является результатом регионального метаморфизма конгломератов, хотя не исключена возможность изменения пород при обработке в бассейне осадконакопления.

Измененные габбро и диориты встречаются в гальках конгломератов значительно реже, чем предыдущие породы. Степень их изменения неравномерная. Изменение пород выразилось в пелитизации и карбонатизации силикатов. Измененные габбро сложены соссюритизированным плагиоклазом, в котором местами сохраняются полисинтетические двойники, моноклинным пироксеном, роговой обманкой. В отдельных гальках наряду с измененным плагиоклазом в небольшом количестве наблюдается кварц, и порода переходит в диорит.

Кварциты в конгломератах представлены гальками мелких размеров—до 3—4 см в попечнике. Они состоят из плотно прилегающих друг к другу зерен кварца. В кварцитах местами развиваются соссюрит-эпидотовые агрегаты.

Состав обломочной части конгломератов, таким образом, довольно разнообразен, что свидетельствует скорее всего в пользу того, что это базальные конгломераты. Вместе с тем отнесение их к нижнему протерозою не может быть строго обосновано. Некоторым оправданием

в этом случае может служить лишь то обстоятельство, что по кл. Надежда, в 1,5—2 км от выходов описываемых конгломератов, обнажены редкогалечные конгломераты, в цементе которых присутствуют новообразования граната, биотита и ставролита, что свидетельствует об их нижнепротерозойском возрасте. Недостаточно высокий метаморфизм описываемых конгломератов может быть объяснен неравномерностью регионального метаморфизма нижнепротерозойских отложений.

Метаморфизованные песчаники имеют серую с коричневатым оттенком или зеленовато-серую окраску и мелкозернистое сложение. Текстура их плотная, реже—сланцеватая. Песчаники состоят из кварца (до 60%), плагиоклаза, серицита, биотита, роговой обманки, эпидота, из аксессорных минералов отмечены апатит и рудный минерал. Соотношение минералов подвержено сильным колебаниям. В песчаниках часто сохраняются реликты псаммитовой структуры (рис. 2). Однако цемент



Рис 2. Песчаник под микроскопом. Увел. 32×. Николи+.

их полностью перекристаллизован, в нем возникли новообразования серицита, биотита, роговой обманки, кальцита, эпидота. В некоторых разновидностях цемент представлен мелкими зернами кварца с примесью кальцита.

Количественное соотношение обломочной части и це-

мента в песчаниках сильно варьирует, однако чаще встречаются разновидности с преобладающим развитием обломочной части. Поэтому более часто структура цемента определяется структурой соприкосновения. Сильно варьируют и размеры обломков. При снижении размеров обломков песчаники постепенно переходят в песчанистые биотитовые сланцы.

Псаммитовая структура песчаников наиболее хорошо выражена в том случае, когда обломочная часть сильно доминирует над цементом. Когда цемент составляет существенную часть песчаника, то при его метаморфизме образуются темноцветные минералы — роговая обманка, биотит, эпидот. В этом случае породы уже определяются соответственно роговообманковыми, биотитовыми и эпидотовыми сланцами. В них хотя и сохраняется псаммитовая структура, но она выражена менее отчетливо.

Представления о химическом составе метаморфизованных песчаников может дать табл. 1, где приведены два анализа песчаников. Нужно сказать, что состав этих пород разнообразен в силу их непостоянного петрографического состава. В пробе 828б заметно повышено содержание окиси кальция, что объясняется залеганием этого песчаника вблизи пласта известняков.

Таблица 1
Химический состав (в вес. %) метаморфизованных песчаников

О лы	557	828б	Оксиды	557	828б
SiO ₂	48,52	53,58	MnO	0,11	0,33
TiO ₂	2,24	0,65	Na ₂ O	3,28	2,15
Al ₂ O ₃	18,15	11,64	K ₂ O	0,16	0,67
Fe ₂ O ₃	8,23	1,98	+H ₂ O	2,52	3,95
FeO	5,75	1,99	P ₂ O ₅	0,06	0,14
MgO	4,86	4,65	SO ₃	0,05	1,16
CaO	5,83	16,75	Сумма	99,76	99,64

Примечание. 557 — правобережье р. Чай, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева; 828б — левый берег долины р. Ниусидек, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская.

Биотитовые сланцы — серые, темно-серые тонкозернистые, часто слоистые породы. Они состоят из

мельчайших (до 0,1 мм в поперечнике) зерен кварца, тонкопластинчатого биотита, рудных минералов и из небольшой примеси углистого вещества. Тонкая параллельная слоистость в них обусловлена чередованием слоев с различными количественными соотношениями минералов. Биотит образует войлокоподобные агрегаты. Он возник как новообразование при метаморфизме. Плеохроизм его: коричневый — по Ng, бледно-коричневый — по Nr. Углистое вещество присутствует в виде тонких частиц, выполняющих иногда стилолитовые швы. Рудные минералы — сульфиды — обычно сосредоточены в прослоях, содержащих углистое вещество. Они представлены неправильными, несколько удлиненными и вытянутыми по слоистости зернами. Размеры зерен колеблются в пределах до 1 мм в поперечнике.

Биотитовые сланцы часто прорезаны тонкими согласными и кососекущими прожилками кварца, содержащими сульфиды. В этих прожилках зерна кварца достигают 0,5—1,0 мм в поперечнике. Увеличиваются и размеры зерен сульфидов — до 2—3 мм в поперечнике. Кварцевые прожилки с сульфидами возникли, видимо, при метаморфизме. Возможно, присутствующие в них сульфиды были заимствованы из прослоев биотитовых сланцев.

В случае довольно высокой степени метаморфизма тонкозернистые биотитовые сланцы переходят в разновидности, в которых заметно повышается степень кристалличности породы. На первых порах это проявляется в увеличении размеров пластинок биотита; биотит стремится образовать пойкилобласти, включающие мелкие зерна кварца. В этих же разновидностях появляются кристаллы «поперечной слюды», обусловленные, по-видимому, конфигурацией межзерновых пространств метаморфизующегося песчаника и распределением материала цемента.

При значительной степени метаморфизма возникают кристаллические разновидности биотитовых сланцев. Эти разновидности, пользующиеся широким распространением, отличаются большей степенью перекристаллизации биотита. Они сложены кварцем (до 40%), биотитом (до 50%), плагиоклазом (до 10%), микроклином. Аксессорные минералы представлены апатитом, сфером, пиритом и магнетитом. Кварц образует неправильные по

форме зерна, иногда включающие в себя чешуйки биотита. Пластинчатые кристаллы биотита обычно приобретают параллельную ориентировку, чем и обусловлена сланцеватость породы. В различных прослоях количества пластинок биотита подвержено колебаниям. Плагиоклаз присутствует в таблитчатых и неправильных зернах, обычно с неровными корродированными краями. По составу он соответствует андезину. Микроклин наблюдается в единичных зернах.

Структура кристаллических разновидностей биотитовых сланцев определяется как лепидогранобластовая.

Химический состав биотитовых сланцев харгитайской свиты приведен в табл. 2.

Таблица 2
Химический состав (в вес. %) биотитовых сланцев

Окислы	930	1705	1710в	Окислы	930	1705	1710в
SiO ₂	57,96	57,34	62,50	MnO	0,12	0,15	0,12
TiO ₂	0,60	1,00	0,57	Na ₂ O	3,43	2,00	4,95
Al ₂ O ₃	17,33	17,69	16,86	K ₂ O	3,79	1,50	1,95
Fe ₂ O ₃	2,37	2,68	3,43	+H ₂ O	2,03	1,16	0,59
FeO	3,09	8,03	2,72	P ₂ O ₅	0,37	0,23	0,35
MgO	1,79	4,80	1,63	SO ₃	0,38	0,68	0,02
CaO	6,26	2,25	3,67	Сумма	99,51	99,46	99,36

Примечание. 930 — водораздел Безымянная-Огиенко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева; 1705 и 1710 в — водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Г. И. Разгильдеева.

Биотитовые сланцы характеризуются высоким содержанием кремнезема и щелочей.

Биотит-рогообманковые сланцы являются по существу промежуточными образованиями между биотитовыми и рогообманковыми сланцами. Они отличаются от биотитовых сланцев присутствием роговой обманки. В тонкозернистых биотитовых сланцах в отдельных прослоях среди биотита появляются игольчатые кристаллы бесцветного tremolita. При увеличении количества роговой обманки изменяется и ее состав — вместо tremolita более обычными становится актинолит. В сланцах некоторые прослои полностью бывают сложены агрегатом кварца и актинолита, что означает

чает начало перехода к роговообманковым сланцам. При отнесении породы к группе биотит-роговообманковых сланцев определяющим является примерно равное количественное соотношение биотита и роговой обманки. Структура сланцев лепидогранобластовая, в них отмечаются реликты псаммитовой структуры или участки бластопсаммитовой.

Биотит-роговообманковые сланцы по химическому составу (SiO_2 —55,58%; TiO_2 —0,94; Al_2O_3 —16,05; Fe_2O_3 —4,31; FeO —4,50; MgO —3,40; CaO —6,10; MnO —0,21; Na_2O —4,40; K_2O —3,10; $+\text{H}_2\text{O}$ —0,28; P_2O_5 —0,43; SO_3 —0,13; сумма—99,43; междуречье Безымянная-Нюсидек, химлаборатория БГУ, аналитик Г. И. Разгильдеева) очень близки к биотитовым сланцам.

Роговообманковые парасланцы имеют темно-зеленую, иногда черную окраску и обладают сланцеватой или сланцевато-полосчатой текстурой. Им присущи реликты псаммитовой структуры. Роговообманковые парасланцы находятся в тесном переслаивании с биотитовыми, эпидотовыми и биотит-роговообманковыми сланцами. Они состоят из зеленой роговой обманки, кристаллы которой обычно ориентированы субпараллельно (рис. 3), зерен полевого шпата, кварца, рудного минерала, сфена, редких чешуек биотита. Качественные соот-



Рис. 3. Роговообманковые сланцы с прослойями метаморфизованного песчаника. Увел. 32×. Николи +.

ношения этих минералов подвержены сильным вариациям.

Наиболее характерным минералом сланцев является роговая обманка. Размеры кристаллов, их морфология, оптические характеристики и состав роговой обманки сильно изменчивы, что определяется, видимо, составом метаморфизующегося материала, особенно материала цемента песчанистых разновидностей исходных пород, и степенью метаморфизма. При невысоком метаморфизме возникают относительно мелкие кристаллы, обычно ориентированные, но не всегда строго, по первичной слоистости. При увеличении степени метаморфизма образуются кристаллобласти с неровными зазубренными краями, включающие мелкие зерна кварца, не участвующие в бластезе. Наконец, возникают довольно крупные порфиробласти роговой обманки (рис. 4), свободные от

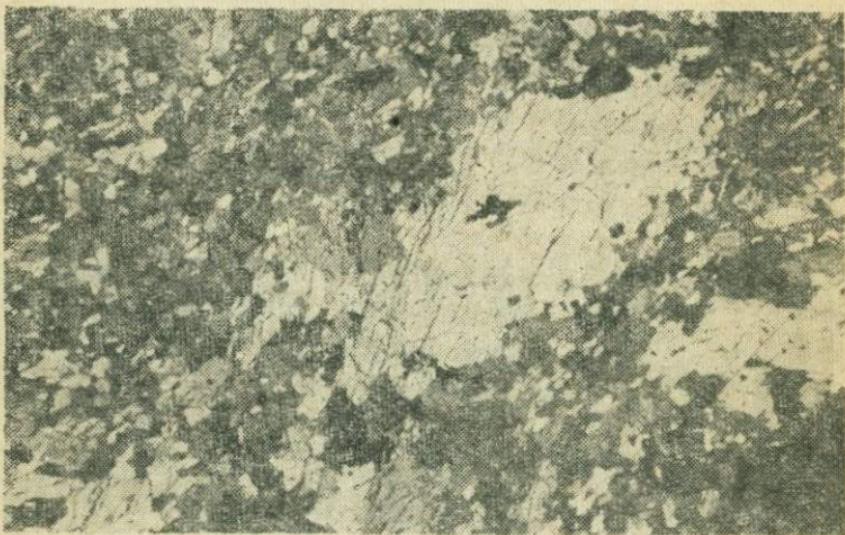


Рис. 4. Порфиробласт роговой обманки в роговообманковом сланце. Увел. 20×. Николи +.

включений посторонних минералов и резко выделяющиеся на фоне основной ткани, имеющей лепидогранобластовую структуру и содержащей относительно мелкие кристаллы той же роговой обманки. В последнем случае уже намечается переход от роговообманковых сланцев к роговообманковому метагаббрю.

Изредка встречаются роговообманковые сланцы, содержащие гранат.

Химический состав роговообманковых парасланцев виден из табл. 3. Он характеризуется изменчивым со-

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) роговообманковых парасланцев

Окислы	825	1692а	1753	2565е	22796
SiO ₂	64,64	44,94	43,88	51,04	62,80
TiO ₂	0,92	2,72	2,32	2,22	0,85
Al ₂ O ₃	14,60	13,91	14,76	19,07	15,52
Fe ₂ O ₃	1,51	7,34	2,48	0,32	1,85
FeO	4,36	8,17	11,68	11,47	5,07
MgO	2,32	7,42	9,25	5,01	2,29
CaO	3,97	10,44	11,93	6,29	3,32
MnO	0,16	0,17	0,29	0,15	0,22
Na ₂ O	5,72	2,75	1,91	3,30	3,00
K ₂ O	0,11	0,77	0,50	0,26	1,75
+H ₂ O	1,16	0,32	0,37	1,22	2,73
-H ₂ O	0,07	0,08	Не обн.	0,11	0,10
P ₂ O ₅	0,43	0,40	0,18	0,46	0,34
SO ₃	0,02	0,08	0,28	0,05	Не обн.
Сумма	99,92	99,43	99,83	100,86	99,74

Примечание. 825 — левый борт долины р. Нюсидек, химлаборатория БГУ, аналитик Е. П. Котлярова; 1692а — водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Г. И. Рагильдеева; 1753 — водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская; 2565е — кл. Каньонный, 22796 — правобережье Чая, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова, В. Г. Волкова.

держанием SiO₂, что связано с содержанием кварца, который местами вытесняется роговой обманкой. Это влечет за собой повышение содержаний MgO и CaO (анализы 1692а и 1753). Некоторые разновидности сланцев отличаются несколько повышенными количествами окиси титана. Среди щелочей натрий устойчиво доминирует над калием.

Роговообманковые метагаббро окраской и крупнокристаллическим сложением напоминают нормальные габбро массива. Однако при изучении устанавливается их метаморфическое происхождение. Роговообманковые метагаббро связаны взаимопереходами со слабо метаморфизованными песчаниками и роговообманковы-

ми парасланцами. Так, скв. 40 в долине р. Чая под четвертичными моренными отложениями и конгломератами холдинской свиты вскрыла гравелиты харгитайской свиты. Гравелиты сложены мелкими, плохо окатанными обломками роговообманкового сланца, пелитизированного плагиоклаза и кварца. Цемент гравелита представлен мельчайшими обломками кварца, полевого шпата, пластинками биотита и скоплениями гидроокислов железа. Гравелиты постепенно сменяются метаморфизованными песчаниками, в которых наблюдаются обломки плагиоклаза, кварца и граната. Промежутки между обломками занимают мелкопластинчатый биотит и актинолит. Последний образует скелетные кристаллы с неровными, зазубренными краями, включающими мелкие зерна плагиоклаза и кварца. Актинолит представляет собой новообразование, возникшее в результате метаморфизма песчаников. В некоторых прослоях количество таких скелетных новообразований актинолита заметно увеличивается, они укрупняются в размере, и порода приобретает облик порфиробластического метагаббро.

В некоторых случаях по внешнему облику метагаббро напоминает катакластическое габбро, в котором крупные кристаллы роговой обманки располагаются в сланцеватом цементе. Однако под микроскопом катаклаз не устанавливается. Порода имеет порфиробластическую и узловато-сланцеватую текстуры. Крупные (до 0,5 см в поперечнике) кристаллы роговой обманки располагаются в мелкозернистой основной ткани, состоящей из роговой обманки, зерен кварца и пелитизированного полевого шпата. Порфиробласти имеют неровные ограничения и местами, расщепляясь, постепенно переходят в основную ткань. Они включают реликтовые зерна кварца и измененного полевого шпата. Порфиробласти роговой обманки не ориентированы, и сланцеватость породы определяется вытянутостью более мелких кристаллов роговой обманки в основной ткани.

При образовании роговообманковых метагаббро, по-видимому, широко был проявлен процесс рекристаллизации роговой обманки, в ходе которого крупные ее кристаллы росли за счет мелких.

Химический состав роговообманковых метагаббро (табл. 4) характеризуется низкими содержаниями SiO_2 , преобладанием натрия над калием и относительно вы-

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) роговообманковых метагаббро

Окислы	436	1864a	Окислы	436	1864a
SiO ₂	48,46	49,08	MnO	0,13	0,18
TiO ₂	1,40	1,31	Na ₂ O	3,15	3,09
Al ₂ O ₃	17,42	16,01	K ₂ O	0,33	0,33
Fe ₂ O ₃	2,13	2,95	+H ₂ O	0,65	0,74
FeO	8,40	6,02	P ₂ O ₅	0,25	0,07
MgO	8,10	8,24	SO ₃	0,09	0,24
CaO	9,52	11,54	С у м м а	100,03	99,80

Приложение 436 — водораздел Чая-Огиенко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева; 1864а — водораздел Безымянная-Огиенко, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская.

сокими количествами MgO и CaO. Все это обусловлено незначительным количеством в породах кварца, развитием в существенных содержаниях роговой обманки и плагиоклаза.

Эпидотовые сланцы обычно ассоциируют с роговообманковыми парасланцами, образуя в них отдельные прослои. Они отличаются лишь присутствием эпидота, который создает либо войлокоподобный, почти сплошной агрегат (рис. 5), заполняющий промежутки между зернами кварца, либо мелкие призматические кристаллы. Эпидот в землистых и плохо окристаллизованных агрегатах встречается и в роговообманковых сланцах, но там он не занимает доминирующего положения.

Кроме того, эпидотовые сланцы встречаются в тесной ассоциации с известняками. Это выражается в том, что эпидотовые сланцы находятся здесь в переслаивании с тонкими прослойками известняка и кварцевого песчаника. В этом случае в сланце в существенных количествах присутствует кальцит. Химический состав подобного сланца (SiO₂—7,74; TiO₂—0,08; Al₂O₃—1,84; Fe₂O₃—0,32; FeO—0,79; MgO—0,35; CaO—49,13; MnO—0,09; Na₂O—не обн.; K₂O—0,40; п. п. п.—38,17; P₂O₅—0,04; SO₃—0,60; сумма—99,55%; проба 2285а, кл. Сульфидный, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева) отличается большими потерями при прокаливании, незначительным количеством кремнезема.

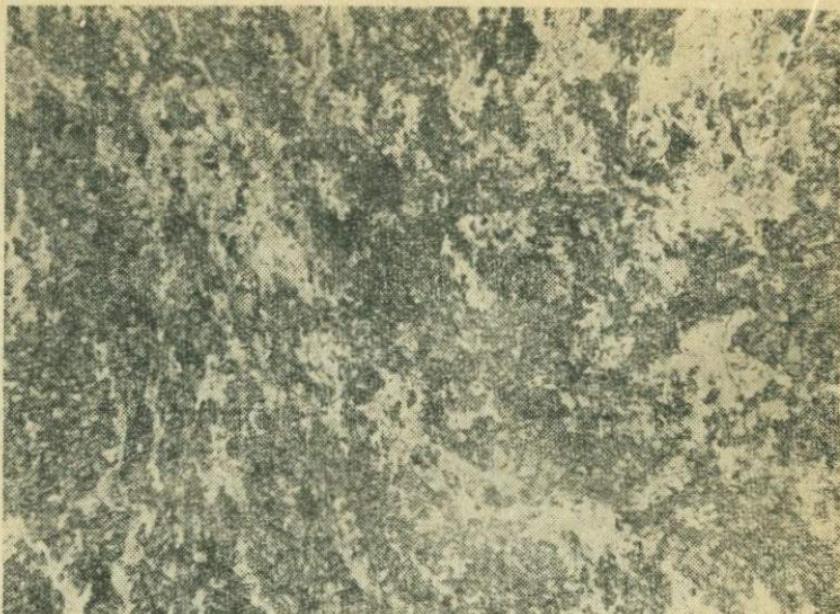


Рис. 5. Эпидотовый сланец. Увел. 20×. Николи +.

Биотит-гранатовые сланцы — породы ясно кристаллические, обладающие отчетливо выраженной сланцеватостью. Их состав определяется гранатом, биотитом, кварцем, плагиоклазом, роговой обманкой, апатитом, эпидотом, сферулитами, рудным минералом. Структура их лепидогранобластовая, гранобластовая, иногда порфиробластовая с гранобластовой основной тканью. Количественные соотношения минералов изменчивы; изменчива и морфология их кристаллов, особенно биотита и граната.

Выделяется группа сланцев, в которых биотит в виде мелких пластинок равномерно распределен в мелкозернистой кварцевой массе. Гранат присутствует в относительно мелких (не более 0,2—0,3 мм в поперечнике) кристаллах, имеющих частично выраженные грани и включающих весьма редкие мелкие зерна кварца. В этих же сланцах наблюдаются неправильные зерна свежего плагиоклаза.

Близки к предыдущим сланцы, в которых биотит образует пластины с неровными лапчатыми краями. Иногда он распределен в породе неравномерно, создавая довольно крупные пластины или агрегаты этих пластин.

Лишенная биотита, существенно кварцевая основная ткань местами сохраняет отчетливую псаммитовую структуру и включает зерна граната, мелкие землистые выделения эпидота. Биотит содержит клиновидные зерна сфена, неправильные зерна эпидота. Гранат по-прежнему присутствует в относительно мелких, равномерно распределенных кристаллах. В этих сланцах можно видеть также тонкие прослои существенно кварцевого состава, лишенные биотита и граната. Зерна кварца в прослоях несколько больше по размеру, чем в сланце.

При некотором увеличении степени метаморфизма в сланцах возникают скелетные кристаллы граната, в то время как биотит присутствует в мелких пластинках. В шлифах видно, что скелетные кристаллы граната растут прямо в массе сланца, захватывая внутрь себя биотит-кварцевый агрегат сланца. Они состоят как бы из отдельных соединяющихся между собой зерен, однако у них внешние ограничения (грани) представляются весьма правильными.

Распространены также сланцы с футлярообразными кристаллами граната, имеющими большие размеры (до 2—3 мм в поперечнике) по сравнению с предыдущими разновидностями. В футлярообразном кристалле граната в отличие от скелетного рост кристалла идет более интенсивно, хотя и не повсеместно, в периферических частях, в то время как сердцевина его выполнена зернами кварца и пластинками биотита. Соотношение между кристаллами (минералом-гостем) и включенной в него массой сланца (минералом-хозяином) самое различное (рис. 6). С одной стороны, наблюдается переход от футлярообразных кристаллов к скелетным; с другой — виден переход футлярообразных кристаллов в обычные порфиробластические кристаллы граната ситовидной структуры, из-за включенных пластинок биотита и зерен кварца.

Наконец, есть разновидности сланцев, в которых гранат, обладая ситовидной структурой, выделяется в виде крупных порфиробластов. Возле него формируются пластины биотита и возникают таблитчатые новообразования плагиоклаза, в которых кварц не сохраняется, но присутствуют мелкие пластинки биотита, характерные для основной ткани. Эти пластинки местами переполняют кристаллобласти плагиоклаза.

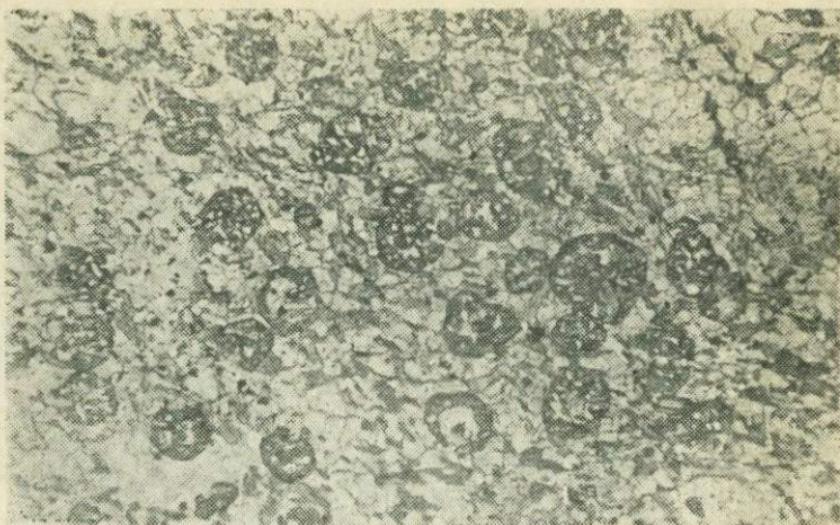


Рис. 6. Скелетные, футлярообразные и ситовидные кристаллы граната. Увел. 20×. Николи +.

Биотит-гранатовые сланцы обнаруживают признаки дияфтореза, выраженные в развитии хлорита и серицита по биотиту и гранату. В наиболее измененных разностях биотит и гранат замещаются почти полностью.

По химическому составу (табл. 5) биотит-гранатовые сланцы близки к биотитовым. В них достаточно велико содержание SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , в некоторых случаях — SO_3 .

Таблица 5

Химический состав (в вес. %) биотит-гранатовых сланцев

Окислы	2295	2295г	Окислы	2295	2295г
SiO_2	51,33	59,46	MnO	0,27	0,22
TiO_2	1,25	1,76	Na_2O	0,39	2,70
Al_2O_3	20,05	17,13	K_2O	0,82	0,50
Fe_2O_3	2,24	0,35	$+\text{H}_2\text{O}$	3,39	0,80
FeO	9,34	8,23	P_2O_5	0,17	0,50
MgO	3,81	3,24	SO_3	3,70	0,45
CaO	3,25	4,47	Сумма	100,01	99,81

Примечание. 2295 — кл. Надежда, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева; 2295г — кл. Надежда, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова, В. Г. Волкова.

Гранат-ставролит-биотитовые сланцы отличаются от гранат-биотитовых присутствием крупных (до 0,6—0,8 см в длину) скелетных кристаллов ставролита, не имеющих ориентировки. Внешних ограничений кристаллы ставролита не имеют, они включают массу зерен кварца. О том, что это монокристаллы, свидетельствует досковидная, вытянутая форма их, одинаковая оптическая ориентировка различных частей кристалла. Ставролит резко плеохроирует: по N_p — бесцветный, по N_g — золотисто-желтый. Удлинение положительное. Относительно удлинения кристаллов и относительно несовершенной спайности, проявляющейся в центральных, более свободных от включений участках скелетного кристалла, минерал имеет прямое погасание. С краев ставролит замещается серицитом (рис. 7).

В ставролитсодержащих сланцах присутствуют также зерна плагиоклаза, рудного минерала, пластинки хлорита, рутил в виде сагенита.

Гранат-гиперстен-биотитовые сланцы, распространенные по кл. Надежда, дают постепенные переходы к биотит-гранатовым сланцам. Они примечательны присутствием инородных включений, представляющих гальки конгломерата, в то время как по песчанистому цементу конгломерата при метаморфизме образовались биотит, гранат, гиперстен. При полевых исследованиях породы принимаются за интрузивные, из-за формы и состава инородных блоков. В основной ткани породы, состоящей из кварца, граната, ставролита, кордиерита, биотита, присутствуют блоки, сложенные то слоистым кварц-кальцит-эпидотовым сланцем, то мраморизованным известняком, то кварц-плагиоклазовой породой, то кварцем, то кварц-эпидотовым сланцем с выделениями (видимо, жильными) кварца и карбоната. Размеры блоков различны — от 1—2 до 20—25 см. Форма их разнообразна — овально-эллипсовидная, неправильно угловатая (рис. 8). Некоторые блоки окаймлены узкими измененными оторочками, что производит впечатление ксеногенного включения в интрузивной породе. Известняки в блоках характеризуются следующим химическим составом (в вес. %): SiO_2 — 24,88; TiO_2 — 0,36; Al_2O_3 — 6,09; Fe_2O_3 — 0,80; FeO — 2,95; MgO — 2,49; CaO — 37,93; MnO — 0,78; Na_2O — не обн.; K_2O — не обн.; п. п. п. — 22,93; P_2O_5 — 0,26; SO_3 — 0,14;



Рис. 7. Крупный скелетный кристалл ставролита. В центре — идиоморфный порфиробласт граната. Увел. 20×. Николи +.

сумма — 99,61 (проба 2295а, кл. Надежда, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева).

Порода, в которую заключены блоки, несколько изменчива по составу слагающих ее минералов. В одних случаях она состоит (главные минералы) из кварца, биотита, граната; в других — кроме этих минералов, содержит гиперстен и кордиерит; в третьих — из кварца, биотита, граната, плагиоклаза. Наиболее простым из этих минеральных парагенезисов является первый. Он соответствует вышерассмотренным биотит-гранатовым сланцам, для него характерна реликтовая псаммитовая структура и развитие скелетных кристаллов биотита и граната за счет цемента первичной обломочно-осадочной породы.

Парагенезис с гиперстеном наиболее интересен. Внешне порода выглядит массивной крупнозернистой, включающей блоки кварц-эпидотового сланца (см. рис. 8).

Гранат образует довольно крупные (до 3—4 мм в перечнике) кристаллы макроскопически красновато-бурового цвета. Некоторые из кристаллов зональны — цен-

ральные их части окрашены краснее и более прозрачны. Под микроскопом гранат обнаруживает ситовидное строение благодаря обилию включенных зерен кварца. В меньшей мере в него включены мелкие пластинки биотита и зерна магнетита. По составу гранат принадлежит к группе пиропа-альмандин — N-1,774, что соответствует содержанию 40% альмандиновой молекулы. Гиперстен развивается в короткоизометрических кристаллах размером до 2—3 мм в поперечнике. Кристаллы по строению являются скелетными из-за обилия

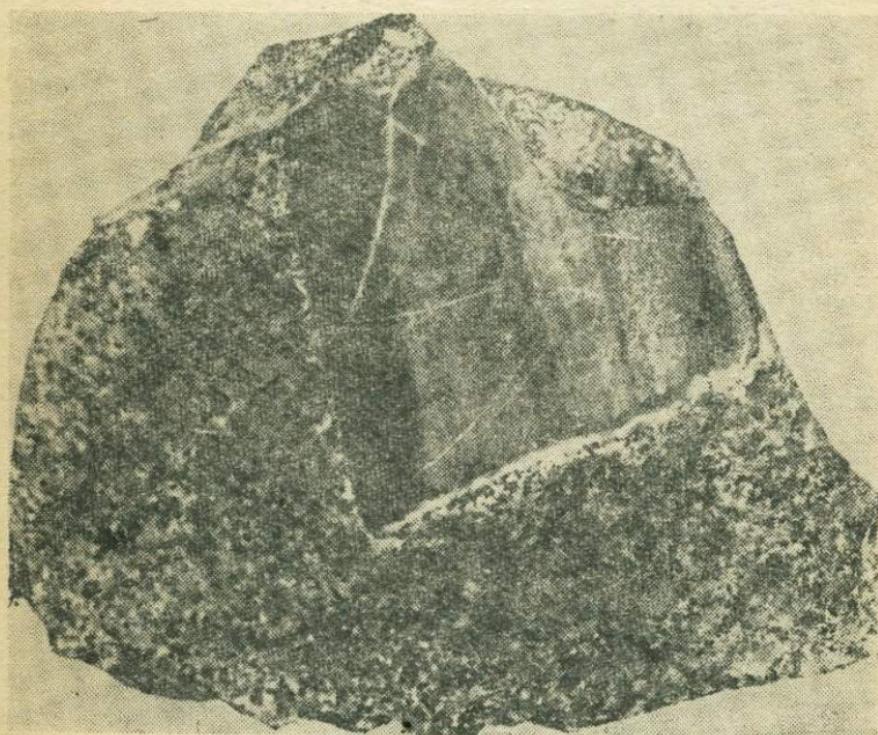


Рис. 8. Угловатые обломки слоистого сланца в гранат-ставролит-биотитовом сланце. Натуральная величина.

включенных в них зерен кварца, магнетита, пластинок биотита. Развиты также кристаллы ситовидной структуры. В них уже отчетливо выражены грани призмы, а иногда также грани дипирамиды. Для гиперстена описываемой породы характерен плеохроизм: по Nr — коричневато-красный, по Ng — бледно-грязно-зеленый. Удлинение положительное, угасание прямое. Некоторые кри-

сталлы обладают зональностью. Это выражается в том, что центральная часть кристалла лишена посторонних включений и более резко и отчетливо плеохроирует, в то время как краевая часть содержит обильные мелкие включения кварца и менее отчетливо плеохроирует. В отличие от граната гиперстен содержит более мелкие включения кварца по сравнению с размером кварцевых зерен основной ткани. Иногда в гиперстен включены мелкие зерна граната и пластинки биотита. Оптические характеристики гиперстена: $Ng = 1,744$; $Np = 1,730$; $Ng - Np = 0,014$; $2V = +89^\circ$.

Биотит развит в мелких пластинках с неровными краями.

Для описываемой породы характерно также присутствие зерен кордиерита, развивающихся в основной ткани.

Кордиерит бесцветен, очень редко в нем наблюдаются желтые плеохроичные дворики.

Необходимо отметить серицит и хлорит, присутствующие в незначительном количестве. Серицит развит по трещинам в гранате, хлорит — по биотиту. Возможно, хлорит замещает также кордиерит. Серицит и хлорит — минералы диафтореза, которым породы были захвачены в самой незначительной степени.

Возле сланцевых блоков, заключенных в породе (см. рис. 8), развивается узкая оторочка изменения. Подмечены следующие особенности в строении этой оторочки. Оторочка на контакте с существенно эпидотовыми прослойками блокового сланца состоит из перекристаллизованных и несколько укрупненных зерен эпидота. На контакте прослоев, содержащих кальцит, в оторочке появляются неправильные зерна граната. Несмотря на эти изменения, контакт между сланцем и вмещающей его биотит-гранат-гиперстеновой породой фиксируется четко.

Биотит-гранат-гиперстеновые сланцы с блоковыми обособлениями различных пород первоначально представляли собой грубовалунные конгломераты с цементом из полимиктового песчаника. Метаморфизм затронул лишь цемент песчаника, в котором возникли порфиробластические кристаллы биотита, граната, гиперстена.

Биотит-гранат-гиперстеновые сланцы с блоковыми обособлениями характеризуются следующим химиче-

ским составом (вес. %):¹ SiO_2 — 43,20; TiO_2 — 1,50; Al_2O_3 — 22,87; Fe_2O_3 — 4,10; FeO — 12,36; MnO — 0,27; CaO — 5,01; MgO — 7,80; K_2O — не обн.; Na_2O — 0,60; P_2O_5 — 0,05; $+\text{H}_2\text{O}$ — 1,41; $- \text{H}_2\text{O}$ — 0,06; сумма — 99,42%; проба 628 г, кл. Надежда, химлаборатория БГУ, аналитик М. Кодачигова. Как видно из анализа, порода заметно обогащена Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , что вполне объяснимо присутствием граната и гиперстена.

Гранат-дистен-биотитовые сланцы характеризуются высокой степенью кристалличности. Они состоят из граната, дистена, биотита, плагиоклаза, кварца, рудного минерала, серицита. Дистен образует призматические скелетные кристаллы размером до 0,3—0,4 см в длину. Ориентировка кристаллов вдоль сланцеватости выдерживается не всегда. Угасание прямое. Удлинение положительное. Дистен замещается серицитом. Гранат присутствует в виде ситовидных и футлярообразных порфиробластов, включающих зерна кварца и пластинки биотита.

Гранат-дистен-биотитовые сланцы встречаются лишь в толще харгитайской свиты по правобережью р. Огенидо.

Мраморизованные известняки в харгитайской свите образуют пласти и горизонты сравнительно небольшой мощности (до 50 м), залегающие среди сланцев согласно. Внешне это белые, светло-серые и темно-серые среднезернистые породы, то плотные, то слоистые. Под микроскопом устанавливается, что они состоят из уплощенных зерен кальцита, плотно пригнанных друг к другу и вытянутых в одном направлении (рис. 9). В виде незначительной примеси присутствует углистое вещество.

Магматические породы нижнего протерозоя

В нижнем протерозое выделяются три интрузивных комплекса (в возрастной последовательности): душкачанский, муйский и яршинский.

Душкачанский интрузивный комплекс,

¹ Химический анализ основной ткани из кварца, граната, биотита, гиперстена, без блоковых обособлений.



Рис. 9. Известняк под микроскопом. Увел. 20×. Николи +.

по существу выделен впервые. Ранее магматические образования этого комплекса относились либо к стратифицированным толщам нижнего протерозоя (ниорундуцкая свита, по Л. И. Салопу, 1964), либо включались в состав муйского интрузивного комплекса. Душкачанский комплекс наиболее полно представлен по р. Правой Душкачанке (возле Нижне-Ангарска).

В составе душкачанского комплекса преобладают ортоамфиболиты — гнейсированные основные магматические породы. Меньшим распространением пользуются порфириты, габбро-диабазы, роговообманковые ортосланцы. В случае интенсивной гнейсации породы определяются также амфиболовыми бескварцевыми гнейсами.

Основные породы комплекса совместно с отложениями харгитайской свиты претерпели метаморфизм и были инъектированы муйскими гранитами. Таким образом, душкачанский интрузивный комплекс является самым древним в нижнем протерозое.

Что же касается участия пород комплекса в стратифицированных толщах, то это объясняется тем, что породы его в большинстве случаев залегают в виде сог-

ласных межпластовых тел. В контактах тела более рас-
сланцованны, что и наталкивало исследователей на мысль
о первично-осадочном происхождении этих пород. При
пластовой форме тел на отдельных участках все же ус-
танавливаются секущие контакты, а также мелкие ксе-
нолиты пород харгитайской свиты в эндоконтактах.

Породы душкачанского интрузивного комплекса
распространены в окрестностях Чайского массива не-
широко. Они образуют обычно небольшие согласные те-
ла в харгитайской свите, а также иногда залегают в
ксенолитах в самом массиве. Среди них выделяются ор-
тоамфиболиты, порфириты, габбро-диабазы, роговооб-
манковые ортосланцы.

Муйский интрузивный комплекс представлен
гранитами и сопровождающими их гранитными пег-
матитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жила-
ми. Граниты прорывают отложения харгитайской сви-
ты и породы душкачанского комплекса. Муйский комп-
лекс древнее гипербазитов яршинского комплекса, что
устанавливается по присутствию в серпентинитах, отно-
симых к яршинскому комплексу, ксенолитов изменен-
ных гранитов (рис. 10). Это косвенно подтверждается
также широким развитием инъекций и зон мигматиза-
ции вокруг массивов муйских гранитов, их приурочен-

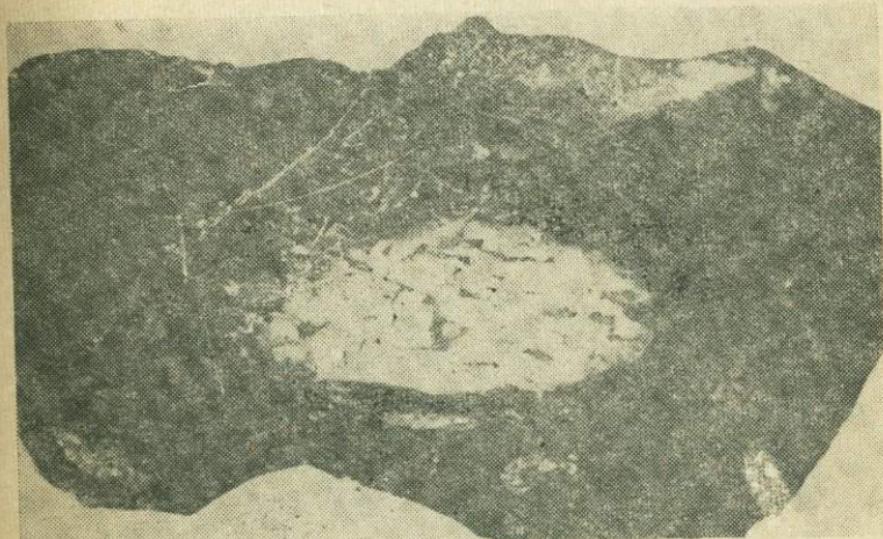


Рис. 10. Блок измененного гранита (белое) в серпентините.
Полированный штуф. Натуральная величина.

ностью к участкам интенсивной складчатости вмещающих пород. Породы муйского комплекса находятся в ксенолитах в Чайском массиве. Они наблюдаются также в изобилии в гальке и валунах конгломератов холдинской свиты.

Вблизи Чайского массива муйские граниты распространены по левобережью р. Чай. Здесь, в бассейне кл. Шумного, они выходят в виде массива, приуроченного к куполовидной антиклинальной складке в отложениях харгитуйской свиты. Собственно, ядро этой складки сложено муйскими гранитами, часто гнейсовидными, а в крыльях ее наиболее развиты мигматиты и инъекционные гнейсы. По мере удаления от ядра складки мигматизация затухает, переходя в зону редкой инъекции.

Муйские граниты сопровождаются пегматитами и свитой кварцевых и полевошпатово-кварцевых жил.

Граниты внешне светло-розовые и розовые до мясокрасных, крупно- и гигантнозернистые, большей частью лейкократовые. Они состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца. Эпимагматические минералы — серицит, альбит, эпидот, мусковит, хлорит; акцессорные — сфен. Структура гранитная.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые кристаллы, размеры которых изменчивы — от 0,1 до 4,5 мм. Состав его соответствует андезину № 44. Он в значительной мере изменен — по нему развиваются серицит, эпидот, альбит. Микроклин развит в таблитчатых кристаллах, менее идиоморфных, чем кристаллы плагиоклаза. Он исключительно свежий, не затронутый эпимагматическим изменением. Для него характерны вееренообразные и решетчатые двойники. Кварц выделяется в неправильных зернах, занимающих промежутки между таблицами полевых шпатов. Он значительно давлен, трещиноват, местами гранулирован. Для кварца характерно волнистое, облачное погасание. Эпидот, замещая плагиоклаз, образует сначала землисто-бурую пелитовую массу, в которой затем постепенно начинают возникать дендритовидные, игольчатые, метельчатые агрегаты. Хлорит совместно с мусковитом замещает какой-то темноцветный минерал, скорее всего роговую обманку. Он зеленый, плеохроичный, с низкими аномальными цветами интерференции. Сфен наблюдается в мелких клиновидных кристаллах и неправильных зернах,

включенных местами в плагиоклаз, местами в псевдоморфозы по темноцветному минералу, сложенные хлоритом и пластинчатым мусковитом.

Граниты нередко катализированы, что выражается в дроблении кварца, в деформациях таблитчатых кристаллов плагиоклаза и микроклина.

Светлые лейкократовые граниты характеризуются высоким содержанием кремнезема и щелочей, особенно натрия (SiO_2 —72,78; TiO_2 —0,24; Al_2O_3 —14,30; Fe_2O_3 —0,25; FeO —2,51; MgO —0,38; CaO —1,12; MnO —0,04; Na_2O —4,56; K_2O —1,62; $-\text{H}_2\text{O}$ —0,33; $+\text{H}_2\text{O}$ —1,49; P_2O_5 —не обн.; SO_3 —0,03; сумма—99,65; проба 2277, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева).

Граниты в некоторых случаях содержат ксенолиты вмещающих сланцев. У мясо-красных аляскитоидных разновидностей их часто наблюдаются инъекционные постепенные контакты с вмещающими сланцами. Так, по левобережью р. Чая в ледниковых бараньих лбах (профиль 280, пикет 28) обнажены мясо-красные граниты с постепенным инъекционным переходом к кварц-эпидотовым сланцам. Химический состав гранита из этого обнажения характеризуется высоким содержанием кремнезема, глинозема и щелочей (SiO_2 —72,04; TiO_2 —0,26; Al_2O_3 —16,14; Fe_2O_3 —0,03; FeO —1,10; CaO —1,44; MgO —1,25; MnO —0,08; K_2O —3,40; Na_2O —3,80; P_2O_5 —0,16; $-\text{H}_2\text{O}$ —0,75; $-\text{H}_2\text{O}$ —не обн.; SO_3 —не обн.; сумма—100,45%; проба 2279, химлаборатории БГУ, аналитики В. Г. Волкова, Е. П. Котлярова). Характерно, что в граните почти отсутствует окисное железо. В нем очень высокое содержание щелочей, причем калий и натрий содержатся примерно в равных количествах. По химическому составу гранит должен быть отнесен к субщелочным.

Пегматиты представляют собой светлые крупно- и гигантозернистые массивные породы. Они залегают жилами, секущими сланцы харгитайской свиты.

В одном из обнажений по правобережью Чая, выше кл. Надежда, в биотитовых сланцах наблюдаются две параллельные жилы среднезернистого пегматита мощностью 5—6 см. Обе жилы образуют одинаковые коленообразные изгибы (рис. 11), причем оба изгиба залегают на продолжении один другого, косо срезая сланцеватость биотитовых сланцев.

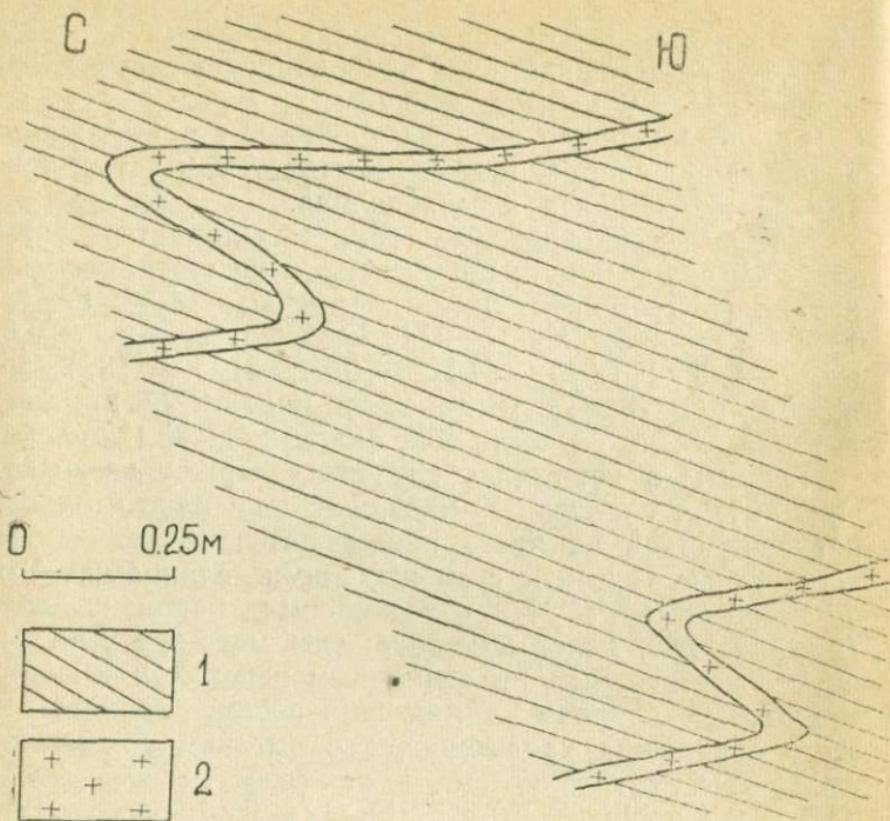


Рис. 11. Жилы пегматита (2) в биотитовых сланцах (1).

Минеральный состав пегматитов довольно прост: главные минералы — плагиоклаз, кварц; второстепенные — гранат, биотит, серицит. Относительно крупные кристаллы минералов (размером до 4 мм в поперечнике) расположены в кварц-плагиоклазовом мезостазисе. Плагиоклаз сдвойникован, слабо пелитизирован. Его характерной особенностью является деформация кристаллов, связанная, видимо, с явлениями протоклаза. Деформация выражается не только в распадении сдвойниковых кристаллов на отдельные сегментарные блоки, несколько повернутые относительно друг друга, но и, главным образом, в проявлении деформаций в краевых частях крупных монокристаллов. Здесь появляются двойники, в то время как центральная часть монокристалла не сдвойникова. Полисинтетические двойники краевой части постепенно исчезают, и в кристалле отсутствуют какие-либо границы, отделяющие краевую

часть от центральной. В краевых частях выражено также изгибание двойниковых полос, распадение кристалла на сегменты с несколько различной оптической ориентировкой.

Взаимоотношения этих крупных кристаллов плагиоклаза с кварц-полевошпатовым мезостазисом довольно сложны. Сам мезостазис состоит в основном из кварца с неправильными зернами полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза. Размер зерен не превышает 1 мм в поперечнике. В некоторых случаях зерна кварца размером 0,2—0,3 мм и несколько удлиненной, вытянутой формы отчетливо замещают крупные кристаллы плагиоклаза, проникая внутрь их и создавая местами субграфическую структуру. Замещение выражено неравномерно и об этом мы можем судить по тому, что одна часть кристалла замещена кварцем, а другая — нет. Зерна кварца часто имеют волнистое, облачное утесение.

Деформации, выраженные в краевых частях крупных кристаллов плагиоклаза, не передаются обычно в кварцевый мезостазис. Например, зоны, по которым происходит смещение отдельных блоков сдвойникованного в краевой части кристалла плагиоклаза, затухают по направлению внутрь кристалла и, доходя до его внешнего ограничения, не прослеживаются в кварцевой массе. Это свидетельствует о том, что основной причиной деформаций был протоклаз, проявленный в конце кристаллизации плагиоклаза, но перед кристаллизацией кварца. Протоклаз, с которым связано возникновение полисинтетических двойников плагиоклаза, сопровождался кварцевым метасоматозом.

Яршинский интрузивный комплекс выделен впервые авторами. Он представлен сравнительно небольшими штокообразными массивами гипербазитов, преимущественно серпентинитов. Массивы гипербазитов прорывают отложения нижнего протерозоя и отсутствуют в отложениях верхнего протерозоя, на основании чего возраст комплекса определяется как нижнепротерозойский. Прототипом для выделения комплекса был взят Яршинский массив (правобережье р. Холодной), исследованный к настоящему времени наиболее полно.

В Чайском массиве породы яршинского комплекса залегают в ксенолитах. Самый крупный ксенолит извес-

тен в междуречье Чая-Огиенко. Длина его составляет около 4,5 км, ширина — 0,5 км, площадь — 2,3 км². На глубине 200—350 м от поверхности, по данным бурения, ксенолит выклинивается, расщепляясь габброидами на отдельные клинья. В массиве к северо-востоку от р. Огиенко в габброидах также присутствуют ксенолиты значительно измененных гипербазитов, однако размеры их скромнее: длина — 150—200 м, ширина — 20—50 м. Эти ксенолиты имеют уплощенно-линзовидную форму и ориентируются своей вытянутостью согласно со структурами габброидов и вмещающей сланцевой толщи. Располагаясь один на продолжении другого, они группируются в цепочки северо-восточного простирания.

Из ультраосновных пород яршинского комплекса, залегающих в ксенолитах Чайского массива, преобладающим распространением пользуются серпентиниты, реже встречаются серпентинизированные дуниты, перидотиты, полевошпатовые перидотиты, оливиновые габбро.

Для серпентинитов характерна интенсивная тектоническая трещиноватость, разбивающая породы на тонкие плитки и хорошо выявляющаяся при выветривании. Простиране трещиноватости субмеридиональное, падение обычно крутое.

Серпентиниты макроскопически представляют собой плотную темно-синюю или черную породу, иногда с заметным буровато-зеленым оттенком и с редкой мелкой (0,02—0,8 мм) вкрапленностью рудных минералов. Серпентиниты образовались по дунитам и перидотитам и сложены преимущественно хризотилом ($N_g - N_p = 0,012$; $N_g = 1,565$; $N_p = 1,553$) замещающим оливин. Антигорит обычно образует тонкую сеть в породе, где в петлях наряду с ничтожными реликтами оливина находится хризотил. В составе серпентинитов наблюдается также бастит, создающий крупные псевдоморфные образования по моноклинному пироксену. Постоянной и весьма существенной частью серпентинитов является магнетит. Кроме отдельных идиоморфных кристаллов, магнетит образует также пылевидные скопления и многочисленные мелкие прожилки в серпентине и баситте. В породе в качестве второстепенных минералов отмечается плагиоклаз, занимающий промежутки между псевдоморфозами серпентина по темноцветам и весьма интенсивно пелитизированный. Несмотря на пелит,

в плагиоклазе иногда просматриваются двойники.

Изредка вокруг псевдоморфоз по оливиновым зернам видны каемки, состоящие из реликтов пироксена. В единичных зернах наблюдается бурая роговая обманка и хромит. Изредка встречается мелкочешуйчатый биотит.

Оlivин обычно интенсивно серпентинизирован и представлен немногочисленными мелкими реликтовыми зернами в петлях серпентиновых полосок. Судя по характеру замещения, он первоначально имел довольно идиоморфные округлые или овальные кристаллы с трещинами отдельности, вдоль которых обычно начинал развиваться серпентин.

В некоторых случаях серпентинизация коснулась лишь оливина. Полосчато-петельчатые агрегаты серпентина образуют сетку, в ячейках которой присутствуют реликтовые зерна оливина. В то же время в породе сохраняются относительно свежими короткотаблитчатые кристаллы ромбического пироксена и полисинтетически-сдвойниковые кристаллы плагиоклаза. Ромбический пироксен и плагиоклаз обычно заполняют промежутки между кристаллами оливина. Они слабо пелитизированы.

Рудные минералы в серпентините находятся в интерстициях между породообразующими минералами, иногда корродируют и пересекают их. Главными из них являются магнетит, пирротин и пентландит; второстепенными — халькопирит, ильменит, хромит и титаномагнетит. Все рудные минералы, за исключением отдельных кристаллов магнетита, характеризуются резко выраженной неправильной формой зерен. Из сульфидных минералов наиболее распространенным в породе является пирротин. Размер его зерен варьирует от 0,02 до 0,5 мм. Он приурочен главным образом к интерстициям между силикатами. Пентландит выделяется в виде округлых зерен или пластинок размером 0,02—0,1 мм. Он находится, как правило, в пирротине. Халькопирит ассоциирует с пирротином и пентландитом. Размер его зерен не превышает 0,5 мм.

Магнетит по своему содержанию резко преобладает среди рудных минералов и его наибольшая концентрация отмечается в наиболее серпентинизированных участках в виде мелких и коротких прожилков вдоль серпентиновых полосок или в виде довольно густых пылевид-

ных вкраплений не только в промежутках, но и в самих пордообразующих и рудных минералах. Магнетит образует иногда изометричные выделения и приурочен главным образом к интерстициям.

Микроструктура серпентинитов петельчатая, участками—псевдопойкилитовая, текстура—массивная.

Среди серпентинитов встречаются серпентинизированные дуниты, в которых серпентинизация выразилась в частичном замещении оливина. В дуните оливин занимает доминирующее положение, лишь изредка вместе с ним наблюдается небольшое количество моноклинного пироксена. Оливин включает мелкие зерна рудного минерала. Первичная структура дунита—панидиоморфно-зернистая.

Кроме дунитов, серпентинизации подверглись также перидотиты, плагиоклазовые перидотиты и меланократовые оливиновые таббро. Степень серпентинизации этих пород различная.

В химическом отношении серпентиниты отличаются высокой магнезиальностью и железистостью, причем окисное железо резко преобладает над закисным (SiO_2 —34,40; TiO_2 —сл.; Al_2O_3 —0,65; Fe_2O_3 —14,45; FeO —2,09; CaO —0,41; MgO —36,76; MnO —0,15; K_2O —0,10; Na_2O —не обн.; P_2O_5 —0,10; п. п. п.—10,90; сумма—100,21%; CO_2 —0,24; Ni —0,14; проба 803а, в 100 м к северо-западу от штольни, химлаборатория БГУ, аналитик Р. В. Сагалуева).

Некоторые особенности метаморфизма нижнепротерозойских образований

Для отложений харгитуйской свиты характерен широкий диапазон метаморфических фаций—от слабометаморфизованных сланцев до кристаллических, содержащих такие высокотемпературные минералы, как гранат, пироксен, плагиоклаз, биотит, ставролит, дистен. Неравномерность метаморфизма обусловливает широкое проявление в отложениях обломочных структур—псефиевой, псамmitовой, алевритовой, сохраняющихся в реликтах даже в кристаллических сланцах. В слабометаморфизованных разностях нередко выражена параллельная и несколько реже косая слоистость.

Метаморфизм проявлялся в основном в перекристал-

лизации цемента и создании новообразований, которые в зависимости от состава цемента представлены биотитом, роговой обманкой, эпидотом, гранатом, пироксеном, ставролитом, дистеном. Кристаллизация этих минералов в цементе определяет рост порфиробластических кристаллов со своеобразными внешними ограничениями, обусловленными как конфигурацией обломочных зерен и их количественным соотношением с цементом, так и скоростями роста самих минералов. Немаловажное значение имеет, видимо, и градиент температуры. Характерно, что порфиробласти рас тут в отсутствие стресса (Гурлев, 1964₃), который в рассматриваемых отложениях был вообще слабо проявлен. Для порфиробластов характерны скелетные, футлярообразные, ситовидные кристаллы. Некоторые из них зональны. Интересно, что формирование порфиробластических кристаллов плагиоклаза происходит также в основном за счет материала цемента, однако в этот процесс вовлекаются и кластические зерна. Переクリсталлизацию кластические зерна кварца претерпевают и при формировании граната, пироксена, дистена и ставролита, последние постепенно освобождаются от включений.

Немаловажное значение при метаморфизме отложений имел их состав. Не столько температурами, сколько составом первичного осадка можно объяснить разновидности метаморфических и кристаллических сланцев. Это можно показать на ряде примеров.

Намечается, что крайней мере, три ряда пород, отличающихся прогрессивно нарастающими стадиями метаморфизма. Эти ряды следующие: а) роговообманковые сланцы и метагаббро, б) эпидотовые и карбонатно-эпидотовые сланцы, в) биотитовые, биотит-гранатовые, гранат-дистен-биотитовые, биотит-гранат-ставролитовые сланцы.

Ряд роговообманковых сланцев и метагаббро характеризуются парагенезисом из роговой обманки, кварца, биотита. В своих высоких стадиях метаморфизма он представлен метагаббро с характерными крупными порфиробластами роговой обманки, заключенными в кварц-роговообманковую основную ткань.

Ряд эпидотовых и карбонатно-эпидотовых сланцев, связанных взаимопереходами с роговообманковыми

сланцами, возникает при метаморфизме карбонатных пород и, главным образом, карбонатсодержащих сланцев.

Ряд биотитовых сланцев с высокотемпературными минералами формируется при метаморфизме кластических пород, в основном песчаников. Здесь характерно присутствие глиноземистых минералов. Различия в составе цемента предопределяют возникновение тех или иных минералов, что хорошо видно на примере биотит-гранат-ставролитовых сланцев, переходящих постепенно в биотит-гранатовые.

Большинство из новообразованных при метаморфизме минералов является представителями групп с сильно развитым изоморфизмом. В силу этого и опять же в зависимости, по-видимому, от состава первичного осадка состав отдельных минералов в сходных парагенезисах не всегда строго одинаков. Это характерно для таких минералов, как роговая обманка, плагиоклаз, гранат, ставролит.

Зависимость формирования некоторых порфиробластических кристаллов от состава цемента и материала первичного осадка особенно отчетливо проявляется в биотит-гранат-гиперстеновых сланцах, содержащих блоки инородных пород. Эти блоки метаморфизованы, но лишь в незначительной мере. Метаморфизм затронул в основном лишь их узкие краевые части. При этом устанавливается, что в зонах изменения происходит перекристаллизация минералов породы, а новообразования, например, граната, приурочены к определенным прослойям.

Метаморфизованы и породы душкачанского ортоамфиболитового комплекса. В них метаморфизм выразился в рассланцевании пород и перекристаллизации роговых обманок. В породах сохранились реликты первичных магматических структур.

Неравномерность в проявлении регионального метаморфизма связана с особенностями внедрения нижне-протерозойских гранитоидов. Вблизи массивов гранитоидов, метаморфизм заметно выше, он достигает стадии образования инъекционных гнейсов и мигматитов. На участках, где отсутствуют гранитоиды, появляются низкотемпературные фации и в значительной мере сохраняются первичные кластические или магматиче-

ские структуры. Внедрение нижнепротерозойских гранитоидов, происходило на фоне складчатых движений.

В последующем нижнепротерозойские образования претерпели диафторез, проявленный, вероятно, в конце нижнего протерозоя (Гурулев, 1964³). Диафторез выразился в замещении высокотемпературных минералов низкотемпературными. Так, по биотиту развиваются хлорит и серицит, по дистену, гранату, ставролиту — серицит.

Эффузивы сыннырского комплекса верхнего протерозоя

Эффузивы, принадлежащие, по всей вероятности, сыннырскому комплексу верхнего протерозоя, вскрыты скв. № 93 (правый борт долины р. Чан) в виде ксенолитов, заключенных в нормальных габбро. Внешне они представлены кирпично-красными, буровато-красными плотными породами с вкрапленниками различного размера. При микроскопическом изучении устанавливается довольно сильное зеленокаменное изменение, выражающееся в развитии бурых окислов железа по основной массе, в замещении длиннотаблитчатых вкрапленников плагиоклазом вторичными минералами.

Вкрапленники постоянно присутствуют в породах, но размеры и состав их изменчивы. Наиболее часто они представлены таблитчатым измененным плагиоклазом. Таблицы его чаще всего изолированы, однако в некоторых случаях они группируются в агрегаты и сростки. Плагиоклаз замещен серицитом, карбонатом и альбитом. Кроме того, в эффузивах наблюдаются вкрапленники, сложенные радиально-лучистыми и сферолитоподобными агрегатами волокнистого карбоната. Размер этих вкрапленников достигает 0,8 см. Форма их (в разрезе шлифа) прямоугольная. По периферии вкрапленников наблюдаются октаэдрические кристаллы кристобалита, имеющего очень низкое двупреломление, почти изотропного. Кристаллы кристобалита обнаруживают черепитчатое строение, а также зональность (рис. 12).

Среди мелких вкрапленников встречаются неправильные зерна роговой обманки, а также чешуйки хлорита, образовавшегося, вероятно, по роговой обманке.

Основная ткань эффузивов замещена вторичными



Рис 12. Вкрапленники кальцита (светлые) с зональными кристаллами кристобалита в эфузиве. Увел. 32×. Николи +.

минералами, среди которых преобладают бурые окислы железа и пелитоморфный карбонат. Несмотря на эпимагматическое замещение, в основной ткани сохраняется ее микрозернистая структура и флюидальность, обусловленная тонким чередованием полосок эфузива с различной по степени кристалличности основной массой.

Эфузивы нередко рассечены прожилками позднего кальцита.

Особенности геологической структуры вмещающей толщи

Вмещающие Чайский массив породы нижнего протерозоя имеют сложную складчатую структуру, характеризующуюся сочетанием крупных куполовидных брахискладок и узких линейных изоклинальных складок. При сочетании складок того и другого типа важную роль играют разломы и зоны тектонических нарушений. Одна из складок-купов закартирована по левобережью Чая в отложениях нижней подсвиты харгитской свиты. К ядру складки приурочены согласные

тела нижнепротерозойских плагиогранитов, вокруг которых наблюдаются зоны мигматизации.

Из складок второго типа наиболее интересна складка, выявленная по правобережью Огиенко. В эту складку с хорошо выраженным центриклинальным юго-западным окончанием «вписан» Чайский массив. Ось складки, которую можно видеть на фиг. 1, имеет северо-восточное ($45-50^{\circ}$) простирание. Как вблизи осевой поверхности, так и на крыльях складки слои падают к юго-востоку. Намечается изоклинальная, очень сжатая складка синклинального типа, что отчетливо устанавливается в ее центриклинальном окончании, где слои вмещающих пород, полосатость и трахитоидность габброидных пород падают к северо-востоку под углами $30-60^{\circ}$. По этим углам устанавливается падение шарнира складки к северо-востоку.

Северо-западное крыло складки разбито разрывными нарушениями на блоки и перекрыто отложениями холоднинской свиты. Оно осложнено второстепенными структурами. Юго-восточное крыло складки, а также центральная ее часть (на северо-востоке), уничтожено нижнепалеозойскими гранитоидами, косо срезающими структуры отложений нижнего протерозоя.

Синклинальная складка осложнена мелкими складками высоких порядков. Эти складки тоже обычно изоклинального типа, их шарниры, как правило, имеют склонение к северо-востоку.

Глава 2

СТРУКТУРА МАССИВА

Форма и размеры массива, характер контактов

Массив вытянут в северо-восточном направлении на расстоянии 17 км. Наибольшей ширины он достигает в центральной части—5,5 км, а в окончаниях сужается

до 0,5—1,0 км. Вытягиваясь согласно господствующему простиранию структур нижнего протерозоя, массив имеет довольно сложную форму, обусловленную явлениями замещения магмой вмещающих пород и последующей, особенно глыбовой, тектоникой. Существенное влияние на залегание массива и конфигурацию его в современном плане оказали складчатые движения, происходившие после становления массива, а также нижнепалеозойские гранитоиды. В краевых частях массива развиты сателлитоподобные ответвления, отходящие от него во вмещающие породы. Такие ответвления отмечаются на достаточном удалении от северо-западного контакта и характеризуются довольно сложным выклиниванием. К северо-востоку массив, постепенно сужаясь, распадается на отдельные апофизы, вдающиеся во вмещающие породы в виде протяженных узких полос, напоминающих по форме силлы.

Относительно сложным представляется юго-западное окончание массива (см. рис. 1). Оно представляет собой блок, отчлененный от массива и выходящий в междуречье Чая-Огиенко. Относительно массива блок смешен к северо-западу по разлому, проходящему по долине р. Огиенко. Этот блок, состоящий из габброидов и ультраосновных пород с сульфидным оруденением, имеет площадь около 7 км².

Взаимоотношение самого массива с блоком ранними исследователями определялось не совсем точно. Так, А. П. Рихванов полагал, что здесь представлены два разновозрастных массива,¹ из которых один является докембрийским, а второй (юго-западный) — палеозойским. Подобный взгляд был основан на некоторых различиях структуры этих разных частей массива, на различных количественных соотношениях в них основных и ультраосновных пород. Подобному взгляду во многом

¹ Вследствие этого главная часть массива называлась Безымянным, а меньшая — юго-западная — Чайским массивом (Чешенко, 1966). Некоторые исследователи первое название теперь распространяют на весь массив вообще (Шишгин, Кумпан, 1964), другие — предлагают называть массив Чая-Безымянным (геологи БГУ). Нам представляется более правильным название Чайский, поскольку под этим же названием обычно фигурирует медно-никелевое месторождение, приуроченное к массиву.

способствовало и неправильное определение А. П. Рихвановым взаимоотношений между основными породами и конгломератами холоднинской свиты в междуречье Чая-Огиендо: он полагал, что основные породы прорывают конгломераты, что оказалось впоследствии ошибочным.

В последующем все исследователи пришли к мнению, что здесь представлены различные по объему и структуре части одного массива, перекрытого с размывом отложениями холоднинской свиты.

Чайский массив в северо-восточном направлении выклинивается, распадаясь на ряд согласных пластообразных тел. Подобными же телами он сопровождается в боковых частях. При этом форма его становится довольно сложной. Если учесть еще наличие внутри массива согласных тел ксенолитов, то зачастую нельзя точно провести границу массива — она становится чрезвычайно условной.

Контакты массива с вмещающими породами, там, где они доступны наблюдению и не осложнены разрывной тектоникой, представляются то резкими, то постепенными. Зачастую они являются согласными, прямолинейными, хотя иногда встречаются и кососекущие. Контакт с постепенными переходами от массива к вмещающей породе обычно характеризуется обогащением габбровой породы эндоконтакта биотитом и перекристаллизацией с укрупнением зерна в экзоконтакте. На контактах часто развиваются, в силу проявленных процессов магматического замещения, гибридные породы.

Нередко контакты массива с вмещающими и перекрывающими отложениями являются тектоническими. Особенно это характерно для юго-западного окончания массива в междуречье Чая-Огиендо.

О возрастных взаимоотношениях и возрасте основных и ультраосновных пород

Чайский массив состоит из основных и ультраосновных пород, количественные соотношения которых в разных частях массива различны. Если главную часть массива к северу от Огиендо слагают габброиды, а ультраосновные породы присутствуют в подчиненном коли-

честве (ряд мелких тел по р. Безымянной и по правобережью Огиенко), то в юго-западном блоке ультраосновные породы занимают не менее трети площади этого блока (около $2,5 \text{ км}^2$). Различные количественные соотношения определяются во многом присутствием в массиве ультраосновных пород нижнего протерозоя, подобно тому как здесь же присутствуют ксеногенные тела сланцев и мраморов харгитайской свиты, амфиболитов и габбро-диабазов самого древнего душкачанского магматического комплекса нижнего протерозоя, гранитов и пегматитов муйского интрузивного комплекса нижнего протерозоя.

Взгляды исследователей на возрастные соотношения магматических пород массива, в первую очередь основных и ультраосновных, сводятся к выделению различных фаз и отнесению этих фаз к верхнепротерозойскому дovskyренскому интрузивному комплексу. Так, В. П. Сафонов с соавторами выделяет две фазы: 1 фаза — габбро, габбро-нориты, диориты, перидотиты и пироксениты; 2 фаза — оливиниты, серпентиниты, перидотиты и пироксениты. Ю. А. Чешенко придерживается мнения о четырех фазах: 1 фаза — габбро-нориты, оливиновые и роговообманковые габбро, гибридизированные породы (типа диоритов, габбро-диоритов); 2 фаза — оливиниты и существенно оливиновые перидотиты, апооливинитовые и апонеридотитовые серпентиниты; 3 фаза — пироксеновые троктолит-оливиниты, троктолиты, пироксениты, (вебстериты), такситовые и порфировидные перидотиты, оливиновые габбро; 4 фаза — плагиоклаз-пироксеновые оливиниты, близкие к плагиоперидотитам и переходящие иногда в троктолит-оливиниты, пироксеновые троктолиты, переходящие в габбро-перидотиты.

Нами намечалась следующая последовательность внедрения: 1 фаза — серпентинизированные перидотиты, серпентиниты; 2 фаза — полевошпатовые перидотиты; 3 фаза — габбро-нориты; 4 фаза — дайки андезитовых порfirитов. Мы подчеркивали, что первая фаза, может быть, представляет собой интрузию нижнего протерозоя и что собственно дovskyренский комплекс начинается со второй фазы.

Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан (1964) считают, что формирование массива происходило в три интрузивные фазы: I фаза — габбро, биотитовое габбро, оливиновое

габбро; 2 фаза—оливинит; 3 фаза—пироксенит, перидотит, плагиопериодит, оливиновое габбро, габбро.

Ф. П. Леснов (1966), ранее придерживавшийся схемы Ю. А. Чешенко, в последнее время изменил свои взгляды по рассматриваемому вопросу и сейчас намечает трехфазную схему магматизма, совпадающую с ранней схемой авторов данной работы. По Леснову, схема магматизма выглядит следующим образом: 1 фаза—дуниты, 2 фаза—перидотиты, 3 фаза—габброиды. Пироксениты Ф. П. Леснов рассмотривает в качестве контактово-реакционных образований, возникающих на контактах габброидов с ультраосновными породами.

В настоящей работе мы придерживаемся взгляда, что серпентиниты и серпентинизированные дуниты целесообразнее относить к нижнему протерозою, нежели связывать, как это делают другие исследователи, с дovskyренским комплексом верхнего протерозоя. Оспаривая отнесение серпентинизированных ультраосновных пород к дovskyренскому комплексу, мы полагаем, что эти породы являются в Чайском массиве ксеногенными образованиями и представляют собой гипербазитовые интрузии яршинского магматического комплекса нижнего протерозоя.

Таким образом, в массиве мы имеем дело с породами разновозрастных магматических комплексов. Следовательно, мы должны выделять не только фазы, но и разновозрастные комплексы. С учетом этих замечаний схема последовательности магматических пород, слагающих Чайский массив, может быть представлена в таком виде:

1) душкачанский комплекс нижнего протерозоя—амфиболиты;

2) муйский интрузивный комплекс нижнего протерозоя—граниты, гранитные пегматиты;

3) яршинский интрузивный комплекс нижнего протерозоя—серпентиниты, серпентинизированные дуниты, перидотиты, полевошпатовые перидотиты, оливиновые габбро;

4) дovskyренский интрузивный комплекс верхнего протерозоя.

Эта схема последовательности образования магматических пород, встречаемых в Чайском массиве, требует пояснений.

Массив сложен в основном магматическими образованиями дovskyренского интрузивного комплекса верхнего протерозоя. Магматические породы нижнего протерозоя находятся в резко подчиненном количестве, особенно амфиболиты, габбро-диабазы, граниты и гранитные пегматиты, которые представлены в отдельных небольших по размерам ксенолитах. Несколько большее распространение имеют гипербазиты нижнего протерозоя.

Нижнепротерозойский возраст магматических пород, залегающих в ксенолитах, основан на аналогии этих пород магматическим породам нижнего протерозоя, распространенным за пределами массива в нижнепротерозойской толще. Не вызывает сомнений принадлежность амфиболитов, габбро-диабазов, гранитов и гранитных пегматитов интрузивным комплексам нижнего протерозоя, потому что эти породы нельзя никаким образом объединить вместе с габброидами. Гораздо труднее представить присутствие в массиве, сложенном в основном верхнепротерозойскими габброидами, гипербазитов нижнего протерозоя. Поэтому вопрос о соотношениях гипербазитов (серпентинитов) и габброидов может дискутироваться. При выделении серпентинитов в самостоятельный комплекс нижнего (?) протерозоя авторы руководствовались следующим: а) фактом наличия за пределами Чайского массива в отложениях нижнего протерозоя самостоятельных штокообразных массивов серпентинитов; б) присутствием ксеногенных блоков серпентинитов в пироксенитах, полевошпатовых перидотитах и габбро-норитах Чайского массива; в) фактом глубокой серпентинизации гипербазитов; г) ясно выраженной тектонической трещиноватостью в серпентинитах и отсутствием таковой в верхнепротерозойских образованиях.

Переходя к характеристике возраста Чайского массива, следует отметить, что это приобретает важное значение в связи с его никеленосностью и перспективой дальнейших поисков в Северном Прибайкалье никеленосных массивов.

Несогласное налегание холоднинской свиты на различные породы массива свидетельствует о том, что возраст массива не может быть моложе отложений холоднинской свиты. Однако возраст самой свиты определяет-

ся предположительно нижним кембрием. Поэтому мы можем говорить в общем виде о докембрийском возрасте массива.

Цифровые данные о возрасте магматических пород Чайского массива имеются только для габброидов добыренского комплекса. Н. Н. Шишкун и Е. А. Кумпан (1964) сообщают, что возраст оливинового габбро из юго-западной оконечности массива (обр. 448/62), определенный калий-argonовым методом Э. К. Герлингом в Лаборатории геологии докембия АН СССР, составляет $660 \cdot 10^6 - 726 \cdot 10^6 \pm 73 \cdot 10^6$ лет. Это определение отвечает возрастным рамкам верхнего протерозоя и вполне близко определениям возраста пород Иоко-Добыренского массива (Герлинг и др., 1964; Гурулев, 1965).

Основные особенности структуры массива

Чайский габброидный массив в структурном отношении интересен тем, что довольно строго согласован не только с генеральным простиранием нижнепротерозийских отложений, но и со складчатыми структурами, наблюдаемыми в этих отложениях.

Массив приурочен к синклинальной изоклинальной складке, осевая поверхность которой простирается в северо-восточном направлении и падает к юго-востоку (см. рис. 1). Складка выявляется по центриклинальному окончанию, выходящему на поверхность по правобережью Огиенко. Шарнир складки склоняется к северо-востоку, однако по мере удаления от центриклинали, по восстанию осевой поверхности, крылья складки падают изоклиналью к юго-востоку. Поэтому приуроченность массива к складчатой структуре в северо-восточной части массива оказывается затушеванной. Так, если рассмотреть детальные геологические разрезы по массиву, составленные по междуречьям Неручанда-Нюсидек, Нюсидек-Безымянная и Безымянная-Огиенко (рис. 13, I—I, II—II и III—III), то можно видеть, что массив, как и вмещающие отложения, моноклинально падает к юго-востоку и постепенно выклинивается к северо-востоку.

По разрезу междуречья Неручанда-Нюсидек (рис. 13, I—I), составленном Е. С. Гольдбергом, массив представлен отдельными сателлитовыми телами, сложенными преимущественно роговообманковыми габбро. Мак-

симальная мощность тел достигает 100 м. Этот разрез интересен в том отношении, что он дает представление о стратиграфии и составе горных пород харгитуйской свиты на непосредственном и ближайшем продолжении Чайского массива. Это именно та часть харгитуйской свиты, в пределах которой происходило формирование массива.

По разрезу на северо-западе выходят полимиктовые песчаники холоднинской свиты (условно нижний кембрий). Контакт их с породами харгитуйской свиты является тектоническим. От этого контакта к юго-востоку наблюдается следующая последовательность пород харгитуйской свиты (снизу вверх):

- 1) метаморфизованные, местами брекчированные, песчаники, видимая мощность — около 220 м;
- 2) переслаивание биотит-рогообманковых и рогообманковых сланцев. Мощность отдельных слоев весьма изменчива — от нескольких сантиметров до 50 м, мощность переслаивающейся пачки 430 м;
- 3) сланцеватые метаморфизованные песчаники. Мощность — 700 м;
- 4) переслаивание биотитовых и биотит-рогообманковых сланцев — 30 м.
- 5) мелкозернистые тонкослоистые, местами плотные, мраморы — 30 м;
- 6) сланцеватые метаморфизованные песчаники — 110 м;
- 7) переслаивание метаморфизованных песчаников и гравелитов с биотитовыми и рогообманковыми сланцами — 340 м;
- 8) мелкозернистые тонкослоистые и плотные мраморы — 60 м;
- 9) биотитовые сланцы — 30 м;
- 10) мраморы — 40 м;
- 11) биотитовые сланцы — 110 м;
- 12) переслаивание биотитовых сланцев, метаморфизованных песчаников и гравелитов — 250 м;
- 13) мелкозернистые плотные мраморы — 20 м;
- 14) переслаивание биотитовых и рогообманковых сланцев — 80 м;
- 15) биотитовые сланцы, в которых выходят дайки сиенитов и два согласных тела рогообманковых габбро мощностью 30 и 100 м, — 770 м;

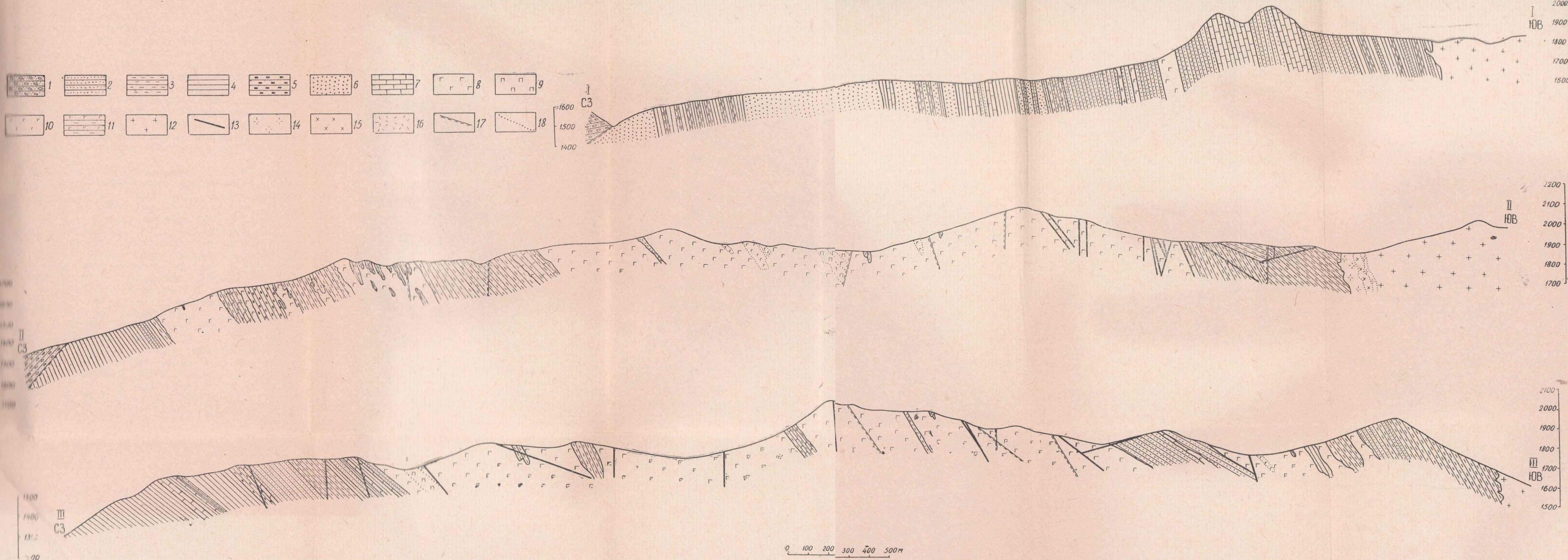


Рис. 13. Геологические разрезы. I—I — по междуречью Нюсидек — Неручанда (составил Е. С. Гольдберг), II—II — по междуречью Нюсидек — Безымянная (составил К. С. Самбуев), III—III по междуречью Безымянная — Огиенко (составил К. С. Самбуев).

Холодинская свита (нижний (?) кембрий): 1 — коггломераты, gravelites, песчаники, алевролиты. Харгитайская свита (нижний протерозой): 2 — биотитовые сланцы; 3 — роговообманные сланцы; 4 — биотит-рогообманные сланцы, с маломощными телами амфиболитов; 5 — гранат-биотитовые сланцы; 6 — метаморфические песчаники; 7 — известняки и мраморы. Породы Чайского массива: 8 — роговообманные габбро и диориты, оливиновые и нормальные габбро; 9 — перидотиты, нориты и габбро-нориты; 10 — мелкозернистые разности роговообманных габбро и диоритов; 11 — чередование роговообманных габбро и сланцев. Конкудеро-мамаканские гранитоиды: 12 — граниты; 13 — дайки гранитов; 14 — диорит; 15 — сиенито-диориты; 16 — дайки диоритовых порфиритов. Прочие обозначения: 17 — тектонические нарушения; 18 — граница с постепенными взаимопереходами.

- 16) мраморы с прослойми (до 5 см) эпидот-диопсид-кальцитовых пород — 200 м;
- 17) биотитовые сланцы — 130 м;
- 18) мелко- и среднезернистые мраморы — 110 м;
- 19) биотитовые сланцы с редкими маломощными прослойми роговообманково-биотитовых сланцев — 220 м;
- 20) биотит-роговообманковые сланцы с маломощными прослойми роговообманковых и биотитовых сланцев, изредка маломощные (0,5—1 м) согласные тела среднезернистых роговообманковых габбро и габбродиабазов. Видимая мощность пачки — 380 м.

Биотит-роговообманковые сланцы прорваны границами конкудеро-мамаканского комплекса, возраст которых определяется как нижнепалеозойский.

Разрез в междуречье Нюсидек-Безымянная (рис. 13, II-II) начинается также с песчаников холдининской свиты, которые отделены от пород харгитуйской свиты тектоническим нарушением. После нарушения к юго-востоку выходят:

1) биотит-роговообманковые сланцы с маломощными прослойми роговообманковых, биотитовых и биотит-гранатовых; в сланцах наблюдаются многочисленные согласные маломощные (до 1,0—1,5 м) тела габбро. Мощность пачки сланцев достигает 450 м;

2) роговообманковые габбро с многочисленными мелкими ксенолитами преимущественно биотит-роговообманковых сланцев. Ксенолиты сланцев имеют обычно удлиненную линзовидную форму, согласно с этим удлинением располагается и слоистость ксенолита. Мощность габбрового тела достигает 310 м;

3) роговообманковые сланцы, которые чередуются с маломощными телами роговообманковых габбро. Мощность пачки сланцев составляет около 100 м;

4) роговообманковые габбро — 30 м;

5) гранат-биотитовые сланцы с довольно редкими и маломощными телами габбро, иногда в сланцевой пачке присутствуют прослои биотитовых и роговообманковых сланцев. Мощность пачки составляет около 150 м;

6) роговообманковые габбро мощностью 40 м, залегающие согласно со сланцами и включающие их ксенолиты;

7) роговообманковые сланцы с маломощными тела-

ми мелкозернистых мезократовых роговообманковых габбро — 280 м;

8) среднезернистые мезократовые роговообманковые габбро с довольно крупными (до 30 м) ксенолитами роговообманковых сланцев. Ширина тела габбро по разрезу составляет около 400 м;

9) темные роговообманковые сланцы с маломощными прослойками биотит-роговообманковых и маломощными габбровыми телами, залегающими преимущественно согласно. Мощность пачки сланцев — 550—600 м;

10) роговообманковые габбро собственно Чайского массива с многочисленными ксенолитами сланцев, иногда амфиболитов. В 500 м от северо-западного контакта массива отмечается дайка диоритовых порфиритов мощностью около 20 м. За дайкой снова выходят роговообманковые габбро, в которых наблюдается трахитоидность, выраженная в линейной ориентировке кристаллов роговой обманки и плагиоклаза. Простирание трахитоидности северо-восточное, падение на юго-восток под углами 35—40°. Трахитоидная текстура прослеживается в габбро на расстоянии 50—60 м, далее габбро становятся массивными. В габбро отдельными участками встречаются мелкозернистые их разности, а также мелкие ксенолиты сланцев, которые на выветрелой поверхности иногда интенсивно лимонитизированы. Далее по разрезу в двух обособленных участках обнажены оливиновые габбро, которые постепенно переходят в роговообманковые. В габбро местами наблюдаются маломощные (до 2 м) дайки граносиенитов, преимущественно ориентированные на северо-восток с крутым падением на юго-восток. Общая ширина габброидного массива по разрезу составляет около 3200 м;

11) роговообманковые сланцы, в которых отмечаются редкие согласные маломощные тела габбро. Простирание сланцев северо-восточное, падение на юго-восток под углами 65—70°, лишь в отдельных тектонических блоках падение их становится пологим (25—30°). В сланцах отмечаются многочисленные дайки гранитов, более мощные, чем в габброидах. Простирание их преимущественно северо-восточное. Мощность пачки сланцев достигает 800 м. Роговообманковые сланцы на юго-востоке контактируют с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса.

По разрезу, составленному в междуречье Безымянная-Огиendo, сначала с северо-запада (см. рис. 27, III—III) обнажены:

1) биотит-рогообманковые сланцы харгитайской свиты с согласными маломощными телами рогообманковых габбро. Максимальная мощность тел обычно не превышает 20 м. В сланцах, кроме мелких тел амфиболов, присутствует несколько пластов известняков и мраморов, достигающих местами мощности 50 м. Сланцы постепенно переходят в биотитовые и рогообманковые, среди них встречаются также прослои гранат-биотитовых. Видимая мощность сланцевой пачки составляет 1550 м;

2) собственно Чайский массив, сложенный здесь средне-зернистыми рогообманковыми габбро массивной текстуры, которые заключают мелкие ксенолиты сланцев, ориентированные, как правило, в северо-восточном направлении и падающие на юго-восток;

3) рогообманковые нориты, ширина тела которых не превышает 70 м;

4) рогообманковые среднезернистые габбро массивной текстуры. В габбро отмечается ксеногенное тело мощностью 50 м, сложенное рогообманковыми сланцами, в которых залегают мелкие согласные тела габброидов;

5) гранат-биотитовые и биотитовые сланцы, мощность пачки которых равна 500 м. Среди сланцев отмечаются многочисленные согласные тела рогообманковых габбро (мощностью 1—2 м);

6) среднезернистые мезократовые рогообманковые габбро с ксенолитами сланцев;

7) биотитовые сланцы с прослойями рогообманковых, а затем через 150 м рогообманковые. Среди сланцев, как и прежде, отмечаются маломощные согласные тела мелко- и среднезернистых рогообманковых и кварцодержащих габбро. Сланцы продолжаются на расстоянии 700 м и на юго-востоке контактируют с гранитоидами конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса.

Приведенные разрезы, как уже отмечалось, не показывают приуроченности массива к складчатой структуре, что объясняется, по-видимому, ее изоклинальной формой. Вместе с тем разрезы с достаточной отчетливостью

характеризуют взаимоотношение пород массива с отложениями харгитайской свиты. Во-первых, четкая граница массива с отложениями свиты отсутствует, так как при переходе к вмещающим массивом породам в последних развиты пластиообразные согласные тела габброидов. Количество этих сателлитовых тел бывает различным. Соотношение их с вмещающими породами характеризуется чередованием тех и других пород. Сателлитовый характер многочисленных согласных тел во вмещающей толще подчеркивается как тождественностью пород, слагающих их, с породами массива, так и аналогиями во взаимоотношениях вмещающих и габброидных пород.

Во-вторых, сателлитовые тела в толще харгитайских отложений развиты по всему периметру массива. В связи с этим можно полагать, что эта многоэтажность структуры вмещающей толщи вблизи массива особенно выражена со стороны постели массива, в то время как кровля массива, по-видимому, эродирована. При описании Иоко-Довыренского массива (Гурлев, 1965) подчеркивалось распространение сателлитовых интрузивных силлов как со стороны лежачего, так и со стороны висячего бока массива, однако наибольшее распространение (об этом тоже упоминалось) силлы имеют под массивом. Подобная же картина наблюдается и в Чайском массиве, хотя геологическая структура его значительно сложнее структуры Иоко-Довырена.

В третьих, Чайский массив в северо-восточном направлении выклинивается, разветвляясь на ряд силлоподобных согласных тел. Эту черту его на первый взгляд легко объяснить общим окончанием массива в этом направлении. Однако может быть и другое объяснение. Ведь если рассматривать приуроченность массива к изоклинальной синклинальной складке с погружающимся на северо-восток шарниром, то естественно предполагать наиболее вероятное распространение и протяженность сателлитовых тел и самого массива параллельно шарниру. В этом случае мы должны допустить, что окончание массива в плане современной поверхности не означает полного выклинивания массива и что массив, склоняясь своей осью к северо-востоку, параллельно шарниру складки, погружается в этом направлении. Отсюда получают вполне определенную структур-

ную позицию и различные части массива. Так, можно полагать, что юго-западные части массива принадлежат более глубоким структурным срезам, в то время как северо-восточные, наоборот, ближе расположены к кровле.

Склонение шарниров складок к северо-востоку, как мы полагаем, было вызвано поздними, возможно, палеозойскими, тектоническими движениями. Аналогично должны склоняться и другие структурные элементы массива, в частности и те, которые контролируют зоны медно-никелевого сульфидного оруденения. Этот вывод, на наш взгляд, имеет важное практическое значение.

Несколько особняком в структуре Чайского массива располагается тектонический блок междуречья Чая-Огиendo, о котором мы уже писали выше. На структуру блока в период изучения массива высказывались разные точки зрения. Не вдаваясь в историю вопроса, освещенную нами в предыдущих работах, здесь можно указать на то, что споры в основном вызывала структурная ориентировка рудных зон. Как и прежде, мы высказываем здесь свое убеждение в том, что элементы внутренней структуры рассматриваемого тектонического блока, в частности рудные зоны, имеют вертикальное и крутое северо-западное падение. Наше мнение основывается на том, что: 1) дайки пироксенитов, рассекающие серпентиниты, круто падают к северо-западу; 2) полосатость и трахитоидность ультраосновных и основных пород залегают либо вертикально, либо круто падают к северо-западу. В некоторых случаях действительно имеет место падение подобных структурных элементов круто к юго-востоку, но эти случаи редки и не они создают общую структурную картину.

Необходимо упомянуть, что точка зрения о северо-западном падении рудных зон Чайского месторождения была подтверждена в результате изучения рудного тела № 3, включающего и богатые руды (Шишкин, Кумпан, 1964). Предполагавшееся юго-восточное падение рудного тела и чрезвычайно большие перспективы, открывавшиеся в этом случае, были вскоре же опровергнуты, когда тело оказалось детально вскрытым буровыми скважинами.

Структура тектонического блока междуречья Чая-Огиendo в значительной мере осложнена многочислен-

ными разрывными нарушениями, имеющими различное простиранье. Сочетание нарушений обуславливает внутреннее мелкоблоковое строение месторождения, в связи с чем структура отдельных блоков может значительно отличаться от структуры соседних блоков.

Положение ксенолитов в структуре массива

Ксенолиты вмещающих пород неравномерно распространены по всему массиву. В отдельных разрезах массива ксенолитов настолько много, что они соизмеримы по объему с породами массива или даже несколько преобладают.

Естественно, что не все ксенолиты могут подчеркивать и определять структуру массива. Например, ксенолиты серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, габбро-диабазов, гранитов, не обладая автономными структурами, не могут быть привлечены для анализа структуры массива. Тем не менее и они своей вытянутостью располагаются обычно согласно с основными структурами массива. Для расшифровки структуры массива наибольшее значение имеют ксенолиты осадочно-метаморфических пород, сохраняющие либо слоистость, либо сланцеватость. Эти автономные структурные элементы можно использовать для характеристики структуры массива.

Ксенолиты осадочно-метаморфической толщи представлены биотитовыми, роговообманковыми, гранат-биотитовыми сланцами, песчаниками, мраморами, а также их метасоматитами. Размеры ксенолитов сильно изменчивы: от небольших желваковидных (2—3 см) до крупных (до 1 км в поперечнике). Наиболее крупные ксенолиты отмечаются преимущественно вблизи северо-западного контакта массива в бассейнах Нюсидека, Безымянной и Огиendo. Они представлены биотит-рогообманковыми сланцами. Главная масса ксенолитов здесь имеет размеры 10—20 м в поперечнике. Местами ксенолиты создают скопления.

Для ксенолитов характерна уплощенная форма, вытянутая в северо-восточном направлении, особенно у ксенолитов средних размеров. Слоистость в ксенолитах выражена отчетливо и имеет северо-восточное (по азимуту 50—60°) простиранье, падение юго-восточное под

углами 40—70°, то есть повторяется структура вмещающих пород северо-западного крыла синклиналии.

Примечательно то обстоятельство, что в междуречье Безымянная-Огиенко характер залегания и внутренняя структура ксенолитов отчетливо подчеркивают дугообразный заворот, обусловленный центриклинальным окончанием синклинальной складки.

Ксенолиты, не обладающие автономными структурами, также характеризуются вытянутой формой. Так, по левобережью Безымянной, вблизи северо-западного контакта, отмечается несколько ксенолитов серпентинитов, располагающихся на одной прямой линии, что, видимо, обусловлено тем, что серпентиниты до образования массива залегали в виде согласного, вытянутого по простирианию вмещающей толщи интрузивного тела.

Вытянутость ксенолитов устанавливается и по падению. Например, по левобережью Огиенко в габбро присутствуют крутопадающие, выклинивающиеся ксенолиты амфиболитов. На отдельных участках габбро заходит в амфиболит в виде небольших заливов и бухт.

Перекрывающие отложения как показатель вторичного залегания массива

Представления о вторичном залегании габбро-перidotитовых массивов Северного Прибайкалья возникли при изучении Иоко-Довыренского массива, перекрытого отложениями мало-авгольской свиты (Гурулев, 1965).

Чайский массив перекрыт отложениями холоднинской свиты условно нижнекембрийского возраста. Холоднинская свита залегает на породах масива с резким угловым несогласием и размывом. В основании свиты находится кора выветривания, представленная дресвянниками (Гурулев, Самбуев, 1964).

Холоднинская свита расчленена В. П. Сафоновым с соавторами на две подсвиты: нижнюю — конгломератово-гравелитовую и верхнюю — песчаниково-алевролитовую. Обе подсвиты залегают согласно. Разрез нижней подсвиты начинается с базальных конгломератов, однако, например, на водоразделе Чая-Огиенко дресвянники коры выветривания перекрыты не конгломератами, а алевролитами (см. рис. 27). Некоторое непостоянство

разрезов нижней подсвиты обусловлено, видимо, неровностями в рельефе бассейна осадконакопления.

Конгломераты нижней подсвиты подразделяются на валунные и галечниковые. Размер валунов в первом типе достигает 1,5—3,0 м в поперечнике, а размеры галек в галечниковых конгломератах не превышают 10 см. Валуны обычно более окатаны, чем галька.

Петрографический состав обломочной части конгломератов весьма разнообразен: габбро-нориты, оливиновые габбро, роговообманковые диориты, амфиболиты, кристаллические сланцы, граниты, фельзит-порфиры, эфузивы среднего состава, метаморфизованные песчаники, кварц, гранитные пегматиты с мусковитом. Ориентировки валунов и галек не наблюдается. Цемент конгломератов песчаниковый, хлорито-серicitовый, по структуре базальный. Выше по разрезу конгломераты переходят в гравелиты, содержащие редкие прослои и линзы песчаников. Гравелиты — это серые, лилово-серые породы с плотной, реже грубослоистой текстурой. Структура их псевфито-псамитовая. Обломочная часть гравелитов по объему составляет 75—80% породы. Она представлена округлыми, полуокатанными, реже угловатыми зернами, размер которых варьирует в пределах 1—2 см в поперечнике. Ориентировка обломков беспорядочная, обычно они плотно соприкасаются друг с другом. Петрографический состав их довольно пестр: кварц, плагиоклаз, пироксен, фельзит, кварцевый порфир, роговая обманка, метагаббро, калишпат и рудные минералы. Цемент по структуре поровый, соприкосновения, участками базальный. Он сложен мелкозернистым карбонатно-эпидотовым агрегатом и занимает около 20—25% объема породы. Иногда в цементе присутствуют в большом количестве гидроокислы железа.

Верхняя подсвита сложена песчаниками, алевролитами и тонким переслаиванием их между собой. Среди них наблюдаются редкие прослои и линзы внутриформационных гравелитов и конгломератов. Песчаники и алевролиты окрашены обычно в зеленоватые цвета, иногда наблюдается лиловая и буровато-красная окраска, что обусловлено рассеянной вкрапленностью гематита. Песчаники представляют собой серые, зеленовато-серые и лилово-серые породы средне- и мелкозернистой структуры, текстура их плотная, неяснослоистая, реже

слоистая. Обломочная часть песчаников составляет около 75—80% их объема и сложена преимущественно полуокатанными угловатыми зернами, размер которых варьирует от 0,1 до 0,6 мм. В составе обломков принимают участие минералы: кварц, плагиоклаз, эпидот, рудный минерал, турмалин, роговая обманка, циркон, апатит, реже калишпат, сфен и гранат, а также породы: песчаник, фельзит, кварц-хлоритовый сланец. Количество соотношение обломков минералов и пород в песчанике примерно одинаковое. Из минералов господствующее положение занимают кварц и плагиоклаз. Цементирующим материалом служит хлорит-серцицит-эпидотовый агрегат, мелкие обломки кварца и карбоната. Частицы цемента ориентированы беспорядочно, иногда вокруг обломков наблюдаются каемки из чешуек хлорита. Структура песчаников псаммитовая, местами алевритовая.

Алевролиты — макроскопически серые, лилово- и зеленовато-серые тонкозернистые породы. Отличительной чертой их является ясно выраженная тонкая горизонтальная слоистость. Обломочная часть алевролитов составляет около 50—60% и представлена преимущественно угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, пироксенов, эпидота, рудного минерала и единичными чешуйками мусковита. Размер обломков варьирует от 0,003 до 0,008 мм. Кварц образует более или менее изометричные зерна, участками с волнистым погасанием. Распределение его в породе неравномерное. Плагиоклаз, пироксен и эпидот образуют обычно округлые или продолговатые зерна, ориентированные по слоистости. Цемент поровый, в отдельных случаях базальный, он состоит преимущественно из агрегатов хлорита, серциита, эпидота, иногда из углистого вещества и карбоната.

Среди алевролитов наблюдаются прослои и линзы мелкозернистых песчаников, мощность которых колеблется от 0,5 до 20 м. Местами в них отмечается косая слоистость. Контакты между слоями резкие, иногда постепенные, прямолинейные или пологоволнистые.

В верхней части разреза подсвиты можно видеть также частое переслаивание грубозернистых песчаников и алевролитов, мощность пачек которых измеряется в 50—150 м. Иногда грубозернистые песчаники переходят в линзы гравелитов и конгломератов.

Характер и положение косой слоистости, знаков ряби и трещин усыхания, наблюдаемые в породах холоднинской свиты, свидетельствуют о нормальном залегании отложений.

Внутриформационные конгломераты, наблюдаемые среди песчаников и алевролитов, характеризуются более однородным составом обломочной части, которая представлена преимущественно песчаником и алевролитом, реже гальками гранитов.

Общая мощность холоднинской свиты, по данным В. П. Сафонова и др., достигает 5100 м.

Отложения холоднинской свиты вблизи Чайского массива залегают моноклинально. Они простираются на северо-восток по аз. 60—70°. Падение их северо-западное под углами 20—60°, однако преобладают углы 30—40°. Моноклинальное залегание свиты вблизи Чайского массива объясняется тем, что здесь выходит юго-восточное крыло крупной синклинальной складки, образуемой отложениями свиты. Эта складка имеет осевую поверхность северо-восточного простирания. К юго-западу от Чайского массива, в верховьях р. Холодной, шарнир складки выходит на поверхность. Здесь устанавливаются пологие куполовидные складки второго порядка, осложняющие синклиналь.

Таким образом, отложения холоднинской свиты претерпели складчатость. Это положение признается и другими исследователями (Салоп, 1965). Следовательно, по отношению к складчатости, захватившей холоднинские отложения, нижнепротерозойские структуры, в частности магматические структуры верхнепротерозойских интрузивных комплексов, являются по существу структурами фундамента или нижнего подстилающего структурного этажа. Отсюда вытекает вывод об их вторичном залегании, поскольку складчатость, захватившая холоднинские отложения, должна была оказаться на залегании структур подстилающего жесткого структурного этажа.

Вывод о вторичном залегании Чайского массива подкрепляется дополнительно и теми соображениями, что район перед отложением холоднинских осадков пережил эпоху континентального развития, когда формировались коры выветривания, а также проявлялись, возможно, тектонические движения. С учетом этих возможных дви-

жений вторичное залегание массива нужно рассматривать как суммарный результат движений разных геологических эпох. Поэтому введение «поправки» на складчатые движения, охватившие холоднинские отложения, еще не должно свидетельствовать об условиях первичного залегания массива, поскольку нельзя учесть результата тектонических движений, предшествовавших отложению холоднинских осадков, то есть движений конца верхнего протерозоя.

Изменение в залегании, вызванное складчатыми движениями, охватившими холоднинские отложения, особенно сказалось, по-видимому, на юго-западном окончании массива, где холоднинские отложения залегают непосредственно на массиве. «Снимая» складчатость этих отложений, можно допускать, что структуры этой части массива имели не субвертикальное, как в настоящее время, а северо-западное падение под довольно крутыми углами — 60—70°.

Примеры габбро-перidotитовых массивов, находящихся во вторичном залегании под влиянием тех или иных позднее проявляющихся геологических процессов, в основном тектонических, приводились одним из авторов и ранее (Гурулев, 1964, 1965). Отсылая интересующихся к этим публикациям, мы здесь приведем еще один интересный пример вторичного залегания габбро-перidotитового массива, ранее неизвестного нам. А. Субраманиан (Хуан, 1965) описывает комплекс Ситтампанди (Мадрас, Южная Индия), залегающий в виде перевернутого лополита. Длина его около 30 км, мощность — 1800 м. Комплекс состоит из анортозитов с хромитом и линейными зонами эклогитового габбро, занимающих центральную часть комплекса, и эклогитов и габбро, тяготеющих к верхам. Залегая в амфиболитах и мигматизированных гнейсах, комплекс Ситтампанди представлял, по Субраманиану, в начальной стадии своего формирования лополит, сформировавшийся в осадочных породах, обладающих пологой складчатостью, в период тектонического покоя в докембрии. Внедрение в пределы комплекса куполовидного тела гранитов вызвало наклон одного края лополита, вследствие чего он в настоящее время имеет структуру, падающую довольно круто к югу.

Взаимоотношение массива с конкудеро-мамаканскими гранитоидами

Чайский габброидный массив и вмещающая его толща нижнего протерозоя на востоке контактируют с раннепалеозойскими гранитоидами, относимыми к конкудеро-мамаканскому комплексу. Гранитоиды слагают крупный массив типа батолита. Северо-западный контакт этого массива в плане представляется более или менее прямолинейным и простирается на северо-восток, срезая под острым углом толщу нижнего протерозоя, в частности и согласные сателлитоподобные ответвления от массива габброидов.

Контакт гранитоидного массива на отдельных участках образует заливы, дайкоподобные ответвления в сторону вмещающей толщи, а в зоне эндоконтакта остаются ксенолиты пород этой толщи. По наблюдениям в отдельных обнажениях, а также на основании общей конфигурации можно сделать вывод, что поверхность контакта массива падает к северо-западу.

На контактах с ксенолитами в гранитоидах развиты явления гибридизма, а также присутствуют эруптивные брекчии.

В вмещающих массив породах залегают дайки аplitовидных гранитов, а также гранит-пегматитов пегматоидной структуры, количество которых резко сокращается в удалении от массива. Мощность даек не превышает 2 м.

В массиве гранитоидов наиболее распространенными породами являются граниты, которые местами дают переходы к граносиенитам и сиенито-диоритам.

Граниты — светло-розовые, массивные, крупнозернистые. Они состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, роговой обманки, биотита. Эпимагматические минералы — серицит, пелит; акцессорные — сфен, рудный минерал. Структура пород гранитная.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми сдвойниковаными кристаллами. По составу он соответствует олигоклазу. На стыках с микроклином местами наблюдается мирмекит. Плагиоклаз обычно слабо пелитизирован.

Микроклин ксеноморфнее плагиоклаза, хотя кристаллы его не менее крупны. Двойники в нем решетчатые и веретенообразные. Он слабо пелитизирован.

Роговая обманка наблюдается в коротко-призматических кристаллах с двумя системами спайности. Она плеохроирует от грязно-зеленого цвета — по Ng до желтовато-зеленого — по Nr. Иногда ее кристаллы сдвойникованы. Угол с : Ng = 21°.

Биотит выделяется в мелких редких пластинках с неправильными внешними ограничениями.

Кварц образует ксеноморфные зерна неправильной формы.

Иногда граниты дают постепенные переходы к граносиенитам, в которых сохраняется такой же минеральный состав, но увеличивается количество роговой обманки и биотита и уменьшается — кварца.

Химический состав пород гранитного массива приведен в табл. 6.

Таблица 6

Химический состав (в вес. %) гранитоидов
конкудеро-мамаканского комплекса

Окислы	1680	1690	1691а	2289	Б
SiO ₂	62,80	53,78	75,62	63,60	63,88
TiO ₂	0,64	0,88	0,15	0,90	1,12
Al ₂ O ₃	15,24	14,86	11,54	16,11	15,44
Fe ₂ O ₃	2,74	4,56	1,45	2,05	2,92
FeO	2,61	4,79	1,12	2,65	2,79
MnO	0,14	0,20	Сл.	0,11	0,06
CaO	3,57	8,16	0,62	3,17	3,87
MgO	1,77	4,08	0,12	2,09	1,26
K ₂ O	4,70	2,75	5,30	4,00	4,64
Na ₂ O	4,50	4,40	3,20	4,00	2,45
P ₂ O ₅	0,31	0,50	0,02	0,50	0,46
SO ₃	0,09	0,03	0,10	Не обн.	0,03
H ₂ O +	0,30	0,32	0,25	0,51	0,38
H ₂ O —	Не обн.	Не обн.	0,08	0,15	0,05
Сумма	99,41	99,32	99,49	99,69	99,30

Примечание. 1680, 1691а — граниты, 1690 — сиенито-диорит, все пробы с водораздела Нюсидека и Безымянной, химлаборатория БГУ, аналитик Г. И. Разгильдеева; 2289 — гранит, кл. Сульфидный, химлаборатория БГУ, аналитики В. Г. Волкова, Е. П. Котлярова; Б — гранит, р. Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Е. П. Котлярова.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	1680	1690	1691а	2289	Б
a	16,7	13,4	14,3	14,7	12,3
c	1,7	3,0	0,3	3,5	4,3
b	10,3	23,1	2,7	8,2	8,0
s	71,3	60,5	82,7	73,6	75,4
f'	47,1	42,4	78,5	52,1	66,6
m'	28,7	28,8	7,2	43,7	27,2
c'	24,2	28,8	14,3	4,2	6,2
n	59,4	70,5	48,2	60,8	44,3
φ	22,7	16,4	43,0	20,2	31,6
t	0,8	1,2	0,2	1,0	1,3
Q	+7,5	-8,8	+36,5	+14,3	+21,9
a : c	9,82	4,46	47,67	4,20	2,86

Граниты характеризуются высоким содержанием кремнезема и щелочей. В сиенито-диорите заметно выше, чем в гранитах, количество закисного и окисного железа, кальция и магния.

Возраст конкудеро-мамаканских гранитоидов определяется нижним палеозоем на основании того, что они прорывают отложения нижнего кембрия, в частности отложения холоднинской свиты.

Дайки диабазовых порфиритов и вариолитов

Дайки порфиритов и вариолитов наблюдаются в сланцах харгитуйской свиты, в породах Чайского массива, в частности в серпентинитах, и в гранитах конкудеро-мамаканского комплекса. Возраст даек посленижнепалеозойский, более точное определение возраста дать невозможно. Л. Е. Иванов (1966) аналогичные дайки в северной части Баргузинского хребта отнес к гуджирскому комплексу (мезозой).

Диабазовые порфириты — темно-серые и черные мелкозернистые массивные породы. Они состоят из пироксена, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, карбоната, хлорита, пелита, рудного минерала, кварца. Структура их порфировая, текстура массивная. Вкрашенники представлены пироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом,

изредка кварцем. Основная масса состоит из пироксена и плагиоклаза.

Плагиоклаз образует мелкие (до 0,4 мм в длину) полисинтетически-сдвойниковые листы, не имеющие четких внешних ограничений и ориентированные беспорядочно. Между листами плагиоклаза распределяются все другие минералы. В некоторых разновидностях диабазовых порфиритов (обр. 2565в) вкрапленники представлены сростками из листовидных сдвойниковых кристаллов плагиоклаза, имеющих тенденцию к радиальной ориентировке, как в сферолите. Этот признак сближает диабазовые порфириты с вариолитами.

Моноклинный пироксен наблюдается в призматических кристаллах, которые изредка образуют порфировые выделения. В основной массе пироксен выделяется в узких длинных призмах.

Биотит образует мельчайшие чешуйки, не имеющие четких ограничений и формирующиеся обычно в краевых частях агрегатов пелитоморфного карбоната.

Хлорит наблюдается в редких мелких слабоплеохроирующих чешуйках, иногда включенных в листы плагиоклаза.

Рудный минерал присутствует в мелких неправильных зернах, распространенных в породе более или менее равномерно.

Порфириту присущи некоторые особенности, которые необходимо отметить. Местами в породе возникают агрегаты из нескольких зерен плагиоклаза. Размеры такого агрегата превосходят размеры лист. Такие агрегаты можно было бы отнести ко вкрапленникам, но этого сделать нельзя, поскольку это полизернистые образования. В других случаях подобные агрегаты состоят из относительно крупного таблитчатого кристалла плагиоклаза и зерен кальцита. Эти срастания напоминают миндалины в излившихся породах.

Вторая особенность порфиритов заключается в наличии участков, сложенных бурым землистым пелитом, в котором присутствуют разноориентированные, с прямыми линейными ограничениями, чешуйки хлорита. Пелит и хлорит вместе образуют агрегаты, размеры которых опять же несколько превосходят размеры листов плагиоклаза.

Вариолиты в составе комплекса молодых даек в Северном Прибайкалье выделяются впервые, поэтому приведем более подробное их описание.

Петрографический состав диабазовых порфириров и вариолитов тождествен. Различия между этими породами заключаются лишь в особенностях структуры вариолитов — присутствии вариолей.

Вариолиты, наблюдавшиеся по правобережью р. Чая в дайке, рассекающей серпентиниты (шурф 42), представляются черными плотными породами с округлыми белыми вариолями диаметром 1,0—1,5 мм. Они состоят из биотита, пироксена, плагиоклаза, роговой обманки, хлорита. Структура их сферолитовая (вариолитовая).

Моноклинный пироксен образует мелкие (0,1—3,0 мм) призматические кристаллы, составляющие существенную часть (до 30—35% объема) основной массы породы. Некоторые более крупные кристаллы пироксена (размером до 0,9 мм в длину) несколько обособляются от основной массы, обусловливая переход к порфировой структуре. Эти крупные кристаллы отличаются обычно зональностью и, в некоторых случаях, наличием двойников. Пироксен определяется клиноэнститом ($Ng = 1,726$; $Np = 1,701$; $Ng - Np = 0,025$; $2V = \pm 42^\circ$; c ; $Ng = 27^\circ$).

Биотит образует в основной массе мелкие неправильные чешуйки, имеющие густую коричневую окраску и слабо плеохроирующие.

Роговая обманка встречается в неправильных зернах, размеры которых несколько превосходят размеры зерен в основной массе, то есть в структурном отношении она тяготеет к вкрапленникам пироксена. Роговая обманка выделяется густой зеленой окраской и плеохроизмом.

Плагиоклаз составляет существенную часть породы. Он выделяется в мельчайших зернах, а также создает агрегаты. Агрегаты плагиоклаза образуют либо самостоятельные вариоли, резко отделяющиеся от основной массы породы, либо сферолиты, растущие в основной массе и включающие мелкие зерна пироксена. В вариолях (размером 1,2 мм в поперечнике) мелкие волокна плагиоклаза разноориентированы (рис. 14). В них присутствуют пелитовый материал и хлорит. Возле вариолей

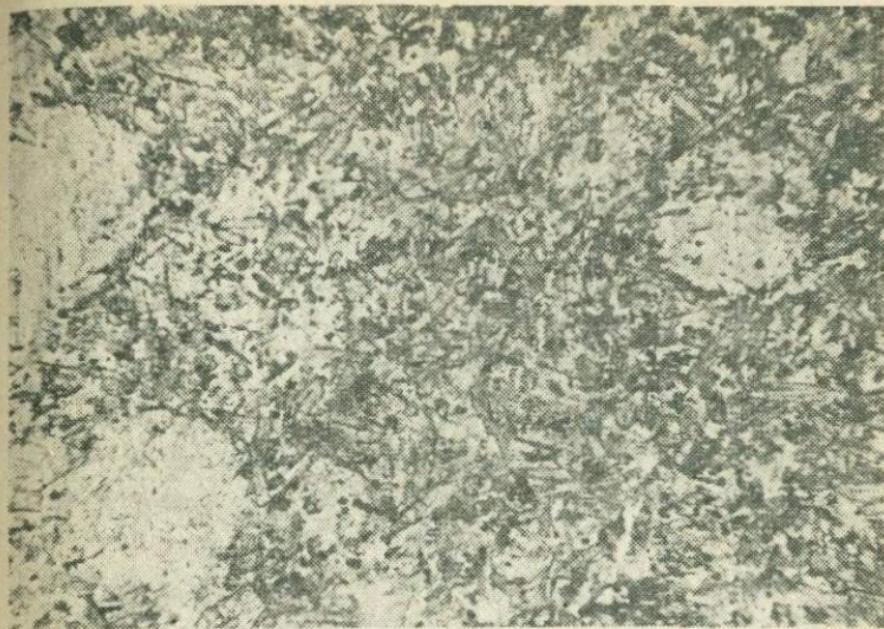


Рис. 14. Вариоли плалиоклаза под микроскопом. Увел. 20×.
Николи+.

в основной массе породы местами наблюдаются «тектевые» вариоли, сложенные плалиоклазом и моноклинным пироксеном. Очертания таких вариолей распознаются по расположению табличек плалиоклаза. Кроме округлых, изометричных вариолей, плалиоклаз образует сферолиты, в которых его волокна располагаются радиально. Размеры лучей сферолита достигают нескольких миллиметров. Сферолиты растут в основной массе, лишенной плалиоклазовых вариолей.

По химическому составу (табл. 7) диабазовые порфиры и вариолиты весьма близки. Однако между ними есть и некоторые отличия. Вариолиты содержат больше щелочей, хотя в них, как и в диабазовых порфирах, натрий преобладает над калием. В них также несколько выше содержание окиси титана, окисного железа, летучих ($+H_2O$), окиси фосфора.

Разрывные структуры

Разрывные нарушения оказали существенное влияние на геологическую структуру Чайского массива и

Таблица 7

Химический состав (в вес. %) диабазовых порфиритов и варнолитов

Оксиды	2560	2565в	1991	2572е	Оксиды	2560	2565в	1991	2572е
SiO ₂	53,64	47,68	46,78	46,42	Na ₂ O	2,22	1,78	5,65	3,50
TiO ₂	0,96	0,92	2,15	2,18	K ₂ O	1,21	3,16	4,18	2,90
Al ₂ O ₃	16,46	15,84	13,67	14,66	H ₂ O—	Не	Не	Не	
Fe ₂ O ₃	1,68	1,68	2,68	4,00		обн.	обн.	обн.	0,95
FeO	6,18	7,25	5,75	4,04	H ₂ O +	0,65	2,38	3,76	4,84
MgO	5,96	8,30	6,34	6,43	P ₂ O ₅	0,54	0,83	1,15	1,10
CaO	8,75	8,74	8,14	8,78	SO ₃	1,37	0,73	0,60	0,49
MnO	0,15	0,09	0,15	0,15	С у м м а	99,77	99,38	101,00	99,49

Примечание. 2560 — диабазовый порфирит, кл. Ступенчайский, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева; 2565в — диабазовый порфирит, кл. Каньонный, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева; 1991 — варнолит, шурф 42, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская; 2572е — варнолит, правобережье р. Чай, профиль 14, пикет 0,5, химлаборатория БГУ, аналитики В. Г. Волкова, Е. П. Котлярова.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	2060	2565в	1991	2572е	Характеристика	2500	2565в	1991	2572е
a	6,8	4,4	17,9	12,5	f'	36,8	34,4	26,4	29,3
c	8,1	9,3	0,4	4,1	f'п	72,9	93,3	68,4	64,4
b	21,1	26,6	27,4	26,1	t	1,3	1,4	3,3	3,5
s	64,0	59,7	54,3	57,3	φ	7,3	6,1	7,8	13,7
c'	14,0	8,3	35,2	27,1	Q	-3,7	+1,3	-27,6	-14,5
m'	49,2	57,3	38,4	43,6	a:c	0,84	0,47	44,75	3,05

вмещающих его отложений. Они, несомненно, разновозрастны, что характерно для всего региона, где были проявлены самые различные эпохи тектогенеза — в протерозое и палеозое, в мезозое и кайнозое. Они многообразны также по своим морфологическим типам: сбросы, сбросо-сдвиги, взбросы и надвиги. Разрывные нарушения скорее всего могут быть подразделены по возрастному принципу, при котором основными критериями должны служить: их приуроченность к определенным породам свит, пересечение одних нарушений другими, характер минерализации их.

По этим критериям нами выделены следующие группы разрывных нарушений:

- 1) докембрийские разрывные структуры;
- 2) посленижнекимбрйские разрывные структуры;
- 3) разрывные структуры неопределенного возраста.

Докембрйские разрывные структуры выделяются в большинстве случаев предположительно, поскольку затруднительно наметить объективные критерии, позволившие бы отличить эти нарушения от более молодых. В этой группе прежде всего следует отметить нарушения нижнепротерозойского возраста. К их числу относятся нарушения, захватившие харгитуйскую свиту и породы амфиболитового комплекса. Движения этого времени были в основном складчатыми и сопровождались метаморфизмом пород, их рассланцеванием, вызвавшим превращение основных магматических пород самого древнего душкачанского интрузивного комплекса в амфиболиты. На фоне этих движений происходило внедрение гранитов муйского интрузивного комплекса, что устанавливается по приуроченности гранитных инъекций и зон мигматизации к участкам интенсивного рассланцевания, особенно в амфиболитах. В эту же эпоху были сформированы и разрывные нарушения. Об этом свидетельствует, например, приуроченность изогнутых пегматитовых жил к некоторым системам трещин, как это можно видеть на рис. 11.

Разрывные смещения нижнепротерозойской эпохи были наложены на ультраосновные породы яршинского комплекса. В частности, это выражается в интенсивной трещиноватости серпентинитов, создающей в них тонкоплитчатую ($0,5$ — $1,0$ см) отдельность. Трещины этой отдельности в серпентинитах юго-западного окончания массива обычно простираются меридионально и имеют крутое падение (85 — 90 °).

К структурам, сформированным в верхнем протерозое, нужно отнести разлом, отделяющий юго-западное окончание массива от главной части. Этот разлом проходит по долине р. Огиendo и перекрывается холоднинскими отложениями, что свидетельствует о его докембрьском возрасте. Следовательно, юго-западное окончание еще в докембре было отчленено от массива. С этих позиций различия в структуре этого окончания и самого массива необходимо связывать с амплитудой и характером перемещения по разлому, расчленившему Чайский массив.

Интересно отметить здесь же разрывные нарушения, выраженные в породах массива и несущие сульфидную минерализацию. Одно из таких нарушений установлено в междуречье Безымянная-Нюсидек. Оно проходит по контакту массива со сланцами харгитайской свиты. Простижение его северо-восточное, падение крутое ($80-85^{\circ}$) к юго-востоку. Сместитель нарушения минерализован, в нем наблюдается довольно обильная пирит-пирротиновая минерализация, однако содержание никеля, кобальта и меди незначительное. Здесь же присутствуют полевошпатовые прожилки с крупными выделениями пирротина, в которых содержание никеля незначительно.

Южнее этого разлома наблюдается ряд параллельных ему разломов, пересекающих как породы массива, так и сланцы харгитайской свиты. Они несут также сульфидную минерализацию.

Послениженкембрийские разрывные структуры в значительной мере усложнили существовавшие к тому времени структуры. Возможно, с проявлением каледонского тектогенеза связаны процессы складкообразования в холоднинских отложениях, в результате чего массив был выведен из первоначального залегания.

Многократные тектонические нарушения привели к блоковому строению как массива, так и перекрывающих его пород холдинской свиты, к образованию сложной системы трещиноватости и зон дробления.

Нарушения послениженкембрийского возраста в северо-восточной части массива осложняют контакт докембрийских образований с отложениями нижнего кембра. По морфологии они представляются сбросами, осложненными оперяющими разрывами, по отношению к складчатым структурам они являются кососекущими. Амплитуда смещения по ним не превышает 800 м. Иногда к сместителям этих сбросов приурочены дайки кварцевых порфиров, а также кварц-сидеритовые прожилки с редкими вкрапленниками пирита.

В междуречье Неручанда-Олений наблюдается тектоническая зона мощностью 150—250 м, в которой песчаники холдинской свиты интенсивно рассланцованны и брекчированы. Зона нарушения падает на северо-запад

под углом около 60°. Наружение минерализовано редкими кварц-сидеритовыми прожилками.

К разрывным структурам неопределенного возраста относится ряд нарушений, возраст которых установить невозможно, хотя по некоторым косвенным признакам предположительно их можно отнести к той или иной возрастной группе. К таким нарушениям относятся различные мелкие нарушения, наблюдаемые во вмещающих породах, в ксенолитах и в самом массиве.

Говоря о разрывных структурах, выраженных в Чайском массиве и его окружении, следует обратить внимание на имеющую место переоценку роли разрывных структур в формировании массива и медно-никелевых руд. Так, Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан (1964), вслед за Л. И. Салопом, полагают, что интрузии добыренского комплекса приурочены к глубинным разломам. Они считают массив интрузией трещинного типа, локализованной в глубинном разломе. В то же время эти исследователи подчеркивают структурную приуроченность массива к синклинальной складке в отложениях харгитайской свиты. Где же проходит глубинный разлом, чем он представлен, ответить на эти вопросы весьма трудно, если вообще возможно. Тем более совершенно непонятной остается приуроченность массива, с одной стороны, к глубинному разлому, а с другой,— к синклинальной складке.

Нам представляется, что роль глубинных разломов в формировании габбродиных массивов искусственно преувеличивается. Некоторые факты, якобы свидетельствующие о разломах, по которым поднималась магма (например, текстуры эруптивной брекчии), как мы покажем ниже, можно удовлетворительно объяснить и другими причинами, в частности явлениями магматического замещения.

Отнюдь не переоценивая роль разломов в формировании Чайского массива, следует подчеркнуть, что тектонические структуры (разломы, трещины, трещиноватость) играли определенную роль в процессе внедрения габбровой магмы, но эта роль не была ведущей. Магма способна интрузировать и при отсутствии разломов, через кажущуюся плотной толщу самых обычных, не затронутых тектоникой горных пород — осадочных, осадочно-метаморфических, магматических.

Глава 3

ЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ

Чайский габбро-перidotитовый массив не составляет исключения среди габбро-перidotитовых массивов Северного Прибайкалья и в отношении явлений магматического замещения. Если, например, в Иоко-Довыренском массиве наиболее выражено замещение ультраосновными породами осадочных карбонатных пород (Гурулев, 1964, 1965), то в Чайском массиве замещению подвергаются довольно разнообразные породы — от ультраосновных до кислых по составу, от осадочных до магматических по происхождению, от нижнепротерозойских до верхнепротерозойских по возрасту. В некоторых случаях процессы замещения в этих двух массивах совершенно аналогичны, однако в Чайском массиве разнобразнее состав замещенных пород.

Явления магматического замещения, или магмометасоматоз, причинно обусловлены внедрением магмы — огненно-жидкого расплава, проникающегося в земной коре в разных природных обстановках по-разному. В зависимости от этого возникают различные типы горных пород. На процесс магмометасоматоза и на состав конечного продукта влияют, прежде всего, состав редукта (исходной породы) и состав фильтрующейся и внедряющейся магмы. Оставляя на последующее рассмотрение причин и факторов, определяющих магмометасоматоз, мы рассмотрим фактическую основу этих замещений, то есть дадим описание процесса замещения, контактов, зон перехода и создаваемых при этом гибридных пород.

Здесь мы рассмотрим взаимоотношения следующих горных пород: а) сланцы — габброиды, б) конгломераты — пироксениты, в) карбонатные породы — габбро, г) граниты — габброиды, д) гранитные пегматиты — габбро-пегматиты, е) кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы — габброиды, ж) серпентиниты — актинолиты, з) серпентиниты — вебстериты, и) серпентиниты — гиперстениты, к) серпентиниты — гарбургиты, л) серпентиниты — полевошпатовые перidotиты и оливиновые

габбро-нориты, м) серпентиниты — габбронды, н) эффи-
зивы — габброиды.

Сланцы — габброиды

Взаимоотношения габброидов со сланцами харги-
туйской свиты очень сложны. Петрографический состав
габброидных пород, образующихся по сланцам, довольно
разнообразен. Здесь мы находим амфиболовые, кварц-
содержащие, нормальные габбро, габбро-нориты.

Контакты габброидных пород со сланцами характери-
зуются разнообразием рисунков. Нередко можно ви-
деть прямолинейные резкие контакты (рис. 15), отде-

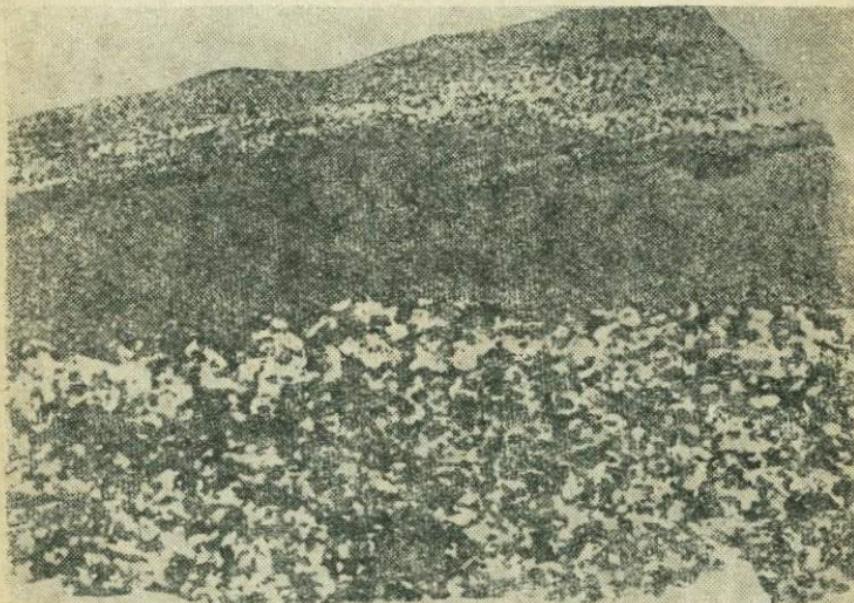


Рис 15. Контакт габбро со сланцем. Натуральная величина.

ляющие мелкозернистый сланец от среднезернистого габ-
бро. Вместе с тем в сланце, недалеко от контакта (см.
рис. 15, верхнюю часть), наблюдается начальная стадия
формирования габброидной породы, когда она разви-
вается в виде маломощной полоски с совершенно посте-
пенными, нечеткими переходами к сланцу.

Не менее часто встречается и одновременное сочета-
ние резких контактов и постепенных переходов (рис. 16).

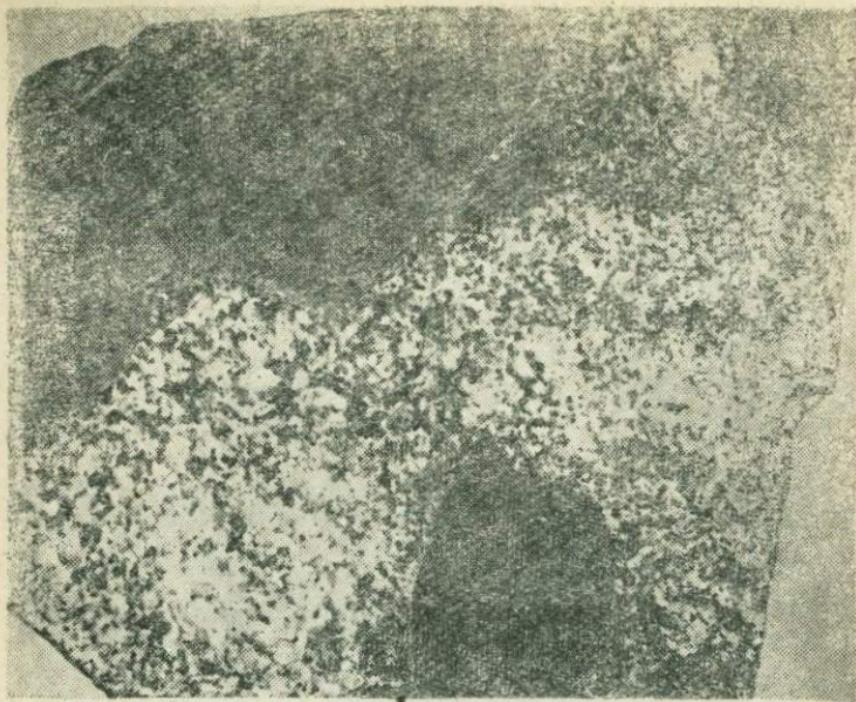


Рис 16. Сочетание резких и постепенных контактов между сланцами и габбро. Натуральная величина.

Контакты по конфигурации могут быть сложными, когда сланец расчленяется замещающей его габброидной породой на мелкие ксенолиты (рис. 17 и 18), которые имеют с ней то резкий отчетливый контакт, то совершенно постепенный переход. В последнем случае в габброидной породе участками просвечивает замещаемая порода с ее характерной мелкозернистой структурой, которая постепенно исчезает, «растворяется».

Еще более сложны контакты габброидов со сланцами, когда развиваются реакционные оторочки пироксенитов. В одном из обнажений по левобережью Огинендо в габбро наблюдаются ксенолиты сланцев, контакты которых с габбро осложнены узкой (0,2–0,5 см) оторочкой из среднезернистого пироксенита (рис. 19). Эта оторочка иногда отходит во внутрь габбро и выглядит здесь как жилка. А местами пироксенитовая реакционная оторочка дает ответвления в другом направлении, внутрь сланцевого ксенолита. Сохранение пироксенитовых прожилковидных обособлений в габбро не может

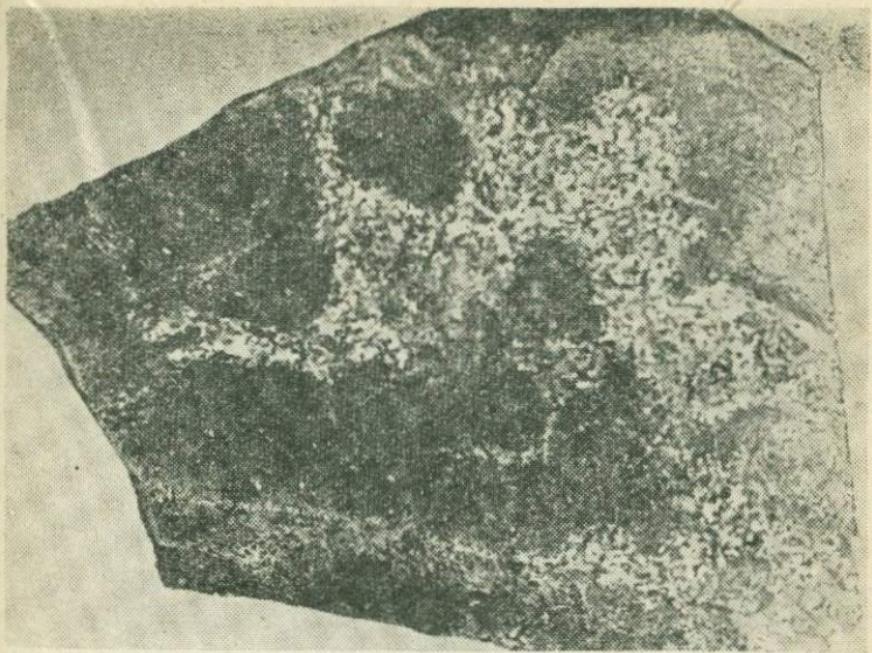


Рис. 17. Постепенные контакты между сланцами и габбро.
Натуральная величина.

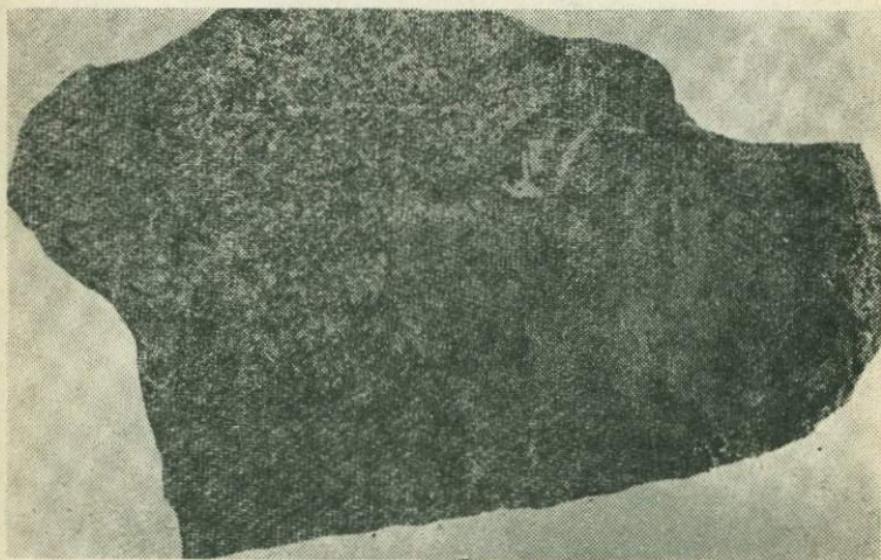


Рис 18. Контакты сложной конфигурации между сланцами и габбро. Натуральная величина.

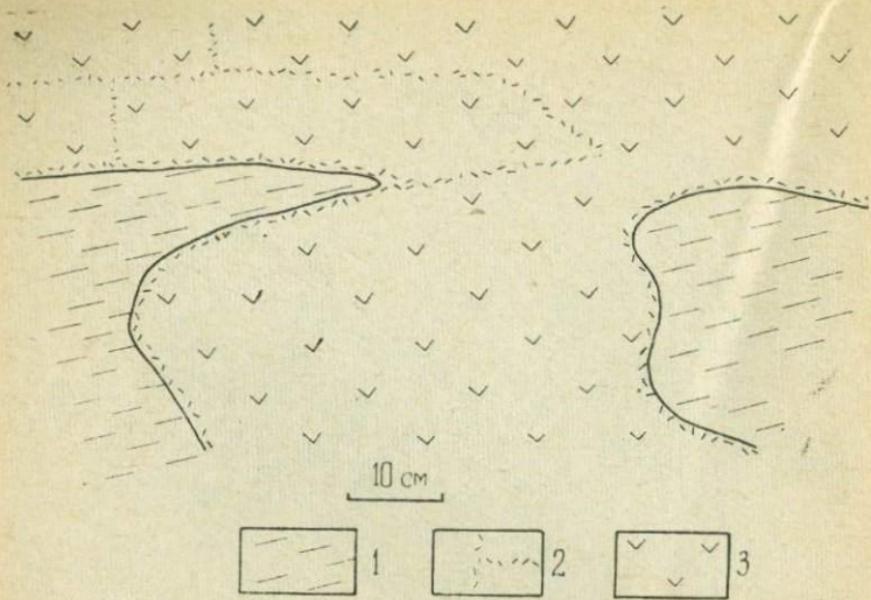


Рис 19. Развитие возле ксенолитов сланцев (1) огорочка среди незернистого пироксенита (2), которая продолжается и в габбро (3).

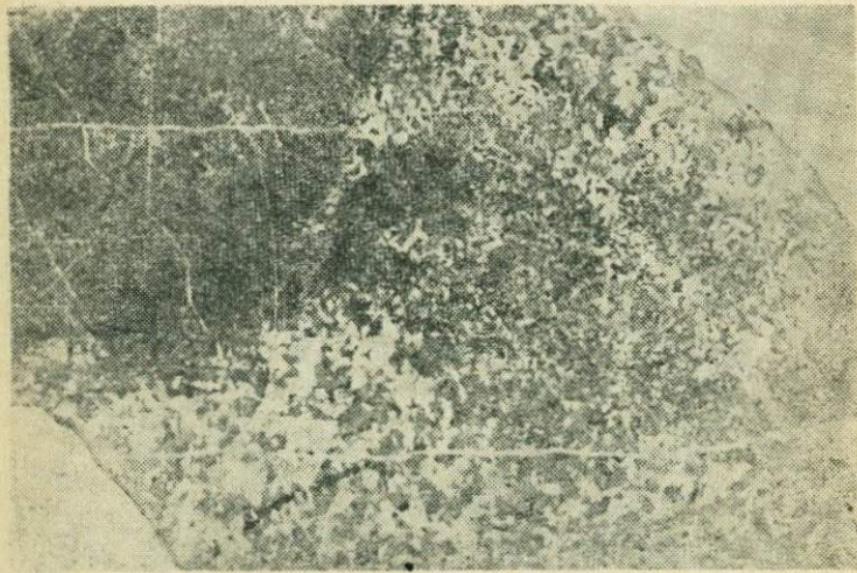


Рис. 20. Участки габбро, с «просвечивающими» структурами сланцев. Натуральная величина.

быть удовлетворительно объяснено, однако, на наш взгляд, это связано с особенностями процесса замещения габбролитами сланцев.

Пироксенитовые оторочки на контактах между габбро и сланцем (в этом же обнажении) местами отсутствуют, и контакты представляются постепенными, выше них в габбро «просвечивают» участками сланцевые структуры (рис. 20).

Приведем описание основных разновидностей габбролитов, формирующихся по сланцам.

Амфиболовые габбро пользуются широким распространением и слагают существенную часть массива. Они характеризуются габбровой структурой, более или менее одинаковым идиоморфизмом как плагиоклаза, так и роговой обманки.

Амфиболовые габбро внешне серые, зеленовато-серые массивные, иногда полосчатые породы мелко- и среднезернистой структуры. Местами в них наблюдаются трахитоидные и пегматоидные участки. Они состоят из плагиоклаза, амфиболов, моноклинного пироксена, единичных чешуек биотита; из акцессорных минералов отмечаются сфен, апатит, пирит, пирротин, халькопирит и магнетит.

В группе амфиболовых габбро выделяются две разновидности, отличающиеся составом амфибала. Во-первых, это габбро с обычной роговой обманкой — роговообманковые габбро, во-вторых, габбро с парагаситом — паргаситовые габбро.

Роговообманковые габбро характеризуются тем, что главным породообразующим минералом является обыкновенная роговая обманка. Структура пород габбровая, иногда гипидиоморфнозернистая (рис. 21).

Роговая обманка выделяется в идиоморфных кристаллах, а также наблюдается в отдельных неправильной формы зернах. Ее призматические кристаллы размером до 2 мм по длиной оси отчетливо плеохроируют: по N_g — темно-зеленые, по N_p — буровато-зеленые, по N_m бледные зеленовато-желтые. По оптическим свойствам ($2V = -72^\circ$, $c: N_g = 16^\circ$) роговая обманка относится к обычной разновидности. Ее кристаллы часто сдвойникованы.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми кристаллами (размером от 0,1 до 2 мм), расположенными беспорядочно. Иногда полисинтетически двойники его изогну-

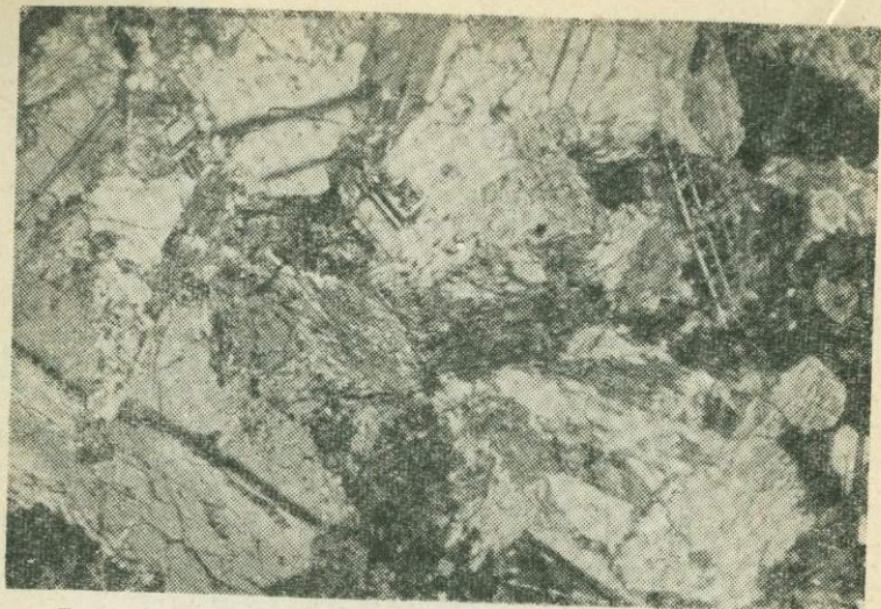


Рис. 21. Структура роговообманковых габбро. Увел. 32×.
Николи+.

ты. По составу плагиоклаз отвечает андезину № 33 ($Ng=1,550$; $Np=1,543$; $Ng-Np=0,007$). Обычно кристаллы плагиоклаза содержат в том или ином количестве соссюритовые агрегаты, которые в изобилии отмечаются в замещаемых сланцах и в приконтактовых породах. В габбро встречаются участки, где кристаллы плагиоклаза начинают формироваться на основе соссюритовых агрегатов, сохраняя их внутри себя как реликтовые остатки.

Моноклинный пироксен присутствует в роговообманковых габбро на правах второстепенного минерала, образуя призматические кристаллы, часто в срастании с роговой обманкой.

Биотит представлен пластинками с неправильными ограничениями и хорошо выраженной спайностью. Окраска его буровато-коричневая. Плеохроизм резкий.

Апатит и сфен весьма характерны для этих пород. Апатит встречается в виде мелких призм, иногда иголочек. Сфен образует обычно клиновидной формы кристаллы, распределяясь в породе неравномерно.

Рудные минералы представлены ксеноморфными зернами (размером до 3—5 мм в поперечнике), иногда

группирующимися в гнезда. Часто зерна рудных минералов занимают интерстиции между кристаллами силикатов.

Роговообманковые габбро формируются в результате замещения магмой сланцев харгитуйской свиты. Примеров замещения можно привести много. Мы остановимся лишь на одном, чтобы показать изменение петрографического и химического состава пород под влиянием процесса замещения. На водоразделе Нюсидек-Безымянная среди роговообманковых габбро массива выходят ксенолиты гранат-биотитовых сланцев. Сланцы сложены плагиоклазом (альбит-олигоклаз), биотитом, гранатом и рудными минералами. Преобладающая часть породы состоит из округлых с неровными краями зерен плагиоклаза, среди которых неравномерно распределен биотит, слагая то редкие единичные чешуйки, то отдельные скопления. Гранат в породе содержится в подчиненном количестве. Он начинает вырастать в виде мелких кристаллов, расположенных вблизи друг от друга. При дальнейшей кристаллизации мелкие кристаллы граната сливаются в крупный метакрист с реликтовыми чешуйками биотита. Рудные минералы неравномерно рассеяны по всей породе, располагаясь то в чешуйках биотита, то в зернах плагиоклаза.

При переходе от сланца к роговообманковому габбро происходит сначала перекристаллизация биотита в более крупные агрегаты. По биотиту затем развивается роговая обманка. Зерна плагиоклаза также перекристаллизовываются, укрупняясь в размерах. Кроме того, плагиоклаз развивается по соссюриту и пелиту основной ткани сланца.

Непосредственно на контакте в габбро сохраняются реликтовые участки сланца. Само габбро состоит из еще нечетко сформировавшихся кристаллов плагиоклаза с более или менее наметившимися полисинтетическими двойниками, обильными включениями соссюрита и пелита и мелкими зернами плагиоклаза — реликтами сланца; роговой обманки с многочисленными реликтовыми включениями чешуек биотита; рудных минералов, образующих ангедральные зерна; акцессорных — апатита и сфена. Оно имеет гипидиоморфнозернистую структуру и массивную текстуру.

В контактовых габбро заключены мелкие реликто-

ые участки сланца, однако в этих участках отсутствует гранат. И вообще поведение граната в зоне перехода от сланца к габбро остается неясным. Однако здесь появляются агрегаты соссюрита, который, возможно, и замещает гранат прежде, чем сланец превратится в габбро.

Реликтовые участки сланцев в габброидах фиксируются и на достаточном удалении от контактов.

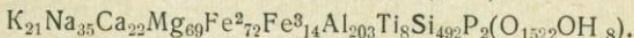
Вышеописанный пример замещения гранат-биотитовых сланцев роговообманковыми габбро может быть охарактеризован и химически (табл. 8).

Таблица 8
Химический состав (в вес. %) гранат-биотитовых сланцев
и роговообманковых габбро

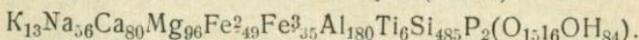
Окислы	1708	1708a	Окислы	1708	1708a
SiO ₂	54,22	49,66	MnO	0,23	0,13
TiO ₂	1,24	0,87	Na ₂ O	2,00	3,00
Al ₂ O ₃	19,00	15,73	K ₂ O	1,85	1,00
Fe ₂ O ₃	2,13	4,76	H ₂ O +	1,31	1,31
FeO	9,48	6,07	P ₂ O ₅	0,27	0,38
MgO	5,09	6,56	SO ₃	0,55	3,50
CaO	2,27	7,65	Сумма	99,64	100,62

Примечание. 1708 — гранат-биотитовый сланец, 1709а — роговообманковое габбро, водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Г. И. Разгильдеева.

Формула гранат-биотитового сланца (1708):



Формула роговообманкового габбро (1708а):



Привнос:

Na — 21 ион
Ca — 62 иона
Mg — 27 ионов
Fe³⁺ — 21 ион
OH — 6 ионов.

Вынос:

K — 8 ионов
Fe²⁺ — 23 иона
Al — 23 иона
Ti — 2 иона
Si — 7 ионов.

Сравнения химических составов показывает, что при замещении происходит вынос SiO₂. Это сказывается в исчезновении, прежде всего, кварца и повышении основности плагиоклаза. Кроме того, наблюдается увеличение окисного и уменьшение закисного железа. Увели-

чивается также содержание окиси кальция. Количество щелочей в габбро увеличивается за счет привноса натрия, хотя калий имеет тенденцию к выносу. Заметно возрастает в габбро содержание серы, что в петрографическом составе отражается появлением сульфидов.

Таблица 9

Химический состав (в вес. %) роговообманковых габбро

Оксиды	808в	1702	1767	1958в	1964	Среднее из 6 анализов
SiO ₂	52,52	53,14	48,88	50,98	50,70	50,98
TiO ₂	0,95	1,76	2,32	0,98	1,70	1,43
Al ₂ O ₃	15,96	16,60	16,68	16,38	15,30	16,11
Fe ₂ O ₃	1,54	4,07	6,64	2,30	4,24	3,92
FeO	5,52	6,25	7,46	5,35	6,48	6,18
MgO	8,42	3,60	3,74	6,80	7,00	6,02
CaO	9,21	6,20	8,00	9,40	10,00	8,41
MnO	0,14	0,17	0,33	0,16	0,20	0,19
Na ₂ O	1,96	5,13	3,48	3,45	3,10	3,35
K ₂ O	1,26	1,10	0,69	1,20	1,09	1,05
H ₂ O +	1,70	0,45	0,46	2,25	0,80	1,16
P ₂ O ₅	0,24	0,88	0,50	0,10	0,16	0,38
SO ₃	0,06	0,08	0,41	0,35	0,30	0,78
Сумма	99,48	99,43	99,59	99,70	101,07	99,96

Примечание. 808в — водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Е. П. Котлярова; 1702 — водораздел Нюсидек-Безымянная; 1767 — водораздел Нюсидек-Безымянная; 1958в — водораздел Безымянная-Огиенко; 1964 — водораздел Неручанда-Нюсидек, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	808в	1702	1767	1958в	1964	Среднее из 6 анализов
a	6,4	13,1	9,0	9,4	8,4	9,1
c	7,6	4,8	7,3	6,3	5,9	6,5
b	24,7	18,9	23,2	24,3	27,5	24,0
s	61,3	63,2	60,5	60,0	58,2	60,4
c'	14,8	15,5	13,0	21,8	22,0	16,2
m'	58,1	32,8	28,4	48,4	4	43,6
f'	27,1	51,7	58,6	29,8	35,5	40,2
n	69,5	87,2	88,9	80,9	80,6	83,2
t	1,35	2,4	3,4	1,4	2,4	2,7
φ	5,2	18,5	25,3	8,0	12,7	14,0
Q	+2,0	-4,6	-4,3	-5,1	-6,3	-3,6
a:c	0,84	2,77	1,23	1,49	1,42	1,39

Роговообманковые габбро в петрохимическом отношении (табл. 9) характеризуются довольно высоким содержанием кремнекислоты, что отражается в величинах Q, согласно которым они относятся к классу пород, насыщенных SiO_2 . Для роговообманковых габбро характерно преобладание закисного железа над окисным, натрия — над калием. По щелочности породы попадают в группу, бедную или очень бедную щелочами ($a:c=0,84-2,77$).

Паргаситовые габбро встречаются обычно среди роговообманковых, макроскопически не отличаясь от них. Это серые, зеленовато-серые среднезернистые массивные породы.

Паргасит представлен удлиненными призматическими, игольчатыми и волокнистыми кристаллами, создающими в совокупности агрегаты из разноориентированных индивидов. Концевые грани у кристаллов плохо развиты. В длину они достигают 1 мм, в поперечнике — до 0,5 мм. Паргасит плеохроирует от светло-зеленого — по Ng до бледного желтовато-зеленого цвета — по Nr . $\text{Ng} = 1,716$; $\text{Nr} = 1,694$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,022$; $c:\text{Ng} = 18^\circ$; $2V = +64^\circ$. Эти константы указывают на то, что в данном случае мы имеем дело не с чистой разновидностью паргасита, а с минералом изоморфного ряда паргасит-феррогастингсит.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми кристаллами размером до 0,5—1,0 мм в длину. По составу плагиоклаз соответствует андезину № 34. В кристаллах плагиоклаза присутствует включенный пелитовый и соссюритовый материал. Его здесь гораздо больше, чем в паргасите. Из-за присутствия этого материала в плагиоклазе не всегда выражены полисинтетические двойники. В некоторых случаях устанавливаются взаимопереходы от реликтовых участков, состоящих из пелита и соссюрита, к плагиоклазу с обильными пелитом и соссюритом, что, на наш взгляд, свидетельствует о кристаллизации плагиоклаза путем замещения пелит-соссюритового материала, принадлежавшего первоначально сланцам.

В паргаситовых габбро, кроме паргасита, плагиоклаза, пелита и соссюрита, отмечаются также цоизит и рудные минералы.

В паргаситовых габбро отдельными небольшими участками, подобно шлирам, иногда развиваются суще-

ственны паргаситовые породы, состоящие почти нацело из паргасита ($Ng=1,656$; $Np=1,638$; $Ng-Np=0,018$; $2V=+68$; с: $Ng=17^\circ$). Он представлен беспорядочно расположенным призматическими, волокнистыми и игольчатыми кристаллами, образующими спутанно-волокнистый агрегат. В кристаллах его выражены иногда простые двойники и очень редко встречаются четверники. По своим оптическим свойствам паргасит этих участков отличается от паргасита габбро, он представляет, по-видимому, менее железистую разновидность из ряда паргасит-феррогастингсит. В существенно паргаситовых участках встречается также соссюрит, по которому развивается плагиоклаз.

Заканчивая описание паргаситовых габбро, необходимо отметить, что они почти всегда содержат в том или ином количестве пелитовый и соссюритовый материал. Он включен преимущественно в кристаллы плагиоклаза, в то время как роговая обманка почти свободна от этого материала. Плагиоклаз габбро как раз кристаллизуется на основе этого материала. Здесь же уместно отметить взаимопереходы между роговообманковыми и паргаситовыми габбро, выраженные в том, что в роговообманковых габбро иногда встречаются агрегаты из игольчатых кристаллов паргасита. На основе этих агрегатов и возникает, по всей вероятности, обыкновенная роговая обманка.

Процесс формирования паргаситовых габбро по сланцам может быть охарактеризован на примере образования паргаситового габбро по альбит-серцицит-кварцевым сланцам на водоразделе Нюсидек-Безымянная.

Сланцы, залегающие в виде ксенолита, состоят из мелких зерен кварца, альбита и чешуек серцицита с примесью эпидота и пирита. В них наблюдаются тонкие прослои и линзочки кварцевых песчаников.

В переходной зоне от сланца к габбро развиваются паргаситовые габбро с большим количеством биотита и апатита. Структура габбро гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Они сложены плагиоклазом, паргаситом, биотитом, апатитом, соссюритом, рудным минералом. Биотит часто образует каймы во уг кристаллов плагиоклаза, заключающих соссюрит и пелит и плохо еще оформленных, и паргасита. Спорадически в породе отмечается кварц. Местами новообразованные кристал-

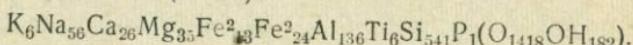
лы плагиоклаза включают реликтовые зерна альбита.
Альбит-серицит-кварцевый сланец характеризуется

Таблица 10
Химический состав (в вес. %) сланца и паргаситового габбро

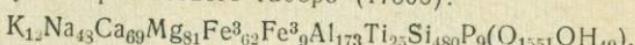
Окислы	1750a	17505	Окислы	1750a	17506
SiO ₂	64,72	51,26	MnO	0,16	0,34
TiO ₂	0,97	3,52	Na ₂ O	3,44	2,66
Al ₂ O ₃	13,84	15,70	K ₂ O	0,65	1,01
Fe ₂ O ₃	3,85	1,36	H ₂ O +	3,28	0,83
FeO	1,77	7,92	P ₂ O ₅	0,10	1,15
MgO	2,83	5,87	SO ₃	1,37	0,92
CaO	2,93	6,93	С у м м а	99,91	99,47

П р и м е ч а н и е. 1750a — альбит-серицит-кварцевый сланец, 17506 — паргаситовое габбро с биотитом и апатитом, водораздел Нюснек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская.

Формула сланца (1750a):



Формула паргаситового габбро (17506):



Привнос:

K — 6 ионов
Ca — 43 иона
Mg — 46 ионов
Fe ²⁺ — 49 ионов
Al — 37 ионов
Ti — 19 ионов
P — 8 ионов.

Вынос:

Na — 8 ионов
Fe ³⁺ — 15 ионов
Si — 61 ион
OH — 133 иона.

довольно высоким содержанием SiO₂ (табл. 10). При замещении количество кремнезема снижается. Ясно выражен привнос окиси титана, закисного железа, окиси магния, окиси кальция. Из щелочей выносится натрий, а количество калия даже возрастает, что выражено в развитии в породе биотита. Заметно снижается количество летучих (+H₂O).

Не вызывает сомнений привнос фосфора, что выражается в относительно повышенном содержании апатита. Сера выносится. Это минералогически выражено в том, что пирит сланца оказывается неустойчивым в габбро, хотя какая-то часть его, в перекристаллизованном виде, в нем все-таки сохраняется.

Если сравнить этот случай с ранее описанным примером замещения роговообманковым габбро гранат-биотитового сланца (см. табл. 8), то нельзя не видеть того, что по более кислому сланцу развивается и более кислая разновидность габбро.

По химическому составу (табл. 11) паргаситовые

Таблица 11

Химический состав (в вес. %) паргаситовых габбро

Оксиды	1708в	1715	1719	Среднее из 4 анализов	Оксиды	1708в	1715	1719	Среднее из 4 анализов
SiO ₂	51,28	50,36	44,34	49,52	MnO	0,14	0,17	0,08	0,18
TiO ₂	0,76	0,71	3,52	2,21	Na ₂ O	2,90	1,70	2,15	2,34
Al ₂ O ₃	16,76	12,99	14,68	14,98	K ₂ O	0,80	0,32	0,50	0,66
Fe ₂ O ₃	2,29	2,88	7,33	3,46	H ₂ O+	1,39	0,99	0,56	0,94
FeO	5,77	7,55	8,43	7,42	P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,08	0,36
MgO	8,70	12,83	7,24	8,67	SO ₃	0,07	0,18	0,83	0,50
CaO	8,40	8,66	11,10	8,76	Сумма	99,42	99,41	100,84	100,00

Примечание. 1708в, 1715 и 1719 — водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Г. И. Разгильдеева.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	1708в	1715	1719	Среднее из 4 анализов	Характеристика	1708в	1715	1719	Среднее из 4 анализов
a	7,7	3,9	5,3	6,0	f'	30,0	27,7	43,5	35,5
c	7,4	6,4	7,2	7,4	n	80,5	90,0	87,2	86,4
b	25,3	34,0	33,4	28,4	t	1,7	1,6	5,6	3,3
s	59,6	55,7	54,1	58,2	φ	7,6	6,8	19,0	10,1
c'	11,4	11,0	19,2	12,7	Q	-3,6	-3,0	-9,6	-2,0
m'	58,6	61,3	37,3	51,8	a:c	1,04	0,62	0,74	0,81

габбро характеризуются переменчивым содержанием SiO₂. Все породы очень бедны щелочами ($a:c=0,62-1,04$), причем натрий преобладает над калием.

Нормальные габбро самостоятельных тел в массиве не образуют и встречаются часто в ассоциации с роговообманковыми габбро и габбро-норитами, обнаруживая с теми и другими взаимопереходы. Нормальные габбро состоят из моноклинного пироксена и плагиоклаза; второстепенное положение занимают ромбический пироксен, роговая обманка, биотит. Текстура их массивная, структура панидиоморфозернистая, габбровая.

По внешнему виду нормальные габбро ничем не отличаются от более распространенных габбро-норитов; от амфиболовых же габбро они отличаются характерным сиренево-серым цветом, обусловленным бледно-сиреневой окраской плагиоклаза, и трахитоидностью.

Плагиоклаз представлен большей частью свежими таблицами и лейстами с четкими полисинтетическими двойниками. В них спорадически включены соссюритовые агрегаты, состоящие из эпидота, серицита и альбита. Нередко мелкие кристаллы плагиоклаза встречаются в виде пойкилитовых включений в пироксене. По составу плагиоклаз определяется лабрадором № 58.

Моноклинный пироксен по степени распространения следует за плагиоклазом. Он представлен короткопризматическими кристаллами. В шлифе он бесцветен, в редких случаях обладает светло-зеленой окраской. В его кристаллах ясно выражена отдельность по (010). Пироксен по составу относится к ряду авгита.

Роговая обманка в нормальных габбро представлена весьма угнетенными реликтовыми зернами, которые сохраняются в кристаллах пироксенов, занимая их различные участки. Роговая обманка плеохроирует в желто-зеленых тонах. Угол оптических осей $2V = -86^\circ$.

По правому борту долины кл. Магистрального в нормальных габбро наблюдается полосчатость, обусловленная присутствием несколько удлиненных участков, сложенных моноклинным пироксеном. Габбро прорезаны светлыми прожилковидными обособлениями, которые располагаются косо-секуще по отношению к полосчатости.

Линзовидно-вытянутые пироксеновые скопления сложены призматическими кристаллами авгита ($Ng = 1,713$; $Np = 1,686$; $Ng - Np = 0,027$; $2V = +54^\circ$; $c: Ng = 42^\circ$). Структура их паницидоморфозернистая. Внутри яснокристаллических пироксеновых участков наблюдаются первые стадии их замещения. Преимущественно на стыках кристаллов появляются неправильные участки, сложенные мелкопризматическими кристаллами роговой обманки, плеохроирующей от желто-зеленого до травяно-зеленого цвета. Роговообманковые участки обычно окружены нешироким (0,1—0,3 мм) сплошным ореолом помутневшего пироксена, превратившегося в бурое пелитовое вещество. Пелитизация, а вслед

за нею и амфиболизация — это первые этапы замещения пироксена, оставшегося в габбро в реликтовых линзовидно-полосчатых обособлениях.

Переход от пироксенитового обособления к габбро совершается постепенно. Сначала в пироксените появляются отдельные, совершенно изометричные кристаллы лабрадора. Здесь же по соседству присутствуют и участки роговообманковые. Затем вскоре наблюдается довольно резкая смена пироксенита габбро. При этом в габбро заметно уменьшаются размеры кристаллов авгита (до 1,0—0,3 мм в поперечнике), хотя по составу он не изменяется. Местами кристаллы авгита в габбро достигают 1—2 мм в поперечнике, напоминая по форме и по некоторым оптическим характеристикам кристаллы пироксенитовых линзовидно-полосчатых обособлений.

Диагонально-расположенные белые прожилковидные обособления представляют собой наложенное эпимагматическое явление. Под микроскопом здесь устанавливаются мелкие зоны дробления, секущие габбро и вызывающие деформации кристаллов лабрадора. К этим зонам приурочена пелитизация, накладывающаяся обычно на лабрадор. В некоторых случаях в буром пелите начинают развиваться зерна эпидота. Пелитизация и обуславливает обесцвечивание кристаллов лабрадора.

В нормальных габбро наблюдаются ксенолиты сланцев. Сланцы обычно ороговикованы, что выражается в появлении новообразований плагиоклаза и пироксена. Это ороговикование, наиболее интенсивно выраженное на контактах сланцев с габбро-норитами, в какой-то степени затушевывает контакт сланца и габбро и делает его постепенным (рис. 22).

По химическому составу (табл. 12) нормальные габбро отличаются от амфиболовых габбро более стабильным составом. Они насыщены SiO_2 , очень бедны щелочами ($a: c = 0,29—0,75$). Закисное железо преобладает над окисным. Некоторые разновидности относительно обогащены титаном или серой.

Кварцы содержащие габбро встречаются в массиве довольно часто. Небольшими участками они наблюдаются в амфиболовых и нормальных габбро и габбро-норитах. Это обусловливает присутствие в них темноцветных минералов — роговых обманок, пироксе-

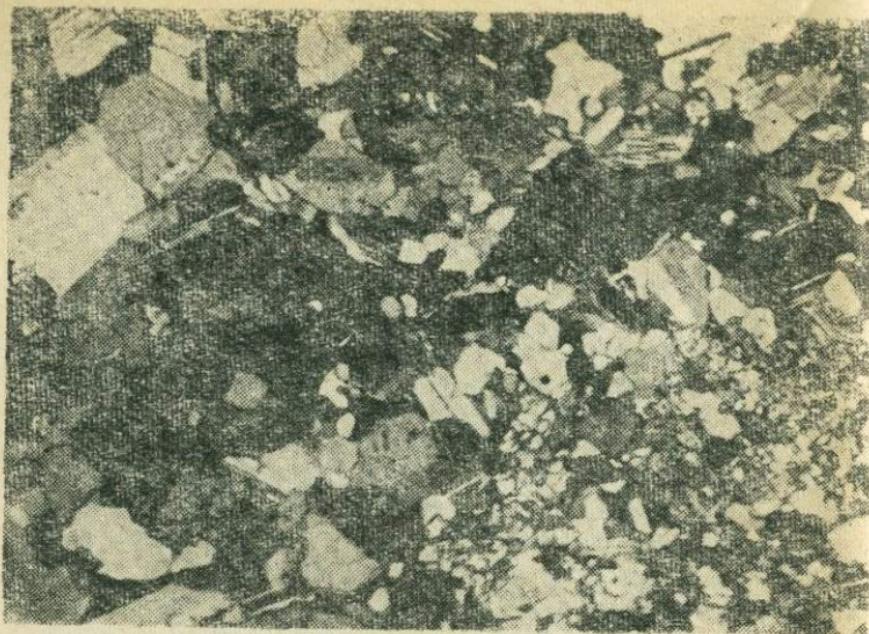


Рис. 22. Контакт габбро с ороговикованным сланцем.
Увел. 20×. Николи +.

Таблица 12
Химический состав (в вес. %) нормальных габбро

Окислы	576	576a	587a	634a	2583	Среднее из 5 анализов
SiO ₂	49,56	46,16	49,84	49,66	49,16	48,88
TiO ₂	1,88	1,98	0,69	2,70	0,82	1,61
Al ₂ O ₃	19,64	18,32	17,97	21,21	21,47	19,72
Fe ₂ O ₃	2,47	2,55	2,48	2,40	1,27	2,23
FeO	6,34	5,32	5,18	4,74	4,85	5,28
MgO	4,35	7,29	7,61	3,69	8,26	6,25
CaO	9,19	13,35	11,17	9,03	9,94	10,53
MnO	0,19	0,16	0,12	0,12	0,11	0,14
Na ₂ O	1,01	1,50	1,62	3,35	2,20	1,93
K ₂ O	0,77	0,75	0,48	0,28	0,44	0,54
H ₂ O +	2,81	2,45	2,15	1,93	1,00	2,07
P ₂ O ₅	0,13	0,05	0,14	0,14	0,10	0,11
SO ₃	1,95	0,93	0,89	0,05	0,21	0,8
С у м м а	100,29	100,81	100,34	99,30	99,83	100,09

Примечание. 576, 576a, 634a — участок Чайский, 587a — участок Огиенко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева; 2583 — участок Огиенко, химлаборатория БГУ, аналитик В. Г. Волкова.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	576	576a	587a	634a	2583	Среднее из 5 анализов
a	3,7	4,6	4,5	8,6	5,7	5,3
c	12,6	10,6	10,6	11,4	12,5	11,6
b	18,4	27,5	25,0	15,0	21,4	21,3
s	65,3	57,3	60,0	65,0	60,4	61,8
c'	—	24,0	15,5	5,0	1,7	10,4
a'	3,3	—	—	—	—	—
m'	45,2	47,8	54,3	46,5	69,7	53,6
f'	51,3	28,2	30,2	48,5	28,6	36,0
n	66,7	75,0	83,9	94,9	89,8	86,1
t	4,3	3,1	1,1	3,9	1,2	2,3
φ	13,4	8,4	9,2	15,1	5,4	9,7
Q	+10,6	-5,2	+0,5	+1,4	-3,1	+1,4
a:c	0,29	0,43	0,43	0,75	0,46	0,45

нов и биотита. Однако встречаются существенно лейко-кратовые разновидности кварцодержащих габбро, в которых, кроме биотита, нет темноцветов.

Плагиоклаз образует относительно крупные (размером до 3 мм в длину) таблитчатые кристаллы. По составу он является андезином № 48 ($Ng=1,552$; $Np=1,545$; $Ng-Np=0,007$). Он включает в себя пелитовый материал и мелкие чешуйки серицита. Пелит и серицит довольно обильно насыщают таблицы плагиоклаза. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован. В некоторых его кристаллах выражено «пятнистое» незакономерное угасание, в других кристаллах угасание происходит постепенно от периферии к центру, то есть намечается зональность кристаллов.

Роговая обманка образует идиоморфные призматические кристаллы, плеохроирующие от желтовато-зеленого цвета (по Np) до зеленого и коричневато-зеленого (по Ng). $Ng=1,697$; $Np=1,678$; $Ng-Np=0,019$; $c:Ng=24^\circ$; $2V=-88^\circ$. Эти оптические данные позволяют отнести ее к обыкновенной разновидности. Иногда в кристаллы роговой обманки включены реликтовые призматические зерна паргасита, отличающегося слабым плеохроизмом и присутствием пелитового материала. Кроме того, кристаллы роговой обманки часто распадаются на отдельные участки, несколько различно ориентированные. Это не двойники, хотя последние иногда тоже встречаются.

Биотит образует мелкочешуйчатые агрегаты, изредка пластины. Он приурочен также к стыкам крупных таблиц плагиоклаза. Плеохроизм его выражен в бурых тонах.

Кварц присутствует в количестве 5—6% объема породы. Он представлен мелкими неправильными зернами, приуроченными к интерстициям между таблицами плагиоклаза (рис. 23). Иногда наблюдаются неправиль-

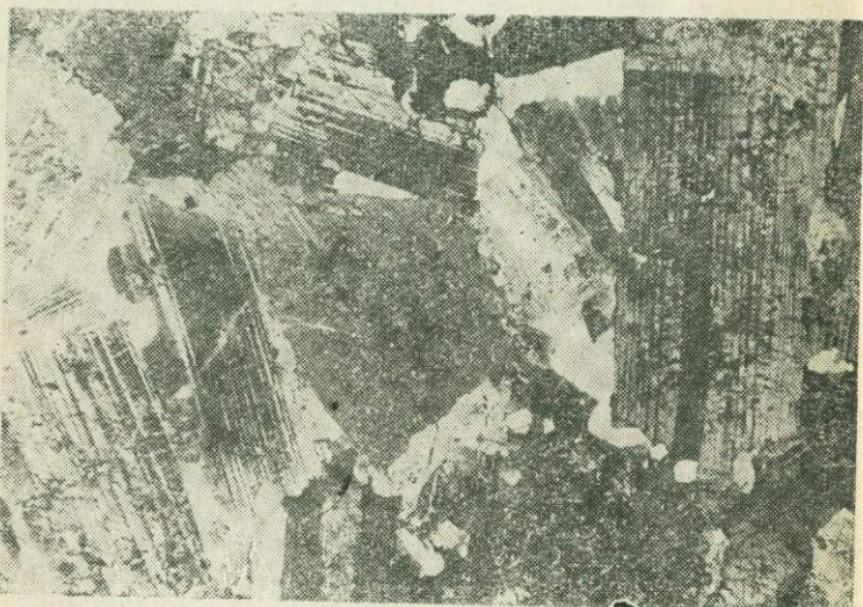


Рис. 23. Выделение зерен кварца (светлое) между таблицами плагиоклаза. Увел. 32×. Николи +.

ные по форме скопления кварцевых зерен, где совместно с кварцем присутствует рудный минерал и пластинчатый биотит. Вместе с кварцем в интерстициях развиваются и мелкие кристаллы плагиоклаза.

Аксессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рудным минералом.

Необходимо подчеркнуть, что кварцодержащие габро характеризуются крайне неравномерной зернистостью. Наряду с крупными таблицами плагиоклаз образует мелкие зерна, которые вместе с кварцем приурочены к стыкам крупных таблиц плагиоклаза и их интерстициям. Наличие этих тонкозернистых агрегатов, а также развитие пелитовых агрегатов с красв кристаллов

плагиоклаза затушевывают их внешние ограничения.

Кварцодержащие габбро формируются путем замещения сланцев харгитуйской свиты. Это устанавливается на основании изучения содержащихся в них ксенолитов сланцев, размер которых варьирует от крупных до мелких и даже микроскопических (рис. 24).

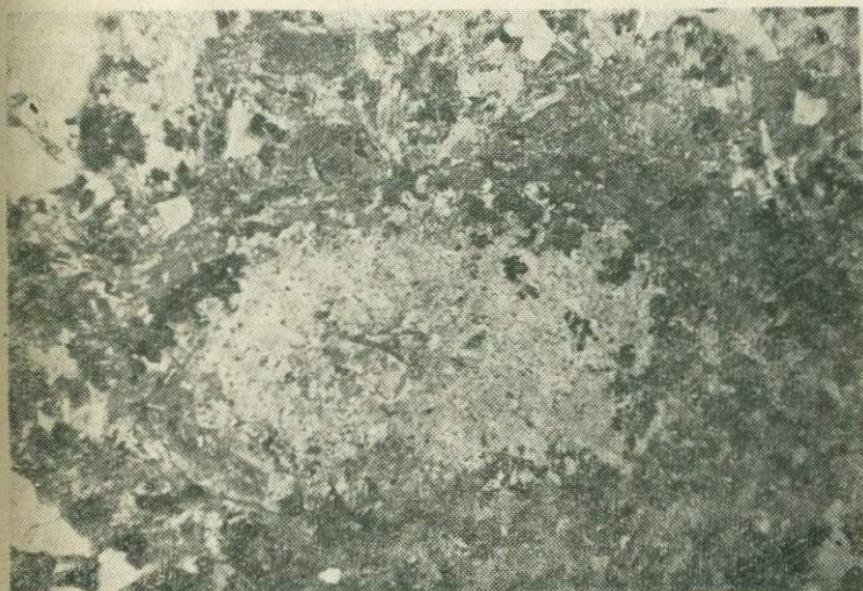


Рис. 24. Ксенолит сланца в габбро. Увел. 32×. Николи +.

Замещение кварцодержащими габбро сланцев харгитуйской свиты может быть охарактеризовано примером с междуречья Нюсидек-Безымянная. Здесь в одном из ксенолитов находятся роговообманковые сланцы со значительным содержанием кварца. В сланцах присутствуют также альбит, хлорит, соссюрит, рудный минерал. Хлорит и соссюрит развиты по цементу сланца, а также, видимо, по альбиту и роговой обманке. Их появление здесь обусловлено, по всей вероятности, начальным замещением (габброизацией) сланцев. В зоне перехода от сланца к габбро еще больше развиваются хлорит и соссюрит. По соссюриту начинает кристаллизоваться плагиоклаз, оставляя внутри своих кристаллов то или иное количество реликтового соссюрита. В этой начальной стадии образования габбро плагиоклаз уже приобретает свои кристаллографические

очертания, но степень идноморфизма его кристаллов остается низкой, в нем много еще соссюрита, полисинтетические двойники только появляются. По хлориту формируется роговая обманка, хотя и не сразу, в силу чего хлорит сохраняется в габбро на значительном удалении от контакта.

Кварц и альбит в переходной зоне испытывают рекристаллизацию, выражаяющуюся в укрупнении их зерен. В габбро сохраняются линзовидные обособления кварца, оставшиеся от прослоев песчаника. Видимо, рекристаллизацию претерпевают, прежде всего, мелкие зерна кварца. Альбит, кроме того, изменяет свой состав в сторону повышения основности. В переходной зоне отмечаются биотит и апатит.

Сравнение химического состава измененного роговообманкового сланца и кварцодержащего габбро показывает, что значительных изменений в составе пород не происходит (табл. 13).

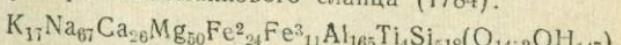
Таблица 13

Химический состав (в вес. %) роговообманкового сланца
и кварцодержащего габбро

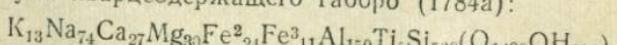
Оксиды	1784	1784a	Оксиды	1784	1784a
SiO ₂	60,96	64,98	MnO	0,10	0,21
TiO ₂	0,72	0,70	Na ₂ O	4,14	4,41
Al ₂ O ₃	16,53	14,83	K ₂ O	1,58	1,16
Fe ₂ O ₃	1,82	1,81	H ₂ O +	2,63	1,91
FeO	3,40	3,29	P ₂ O ₅	0,14	0,16
MgO	4,04	2,41	SO ₃	1,37	0,70
CaO	2,88	2,93	Сумма	100,31	99,50

Примечание. 1784 — роговообманковый сланец, 1784a — кварцодержащее габбро, водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская.

Формула роговообманкового сланца (1784):



Формула кварцодержащего габбро (1784a):



Привнос:

Na	— 7 ионов
Ca	— 1 ион
Ti	— 1 ион
Si	— 42 иона.

Вынос:

K	— 4 иона
Mg	— 26 ионов
Al	— 15 ионов
OH	— 37 ионов.

В габбро повышается количество кремнезема, но это не связано с процессом замещения, а объясняется предположительно тем, что габбро заместило прослои сланца, содержащего больше прослоев кварцевого песчаника, нежели сланец, оставшийся в ксенолите. В зависимости от содержания SiO_2 не повышается в габбро и количество MgO . При замещении заметен вынос калия, летучих.

Химический состав кварцодержащих габбро (табл. 14) отличается несколько повышенными содержаниями SiO_2 , хотя по величине Q они относятся к насыщенным и слабо недосыщенным SiO_2 породам. Они бедны щелочами ($a:c=1,0-1,6$), причем из щелочей преобладает натрий. В кварцодержащих габбро закисное железо преобладает над окисным. Некоторые разновидности их относительно богаты окисью титана ($t=4,7$).

В петрохимическом отношении кварцодержащие габбро очень близки к роговообманковым и паргаситовым габбро. Это выражается не только в близком химическом составе пород, но и в присутствии во всех породах роговой обманки в качестве главного темно-

Таблица 14

Химический состав (в вес. %) кварцодержащих габбро

Окислы	1759	1762а	1811	1845	Среднее из 5 анализов
SiO_2	48,80	49,68	52,44	48,22	52,2
TiO_2	1,70	1,40	1,22	3,22	1,64
Al_2O_3	15,60	16,22	16,98	14,05	15,51
Fe_2O_3	3,47	1,78	2,09	6,21	3,64
FeO	7,09	7,24	5,39	7,45	6,11
MgO	7,24	9,32	7,79	5,49	6,46
CaO	8,90	8,17	8,64	7,81	7,31
MnO	0,22	0,20	0,14	0,20	0,19
Na_2O	3,66	2,94	3,05	2,91	3,40
K_2O	0,85	0,58	1,14	1,21	0,99
$\text{H}_2\text{O}+$	1,65	1,53	1,28	1,81	1,63
P_2O_5	0,34	0,60	0,16	1,63	0,58
SO_2	0,25	0,99	0,35	0,57	0,57
Сумма	99,77	100,65	100,67	100,78	100,23

Примечание. 1759, 1762а, 1811—водораздел Нюсидек-Безымянная, 1845—Безымянная-Левый, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристики	1759	1762а	1811	1845	Среднее из 5 анализов
a	9,3	7,3	8,3	8,4	9,0
c	5,8	7,3	7,3	5,4	6,2
b	27,4	27,2	23,4	26,8	23,3
s	57,5	58,2	61,0	59,4	61,5
c'	18,6	10,1	13,7	16,2	12,7
m'	45,1	58,3	56,8	35,7	47,5
f'	36,3	31,6	29,5	48,1	39,8
n	86,8	88,7	80,0	78,4	84,5
t	2,5	2,1	1,7	4,7	2,3
φ	10,6	5,5	7,6	20,4	13,6
Q	-9,4	-5,6	-1,9	-3,4	-1,2
a:c	1,6	1,0	1,1	1,5	1,4

цветного минерала, в близком составе плагиоклазов.

Габбро-нориты наиболее распространены в междуречье Чая-Огинено. Это серые, сиренево-серые среднезернистые породы, очень часто обладающие трахитоидной и линейной текстурой, обусловленной ориентированной кристаллов плагиоклаза и гиперстена. Минеральный состав их довольно прост: главные — плагиоклаз и ромбический пироксен; второстепенные — моноклинный пироксен, оливин, роговая обманка, биотит, соссюрит; акцессорные — рутил, магнетит, сульфиды. Есть разности габбро-норитов, в которых моноклинный пироксен встречается в единичных кристаллах. Эти разности близки к норитам, и внешне аналогичны, например, норитам Мончегорского plutона (Елисеев, 1953).

Плагиоклаз составляет преобладающую часть габбро-норитов. Он представлен таблитчатыми и лейсто-видными кристаллами. По составу он отвечает лабрадору № 63 ($Ng=1,568$; $Np=1,561$; $Ng-Np=0,007$). Кристаллы плагиоклаза, определяя габбровую структуру породы (рис. 25), зачастую имеют примерно одинаковые размеры. Но вместе с тем плагиоклаз может выделяться в более крупных кристаллах, включающих мелкие пойкилитовые вrostки моноклинного и ромбического пироксенов (рис. 26). Структура породы в этом случае становится пойкилитовой.

Моноклинный пироксен представлен короткопризматическими кристаллами с хорошо выраженнымими трещи-

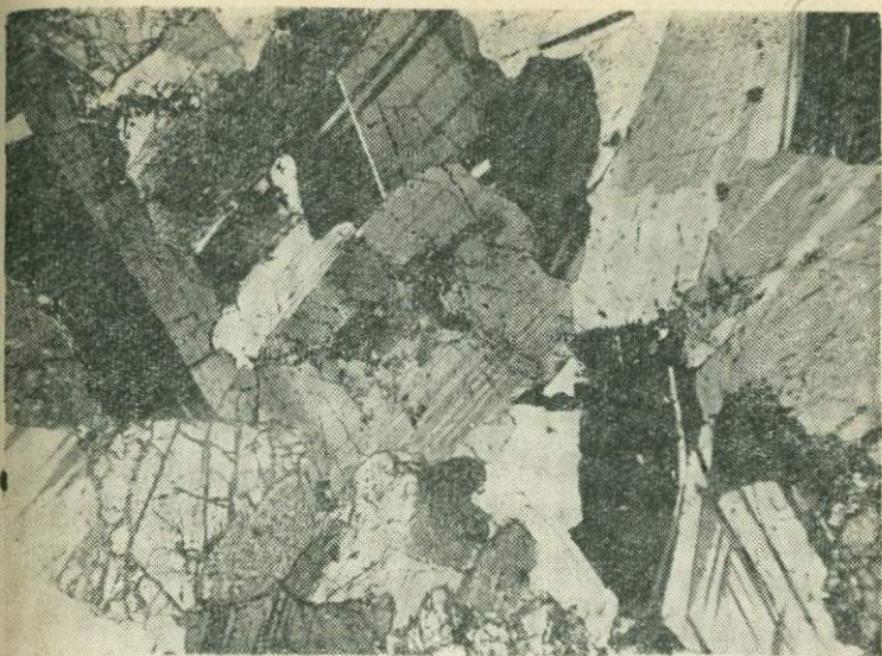


Рис. 25. Структура габбро-норита. Увел. 32×. Николи +.

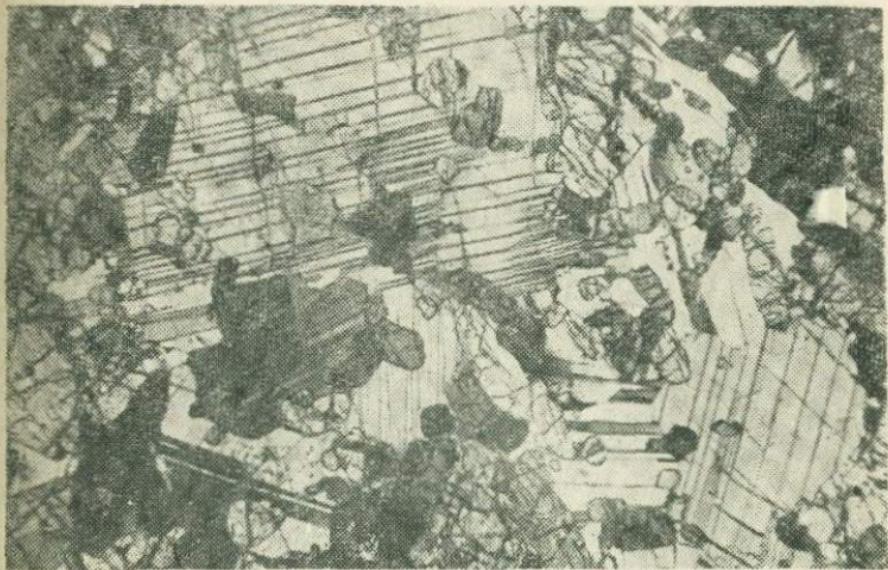


Рис. 26. Пойкилитовая структура габбро-норита. Увел. 32×.
Николи +.

нами спайности. Иногда в них наблюдается дияллаговская отдельность. По составу пироксен относится к ряду авгита ($2V = +68^\circ$; $c:Ng = 36^\circ$; $Ng = 1,713$; $Np = 1,686$; $Ng - Np = 0,017$). В некоторых случаях моноклинный пироксен образует вкрапленники, обусловливающие порфировидную структуру породы.

Ромбический пироксен чаще всего наблюдается в удлиненных призматических кристаллах. В шлифе он почти бесцветен и обнаруживает едва заметный плеохроизм в розовых тонах. По составу он относится к энstatиту ($2V = +56^\circ$; $Ng = 1,696$; $Np = 1,686$; $Ng - Np = 0,010$).

Габбро-нориты отличаются от вышеописанных габбро большей степенью кристалличности, наличием пойкилитовых и порфировидных структур, присутствием ромбического пироксена и иногда даже оливина, меньшим распространением пелита и соссюрита, включенных по-прежнему преимущественно в плагиоклаз.

В габбро-норитах присутствуют ксенолиты в основном ороговикованных сланцев, претерпевших значительные изменения под влиянием процесса габброизаций. Это можно видеть на примере ксенолитов ороговикованных сланцев в скальных обнажениях габбро-норитов в правом борту долины кл. Магистрального (в 150 м к юго-востоку от магистральной линии по профилям 011 и 012). Сланцы в ксенолитах обладают плойчатостью (рис. 27). Их слоистость подчеркивается чередованием ороговикованных и уже замещенных габбро-норитом полосок. Габбро-норит создает в сланце послойные инъекции, которые местами разрывают ороговиковые слои и соединяются друг с другом.

Ороговиковый сланец представлен мелкозернистой слоистой породой, состоящей из красновато-коричневого плагиоклаза и зеленовато-темного пироксена. Плагиоклаз представлен лабрадором № 59, пироксен — авгитом ($Ng = 1,720$; $Np = 1,702$; $Ng - Np = 0,018$; $2V = +60^\circ$). Полосчатая текстура роговика обусловлена чередованием полосок, состоящих из плагиоклаза в примерно равном, несколько разнящемся количестве. Кристаллам этих минералов присущ и несколько различный размер. В некоторых случаях полоски обогащены пироксеном.

Местами в роговике появляются мелкие идиоморфные зерна зеленой изотропной шпинели, группирующиеся

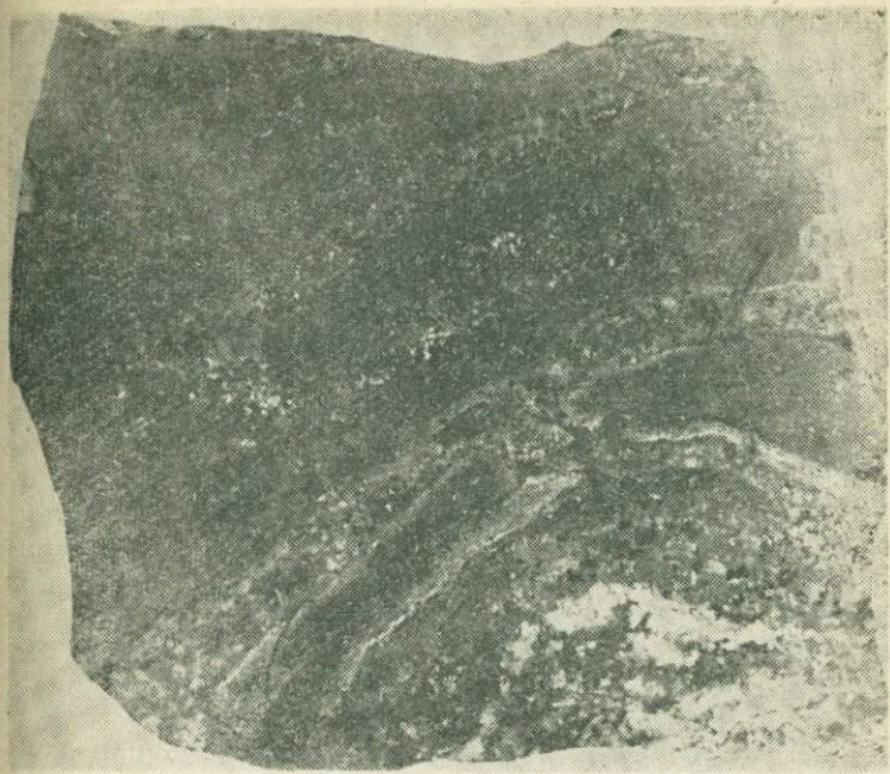


Рис. 27. Замещение габбро-норитами плойчатых сланцев. Внизу белое — реликтовые зерна кварца. Натуральная величина.

возле зерен рудного минерала, количества которых здесь заметно повышенено. Появление в роговике шпинели тесно связано с присутствием прослоев (в том числе и реликтовых в габбро), состоящих из бурой неинтерферирующей массы землистого соссюрита, в которой появляются местами зерна и кристаллы эпидота. Здесь же присутствуют выделения рудного минерала и мелкие зерна зеленой шпинели. Эти прослои содержат также новообразованный лабрадор.

В роговике выражены самые различные степени замещения его минералами, характерными для габбро-норита. Особенно показательно развитие в той и другой породах сиреневого лабрадора. Между тем взаимоотношения замещаемого роговика и замещающего габбро-норита в структурном отношении довольно изменчивы. Если рассматривать переход роговика в габбро-норит по простирации полосчатости роговика, то можно видеть совершенно постепенную смену одной породы другой. При

этом в габбро-норит переходит, не изменяясь, рудный минерал, который оказывается реликтом. Он определяется магнетитом. В габбро-норите сохраняется полосо-видное расположение кристаллов пироксена. Вместе с тем в габбро-норите происходят и существенные изменения, выраженные прежде всего в укрупнении кристаллов пироксена и плагиоклаза.

Наряду с таким постепенным переходом роговика в габбро-норит выражены и резкие контакты между этими породами. Эти контакты располагаются в одних случаях согласно со сланцеватостью сланца, в других — секут ее. Такие резкие контакты обладают и своеобразием, заключающимся в том, что контакт резко фиксируется только по распределению одного минерала, в то время как по другому минералу он расплывчат. Например, зачастую фактически контакт между габбро-норитом и роговиком фиксируется по распространению землистого соссюрита, который обычен для сланца, но исчезает в габбро-норите. Если же рассматривать границу по плагиоклазу, то она, конечно, не представилась бы столь резкой, поскольку плагиоклаз, кристаллизуется и в роговике, отличаясь здесь лишь меньшей величиной зерен.

Роговики часто залегают в габбро-норитах участками, не имеющими отдельных границ, поскольку переходы между породами постепенны. В этом случае мы имеем дело уже не с ксенолитами, а скорее всего со скиалитами, представляющими измененную магматическими процессами вмещающую породу (Goodspeed, 1948).

Степень изменения пород в таких скиалитах самая различная. Это находит отражение и в химическом составе роговиков (табл. 15). Они характеризуются сравнительно низкими содержаниями SiO_2 , MgO и CaO . Очень низко в них количество щелочей. Некоторые из них содержат сульфиды, что отражается в сравнительно высоком количестве серы.

Габбро-нориты по химическому составу (табл. 16) характеризуются насыщенностью SiO_2 (Q изменяется от $-5,9$ до $+5,2$, составляя в среднем $+1,5$). В них заскисное железо резко преобладает над окисным. Оксись магния в некоторых случаях преобладает над окисью

Таблица 15

Химический состав (в вес. %) габброизированных роговиков

Окислы	510	595	Окислы	510	595
SiO ₂	43,40	48,31	MnO	0,16	0,25
TiO ₂	0,92	1,57	Na ₂ O	0,81	1,42
Al ₂ O ₃	20,33	18,24	K ₂ O	0,47	0,04
Fe ₂ O ₃	3,32	1,39	H ₂ O +	3,97	2,13
FeO	10,56	10,43	P ₂ O ₅	0,17	0,83
MgO	6,81	4,34	SO ₃	0,59	4,91
CaO	8,53	6,79	Сумма	100,04	100,65

Примечание. 510 — участок Чайский, 595 — участок Огиненко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева.

кальция. Габбро-нориты очень бедны щелочами ($a:c=0,34-0,67$), причем натрий преобладает над калием.

Конгломераты — пироксениты

Метаморфизованные конгломераты в нижнепротерозойской толще имеют ограниченное распространение. Кроме вышеописанных метаморфизованных конгломератов по кл. Надежда, цемент которых превращен в гранат-биотитовый и гранат-биотит-гиперстеновый сланец, конгломераты обнажаются в ледниковых бараньих лбах по правобережью Чая, ниже устья кл. Магистрального. Эти конгломераты контактируют с массивом. Они подверглись частичному замещению — по ним развиваются пироксениты, создающие в экзоконтактовом ореоле зону типичной мигматизации.

Конгломераты претерпели метаморфизм, который выразился в их уплотнении, деформации галек и перекристаллизации цемента. Гальки конгломерата, размеры которых изменяются от 0,5 до 30 см в поперечнике, местами уплощены и ориентированы длинной осью по сланцеватости породы. Петрографический состав галек разнообразен: биотитовые сланцы, мраморы, измененные габбро и диориты, кальцит-эпидотовые вторичные породы, кварциты. Цементом конгломератов служат мелкообломочный гравелит или песчаник, в которых преобладают обломки биотитовых сланцев и кварца.

Таблица 16

Химический состав (в вес. %) габбро-норитов

Окислы	610	610 ₀	1665	1675	2578	Среднее из 5 анализов
SiO ₂	51,66	51,56	50,28	51,10	52,94	51,50
TiO ₂	1,66	1,17	0,35	0,20	0,95	0,87
Al ₂ O ₃	16,17	17,33	17,51	14,70	21,24	17,39
Fe ₂ O ₃	0,50	1,12	0,99	0,53	0,59	0,74
FeO	9,62	8,33	3,80	5,26	4,63	6,33
MgO	8,94	5,58	12,13	14,25	6,91	9,56
CaO	8,08	9,47	10,87	11,26	8,11	9,56
MnO	0,17	0,11	0,14	0,10	0,11	0,13
Na ₂ O	1,64	2,18	2,36	1,26	2,65	2,02
K ₂ O	0,62	0,42	0,24	0,14	0,5	0,38
H ₂ O +	0,13	1,14	0,94	0,24	0,91	0,67
P ₂ O ₅	0,10	0,37	0,02	0,01	0,14	0,13
SO ₃	0,19	0,53	0,45	0,58	0,43	0,44
С у м м а	99,48	99,31	100,08	99,63	100,11	99,72

Примечание. 610 — участок Огиенко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева; 610₀ — участок Огиенко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева; 1665 — скв. 4, инт. 10 м, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская; 1675 — скв. 4, инт. 211 м, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева; 2578 — скв. 72, инт. 115 м, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова, В. Г. Волкова.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварницкому

Характеристики	610	610 ₀	1665	1675	2578	Среднее из 5 анализов
a	4,4	5,6	5,4	2,7	6,8	4,9
c	8,8	9,4	8,9	8,0	10,2	9,3
b	26,2	22,1	28,8	33,4	19,6	25,5
s	60,6	62,9	56,9	55,9	63,4	60,3
c'	4,5	12,3	14,2	15,0	63,4	9,5
a'	—	—	—	—	11,6	—
m'	58,3	45,3	70,3	69,3	62,0	64,4
f'	37,2	42,4	15,5	15,7	26,4	26,1
n	81,4	89,7	95,0	95,3	89,6	89,0
t	2,4	1,7	0,5	0,4	1,2	1,3
φ	1,6	4,6	2,8	1,2	2,9	2,1
Q	+3,6	+5,2	-5,9	-1,6	+3,0	+1,5
a:c	0,50	0,60	0,60	0,34	0,67	0,53

Конгломераты при метаморфизме претерпели также и изменение своего состава, выразившееся в образовании вторичных минералов — пелита, эпидота, серицита, хлорита, альбита, которые неравномерно развиваются по цементу. Местами в цементе сохраняются относительно свежие участки, сложенные зернами плагиоклаза, среди которых отмечаются также зерна рудного минерала и пелитовые агрегаты. Плагиоклаз в большинстве случаев определяется альбитом, но иногда встречается и олигоклаз.

Вторичные пелитовые агрегаты начинают развиваться по стыкам плагиоклазовых зерен и представляют собой отдельные изолированные или соединенные между собой тонкими перемычками скопления. Иногда в них видны зачаточные формы новообразований бледно-желтого эпидота. В участках наибольшего изменения количество пелитоморфных вторичных агрегатов возрастает. В таких случаях эпидот, вырастая из пелитоморфной массы, приобретает все более выраженные кристаллографические очертания.

Местами цемент конгломератов представлен материалом кальцит-альбитового состава. Здесь также происходит постепенное замещение цемента вторичными пелитовыми агрегатами.

Метаморфизованные конгломераты служили той основой, субстратом, который подвергался замещению пироксенитами путем интенсивной мигматизации.

Мигматизация в своих начальных стадиях носила весьма неравномерный характер. Проникновение инъекций вначале происходило вдоль сланцеватости и по цементу. Оно выражалось в замещении материала субстрата без какого-либо изменения объема. Инъекции представляют собой вытянутые (рис. 28) или неправильной формы тела, большей частью либо обособленные (рис. 29), либо соединенные между собой тонкими перемычками. Мощность их обычно не превышает 5—7 см. Инъекции прослеживаются вглубь вмещающих конгломератов на расстоянии 15—20 м от контакта конгломератов с пироксенитами и далее, постепенно уменьшаясь в размере и количестве, совсем исчезают. При интенсивной мигматизации от конгломератов остаются лишь обособленные реликтовые блоки, вытянутые вдоль зоны мигматизации и представленные как

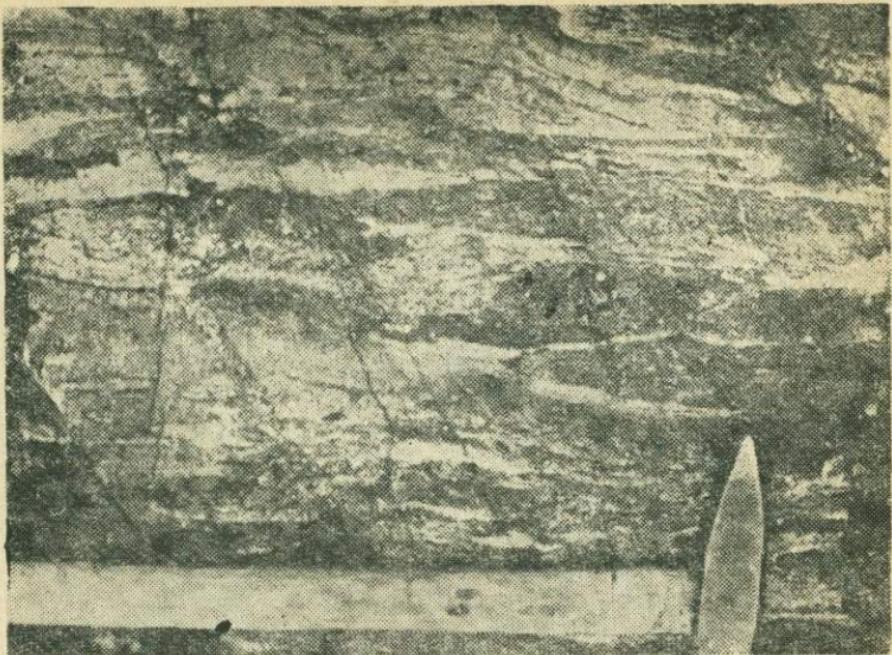


Рис. 28. Роговообмankово-полевошпатовые инъекции (темное) в конгломерате (начальная стадия замещения).

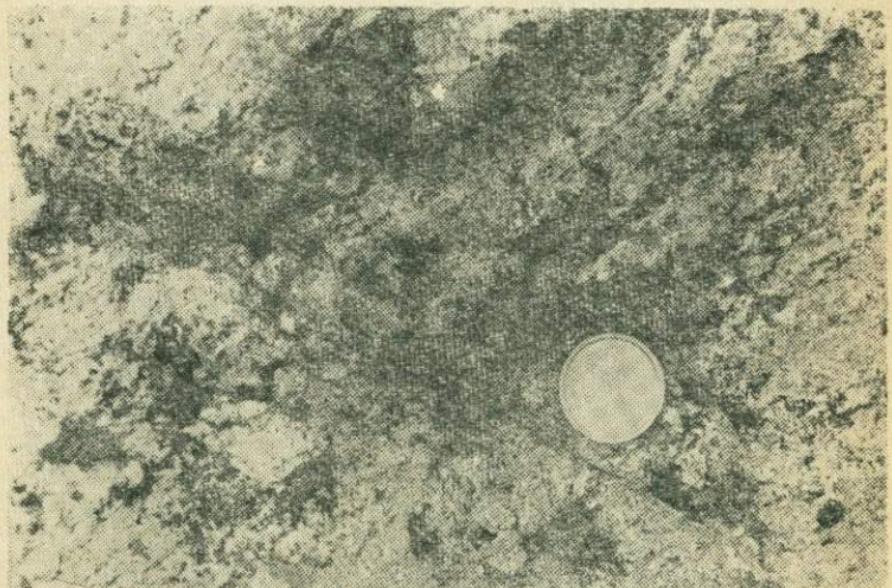


Рис 29. Роговообмankово-полевошпатовые инъекции (темное) в конгломерате.



Рис. 30. Реликты незамещенных галек и, частично, цемента конгломерата в роговообманково-пироксеновой породе.

цементом конгломерата, так и его обломочным материалом (рис. 30).

При микроскопическом изучении оказывается, что состав инъекций изменчив. В удалении от контакта инъекции сложены роговой обманкой, плагиоклазом, эпидотом, серицит-альбитовыми агрегатами. Здесь новообразованиями являются роговая обманка и плагиоклаз. Плагиоклаз кристаллизуется на основе серицит-альбит-эпидотовых агрегатов, содержащих иногда кальцит. Первоначально эти агрегаты, как уже отмечалось, представляют собой мутную пелитоморфную массу, в которой постепенно начинают появляться кристаллы плагиоклаза. Увеличиваясь в размерах, они приобретают таблитчатую форму, в них появляются двойники, но сохраняются реликты пелитоморфных агрегатов, распространенные по кристаллу неравномерно. Сами метакристы плагиоклаза распределены в породе неравномерно, местами они группируются почти в сплошные агрегаты, местами изолированы друг от друга пелитоморфной массой. Точно также происходит кристаллизация роговой обманки, которая составляет существенную часть инъекций. Метакристы роговой обманки воз-

ниают преимущественно по существенно эпидотовым агрегатам. Их кристаллизация начинается с тончайших нитевидных кристаллов, которые обычно ориентированы беспорядочно и создают отдельные скопления. Кристаллы, постепенно разрастаясь, сливаются друг с другом и образуют относительно крупные метакристы. Новообразованные метакристы роговой обманки в дальнейшем приобретают более или менее идиоморфную призматическую форму с зазубренными неровными краями и содержат отдельные включения пелитоморфных агрегатов или уже окристаллизованные, с отчетливыми двойниками, таблицы плагиоклаза. Метакристы роговой обманки имеют короткопризматический габитус. Они плеохроируют от желтовато-зеленого до грязно-желто-зеленого цвета. По оптическим данным ($Ng=1,680$; $Np=1,658$; $Ng - Np=0,022$; $c:Ng=14^\circ$) роговая обманка относится к обыкновенной разновидности.

В роговую обманку включены неправильные зерна титаномагнетита, иногда в срастании со сфеном, и кристаллы апатита. Те и другие присутствуют в пелитовых агрегатах конгломерата и включаются во вновь образованные кристаллы роговой обманки без изменений. Некоторые метакристы роговой обманки несут обильные включения рутила в виде сагенитовых решеток.

Крупные метакристы роговой обманки в начальной стадии мигматизации обладают ситовидным строением (мелкие включения пелита и окристаллизованного плагиоклаза), неровными внешними очертаниями и зональностью. Последняя выражается в том, что краевые части метакриста окрашены в бледный зеленый цвет и менее отчетливо плеохроируют.

По мере приближения к контакту размеры и количество инъекций возрастают, и инъекции начинают преобладать над материалом субстрата. Порода становится более равномернозернистой и содержит вытянутые полосовидные реликтовые тела, оставшиеся от конгломерата, то есть по мере приближения к контакту замещению подвергается не только цемент конгломерата, но и его обломочный материал. Полосовидные реликтовые тела имеют светло-серую окраску и обычно линзовидные окончания. Мощность их не превышает 5—7 см. Но тем не менее в этих телах сохраняются отдельные ред-

кие гальки без существенного внешнего изменения, которые в силу своей большей плотности или других физико-химических особенностей трудно поддавались замещению. В реликтовых полосах, сложенных преимущественно пелитовым материалом, отмечаются спорадические новообразования роговой обманки. Порода же инъекций здесь имеет темно-зеленый цвет, средне-и мелкозернистую структуру, более или менее массивную текстуру с элементами линейной, трахитоидной и полосчатой текстур. Здесь отчетливо отмечаются переходы от эпидот-рогообманковых пород к существенно плагиоклаз-рогообманковым, приобретающим облик габбро, поскольку здесь происходит рост не только роговой обманки, но и плагиоклаза.

Таблицы и зерна плагиоклаза возникают на основе пелитоморфных агрегатов, содержащих окристаллизованные зерна эпидота и альбита. Еще до того, как возникает метакрист плагиоклаза, в пелитоморфной массе оформляются очертания будущего метакриста. Возникшие метакристы плагиоклаза обладают двойниковым строением и содержат массу мелких пелитовых реликтовых включений. Порода в общем приобретает облик габбро. В одной из таких габбровых инъекций состав плагиоклаза определился лабрадором № 54, а роговая обманка представлена обычновенной разновидностью ($Ng = 1,680$; $Np = 1,650$; $Ng - Np = 0,030$; $-zV = 70^\circ$; $c:Ng = 20^\circ$).

Ближе к контакту конгломератов с пироксенитами замещение протекает интенсивнее. Прежде всего, здесь изменяется состав инъекций — они становятся роговообманково-пироксеновыми. Метакристы авгита ($Ng = 1,720$; $Np = 1,686$; $Ng - Np = 0,034$) растут за счет роговой обманки, замещая и оставляя реликты ее внутри своих короткопризматических кристаллов. Состав роговой обманки существенных изменений не претерпевает ($Ng = 1,676$; $Np = 1,649$; $Ng - Np = 0,027$). Кроме роговой обманки, в реликтах присутствуют участки серицит-эпидот-альбитового состава. Пелитовые частицы и мелкие зерна эпидота засоряют метакристы авгита. Это указывает на то, что авгит образовался не только по роговой обманке, но и по серицит-эпидот-альбитовым агрегатам. Метакристы авгита с включениями пелита и эпидота, в отличие от метакрист, обра-

зованных по роговой обманке, выглядят мелкими и более прозрачными. Включений в их поперечных разрезах заметно больше, чем в продольных. Это говорит об ориентированности включений внутри кристалла. Размеры кристаллов авгита варьируют в пределах от 0,1 до 1 мм.

Структурные взаимоотношения роговой обманки и пироксена в породах весьма сложные. С одной стороны, роговая обманка присутствует в мелких неправильных реликтах в кристаллах пироксена. С другой стороны, местами пироксен развивается в крупных кристаллах роговой обманки, где он выполняет роль минерала-гостя, в то время как роговая обманка — роль минерала-хозяина.

Роговообманково-пироксеновые породы постепенно, по мере исчезновения роговой обманки и пелитоморфных реликтов, переходят в пироксениты.

Контакт конгломератов с пироксенитами по конфигурации представляется довольно извилистым. Непосредственно от пироксенитов внутрь конгломерата отходят инъекции (рис. 31). Вблизи конгломерата инъекции имеют существенно пироксеновый состав, хотя в них присутствуют реликты и роговой обманки, и пелитоморфных агрегатов. Пироксен здесь по составу яв-

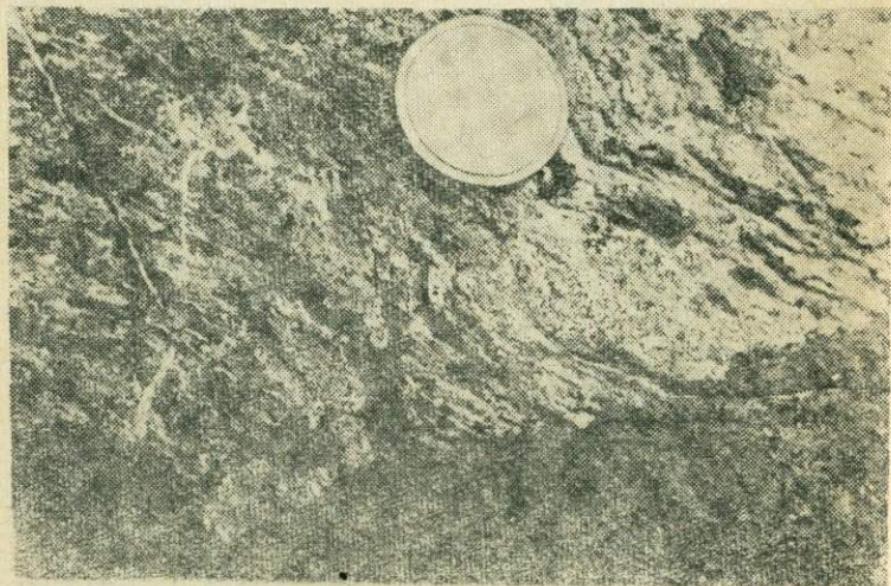


Рис. 31. Ответвление пироксенитовых инъекций в конгломератах.

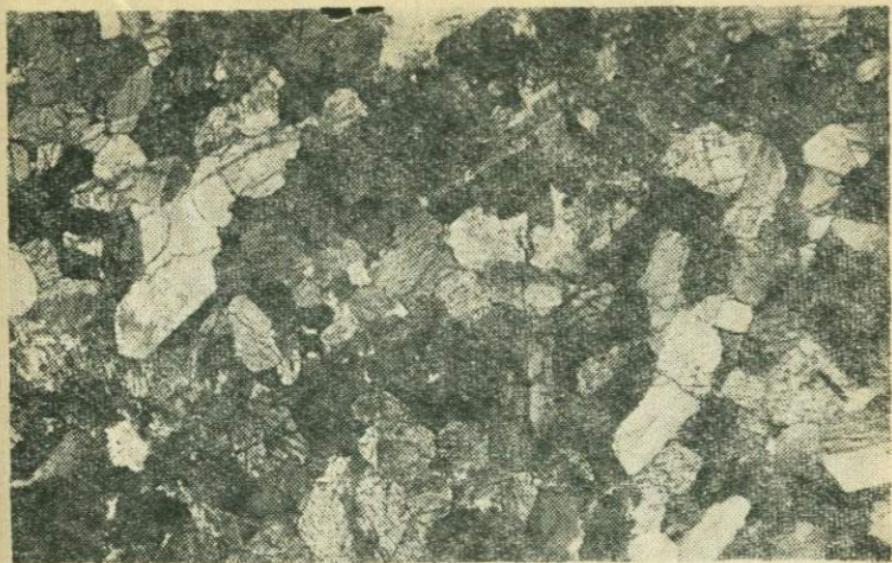


Рис. 32. Пироксенит под микроскопом. Увел. 32×. Николи+.

ляется, как и прежде, авгитом ($Ng = 1,716$; $Np = 1,682$; $Ng - Np = 0,034$; $+2V = 70^\circ$; с: $Ng = 43^\circ$).

Пироксениты мелко- и среднезернистые, массивные. Они сложены кристаллами пироксена, размеры которых варьируют от 0,035 до 1,5—2,0 мм (рис. 32). Пироксен по составу является авгитом ($Ng = 1,721$; $Np = 1,686$; $Ng - Np = 0,5$; $+2V = 70^\circ$; с $Ng = 47^\circ$). В небольшом количестве здесь присутствует бурая роговая обманка, сохраняющаяся в авгите в виде реликтов, а также встречаются кальцит, хлорит и рудный минерал.

Пироксениты вблизи контакта с конгломератом обладают рядом характерных особенностей, обусловленных процессом замещения и мигматизации конгломератов.

Иногда пироксенит содержит ксеногенные блоки, представленные существенно роговообманковыми породами. Например, один из таких блоков сложен мелкозернистой роговообманковой породой, внутри которой, а также по контакту с пироксенитом, развивается крупнозернистая роговообманковая порода, внешне производящая впечатление габбровой породы. Как мелкозернистая, так и крупнозернистая роговообманковая порода состоит из метакрист роговой обманки, развивающихся по серицит-эпидот-альбитовым агрегатам и включающих их реликты. Различия в зернистости этих

пород объясняется не иначе, как влиянием зернистости субстрата, то есть конгломерата. Возможно, что образование столь разнозернистых пород обусловлено замещением в одних случаях цемента, в других — галек конгломерата. В роговообманковых породах присутствуют сфен, апатит и рудный минерал. Сфен представлен мелкими клиновидными кристаллами или неправильными зернами, располагающимися в промежутках между метакристаллами роговой обманки. Он часто ассоциирует с рудным минералом (видимо, ильменитом). Апатит распределен в породе неравномерно и включен как в роговую обманку, так и в пелитоморфный агрегат.

Крупнозернистая структура, характерная для некоторых участков роговообманковых пород, трансформируется в пироксенит. Последний в отдельных участках становится крупнозернистым (рис. 33); кристаллы пироксена достигают размера 5—8 мм в поперечнике. Пироксенит включает мелкие неправильные ксеногенные блоки, сложенные агрегатом из эпидота, плагиоклаза и серицита. Пироксен по-прежнему определяется авгитом ($Ng=1,712$; $Np=1,682$; $Ng-Np=0,03$).

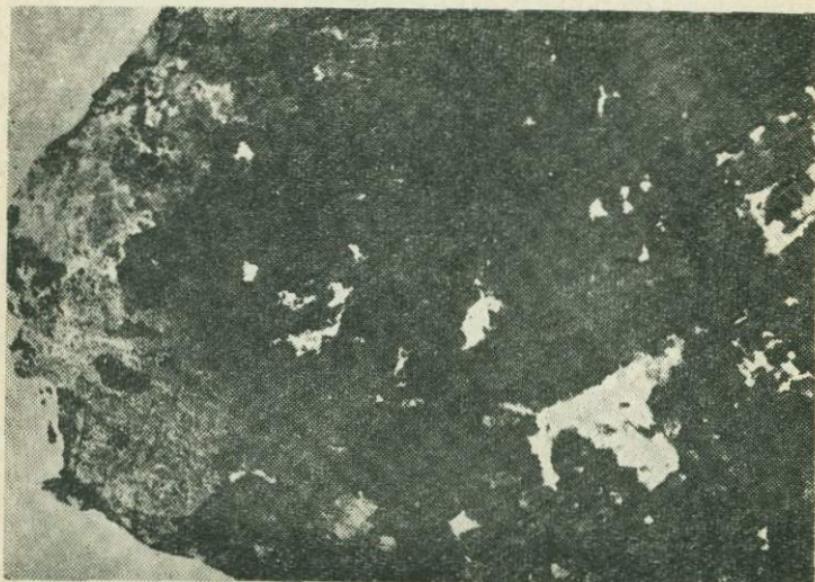


Рис. 33. Крупнозернистый пироксенит с реликтовыми участками (белое). Полированный штуф. Натуральная величина.



Рис. 34. Реликты роговой обманки (светлое) в кристалле авгита. Увел. 32×. Николи+.

Он содержит порою большое количество мелких пелитовых частиц, оставшихся как реликты от тех пелитоморфных агрегатов, которые развивались по конгломерату. Здесь же, особенно вблизи реликтовых ксеногенных участков, присутствуют кристаллы обыкновенной роговой обманки ($Ng=1,680$; $Np=1,658$; $Ng-Np=0,022$; $-2V=72^\circ$; $c:Ng=20^\circ$). Они всегда корродированы и замещаются авгитом. Внутри кристаллов авгита остаются самые различные по размеру реликты роговой обманки (рис. 34). Замещение роговой обманки авгитом идет неравномерно. Как и в инъекциях, здесь в одних участках авгит образует мелкие вкрапленники в крупном кристалле роговой обманки, в других — резорбирует и замещает ее с краев. В последнем случае прямо в начальных стадиях замещения местами формируются сразу сдвойниковые кристаллы авгита, причем они не наследуют форму роговой обманки, а кристаллизуются независимо и самостоятельно. Вместе с тем вполне очевидна генетическая зависимость зернистости первичных пород (конгломератов), гибридных роговообманковых пород и пироксенитов.

При анализе и сравнении химических составов конгломератов, пород инъекций и пироксенитов (табл. 17)

необходимо иметь в виду, что конгломерат по природе своей не может характеризоваться однородным составом. Проанализированный цемент конгломерата отнюдь не характеризует среднего состава породы. Поэтому сравнение составов пироксенитов и конгломерата должно проводиться с учетом именно этого обстоятельства. По этой причине о ряде компонентов мы ничего не можем сказать — они либо выносятся, либо привносятся. К таким приналежат MnO , CaO , K_2O , Na_2O . Ряд компонентов отчетливо выносится — TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , $+H_2O$. Происходит привнос MgO , SiO_3 , SO_2 . Железо в основном сохраняется в том же количестве, однако окисное железо, характерное для конгломерата, переводится в закисную форму.

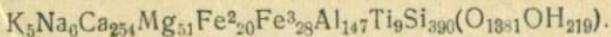
Таблица 17

Химический состав (в вес. %) конгломератов, пород инъекций и пироксенитов

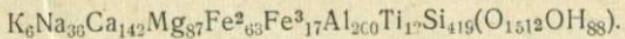
Окислы	2571б	2572	2572б	2572в	2572г
SiO_2	42,82	44,76	48,18	50,92	47,50
TiO_2	1,34	1,76	0,76	0,76	1,76
Al_2O_3	13,72	18,23	13,42	4,11	8,56
Fe_2O_3	4,05	2,44	0,96	1,14	1,82
FeO	2,57	8,08	5,88	6,98	7,80
MnO	0,30	0,13	0,27	0,25	0,23
CaO	26,0	14,15	18,01	19,95	15,26
MgO	3,78	6,27	10,08	13,80	14,16
K_2O	0,55	0,50	0,75	0,25	0,50
Na_2O	0,38	2,00	0,52	0,46	1,15
P_2O_5	0,44	0,44	0,10	0,13	0,12
SO_3	Не обн.	0,36	0,36	0,43	0,20
H_2O+	3,61	1,40	1,41	0,24	1,04
H_2O-	Не обн.				
Сумма	99,56	100,52	100,70	99,42	100,10

Примечание. 2571б — цемент конгломерата в удалении от зоны инъекций, 2572 — роговообманковые инъекции в удалении от контакта конгломератов с пироксенитами, 2572б — роговообманково-пироксеновые инъекции вблизи контакта, 2572г — крупнозернистый пироксенит с реликтовыми ксеногенными включениями и роговой обманкой, 2572в — среднезернистый пироксенит, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова и В. Г. Волкова.

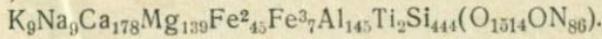
Формула материала цемента конгломератов (2571б):



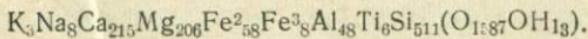
Формула роговообманковых пород в удалении от контакта (2572):



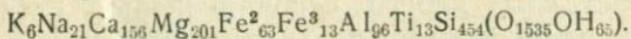
Формула роговообманково-пироксеновых пород вблизи контакта (2572б):



Формула крупнозернистого пироксенита с реликтами ксеногенных включений (2572в):



Формула среднезернистого пироксенита (2572г):



Привнос:

K —	1 ион
Na —	15 ионов
Mg —	150 ионов
Fe ²⁺ —	43 иона
Ti —	4 иона
Si —	64 иона.

Вынос:

Ca —	98 ионов
Fe ³⁺ —	15 ионов
Al —	51 ион
OH —	154 иона.

Карбонатные породы — габбро

Карбонатные отложения в разрезе харгитуйской свиты занимают очень скромное место. Поэтому взаимоотношения их с породами массива наблюдались лишь в 2—3 случаях.

Карбонатные породы вскрыты скважиной № 1, которая и остановлена в них. По разрезу скважины вскрываются пироксениты, а затем габбро-нориты с небольшим количеством плагиоклаза. С последними и контактируют карбонатные породы. Контакт в керне скважины представлен зоной дробления. Небольшие зонки дробления отмечены и в самих карбонатных породах. В одних зонах происходит серпентинизация пород, в других — графитизация.

Карбонатные породы изменены и превращены в офильтитовые породы. Внешне — это светло-серые среднезернистые массивные породы. Они состоят из кальцита, серпентина, оливина, рудного минерала (пирротина), бурых окислов железа. Офильтитовые породы в отличие от аналогичных пород Иоко-Довыренского массива (Гу-

рулев, 1965) характеризуются присутствием оливина.

Оlivин наблюдается в редких округлых зернах, включенных в кристаллы кальцита. С краев зерна замещаются серпентином и вторичным пелитоморфным карбонатом.

Серпентин образует псевдоморфозы по оливину. Псевдоморфозы сохраняют круглую форму и состоят из петельчатых агрегатов поперечно-волокнистого серпентина. Серпентин большей частью бесцветен. Его интерференционная окраска низка — серая, бледно-желтая.

Кальцит составляет существенную часть пород. Он образует кристаллы размером до 1,5—2—4 мм в поперечнике. Кристаллы иногда сдвойникованы. В кальцит включены все другие минералы (рис. 35). Он кристалли-

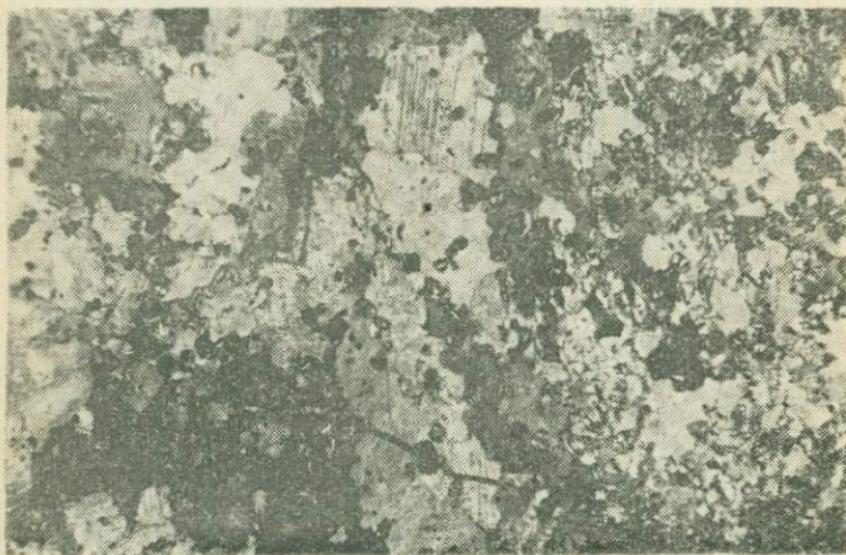


Рис. 35. Офильтитовая порода под микроскопом.
Увел. 32×. Николи+.

зуется в пелитоморфной карбонатной массе. Сначала здесь возникают изолированные кристаллы, которые включают пелитоморфную массу, образуя с ней прорастание. Карбонатный пелит сохраняется в кристаллах кальцита и тогда, когда они уже образуют полнокристаллический агрегат с псевдоморфозами серпентина по оливину.

Рудный минерал выделяется в неправильных зернах, тесно ассоциирующих с серпентином.

Бурые и полупрозрачные гидроокислы железа образуются вместе с серпентином при замещении оливина. Иногда даже одни окислы создают псевдоморфозу по оливину.

Ближе к контакту с габбро-норитами офильтцитовые породы содержат заметно больше серпентина. Серпентин здесь уже не только создает псевдоморфозы по оливину, но и развивается в самостоятельных прожилковидных обособлениях, имеющих неправильные, извилистые контакты с официальцитовой породой (рис. 36). Внутри обо-

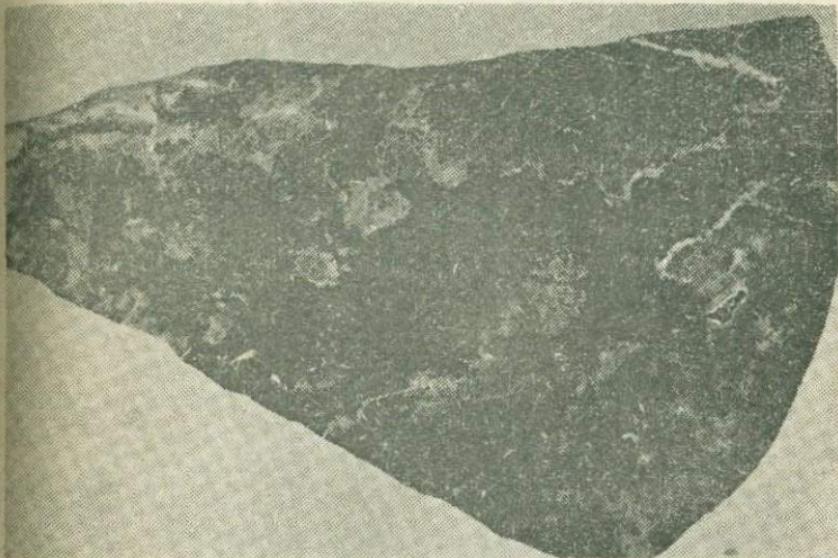


Рис. 36. Серпентинизация (черное) карбонатной породы. Полированный штук. Увеличено в 1,5 раза.

соблений остаются реликтовые участки официальцитовой породы. В серпентине присутствуют зерна пирротина размером 0,4—0,5 мм в поперечнике.

Вблизи контакта с официальцитовыми породами в керне скв. № 1 в габбро-норитах отмечаются неправильные участки существенно пироксенового состава. Пироксен образует крупнопризматические кристаллы, плотно пригнанные друг к другу. Пироксен здесь имеет константы: $2V=+80^\circ$, $c:Ng=41^\circ$.

Существенно пироксеновые участки в габбро-норитах являются, по-видимому, переработанными магмой ксенолитами карбонатных пород.

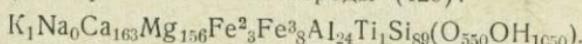
Таблица 18

Химический состав (в вес. %) офильтцитовых пород, пироксенитов и контактных габбро-норитов

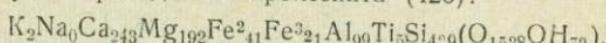
Окислы	Офильтцит-пиросенит-габбро-норит			1603в	Окислы	Офильтцит-пиросенит-габбро-норит			1603в
	429	426	425			429	426	425	
SiO ₂	16,17	43,56	50,56	7,35	He	He	He	He	
TiO ₂	0,20	0,58	0,28	0,12	Na ₂ O	обн.	обн.	0,30	обн.
Al ₂ O ₃	3,78	8,60	8,55	5,22	K ₂ O	0,10	0,21	0,29	0,12
Fe ₂ O ₃	1,91	2,88	1,37	0,88	H ₂ O+	29,14	1,13	3,07	35,58
FeO	0,72	5,03	6,97	1,00		He	He	He	He
MgO	19,37	13,09	17,10	8,93	P ₂ O ₅	обн.	обн.	обн.	обн.
CaO	28,10	23,00	9,53	40,78	SO ₃	0,07	2,21	1,48	0,09
MnO	0,05	0,17	0,15	0,20	Сумма	99,61	100,46	99,65	100,27

Причание. 429 — офильтцитовая порода с оливином, скв. № 1, инт. 308 м; 426 — пироксенит, скв. № 1, инт. 285 м; 425 — габбро-норит, скв. № 1, инт. 282 м; 1603в — офильтцитовая порода, правобережье Чая, профиль 012, пикет 18; химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева.

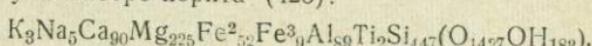
Формула офильтцитовой породы (429):



Формула переходного пироксенита (426):



Формула габбро-норита (425):



Привнос:

Вынос:

K — 2 иона	Fe ³⁺ — 1 ион	Ca — 73 иона
Na — 5 ионов	Al — 65 ионов	OH — 867 ионов.
Mg — 69 ионов	Ti — 1 ион	
Fe ₂ — 49 ионов	Si — 358 ионов.	

Замещение карбонатных пород происходит таким образом, что сначала формируются породы офильтцитовые, которые все более и более серпентинизируются и становятся участками существенно серпентиновыми. Переход же от этих пород к магматическим осуществляется, по-видимому, довольно резко, однако, в магматических породах сохраняются переработанные ксенолиты

карбонатных пород, представленные пироксенитами. Химический состав этих пород (табл. 18) резко различен. Сравнение состава офикальцитовых пород, пироксенитов и контактных габбро-норитов (анализы соответственно 429, 426 и 425, см. табл. 18) показывает, что при замещении происходит значительный привнос SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , FeO . Выносятся CaO , летучие ($+\text{H}_2\text{O}$). Интересно отметить, что содержание щелочей остается примерно на таком же уровне, что и в замещаемой породе. Это означает, что магма не содержала щелочей.

Граниты-габброиды

Ксенолиты гранитоидов муйского комплекса нижнего протерозоя в Чайском массиве встречаются относительно редко, что обусловлено, видимо, тем, что массив сформировался в той части толщи пород харгитуйской свиты, которая была лишена крупных гранитных массивов и крупных зон мигматизации. Это подтверждается и нешироким развитием гранитоидов в непосредственном обрамлении массива.

В ксенолитах мы встречаем преимущественно жилообразные тела гранитоидов. Необходимо отметить, что жилы и инъекции во вмещающих сланцах были представлены не только гранитами, но и существенно полевошпатовыми образованиями (полевошпатовые жилы).

При описании взаимоотношений измененных гранитоидов с габброидными породами Чайского массива сначала охарактеризуем взаимоотношения этих пород при незначительно развитой габброизации, а затем уже опишем ксенолиты измененных гранитоидов среди габброидных пород.

На водоразделе Чая-Огиendo среди габбро-норитов отмечаются ксенолиты сланцев, подвергшихся габброизации. Даже будучи заключенными в ксенолиты, сланцы обладают плойчатостью. Переход от габбро-норита к сланцу совершенно постепенный. В слабо габброизированных разностях сланцев присутствуют согласные инъекции (рис. 37). Внешне светлые инъекции сложены соссюритовым агрегатом, состоящим из пелита, эпидота, серицита. В некоторых участках в соссюритовом агрега-

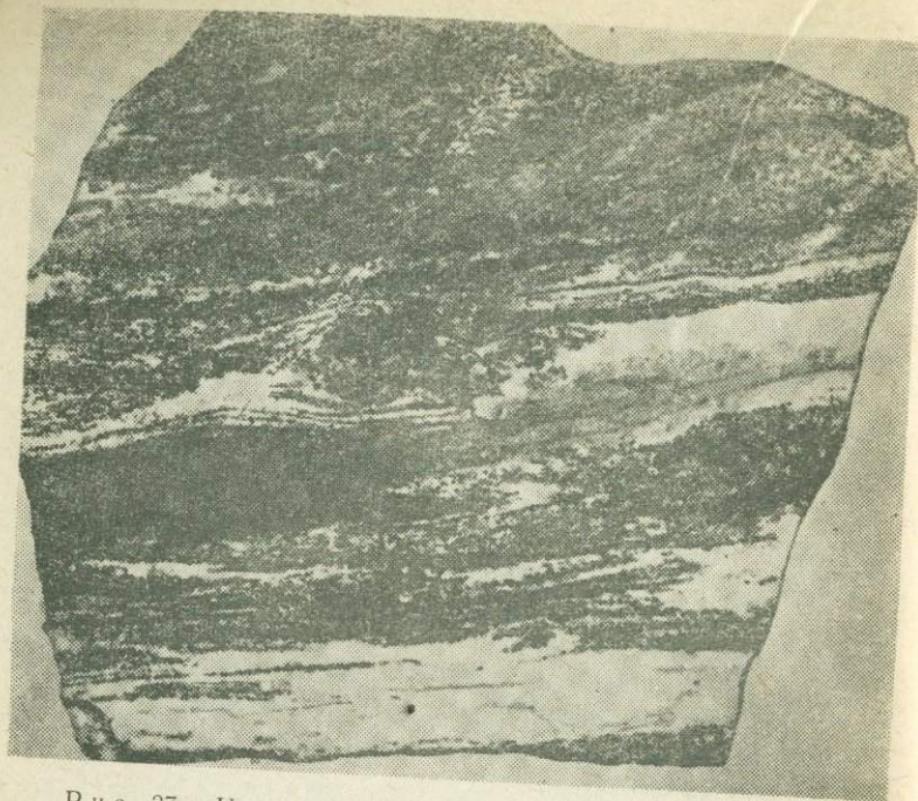


Рис. 37. Инъекции измененных гранитоидов (светлое) в габбронизированных сланцах. Натуральная величина.

те возникают таблитчатые кристаллы плагиоклаза, состав которого определен лабрадором № 62. Но новообразования темноцветных минералов здесь еще отсутствуют.

По сланцам образуется роговообманковое габбро, что выражается в новообразовании роговой обманки и относительно кислого плагиоклаза по соссюритовым агрегатам. При более интенсивном развитии процесса сланцы полностью превращаются в роговообманковые роговики, в которых местами возникают прожилковидные обособления типичного габбро (рис. 38). В этом случае полевошпатовые инъекции сохраняют свою форму, однако они сильно изменены и сложены полностью соссюритом, состоящим из пелита, зерен эпидота, серицита, иногда хлорита. Хлорит возникает по наиболее темному соссюритовому агрегату. Его кристаллы имеют нитевидную форму. Характерно, что ближе к контакту инъекций с габбронизированным сланцем в аналогичных нитевид-

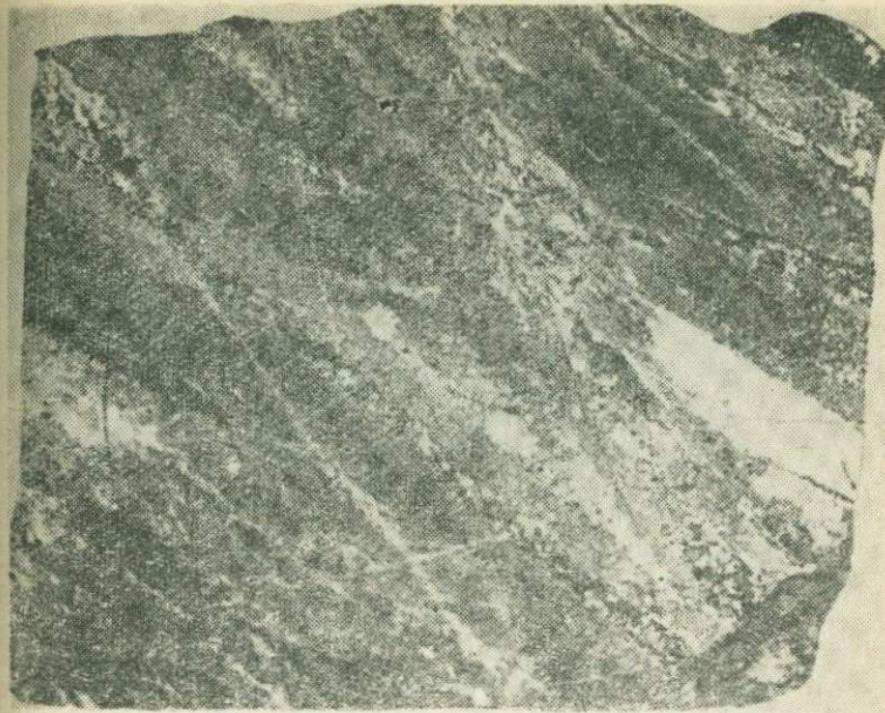


Рис. 38. Габброизация сланцев, включавших согласные инъекции гранитоидов (светлое). Натуральная величина.

ных кристаллах уже развита роговая обманка. Видимо, при замещении соссюритизированных пород роговообманковыми габбро хлорит представляет собой промежуточное образование между соссюритом и роговой обманкой.

Если сланцы довольно быстро переходят в роговообманковые габброиды, то замещение инъекций происходит гораздо медленнее. Это положение мы проиллюстрируем и дальнейшими примерами.

В междуречье Нюсидек-Безымянная среди габброидов наблюдаются ксенолиты сланцев. Габброиды, создавая постепенные переходы к сланцам, замещают их. Кроме сланцев, здесь замещаются также граниты, залягающие в сланцах в виде жилообразных тел. По гранитам также формируются роговообманковые габбро, но они отличаются от апосланцевых габбро крупнозернистостью, лейкократовостью, наличием реликтовых участков гранитоидного (кварц-полевошпатового) сос-

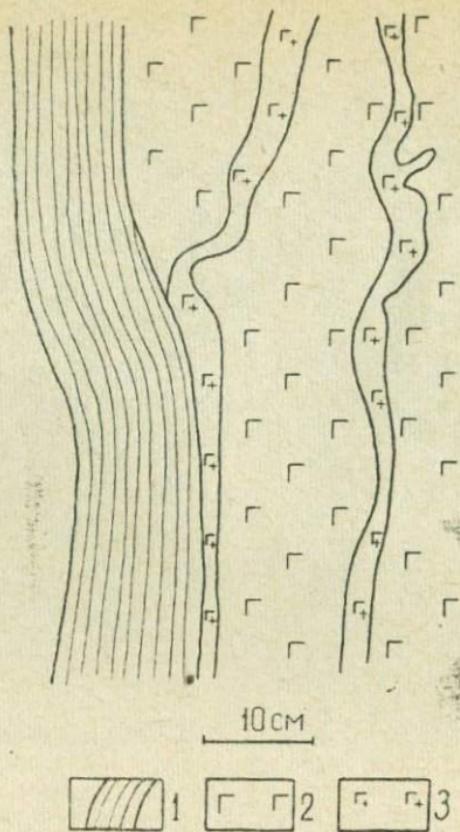


Рис. 39. Габбро (3), образовавшееся по гранитоидам, сохраняет их жилообразную форму. 1 — сланцы; 2 — роговообманковые апосланцевые габбро.

тава. Роговообманковые габбро, образующиеся по гранитам, залегают в мезократовых роговообманковых габбро в виде изгибающихся жилообразных тел (рис. 39). Эти тела иногда контактируют со сланцами, подвергшимися в той или иной степени замещению. В лейкократовых апогранитных габбро сохраняются мелкие реликты гранита, а также присутствуют пластины сланцев. В пластинках местами встречаются мелкие согласные жилки гранитного состава (рис. 40). Состав жилок определяется псевдоморфозами пелита, соссюрита, эпидота и альбита по таблитчатым кристаллам плагиоклаза, агрегатами давленного кварца, акцессорным апатитом. Здесь замещение выразилось в изменении пла-

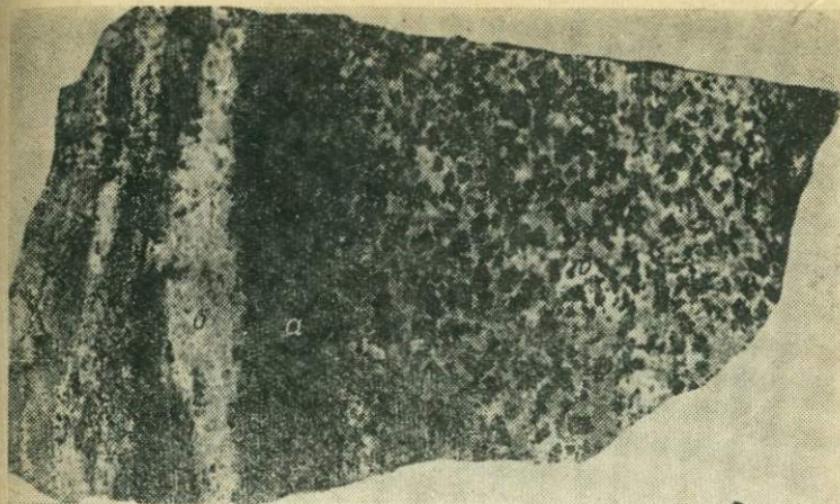


Рис. 40. В ксенолитах сланцев (а) сохраняются слабо габброизированные жилки гранитов (б). Справа — крупнозернистые габбро с мелкими реликтовыми участками гранита (в). Полированый штук. Натуральная величина.

гиоклаза и новообразовании кристаллов роговой обманки, приуроченных в основном к краям жилки.

В самой пластине происходит новообразование роговой обманки и плагиоклаза, но и здесь еще сохраняются редкие реликтовые зерна кварца.

Жилка гранита по простианию все более габброизируется и переходит в светлое крупнозернистое габбро (см. рис. 40, справа). Видимо, это габбро образовалось по кварц-полевошпатовой жиле, залегающей в сланцах, однако апофизы этой жилы менее заместились, поэтому в них четко устанавливается первичный состав, характерный для жильных производных гранитоидного ряда.

При замещении кварц-полевошпатовых жил образуются светлые роговообманковые габбро, а по сланцам, присутствующим здесь же, — мезократовые роговообманковые габбро с достаточно высоким (50—60%) содержанием роговой обманки. Но различия конечных пород касаются не только соотношений темно- и светлоокрашенных минералов; они проявляются также в присутствии реликтовых минералов (в частности, кварца) в лейкогаббро, крупнозернистой структуре этих пород и, вероятно, в составе минералов.

На Чайском участке, по правобережью Чай, в габбро-норитах с сиреневым лабрадором наблюдаются жилообразные реликтовые пластины гранитов, уже значительно замещенных габбром. Замещение выразилось в развитии габбро по эндоконтактам жилки гранита, причем граница между габброизированной и менее измененной частями параллельна первоначальным контактам жилки.

В других случаях в габбро-норитах сохраняются жилки измененных полевошпатовых пород, в которых изменение выразилось лишь в замещении плагиоклаза низкотемпературными минералами—альбитом, пелитом, соссюритом, эпидотом; замещение здесь не дошло до образования роговой обманки и более основного плагиоклаза. По этой причине сохраняются первоначальная форма жилок и их апофизы.

В штолне № 1 среди габброВстречаются ксенолиты светлых измененных полевошпатовых пород, которые постепенно (рис. 41) замещаются габбро-норитами. Из-

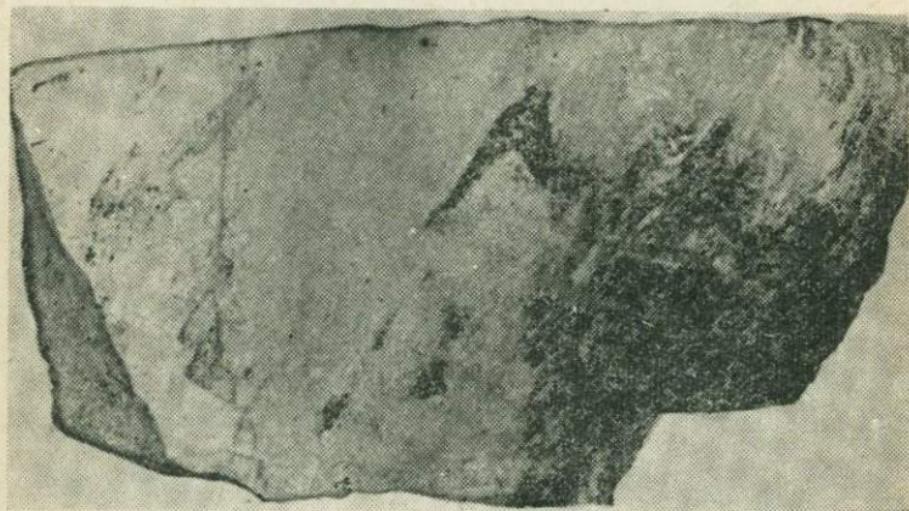


Рис. 41. Замещение габбро-норитами измененных гранитоидов (светлое). Полированный штуф. Натуральная величина.

менение гранитоидной породы здесь выразилось в полном замещении ее первичных минералов агрегатом низкотемпературных минералов—эпидота, альбита, карбоната. Во вторичном агрегате под микроскопом с трудом улавливается в реликтах мелкозернистая структура и

гнейсовидная текстура первичной породы. Иногда про-
глядывают реликты полисинтетических двойников пла-
гиоклаза.

Переход от измененной породы к габбро характери-
зуется появлением новообразований роговой обманки и
плагиоклаза. Роговая обманка образует мелкие приз-
матические кристаллы с неровными краями. Плагиоклаз
развит в мелких таблитчатых кристаллах с неров-
ными ограничениями. В него включены землистые агрега-
таты пелитоморфного эпидота. В то же время в этой
переходной породе сохраняются участки, сложенные
микрозернистым агрегатом эпидота. Плагиоклаз разви-
вается не по этим окристаллизованным агрегатам, а по
пелитоморфному эпидоту или даже, что более правдопо-
добно, по тем псевдоморфным образованиям в изменен-
ной породе, которые состояли из альбита с примесью
пелитоморфного эпидота. В переходной породе наблюда-
ются также мелкие неправильные зерна рудного мине-
рала.

Мелкозернистые габбро, постепенно переходящие в
гибридные породы с эпидотом, отличаются от них лишь
некоторым укрупнением минеральных зерен и исчезно-
вением крупнозернистого эпидота, который преобразу-
ется в роговую обманку. В мелкозернистом габбро со-
храняется трахитсидность, унаследованная, очевидно,
от гнейсовидной текстуры замещаемой породы. Она
обусловлена субориентированным расположением призм
роговой обманки и удлиненных таблиц плагиоклаза. В
плагиоклазе сохраняются включения пелитоморфного
эпидота, в то время как роговая обманка лишена их.

Ксенолиты измененных гранитоидных пород наблю-
даются также в керне скважин № 72 и 73, которыми
вскрыты габбро-нориты с сиреневым лабрадором. Кон-
такт габбро-норитов с измененными полевошпатовыми
породами обычно неровный, но достаточно резкий. На
контакте со стороны габбро-норитов часто наблюдается
оторочка из красновато-бурых кристаллов плагиоклаза.
Иногда ксенолиты измененных пород принимают фор-
му пластин с зазубренными границами (рис. 42).

Под микроскопом (обр. 2579) устанавливается, что
породы ксенолитов сильно изменены. Они полностью
превращены в землистые тонкодисперсные агрегаты со-

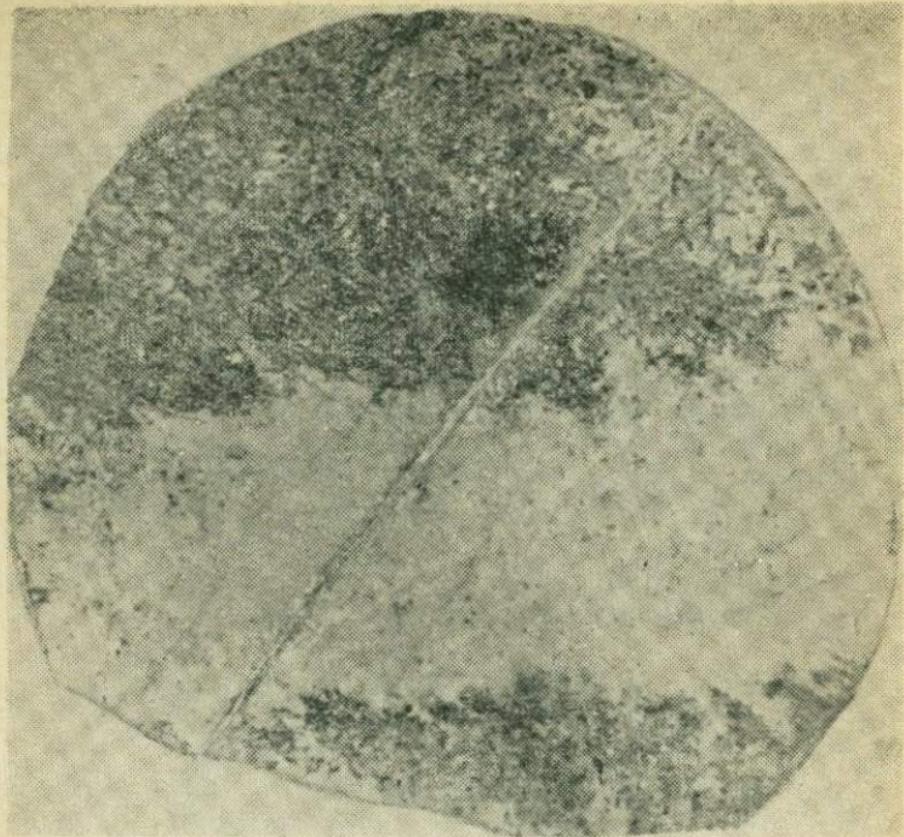


Рис. 42. Ксенолит измененной полевошпатовой породы (светлое) в габбро-норитах. Приполированый керн. Натуральная величина.

ссюрита, в котором участками выделяется частично окристаллизованный, слабо плеохроичный эпидот. Несмотря на сильное изменение и фактически полное замещение первичных минералов, сквозь соссюрит просвечивают очертания первичных таблитчатых кристаллов полисинтетически-сдвойникованного плагиоклаза. Иногда под микроскопом улавливаются реликты мелкозернистой гранитной структуры и гнейсовидной текстуры.

Переходы от измененной полевошпатовой породы к габбро-нориту представляются резкими. Замещение выражается в том, что по псевдоморфным соссюритовым агрегатам начинает кристаллизоваться плагиоклаз, при этом в нем остаются реликты пелитоморфного землистого эпидота. Между таблицами вновь кристаллизующегося плагиоклаза остаются участки, сложенные сос-

сюритовым агрегатом. Из этих агрегатов несколько дальше от контакта (в пределах шлифа) вырастают скелетные кристаллы моноклинного пироксена, включающие идиоморфные таблички плагиоклаза и создающие пойкилитовую структуру.

В других случаях переход измененной полевошпатовой породы к габбро-нориту происходит иначе. Сначала в псевдоморфных соссюритовых агрегатах возникают сразу кристаллы моноклинного пироксена, а контакт между измененной породой и габбро-норитом проходит как бы по плагиоклазу и отмечается сменой соссюритовых агрегатов новообразованными по ним кристаллами лабрадора, включающими, как и в первом случае, пелитоморфный эпидот. Переход к габбро-нориту наступает здесь быстрее, так как уже вблизи контакта с измененной породой появляются мелкие идиоморфные кристаллы ромбического пироксена. Появление и кристаллизация их обусловлены, по-видимому, привносом более значительных количеств MgO .

Есть и случаи замещения измененных гранитоидных пород не габбро-норитом, а роговообманковой породой, переходящей в роговообманковое габбро. Контакт между измененной породой, состоящей из эпидота и кальцита, и роговообманковой породой резкий. Роговообманковая порода состоит из роговой обманки, цоизита, плагиоклаза. Роговая обманка образует агрегаты из тонконогольчатых кристаллов. Местами эти агрегаты приобретают правильные (призматические) очертания. Между ними остаются участки, сложенные эпидотом с примесью альбита. Постепенно эти участки перекристаллизовываются в плагиоклаз. Роговообманковая порода переходит в среднезернистое массивное роговообманковое габбро, в котором роговая обманка сохраняется в крупных агрегатах, состоящих из мелких игольчатых кристаллов, а таблитчатый плагиоклаз содержит реликты пелитоморфного эпидота.

Таким образом, переходы от ксенолитов измененных гранитоидов к габбро и габбро-норитам докарбонского комплекса довольно разнообразны. Несмотря на это, можно отметить ряд характерных черт, свойственных процессу замещения. Во-первых, граница между ксенолитом и габбровой породой представляется то резкой,

то расплывчатой, постепенной. Во-вторых, при замещении в одних случаях наиболее ранним из замещающих минералов является плагиоклаз, в то время как темно-цветы «отстают», в других, наоборот, темно-цветные минералы — наиболее ранние образования. В-третьих, в эндоконтакте габбровой породы в некоторых случаях формируются гибридные роговообманковые породы с эпидотом и альбитом, переходящие в габбро.

Гранитные пегматиты—габбро-пегматиты

Ксенолиты гранитных пегматитов наблюдаются исключительно среди габбро-пегматитов и близких к ним крупнозернистых роговообманковых габбро.

Наиболее полно формирование габбро-пегматитов по гранитным пегматитам нами изучено в штольне № 1, которой вскрыты габбро-пегматиты, контактирующие (тектонически) с серпентинитами. Блоки гранитных пегматитов расположены в габбро-пегматитах, но иногда они контактируют непосредственно с серпентинитом (рис. 43). Гранитные пегматиты в виде ксенолитов присутствуют также в серпентинитах, что позволяет считать серпентиниты более поздними образованиями, чем граниты и гранитные пегматиты муйского комплекса.

Гранитный пегматит ксенолитных блоков представляется белой гигантозернистой массивной породой, состоящей из таблитчатых кристаллов белого полевого шпата, небольших агрегатов светлого крупнозернистого кварца. Кроме агрегатов, кварц включен также отдельными зернами в полевой шпат. Иногда в породе присутствуют кремовато-белые агрегаты — псевдоморфозы пелита по калишпату. В пегматитах местами наблюдаются крупные пластины ($1 \times 3,5$ см) светло-коричневого мусковита ($Nm=1,594$), с краев псевдоморфно замещенные зеленовато-светлым эпидотом. Изредка встречаются агрегаты зеленой роговой обманки.

Макроскопически и под микроскопом фиксируются блоки гранитного пегматита различной степени изменения. При слабой степени изменения в породах сохраняется структура гранитного пегматита: крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза, относительно крупные

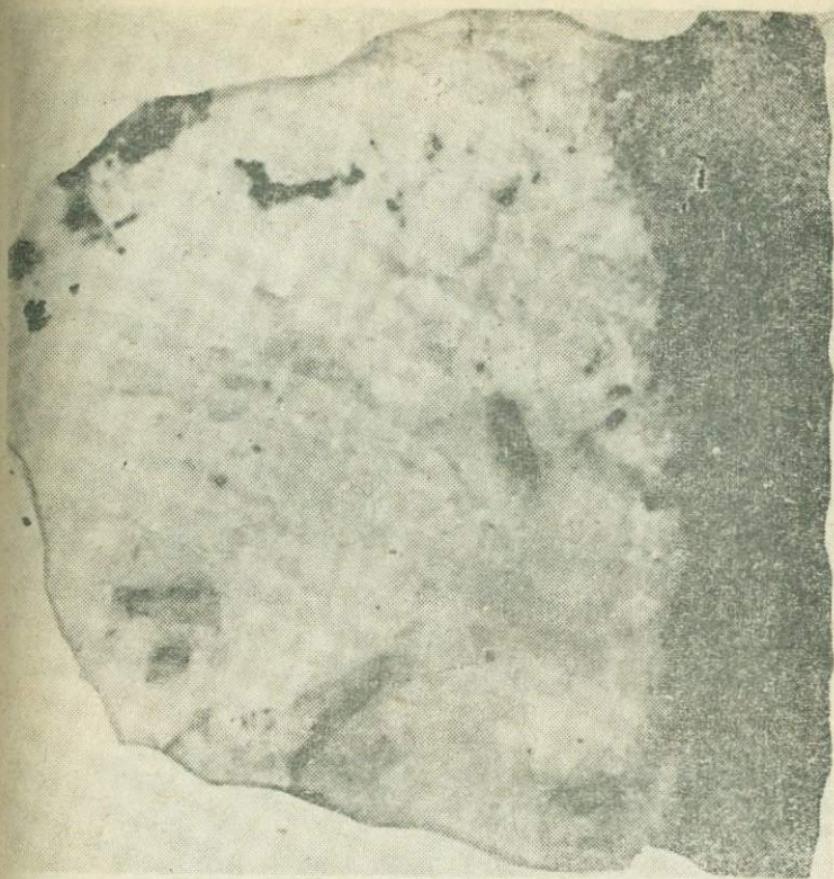


Рис. 43. Контакт гранитного пегматита (светлое) с серпентинитом (темное). Полированный штук. Натуральная величина.

зерна кварца. Изменение начинается с развития пелитоморфного эпидота, замещающего плагиоклаз, кварц и редкие изогнутые пластины мусковита. Может быть, это и случайно, но замечено, что наиболее легко подвергается эпидотизации мусковит, затем плагиоклаз и кварц.

Плагиоклаз сначала замещается пелитоморфным эпидотом, в массе которого затем возникают пластинчатые и сферолитоподобные кристаллы этого же минерала. Кристаллы бесцветны. У них выражена аномальная интерференционная окраска. Угол оптических осей в разных кристаллах сильно варьирует (60 — 80°), но всюду остается отрицательным. Иногда в кристаллах



Рис. 44. Метакристы эпидота «решетчатого» внутреннего строения в измененном плагиоклазе (светлое). Серые зерна-кварц. Увел. 32×. Николи+.



Рис. 45. Измененный калишпат с антипертитовыми вростками. Увел. 32×. Николи+.

сохраняются микровключения плагиоклаза, подчиняющиеся двум направлениям, что создает картину решетчатого внутреннего строения метакриста (рис. 44). Внешние ограничения метакристов эпидота четкие, но в некоторых участках наблюдаются и постепенные переходы к пелитоморфному эпидотовому агрегату. Иногда метакристы эпидота формируются в местах пересечения прожилков, сложенных пелитоморфным землистым эпидотом. И если эти пересечения приходятся на стык кристаллов плагиоклаза и кварца, то в этом случае в плагиоклазе развиваются сферолитоподобные метакристы решетчатого эпидота, а расположенное рядом зерно кварца замещается пелитоморфным эпидотом, в котором наблюдаются мельчайшие иголочки рутила.

В некоторых крупных таблицах плагиоклаза, в их краевых частях, присутствуют червеобразные вrostки, замещенные пелитоморфным эпидотом с небольшой примесью альбита и принадлежавшие первично калишпату (рис. 45). Плагиоклаз с измененными вростками контактирует с псевдоморфным кристаллом, у которого, несмотря на замещение, отчетливо были выражены грани, сохраняющиеся в псевдоморфозе. Кристалл замещен мелкими неправильными зернами альбита с небольшим количеством пелитоморфного эпидота. Первично это был, по-видимому, калишпат. Поэтому червеобразные вростки в плагиоклазе мы определяем как антипертитовые.

В сильно измененных разностях гранитных пегматитов черты первичной структуры значительно стерты и затушеваны, но отчасти все же сохраняются. Изменение породы происходит неравномерно. По плагиоклазу вместе с эпидотом здесь развит альбит. По мусковиту образуются псевдоморфозы хлорита, окрашенного в коричневато-зеленый цвет. Псевдоморфозы сохраняют первичную форму мусковита, пластины и листочки которого были изогнуты; сохраняется и реликтовая спайность. В некоторых случаях псевдоморфозы состоят из мелких спутанно-волокнистых агрегатов хлорита. Хлорит характеризуется прямым погасанием, слабым плеохроизмом, низкой аномальной интерференционной окраской. Изредка в псевдоморфозах хлорита по мусковиту встреча-

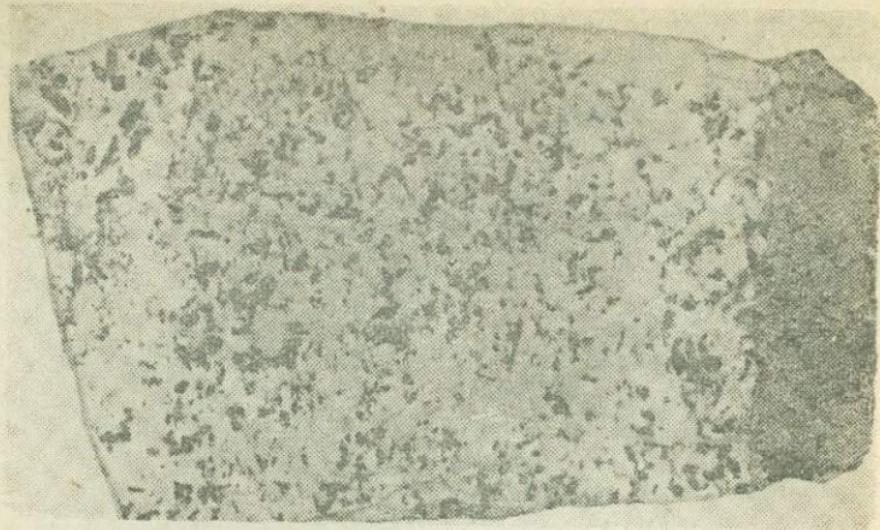


Рис. 46. Формирование роговой обманки (темное) в измененном гранитном пегматите (светлое). Справа — серпентинит. Полированный штуф. Натуральная величина.

ются пластинки бесцветного сдвойникованного tremolita.

В гранитных пегматитах присутствует акцессорный апатит, распределенный весьма неравномерно. При изменении пород апатит остается в свежих боченковидных и короткопризматических кристаллах размером до 1,6 мм в длину, включенных в измененные плагиоклаз и мусковит. Лишь тонкие редкие трещины в апатите заняты эпидотом.

Измененные гранитные пегматиты постепенно переходят в светлые крупнозернистые роговообманково-эпидотовые породы, внешне весьма похожие на габбро. Метакристаллы роговой обманки (до 2,5 см в длину) распределены в породах неравномерно, обусловливая их полосчатость и пятнистость (рис. 46). Роговообманково-эпидотовые породы иногда контактируют с серпентинитами.

Под микроскопом в породах определяются агрегаты пелитоморфного эпидота, содержащие неправильные зерна альбита и пелитоморфный карбонат. Эти агрегаты развиваются по первичному плагиоклазу пегматита. В них местами возникают неправильные по форме кристаллы эпидота и их скопления.

В участках существенно эпидотового состава начинают развиваться призматические метакристы обыкновенной роговой обманки. Местами они сопровождаются кристаллами эпидота или растут в пелитоморфном эпидотовом агрегате. Размеры их изменчивы—от 0,02 до 4,5 мм в длину. В поперечных сечениях—это почти правильные шестиугольники с двумя системами совершенной спайности и наиболее густой окраской, в продольных—удлиненные призмы с одной системой спайности и простыми двойниками. Ограничения кристаллов роговой обманки, особенно в продольных разрезах, весьма неровные. Роговая обманка плеохроирует от грязно-зеленого цвета по Ng до желтовато-грязно-зеленого — по $Np \cdot Ng = 1,676$; $Np = 1,649$; $Ng - Np = 0,027$; $C : Ng = 27^\circ$.

Роговообманково-эпидотовые породы постепенно переходят в крупнозернистые роговообманковые габбро, которые в свою очередь переходят в габбро-пегматиты

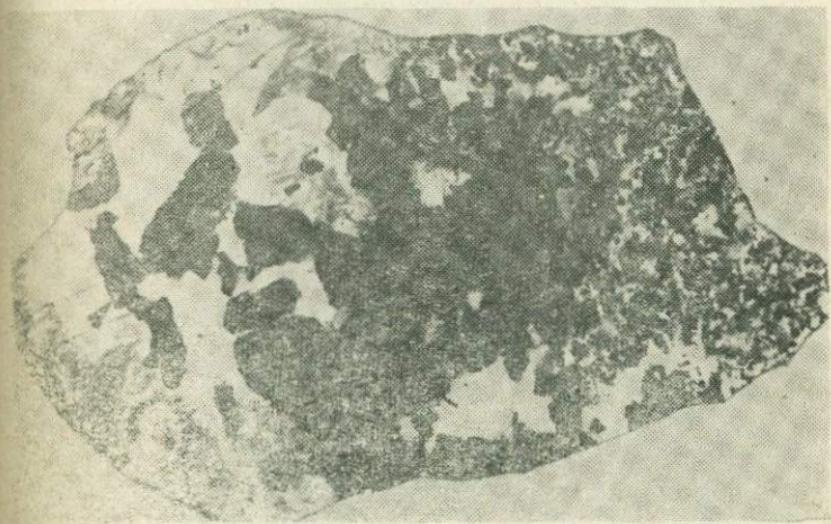


Рис. 47. Пегматоидное габбро, постепенно переходящее в габбро-пегматит. Полированный штуф. Натуральная величина.

(рис. 47). Роговообманковые габбро, характеризуясь неравномерным распределением светло- и темноокрашенных минералов, состоят из роговой обманки, плагиоклаза, эпидота, хлорита, серицита, апатита, рудного минерала.

Роговая обманка образует кристаллы размером от 0,02—0,03 до 3,5 мм в длину. По своим оптическим данным ($Ng=1,680$; $Np=1,658$; $Ng-Np=0,022$; по Ng — грязно-зеленая, по Np — желто-зеленая) она соответствует обыкновенной роговой обманке. Мелкие кристаллы ее включены в таблицы плагиоклаза, и они отличаются заметным идиоморфизмом; крупные кристаллы тоже идиоморфнее плагиоклаза, но это выражено менее отчетливо. Крупные призмы роговой обманки иногда срастаются друг с другом. В некоторых случаях в них выражены двойники. В роговую обманку включены кристаллы апатита, а также реликтовые незамещенные зерна эпидота.

Плагиоклаз наблюдается в крупнотаблитчатых кристаллах размером до 5—6 мм в поперечнике. По составу он соответствует лабрадору. Местами плагиоклаз сильно насыщен и переполнен пелитоморфным эпидотом, который изредка окристаллизован. В плагиоклаз включены также чешуйки хлорита и серицита. В распределении эпидота и серицита иногда выражена зональность: серицит занимает центральные части кристалла, эпидот — периферические.

В крупнозернистых габбро, особенно при переходе их в габбро-пегматиты, появляются редкие идиоморфные призматические кристаллы диопсида. В длину они достигают 4 мм и включают иногда пелитоморфные агрегаты эпидота.

Апатит в свежих призматических идиоморфных кристаллах включен в роговую обманку и плагиоклаз. Циркон наблюдается в единичных призматических кристаллах (до 0,6 мм в длину) с пирамидальными ограничениями, включенных в роговую обманку и плагиоклаз. Рудный минерал, присутствующий в очень незначительном количестве, образует мелкие идиоморфные кристаллы.

Среди роговообманковых габбро выделяются некоторым своеобразием порфировидные разности. Внешне они отличаются крупными (до 1 см) фенокристаллами роговой обманки, включающей мелкие чешуйки биотита. Фенокристаллы роговой обманки заключены в среднезернистую массу.

Под микроскопом устанавливается, что основная

масса породы состоит из соссюритового агрегата, в котором развиваются метакристы роговой обманки. Кристаллы ее постепенно укрупняются и вырастают до размеров фенокриста. При росте роговой обманки меняется и ее состав. Это выражается в изменении некоторых оптических характеристик минерала. Так, в начальной стадии образуется светло-зеленая, слабоплеохроичная разновидность. Далее по мере развития процесса окраска минерала становится гуще, возрастает и интенсивность плеохроизма. Именно на этой стадии, видимо, возникают зональные метакристы, в которых каждая из зон характеризуется пятнистым распределением окраски. Внешняя зона остается светло-зеленой и слабоплеохроичной ($c: Ng = 2 - 3^\circ$), внутренняя — грязновато-зеленая, более плеохроичная ($2V = 76^\circ$, $c: Ng = 13 - 14^\circ$). В зональных кристаллах и, особенно, в фенокристаллах присутствуют пластинки биотита.

Фенокристаллы характеризуются зональностью того же порядка. Окраска их также распределяется пятнами. Но в них появляются и некоторые другие признаки. В частности, они содержат мельчайшие пластинки зеленого биотита и иголочки рутила, которые ориентированы в двух направлениях, подчиненных системам спайности роговой обманки. В фенокристаллах наблюдаются и зерна рудного минерала.

Габбро-пегматиты отличаются от крупнозернистых роговообманковых габбро лишь структурой. Их минеральный состав определяется плагиоклазом (лабрадором, иногда андезином), роговой обманкой, диопсидом, биотитом, кварцем, эпидотом, хлоритом, апатитом, рутилом. Отличительной особенностью габбро-пегматитов является развитие роговой обманки в виде скоплений из тонкопризматических кристаллов, ориентированных большей частью в одном направлении. Правда, в этих ориентированных агрегатах местами наблюдаются мелкие призматические кристаллы той же роговой обманки, расположенные поперек общей ориентировки. Среди агрегатов роговой обманки наблюдаются эпидот, хлорит, биотит.

Кварц в габбро-пегматитах наблюдается в неправильных зернах размером от 0,5 до 3,5 мм в поперечнике. Зерна его деформированы, трещиноваты, часто рас-

падаются на мелкие различно ориентированные блоки, в них выражены зонки смятия.

Апатит развит в идиоморфных призматических кристаллах размером до 2,1 мм в длину. Он включен в кварц, агрегаты роговой обманки и плагиоклаза.

Биотит представлен мелкими пластинками размером до 2,1 мм, включенными в роговую обманку, совместно с эпидотом и хлоритом, и в кварц (по трещинам).

Хлорит, кроме того, что развивается совместно с биотитом и эпидотом, образует псевдоморфозы по какому-то минералу, включавшему апатит и мелкие кристаллы плагиоклаза, в значительной мере соссюритизированного. Вместе с хлоритом здесь развивается бурый пелитоморфный карбонат, остающийся в ячейках, создаваемых хлоритовыми петельчатыми агрегатами.

Рутил в тонких иглах наблюдается в биотите, хлорите, кварце.

Габбро-пегматиты иногда залегают среди габброноритов в виде маломощных жилообразных тел с постепенно-расплывчатыми переходами к габбронориту. В этом случае габбро-пегматит не всегда несет ксеногенные включения, а форма залегания наталкивает исследователей на мысль о жильном позднемагматическом происхождении его. На самом же деле жилообразная форма залегания габбро-пегматита является трансформированной, унаследованной от жильной формы гранитного пегматита. Доказательством этому служат случаи нахождения в габбро-пегматите блоков гранитного пегматита, состоящих из кварца и плагиоклаза, а также реликтовых пластинок мусковита, которые замещаются сначала хлоритом, а затем роговой обманкой.

В габбро-пегматитах, содержащих ксеногенные блоки гранитного пегматита, полевой шпат представлен, как уже указывалось, лабрадором, имеющим характерную сиреневую и красновато-коричневую окраску. В лабрадоре часто присутствуют, особенно вблизи с ксенолитами, неправильные участки белого цвета, которые под микроскопом определяются агрегатом из эпидота (пелитоморфного и окристаллизованного), серицита, альбита, то есть соссюритом.

Переходы от блоков гранитного пегматита к крупнозернистому габбро и габбро-пегматиту характеризуют-

ся постепенностью, что обусловлено не до конца и неравномерно прошедшим процессом замещения. Как показывают петрографические наблюдения, замещение первоначально проявлялось в развитии агрегатов эпидота и хлорита, псевдоморфно и избирательно замещавших минералы пегматита. Наиболее быстро замещались мусковит и плагиоклаз, менее охотно кварц, устойчивым оказывался апатит. В дальнейшем происходило образование роговой обманки, кристаллизовавшейся по тем участкам эпидотовых агрегатов, которые не содержали примесей других минералов и были окристаллизованы. Роговая обманка замещала также псевдоморфозы хлорита и эпидота по мусковиту. Плагиоклаз кристаллизовался по эпидотовым пелитоморфным агрегатам, которые почти всегда содержали в том или ином количестве альбит.

Несмотря на далеко зашедшее замещение, пелитоморфные агрегаты сохраняются в габбро-пегматитах, образуя в породообразующих минералах мельчайшие включения, которые обычно принимаются за постериорные или постмагматические минералы, хотя их природа на самом деле совершенно иная. Возможность сохранения при процессах замещения минералов соссюритового агрегата во вновь возникших силикатах подчеркивалась Г. Е. Гудспидом (Goodspeed, 1948).

При замещении формируется в некоторых случаях пойкилитовая структура: первые новообразованные кристаллы роговой обманки оказываются включенными в таблицы новообразованного же плагиоклаза, содержащего в изобилии реликтовый пелитовый материал.

Плагиоклаз, кристаллизуясь по пелитоморфному эпидоту с альбитом и становясь более основным (по сравнению с плагиоклазом гранитного пегматита), наследует определенные черты плагиоклаза гранитного пегматита, черты, которые сохранялись и в псевдоморфных образованиях. Прежде всего обращает на себя внимание зернистость минерала, которая сохраняется полностью в габбро-пегматите. Можно сказать, что если бы не было гранитного пегматита, то не мог бы образоваться и габбро-пегматит. В какой-то мере это подтверждается и тем, что при замещении гранитов формируются не габбро-пегматиты, а мелко- и среднезернистые габ-

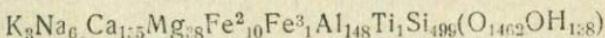
Таблица 19

**Химический состав (в вес. %) гранитных пегматитов,
пегматоидных габбро и габбро-пегматитов**

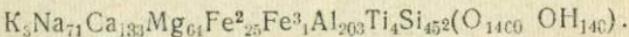
Окислы	2275	2275б	2275в	2275е	404	537	590	590а
SiO ₂	57,24	51,66	50,92	49,00	47,46	50,52	48,44	50,88
TiO ₂	0,14	0,54	1,58	1,46	0,83	0,65	0,86	2,14
Al ₂ O ₃	14,47	19,75	13,22	11,83	15,84	20,44	3,60	12,65
Fe ₂ O ₃	0,12	0,07	0,93	1,59	1,09	2,82	3,85	1,85
FeO	1,39	3,38	8,38	8,45	4,38	4,24	7,18	6,32
MnO	0,10	0,11	0,20	0,20	0,12	0,10	0,21	0,16
CaO	16,66	12,12	7,94	7,36	18,73	9,93	14,25	10,77
MgO	2,92	4,91	8,88	13,37	6,22	5,94	12,42	9,51
K ₂ O	0,26	0,26	0,26	0,50	0,16	0,57	0,38	0,60
Na ₂ O	3,70	4,20	3,70	2,50	1,68	1,15	0,75	2,56
H ₂ O+	2,39	2,40	2,42	2,36	2,21	2,15	1,37	1,81
P ₂ O ₅	0,25	0,37	0,69	0,39	0,60	0,35	0,04	0,24
SO ₃	Не обн.	Не обн.	0,23	0,96	0,17	0,49	2,12	0,17
Сумма	99,64	99,77	99,35	99,97	99,49	99,35	100,47	99,66

Примечание. 2275 — гранитный пегматит, 2275б — роговообманково-эпидотовая порода, 2275в — крупнозернистое роговообманковое габбро, 2275е — порфировидное роговообманковое габбро, пробы отобраны из штольни № 1, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова, В. Г. Волкова; 404 — габбро-пегматит, штольня № 1,537 — габбро-пегматит, уч. Огиенко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева; 590 — габбро-пегматит, 590а — пегматоидное габбро, участок Огиенко, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева.

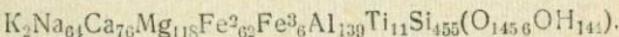
Формула гранитного пегматита (2275):



Формула переходных роговообманково-эпидотовых пород (2275б):



Формула крупнозернистого роговообманкового габбро (2275в):



Привнос:

Na — 1 ион	
Mg — 80 ионов	
Fe ² — 52 иона	
Fe ³ — 5 ионов	
Ti — 10 ионов	
OH — 2 иона.	

Вынос:

K — 1 ион	
Ca — 79 ионов	
Al — 9 ионов	
Si — 44 иона.	

бронориты и габбро, хотя состав гранита тождествен составу гранитного пегматита. Вместе с тем следует подчеркнуть, что подобный вывод нельзя сделать в отношении роговой обманки, кристаллы которой растут в зависимости от того, насколько много было в замещаемых породах существенно эпидотовых участков.

Трансформация черт исходной замещаемой породы, не говоря о форме залегания, касается в основном структуры и текстуры породы, в то время как состав конечных пород—продукта существенно отличается от состава исходной породы—редукта.

Из минералов, не поддающихся или частично поддающихся замещению и переходящих с сохранением габитуса кристаллов в габбро-пегматит, следует отметить апатит и кварц. Вероятно, так же ведет себя в процессах замещения циркон, кристаллы которого обнаружены в крупнозернистых роговообманковых габбро и габбро-пегматитах.

Взаимоотношение блоков гранитных пегматитов с габбро и габбро-пегматитами, характер перехода одних пород в другие, замещение гранитных пегматитов и превращение их в эпидотовые и роговообманково-эпидотовые породы и, наконец, возникновение на основе последних роговообманковых габбро и габбро-пегматитов—все это с очевидностью доказывает формирование габбро-пегматитов за счет метасоматоза по гранитным пегматитам. Химизм этого процесса можно видеть из сравнения химического состава слабо измененных гранитных пегматитов, роговообманково-эпидотовых апопегматитовых пород, крупнозернистых и порфировидных роговообманковых габбро и габбро-пегматитов (табл. 19, анализы 2275, 2275б, 2275в, 2275е, 404). Замещение характеризуется прежде всего привносом TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , SO_3 . Выносятся SiO_2 и Na_2O . Некоторые компоненты инертны и сохраняются примерно в тех же количествах, что и в гранитных пегматитах,— Al_2O_3 , K_2O , летучие ($+H_2O$). Изменение содержаний P_2O объясняется распределением в исходных породах—гранитных пегматитах—апатита.

Химический состав габбро-пегматитов (анализы 404, 537, 590, 590а) показывает некоторые вариации в содержании ряда компонентов (например, количество Al_2O_3

изменяется от 8,60 до 20,44%), что обусловлено, видимо, довольно изменчивым составом замещаемых пород и неравномерностью самого процесса замещения.

Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы—габброиды

Габброиды в Чайском массиве частично формируются и путем замещения кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, связанных с гранитоидами муйского комплекса. Замещение жил габброидами встречается редко, что обусловлено нешироким распространением жил в толще харгитуйских сланцев, подверженных замещению.

Как и в других примерах магматического замещения, здесь выражены постепенные переходы от кварцевого и

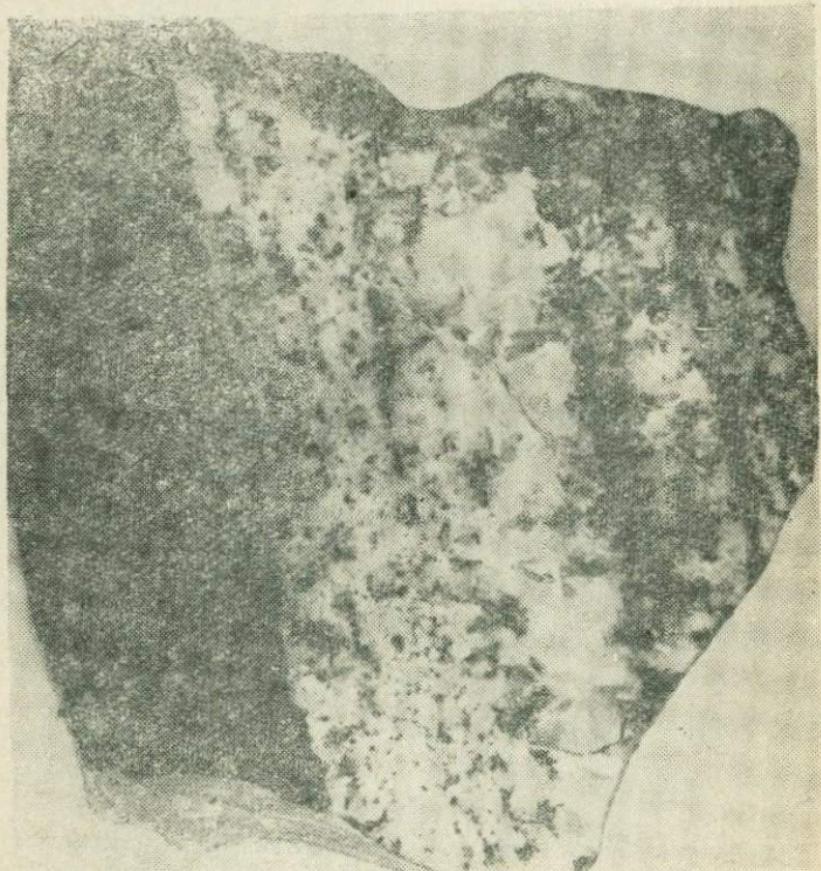


Рис. 48. Замещение кварц-полевошпатовой жилы. Полированный штук. Натуральная величина.

кварц-полевошпатового материала к габбро или габбронориту. В ряде случаев замещение приводит к созданию своеобразных гибридных пород. В верховьях р. Безымянной в роговообманковых габбро наблюдаются кварц-полевошпатовые образования, замещающиеся с краев. При замещении создается полосчатая текстура, обусловленная полосовидным выделением биотита и хлорита (рис. 48). Первичный состав замещаемой породы определяется кварцем и плагиоклазом, количество которых примерно одинаково. Плагиоклаз выделяется в крупных (до 4—5 мм в поперечнике) таблитчатых кристаллах. Кварц образует зерна разной величины. Одни из них соизмеримы с кристаллами плагиоклаза, другие относительно мелки (0,2—0,5 мм) и образуют мезостазис, в котором расположены более крупные кристаллы плагиоклаза и кварца.

Замещение выражено в пелитизации и альбитизации плагиоклаза. В одних участках плагиоклаз только пелитизирован, в других—вместе с пелитом развит альбит. Иногда встречаются кристаллы плагиоклаза, распавшиеся на мелкоблоковый альбит. Кроме того, в породе развиваются биотит и хлорит. Они приурочены к стыкам зерен, а также развиваются на контакте кварц-полевошпатовой породы с роговообманковым габбро. В кварц-полевошпатовой жильной породе местами присутствует пирит.

В роговообманковых габбро по правобережью Чай встречаются жилообразные тела кварц-полевошпатового состава, которые, судя по реликтам, со стороны зальбандов значительно замещены роговообманковым габбро (рис. 49). До замещения здесь была кварц-полевошпатовая жила с мелкими апофизами. Жила залегала в сланцах. Ее состав был довольно прост—кварц и плагиоклаз.

Не полностью замещенные кварц-полевошпатовые жилы вскрыты в габбро-норитах скважиной № 4 на правобережье Чай. Трахитоидные габбро-нориты состоят из сиреневого лабрадора, бронзита, роговой обманки, диопсида, рудного минерала. Трахитоидность их обусловлена ориентированным расположением призматических кристаллов бронзита.

В габбро-норитах спорадически встречаются кварц-

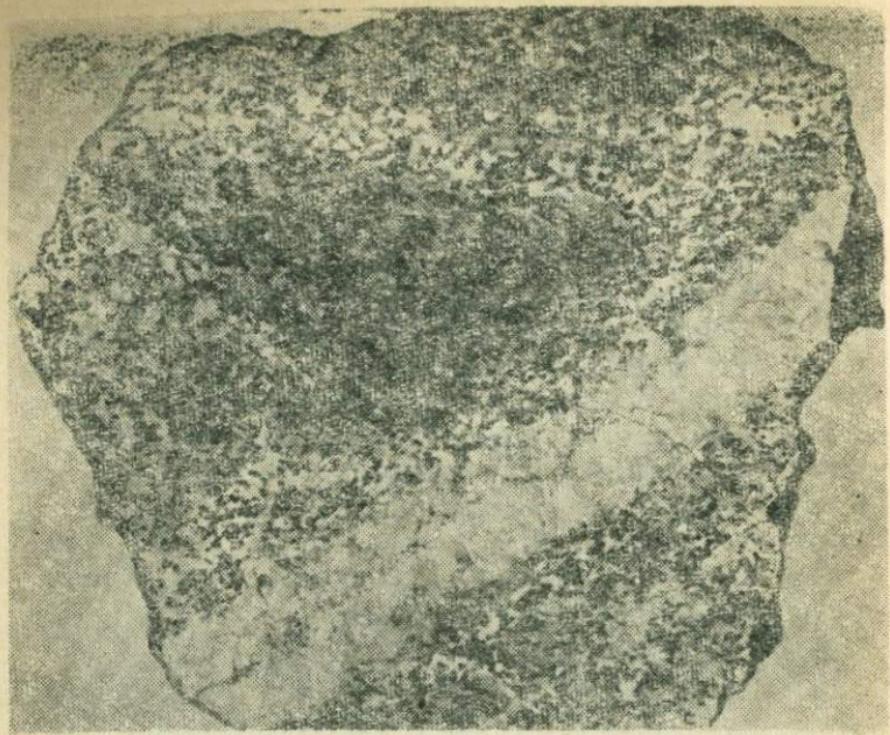


Рис. 49. Кварц-полевошпатовая жила, не полностью замещенная габбро. Полированный штук. Натуральная величина.

содержащие габбро, представляющие собой породы гибридного состава. Они залегают в виде небольших линз и жилок, создающих первое впечатление более позднего их образования по сравнению с габбро-норитами.

Кварцсодержащие габбро состоят преимущественно из плагиоклаза, кварца, роговой обманки, вариации в количественных соотношениях которых обусловливают некоторые различия в составе габбро из разных участков. Содержание плагиоклаза достигает порою 70—75%, второстепенное положение занимают кварц, бронзит, диопсид, роговая обманка, биотит, тальк, пелит, акцессорные—апатит, рудный минерал. Своеобразна структура кварц-плагиоклазовых пород: она определяется как пойкилитовая, обусловленная включением в относительно крупные кристаллы плагиоклаза и кварца мелких идиоморфных сдвойниковых кристаллов роговой обманки (рис. 50).

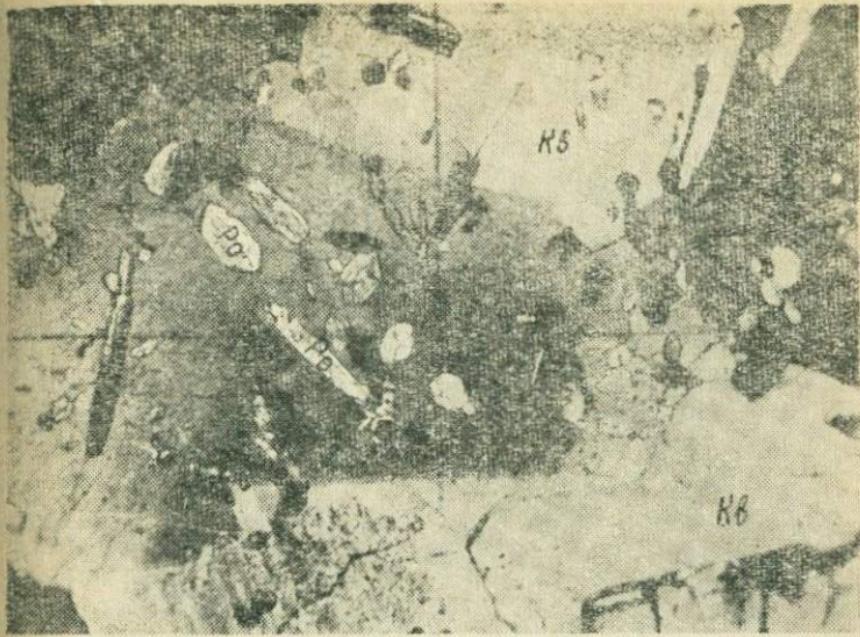


Рис. 50. Кристаллы зонального плагиоклаза (Пл) и кварца (Кв) с вростками роговой обманки (Ро). Увел. 65×. Николи+.

Плагиоклаз образует крупногаблитчные кристаллы размером до 3—5 мм в поперечнике. Внешне он имеет светло-белую окраску, однако в крупнозернистых разностях пород приобретает фиолетовый и сиреневый оттенок, что сближает его с фиолетово-сиреневым плагиоклазом габбро-норита, хотя последний развит в относительно мелких короткотаблитчных кристаллах. Будучи полисинтетически сдвойникован, плагиоклаз гибридных пород обнаруживает отчетливую зональность (см. рис. 50). Центральная зона отвечает составу андезина № 36, внешняя — олигоклаза № 27. Плагиоклаз содержит незначительное количество пелита.

Кварц выделяется в неправильных зернах, соизмеримых с кристаллами плагиоклаза. Он обычно заполняет интерстиции. Кварц одноосный, положительный.

Роговая обманка в мелких кристаллах включена в плагиоклаз и кварц, чем и обусловлена пойкилитовая структура породы. Кроме того, роговая обманка иногда образует агрегаты. Мелкие идиоморфные пойкилитовые включения роговой обманки в плагиоклазе и кварце не ориентированы, расположены независимо от внутренних

кристаллографических элементов этих минералов; они сдвойникованы. Роговая обманка плеохроирует от бледно-зеленоватого цвета — по N_p до зеленого — по N_g ; $c:N_g = 18^\circ$.

Биотит в кварц-плагиоклазовых породах присутствует постоянно, при переходе этих пород в габбро-нориты он исчезает. Вместе с роговой обманкой биотит включен в кристаллы пироксенов. Биотит наблюдается в пластинках различного размера. Он резко плеохроирует в коричневых тонах.

Бронзит выделяется в короткопризматических кристаллах ($2V = -82^\circ$; $N_g = 1,696$; $N_p = 1,686$; $N_g - N_p = 0,010$). В редких случаях он включен в зерна кварца. Бронзит включает в себя чешуйки талька.

Диопсид представлен относительно крупными редкими кристаллами призматического облика. Он встречается как в самой кварц-плагиоклазовой породе, так и в переходной в габбро-нориту зоне. $c:N_g = 41^\circ$; $N_g = 1,713$; $N_p = 1,686$; $N_g - N_p = 0,027$. Взаимоотношения его с плагиоклазом противоречивы. В одних случаях плагиоклаз включен в крупные призмы диопсида, в других, наоборот, призмы диопсида включены в плагиоклаз. Вероятно, это объясняется растянутостью кристаллизации плагиоклаза, в результате чего первые выкристаллизовавшиеся плагиоклазы включены в диопсид, который затем в мелких кристаллах включается в позднее кристаллизовавшиеся крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза.

Из акцессорных минералов кварц-полевошпатовых

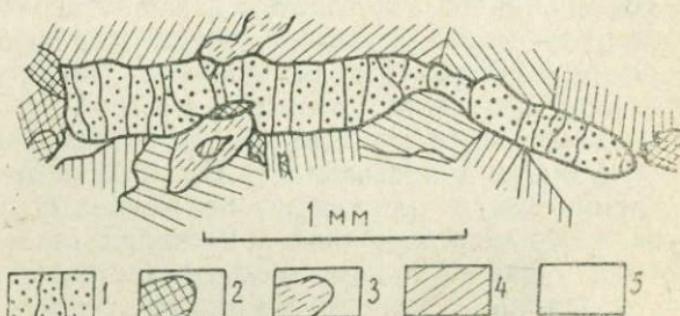


Рис. 51. Деформированный и корродированный кристалл апатита (1); 2 — роговая обманка; 3 — биотит; 4 — плагиоклаз; 5 — кварц. Зарисовка под микроскопом.

пород внимания заслуживает апатит, который наблюдается в единичных призмах, достигающих размера 2,2 мм по длинной оси. Призмы апатита трещиноваты, изогнуты и разбиты на отдельные блоки—сегменты, несколько повернутые относительно друг друга (рис. 51). Отчасти они корродированы, при этом углубления в апатите заполнены роговой обманкой, биотитом или плагиоклазом.

Кварц-плагиоклазовые породы характеризуются, таким образом, своеобразным структурным рисунком (пойкилитовая крупнозернистая структура) и несколько необычным минеральным составом. Последнее выражается в появлении роговой обманки, биотита, зонального плагиоклаза и, главным образом, кварца. В то же время состав темноцветных минералов, одинаковых для габбро-норита и кварц-плагиоклазовой породы, существенных изменений не претерпевает. Особенности минерального состава кварц-полевошпатовых пород подчеркиваются также их химическим составом (SiO_2 — 64,30%, TiO_2 — 0,28; Al_2O_3 — 15,57; Fe_2O_3 — 0,98; FeO — 3,97; MnO — 0,04; CaO — 5,47; MgO — 3,93; Na_2O — 3,99; K_2O — 0,55; P_2O_5 — 0,15; SO_3 — 0,50; п. п. п. — 0,63; сумма 100,36; обр. 1669, скв. 4, инт. 137 м, химлаборатория отдела геологии Бурятского филиала, аналитик Н. Н. Гурулева), что выражается в заметно высоком содержании кремнезема, пониженных количествах окиси кальция и окиси магния и резком преобладании натрия над калием. Нельзя не отметить также несколько повышенное содержание пятиокиси фосфора.

В кварцодержащих габбро местами сохраняются реликтовые блоки белого среднезернистого сахаровидного кварца, включающего в себя пластинки молибденита (рис. 52).

Какие породы подвергались в данном случае замещению, решить трудно. Первоначально мы предполагали, что это были гранитные пегматиты (Гурулев, Самбуев, 1966). Однако тщательное изучение блоков гранитных пегматитов в габбро-пегматитах не подтверждает это предположение, поэтому мы сейчас склоняемся к мнению, что замещению здесь подвергались кварцевые или кварц-полевошпатовые жилы. В пользу первых свидетельствуют ксеногенные блоки кварца с молибденитом, в пользу вторых—большое содержание в гибрид-

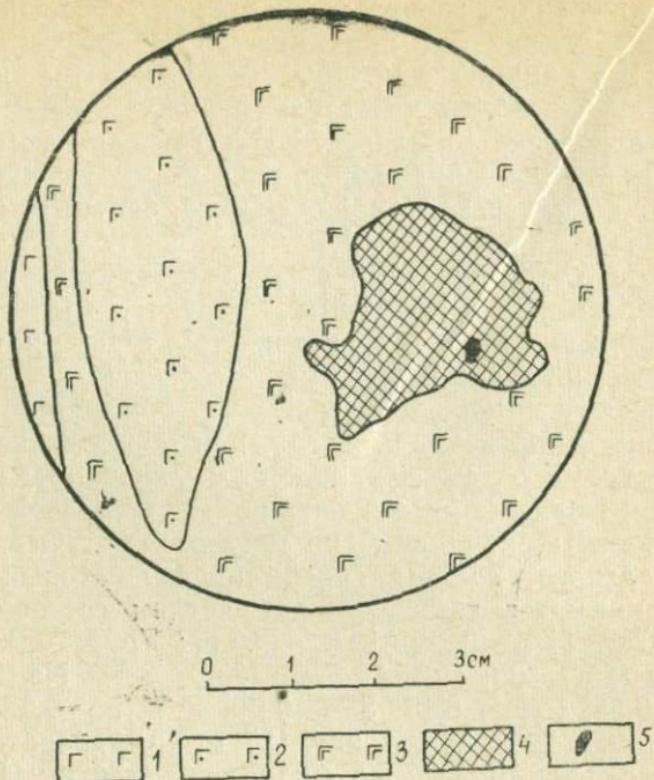


Рис. 52. Кварцевый блок (4) с молибденитом (5) в кварц-плагиоклазовой породе, отличающейся большим (3) или меньшим (2) содержанием биотита и кварца. 1 — нормальный габбро-норит. Зарисовка керна.

ных габбро пластика. Жилы залегали в кристаллических сланцах, по которым сформировались габбро-нориты. Как и при замещении габбро-пегматитами гранитных пегматитов, не все минералы здесь претерпевают перекристаллизацию. Если пластика и кварц перекристаллизовываются, что доказывается включением в кристаллы этих минералов пойкилитовыхростков идиоморфной роговой обманки, то апатит, например, остается в кварцодержащих габбро в реликтовых кристаллах, испытавших лишь некоторые деформации, связанные с кристаллизацией возникавших вокруг него минеральных новообразований. Характерна зональность пластика, что, совместно с необычным парагенезисом — сопутствование кварца и бронзита, указывает на крайне невыравненный состав гибридных пород.

Серпентиниты-актинолититы

Прежде чем перейти к рассмотрению довольно широкой и сложной гаммы пород, возникающих в результате замещения ультраосновных пород яршинского комплекса, следует отметить, что этот комплекс включает породы преимущественно ультраосновные. Эти породы претерпели термальный метаморфизм и большей частью превращены в серпентиниты. Они повсеместно трещиноваты, причем ориентировка трещиноватости почти повсюду единая — простижение СЗ 330—350°, падение крутное — 70—90°.

Среди серпентинитов есть разности, в которых сохраняются реликты первичных минералов — оливина, пироксена, плагиоклаза. По этим реликтам можно определить, что первичные породы были представлены дунитами, перidotитами, полевошпатовыми перidotитами и оливиновыми габбро-норитами. Об этом же свидетельствует несколько изменчивый состав пород (табл. 20), хотя все они отличаются низким содержанием SiO_2 и щелочей, высоким — MgO .

Таблица 20
Химический состав (вес. %) серпентинизированных пород
яршинского комплекса

Окислы	803а	449	534	629г	Окислы	803а	449	534	629г
SiO_2	34,40	36,19	39,42	34,20	Na_2O	не обн.	не обн.	0,27	0,43
TiO_2	сл.	0,12	не обн.	0,34	K_2O	0,10	0,07	0,15	не обн.
Al_2O_3	0,65	1,81	8,30	6,32	$+ \text{H}_2\text{O}$	10,90	12,29	8,09	11,65
Fe_2O_3	14,45	9,34	4,37	8,23	P_2O_5	0,10	0,03	0,24	0,02
FeO	2,09	1,94	5,25	14,34	SO_3	0,20	0,20	0,35	3,98
MgO	36,76	37,19	28,90	14,53	CO_2	0,24	—	—	—
MnO	0,15	0,09	0,12	0,19	NiO	0,14	—	—	—
CaO	0,41	0,47	4,38	5,08	Сумма	100,59	99,74	99,84	99,31

Примечание. 803а — серпентинит из ксенолита среди вебстеритов (см. рис. 81), Чайское месторождение, профиль 01, химлаборатория БГУ, аналитики Р. В. Сагалуева, М. В. Фильчакова; 449 — серпентинит, Чайское месторождение, канава № 64, 534 — серпентинизированный перidotит, Чайское месторождение, канава 66, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева; 629г — серпентинизированный полевошпатовый перidotит с вкрапленностью сульфидов, уч. Надежда, химлаборатория БГУ, аналитик М. Н. Кодачигова.

В табл. 20 мы приводим лишь отдельные анализы серпентинитов Чайского месторождения. Кроме того, анализы серпентинитов приведены при рассмотрении частных случаев замещения.

Актиноолитовые породы залегают в серпентинитах по правобережью Чая в виде даек и маломощных жил, имеющих субширотное простирание. Внешне актиноолиты—крупнозернистые массивные мономинеральные породы, очень крепкие. Их минеральный состав определяется актиноолитом, составляющим 98—99% объема породы. В примесях наблюдаются серпентин и рудный минерал. Структура пород нематобластовая.

Актиноолит образует призматические, игольчатые и сферолитоподобные кристаллы, ориентированные беспорядочно и часто взаимно срастающиеся друг с другом. Размеры кристаллов весьма изменчивы. Наиболее крупные из них—длиною 3—4 мм и имеющие вид моноокристаллов—состоят из взаимно прорастающих инди-



Рис. 53. Волокнистые и игольчатые кристаллы актинолита, срастающиеся в моноокристаллы, Увел. 32×. Николи+.

видов с различной оптической ориентировкой, производящих впечатление двойников (рис. 53). Форма сросшихся индивидов — игольчатая, веретенообразная.

Актиолит характеризуется следующими оптическими данными: $Ng=1,676$; $Np=1,6\ 54$; $Ng=Np=0,022$; $2V=84^\circ$; $c: Ng=21^\circ$. Он плеохроирует от бледно-зеленоватого до темно-зеленого цвета.

Серпентин присутствует в мелкопластичных кристаллах, агрегаты которых занимают в актинолите небольшие участки. Эти участки являются реликтовыми.

Рудный минерал наблюдается в редких зернах неправильной формы, включенных в кристаллы актинолита.

Химический состав актинолитита ($SiO_2 = 47,46\%$; $TiO_2 = 0,27$; $Al_2O_3 = 7,29$; $Fe_2O_3 = 2,88$; $FeO = 6,82$; $MgO = 21,06$; $CaO = 10,17$; $MnO = 0,13$; $Na_2O = 0,18$; $K_2O = 0,12$; $+H_2O = 3,21$; $P_2O_5 = 0,03$; $SO_3 = 0,16$; сумма 99,78; проба 445а, уч. Чайский, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева) характеризуется высоким содержанием окиси магния, низкой щелочностью.

Серпентиниты-вебстериты

Серпентинизированные породы яршинского комплекса, включающие серпентиниты, серпентинизированные дуниты, перidotиты, меланократовые оливиновые габбро-нориты, замещаются пироксенитами, среди которых выделяются вебстериты и гиперстениты.

Прежде всего следует отметить, что серпентиниты рассечены различной мощности дайками пироксенитов, простирающимися в широтном направлении. Контакты даек с серпентинитами весьма четкие и резкие. В одной из даек наблюдались ксенолиты серпентинита, вытянутые по простиранию дайки (рис. 54). Серпентинит ксенолитов, как и в обоих боках дайки, весьма интенсивно трещиноват. Трещиноватость везде сохраняет одинаковое меридиональное простиранье. Это свидетельствует об отсутствии каких-либо перемещений ксенолитов в момент образования расплава, из которого кристаллизовались пироксениты. Одновременно обращает на себя

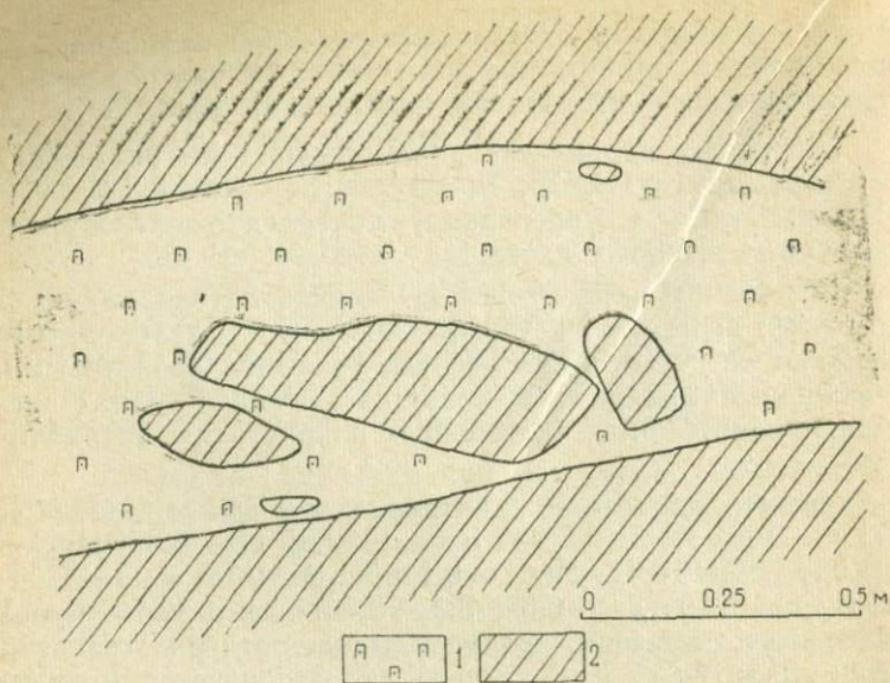


Рис. 54. В дайке пироксенитов (1) включены ксенолиты серпентинитов (2), сохраняющие прежнюю ориентировку трещиноватости.

внимание неправильная, угловатая форма ксенолитов, имеющих резкий, четкий контакт с пироксенитом.

Вебстериты образуют чаще всего метасоматические дайки, залегающие в серпентинитах. Местами дайки ветвятся, между их апофизами сохраняются пластины серпентинита. В более мощных дайках присутствуют разобщенные блоки серпентинитов, которые сохраняют удлиненную форму, но уже заметно ограничены в размерах. Контакты ксенолитов серпентинита с вебстеритом резкие и отчетливые. Однако вебстерит полностью не освобождается от ксеногенного серпентинитового материала. Последний в виде мелких участков, изолированных друг от друга и устанавливаемых под микроскопом, присутствует в вебстерите.

Внешне вебстериты представляются зелеными массивными средне- и крупнозернистыми породами. Структура их порфировидная, панициоморфозернистая. Они состоят из относительно крупных (до 3—4 мм в попе-

речнике) кристаллов авгита ($2V = +70^\circ$; $C:Ng = 46^\circ$) с хорошо выраженной диллаговой отдельностью. Кристаллы авгита заключены в основную массу из мелких неправильных зерен авгита и гиперстена, количественные соотношения которых (в основной массе) варьируют, но авгит заметно преобладает над гиперстеном. В основной массе присутствуют также редкие пластинки биотита и мелкие неправильные зерна сульфидов. Переход от крупных вкрапленников к основной массе не всегда четкий, так как к краям вкрапленника увеличивается количество мелких неправильных зерен авгита.

В равномернозернистых разностях вебстеритов количественные соотношения между авгитом и гиперстеном сохраняются такими же, но гиперстен развивается в призматических кристаллах, соизмеримых с кристаллами авгита. Структура пород — панидиоморфозернистая. Гиперстен слабо плеохроирует, обнаруживая в окраске розовый оттенок.

Иногда от серпентинитов к вебстеритам обнаруживаются постепенные переходы через зону, представленную вкрапленниками новообразованных кристаллов авгита и гиперстена в серпентините. Эти вкрапленники возникают в результате замещения тех участков сер-

Таблица 21

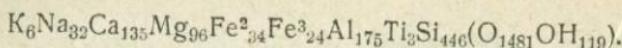
Химический состав (в вес. %) серпентинизированных полевошпатовых перidotитов и вебстеритов

Оксиды	479	479а	479б	Оксиды	479	479а	479б
SiO_2	48,78	49,98	46,92	MnO	0,10	0,14	0,13
TiO_2	0,54	0,27	0,51	Na_2O	1,79	Сл.	не обн.
Al_2O_3	16,42	5,35	5,57	K_2O	0,48	Сл.	0,13
Fe_2O_3	3,52	1,84	2,08	$\text{H}_2\text{O} +$	1,95	1,10	1,64
FeO	4,45	9,70	5,39	P_2O_5	0,04	0,15	0,07
MgO	7,16	25,68	17,35	SO_3	1,21	1,31*	1,80
CaO	13,80	5,84	18,59	Сумма	100,24	100,36	100,18

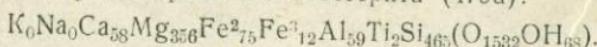
* Элементарная сера.

Приложение. 479 — серпентинизированный полевошпатовый перidotит, 479а — среднезернистый вебстерит, 479б — крупнозернистый вебстерит, правобережье Чая, профиль 04, пикет 96, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитики Н. Н. Гурулева (479) и Н. Г. Рогалева (479а и б).

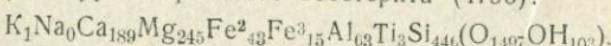
Формула серпентинизированного полевошпатового перidotита (479):



Формула среднезернистого вебстерита (479а):



Формула крупнозернистого вебстерита (479б):



Привнос:

Ca — 54 иона
Mg — 149 ионов
Fe²⁺ — 9 ионов

Вынос:

K — 5 ионов
Na — 32 иона
Fe³⁺ — 9 ионов

Al — 112 ионов
OH — 16 ионов.

пентинита, где до серпентинизации присутствовал пироксен, а также за счет замещения псевдоморфоз серпентина по оливину.

Вебстериты переходят постепенно в гиперстениты.

Для характеристики химизма замещения серпентинизированных пород вебстеритами приводим результаты анализов (табл. 21) серпентинизированного полевошпатового перidotита (анализ 479) и вебстеритов (анализы 479а, б). Серпентинизация перidotитов выразилась в замещении оливина серпентином, а пироксена и полевого шпата — пелитовым материалом. Состав перidotита отличается низким содержанием окиси магния и высоким — окиси алюминия. При замещении перidotитов вебстеритами происходит вынос Al₂O₃ и щелочей. Возрастает содержание закисного железа, однако, общее количество железа не претерпевает существенных изменений.

Серпентиниты-гиперстениты

Гиперстениты также замещают серпентинизированные породы яршинского комплекса, образуя жило- и дайкообразные тела в них. Контакты серпентинитов с гиперстенитами то резкие, то постепенные.

В обнажении, расположеннном в 40 м к северо-западу от скв. № 6, выходят серпентиниты и серпентинизированные оливиновые габбро-нориты, в которых наблюдаются жилообразные тела гиперстенитов, разделенные пластинами серпентинизированного габбро-норита (рис.

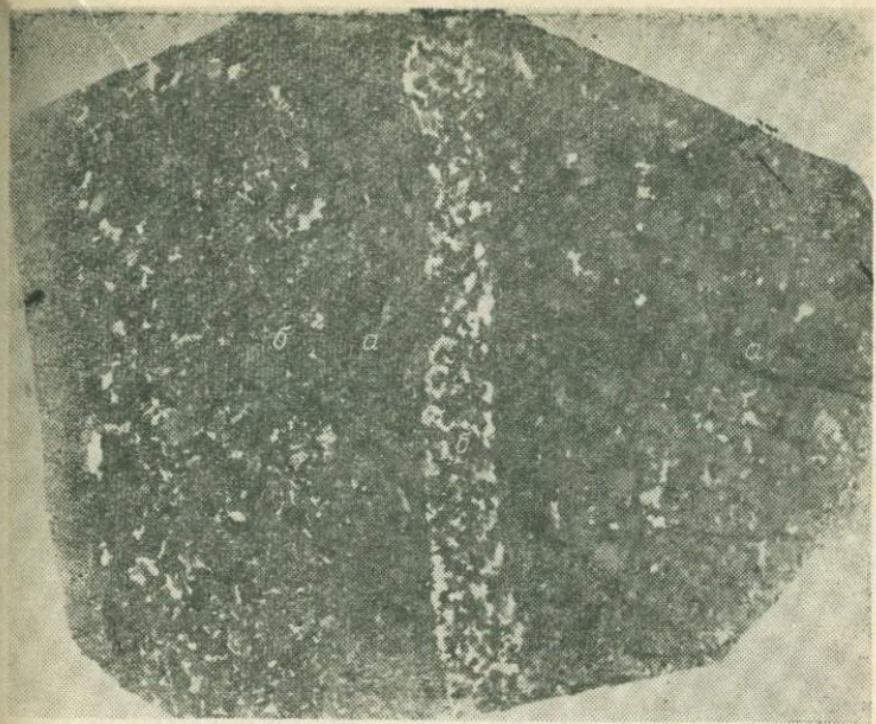


Рис. 55. Пироксениты (*a*) в переслаивании с серпентинизированными габбро-норитами (*b*). Полированый штуф. Натуральная величина.

55). Выдержанная мощность жилообразных тел гиперстенитов и пластин оливиновых габбро-норитов обуславливает полосчатость пород: а) серпентинит (по меланократовому габбро-нориту), б) серпентинизированный оливиновый габбро-норит (мощность 3 см), в) гиперстенит с мелкой редкой вкрапленностью пирротина (1,5 см), г) серпентинизированный меланократовый оливиновый габбро-норит (1 см), д) гиперстенит с редкими реликтовыми зернами соссюритизированного плагиоклаза и мелкой вкрапленностью пирротина (6 см).

Формирование гиперстенита начинается с новообразования отдельных изолированных вкрапленников гиперстена в серпентините (рис. 56). При развитии процесса замещения в гиперстените сохраняются лишь мелкие участки серпентина.

Гиперстениты — черные массивные средне- и крупнозернистые породы. Они характеризуются довольно простым минеральным составом: главные — гиперстен

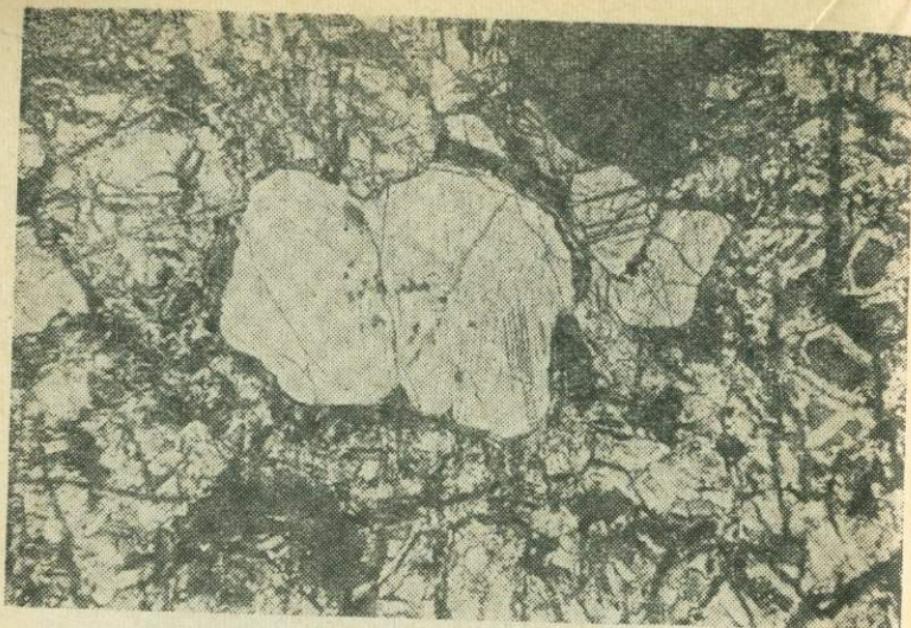


Рис. 56. Изолированный вкрапленник гиперстена в серпентините. Увел. 32×. Николи+.

(90—95%), второстепенные — диопсид, плагиоклаз, эпидот, акцессорные — пирротин. Структура их призматическая-зернистая.

Гиперстен образует призматические кристаллы размером от 0,2 до 5—6 мм в поперечнике. Он плеохроирует от бесцветного — по Nr до розовато-светлого — по Nq. Погасание прямое. Отчетливо выражены две системы спайности. $Ng=1,703$; $Np=1,685$; $Ng-Np=0,021$; $2V=-46^\circ$.

Диопсид наблюдается в редких призматических кристаллах, включающих мелкие кристаллы гиперстена.

Плагиоклаз встречается в единичных реликтовых зернах, которые, как правило, эпидотизированы.

Серпентиниты-гарцбургиты

Гарцбургиты образуются в результате замещения серпентинитов. Они залегают среди серпентинитов в виде жилообразных тел, дающих постепенные переходы к серпентиниту. От того, растянуты ли эти переходы или

совершаются быстро на коротких расстояниях, зависит распространение гарцбургитов в разрезах массива, особенно в его юго-западном окончании.

В магистральной канаве на профиле № 4 (инт. 60—70 м), в канаве № 55 и других среди гарцбургитов наблюдаются различной величины тела серпентинизированных перидотитов и дунитов. Степень серпентинизации пород сравнительно незначительная: оливин замещается серпентином лишь по трещинам и краевым частям кристаллов. От серпентинизированных пород, не затронутых новым высокотемпературным процессом замещения, наблюдается совершенно постепенный переход к гарцбургиту. Этот переход начинается с того, что в серпентинизированной ультраосновной породе сначала возникают редкие вкрапленники гиперстена, образующие ойлокристаллы с пойкилитовыми включениями серпентинизированного оливина. Количество новообразований гиперстена постепенно возрастает, и наступает момент, когда в породах их уже столько же, сколько серпентинизированного оливина.

Гиперстен не всегда кристаллизуется в виде крупных ойлокристаллов, он часто также образует скопления кристаллических зерен размером 2—5 мм в поперечнике. Такой зернистый мономинеральный пироксеновый агрегат замещает серпентинизированную ультраосновную породу. Постепенность перехода от одной породы к другой здесь по-прежнему сохраняется. Количество мелких участков серпентинизированной породы постепенно уменьшается. При равных соотношениях реликтовых участков и новообразованного гиперстенового агрегата породы характеризуются как гарцбургиты. Они состоят из призматических кристаллов гиперстена и мелких участков серпентинизированного оливина. Характерно, что эти участки представляют собой агрегат кристаллов оливина, хотя изредка встречаются и отдельные, изолированные зерна тоже серпентинизированного оливина.

Далее количество серпентинизированных участков уменьшается, возрастает число новообразованных кристаллов гиперстена. В породе местами сохраняются относительно крупные блоки неправильной формы серпентинизированных пород (рис. 57), не подвергшихся замещению, а также пород первой стадии замещения,

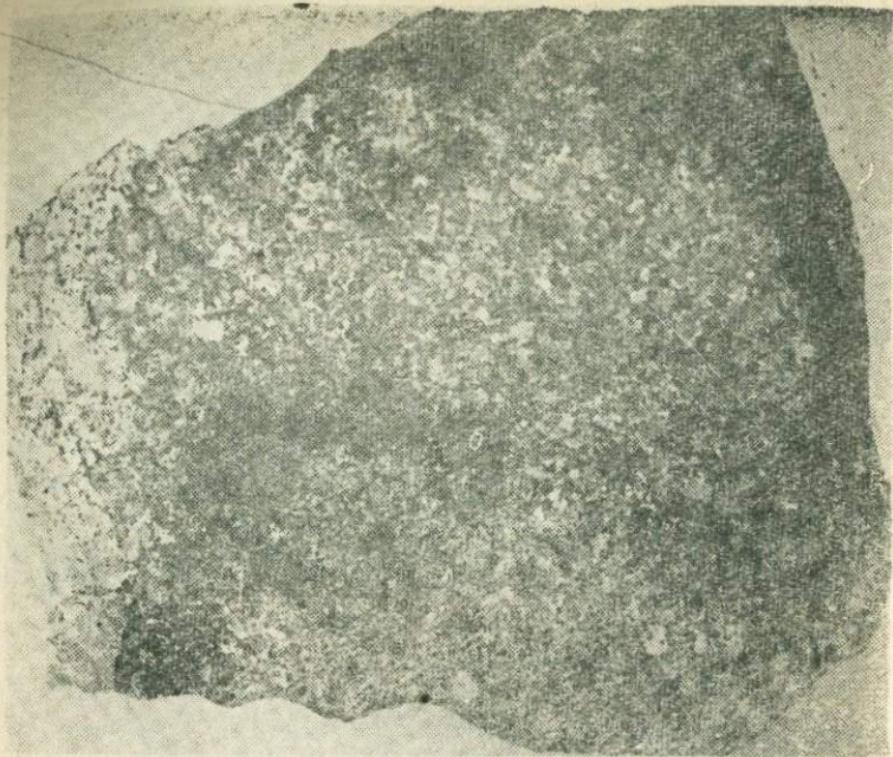


Рис. 57. В вебстерите (а) включены ксенолиты (темные) серпентинитов (б). Полированный штуф. Натуральная величина.

когда оно выражается в формировании отдельных, изолированных ойлокристаллов гиперстена. Возле относительно крупных блоков развиты и мелкие реликтовые блоки серпентинизированной породы, и, как показывает микроскопическое изучение, сростки и отдельные зерна серпентинизированного оливина. Количество оливиновых блоков и зерен постепенно уменьшается, и гарцбургиты могут переходить в мономинеральные гиперстениты.

Нельзя не подчеркнуть того, что внешние ограничения реликтовых блоков серпентинизированной породы местами резкие, четкие, местами постепенные. Контуры их то извилистые, волнистые, то прямолинейные. Гарцбургиты с реликтовыми блоками серпентинизированных пород порою внешне напоминают эруптивные брекчии. Некоторые исследователи Чайского массива и принимают их за таковые, хотя постепенность перехода от неза-

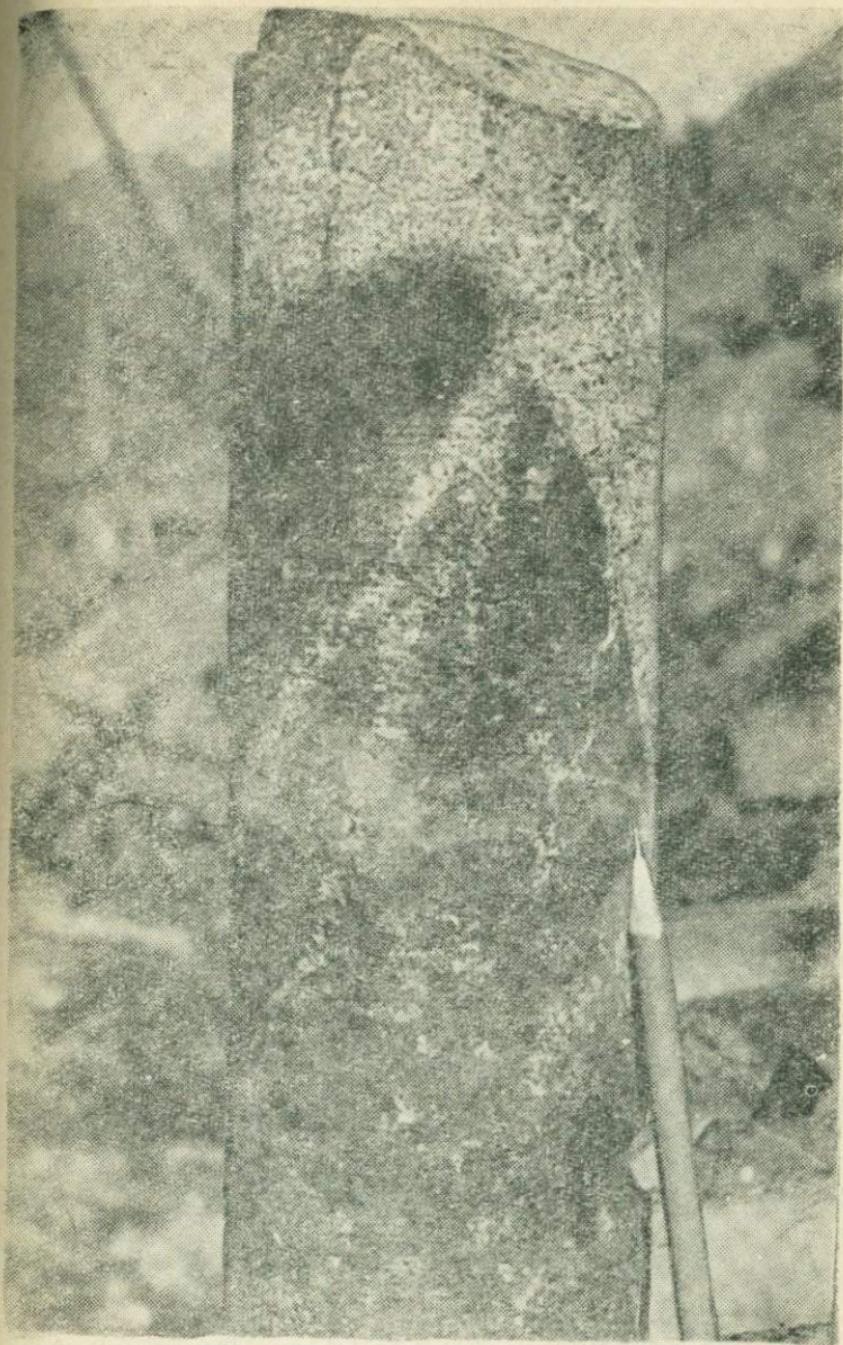


Рис. 58. Жилообразные, ветвящиеся тела гарцбургитов
в серпентинитах.

мещанных ультраосновных (серпентинизированных) пород к гарцбургитам воочию убеждает в том, что они формируются в результате метасоматоза.

Переходы от серпентинизированных пород к гарцбургитам выражены также в керне скв. № 54 (инт. 213—258 м). На различных участках указанного интервала в серпентинитах наблюдаются жилообразные тела крупнозернистых гарцбургитов. В них присутствуют мелкие неправильной формы блоки серпентинизированных пород. От жилообразных тел отходят жилки и прожилки гарцбургитов, которые часто разветвляются, соединяются друг с другом, выклиниваются и местами переходят в зону серпентинизированной породы с вкрапленниками свежего гиперстена (рис. 58). По мере удаления от прожилков количество вкрапленников ги-

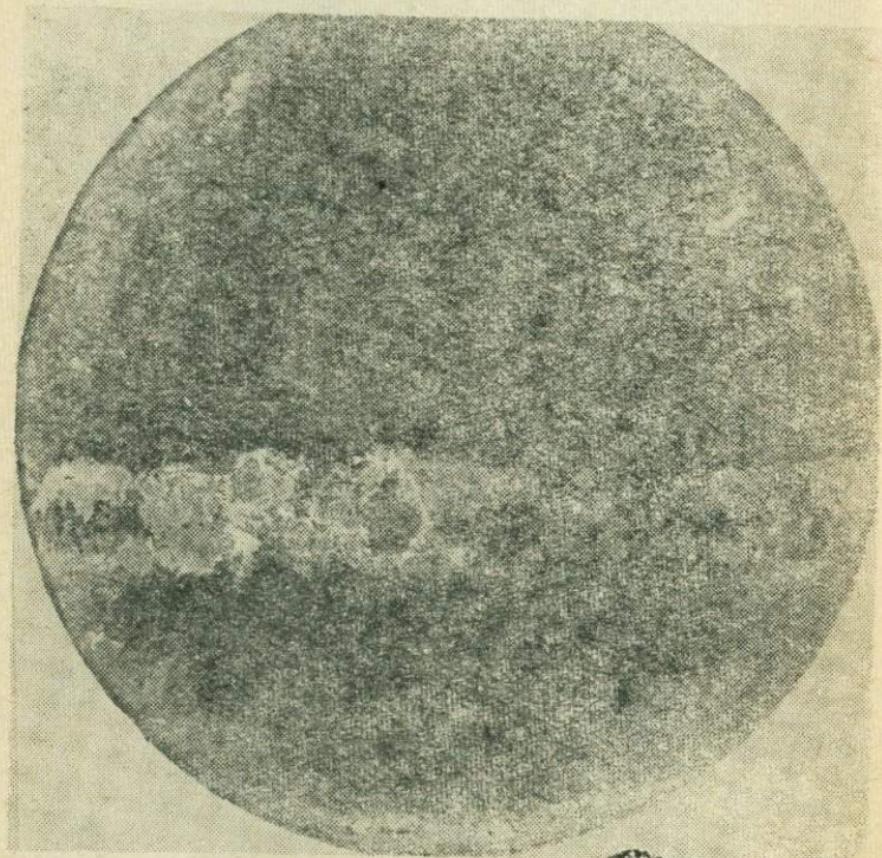


Рис. 59. Метасоматический прожилок гарцбургита с мелкими реликтами серпентинита. Фото керна. Натуральная величина.

перстена уменьшается. Прожилки и жилы не всегда сопровождаются зоной вкрапленников, зачастую наблюдаются резкие отчетливые контакты их с серпентинитом.

В жилах гарцбургита, даже маломощных, остаются блоки незамещенного или слабо замещенного серпентинита или серпентинизированного оливина (рис. 59). В этих блоках иногда выражена пойкилитовая структура — крупный ойокристалл гиперстена (размером до 2 см в поперечнике) содержит мелкие округлые пойкилитовые включения серпентинизированного оливина. В некоторых случаях жилы гарцбургита имеют резкий, четкий контакт с серпентинизированной породой, но возле контакта в них сохраняются неправильные участки или вытянутые вдоль контакта полосы серпентинизированной породы.

Первые метакристы гиперстена возникают в серпентинизированной оливиновой породе за счет замещения оливина. Гиперстен ($Ng=1,712$; $Np=1,697$; $Ng - Np = 0,015$) образует короткопризматические кристаллы, явно корродирующие крупные кристаллы серпентинизированного по трещинам оливина (рис. 60). Возникший мета-

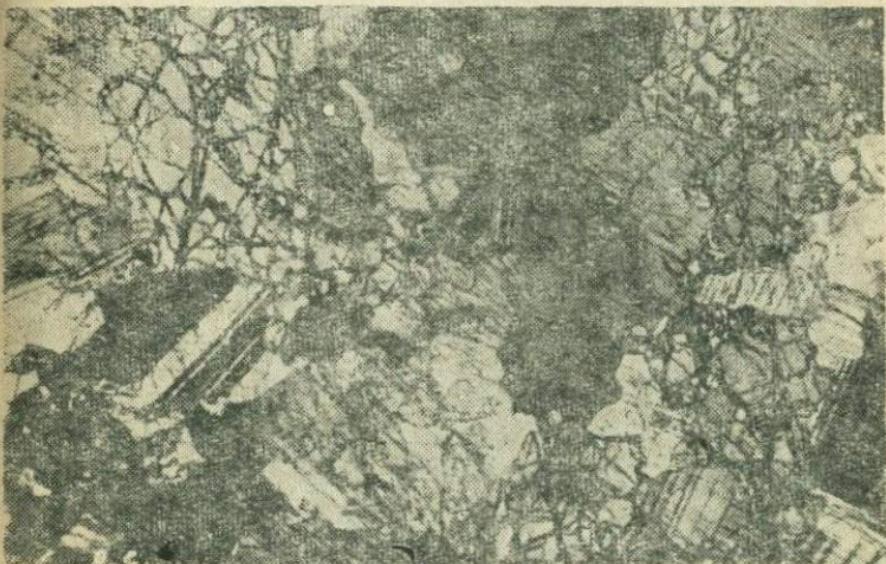


Рис. 60. Кристаллы гиперстена, иногда сдвойниковые, корродируют зерна серпентинизированного оливина. Увел. 32×.
Николи +.

кристалл гиперстена обычно содержит неправильные зерна оливина, создавая типичную пойкилитовую структуру, однако на первых порах размеры пойкилитовых включений достаточно велики — они почти соизмеримы с кристаллами оливина в замещаемом серпентинизированном дуните. В пойкилитовых включениях без каких-либо изменений сохраняется серпентин, образующий петельчатый агрегат по оливину. В количественном отношении он присутствует в той пропорции, что и в серпентинизированном дуните, не затронутом пироксенизацией.

В некоторых случаях на стыках зерен крупных метакристов гиперстена с пойкилитовыми вростками серпентинизированного оливина развиваются мелкие неправильные зерна того же гиперстена.

Иногда пойкилитовые включения оливина в гиперстене сопровождаются «хвостами», состоящими из очень мелких неправильных, явно реликтовых зерен того же гиперстена, но сохраняющих оптическую ориентировку замещенного материала (рис. 61). Возможно, это про-



Рис. 61. Ойлокристаллы гиперстена с пойкилитовыми включениями оливина. Увел. 32×. Николи+.

дукты ранней стадии замещения, включенные в несколько позднее образованный метакрист гиперстена.

При замещении серпентинитов гарцбургитами сульфиды в одних случаях уничтожаются, в других—сохраняются. Переход сульфидов (в основном, пирротина) наблюдается при неполном замещении, когда в гарцбургитах сохраняется достаточно заметное количество реликтового оливина. Зерна сульфидов оказываются включенными в ойокристаллы гиперстена. Около них нередко выделяются мелкочешуйчатый тальк и зернистый карбонат.

Гарцбургиты — внешне черные, коричневато-темные крупнозернистые, массивные породы, отличающиеся отчетливо выраженной пойкилитовой структурой, определяемой крутыми (до 3 см) ойокристаллами гиперстена с включениями зернистого оливина. Их минеральный состав: главные — оливин, гиперстен; второстепенные — моноклинный пироксен, tremolit, плагиоклаз, серпентин; акцессорные — магнетит, сульфиды.

Гиперстен образует короткопризматические кристаллы размером до 3—4 мм в поперечнике. При замещении происходит прежде всего формирование ойокристаллов, включающих пойкилитовые вrostки реликтовых минералов — оливина, термолита, биотита, пирротина (рис. 62). Кроме ойокристаллов, образуются и мелкие



Рис. 62. Ойокристалл гиперстена с пойкилитовыми реликтовыми зернами оливина (Ол) и лучистыми выделениями tremolita (Тр). Увел. 20×. Николи+.

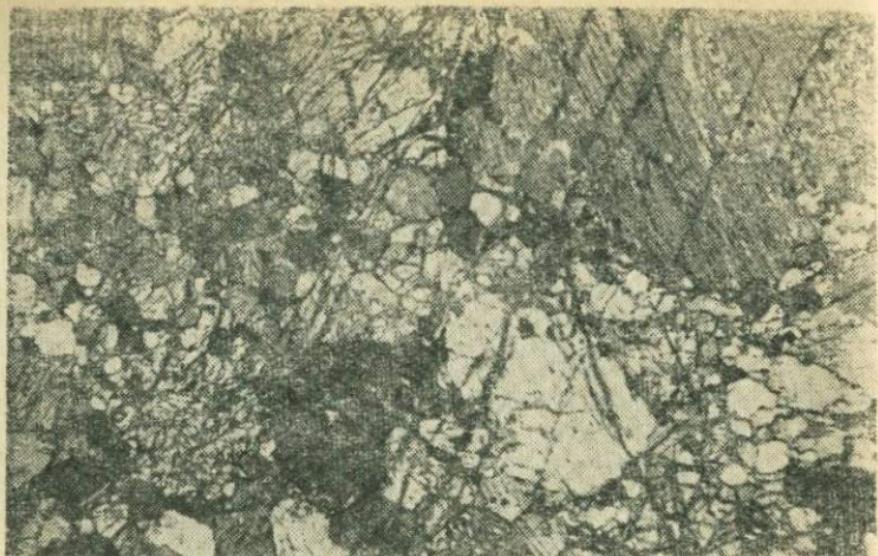


Рис. 63. Порфировидный гарцбургит, в основной массе которого оливин и гиперстен Увел. 20×. Николи+.

зерна гиперстена, в массе которых сохраняются реликтовые зерна серпентинизированного оливина. Получается гарцбургит порфировидной структуры (рис. 63). Гиперстен слабо плеохроирует, обнаруживая в окраске отчетливый розоватый оттенок. $Ng=1,709$; $Np=1,694$; $Ng-Np=0,015$, $2V=46^\circ$.

Оливин наблюдается преимущественно в виде пойкилитовых включений в гиперстене. Он почти всегда серпентинизирован по трещинам, в то время как гиперстен свежий, не серпентинизированный. Форма пойкиловых включений оливина неправильная. Если мелкие включения обычно мономинеральны (не считая серпентина), то более крупные иногда состоят из двух-трех сросшихся зерен неправильной формы. Иногда в этих сростках обнаруживаются черты пандиоморфнозернистой структуры, характерной для замещаемого дунита и выраженной в развитии идиоморфных кристаллов оливина.

Количество таких сростковых пойкилитовых оливиновых включений особенно возрастает около контактов гарцбургита с серпентинизированным дунитом, около блоковых ксеногенных обособлений дунита. По составу оливин соответствует хризолиту с 25% фаялитовой мо-

лекулы ($\text{Ng}=1,720$; $\text{Nr}=1,682$; $\text{Ng}-\text{Nr}=0,038$; $2V=90^\circ$).

Серпентин развит исключительно по оливину. Он занимает трещины в зернах оливина, создавая своеобразные петельчатые узоры.

Моноклинный пироксен наблюдается в редких неправильных зернах, особенно вблизи контактов гарцбургита с вебстеритами.

Тремолит наблюдается в редких игольчатых кристаллах, включенных в кристаллы гиперстена. Это своеобразные пойкилитовые включения, по происхождению аналогичные пойкилитовым включениям оливина.

Плагиоклаз присутствует в виде редких неправильных кристаллов.

Химический состав гарцбургитов ($\text{SiO}_2=49,94$; $\text{TiO}_2=0,52$; $\text{Al}_2\text{O}_3=3,43$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,42$; $\text{FeO}=9,66$; $\text{MnO}=0,25$; $\text{CaO}=2,45$; $\text{MgO}=29,45$; $\text{K}_2\text{O}=0,12$; $\text{Na}_2\text{O}=0,37$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,14$; $\text{SO}_3=0,88$; $+ \text{H}_2\text{O}=1,37$; сумма — 100,0%, среднее из 5 анализов) характеризуется устойчиво высоким содержанием SiO_2 , невысоким содержанием Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 . Закисное железо резко преобладает над окисным, магний — над кальцием.

Высокое содержание SiO_2 в гарцбургитах несложно необычно. Оно, например, выше, чем в среднем гарцбургите, по Дэли, где содержание SiO_2 составляет 40,65%. Но А. Н. Заварицкий (1955) отмечает, что химический состав среднего гарцбургита, по Дэли, указывает на высокое содержание в анализированных породах оливина. Учитывая содержание кремнезема в гиперстене (60%) и оливине (40%) и примерно одинаковое содержание этих минералов в описываемых гарцбургитах, можно вполне объяснить несколько повышенное содержание кремнезема в чайских гарцбургитах.

Гарцбургиты местами имеют включения небольших тел порфировидных вебстеритов, содержащих иногда в заметных количествах вкрапленность сульфидов. Переход от порфировидного вебстерита к крупнозернистому пойкилитовому гарцбургиту резкий. Однако гарцбургит здесь отличается минеральным составом и некоторыми особенностями структуры. В минеральном составе породы изменения выражаются в том, что, наряду с крупными (до 1—1,5 см в поперечнике) ойкрокристаллами гиперстена, присутствуют такие же по размерам кристаллы авгита, содержащие редкие пойкилитовые

вростки гиперстена. Отличия в структуре выражаются в том, что весьма изменчив состав пойкилитовых включений в ойлокристаллах гиперстена. Наряду с обычными зернами оливина здесь появляются зерна гиперстена и авгита, изолированные друг от друга, но нередко включенные вместе с оливином в один ойлокристалл гиперстена. Иногда пойкилитовые включения являются полиминеральными — это сростки разноориентированных зерен оливина и гиперстена.

Вблизи контакта гарцбургита с вебстеритом в крупных ойлокристаллах гиперстена присутствуют мелкие реликтовые зерна авгита, оставшиеся в результате не-полного замещения мелкозернистой основной массы порфировидного вебстерита.

Замещаемый порфировидный вебстерит содержит

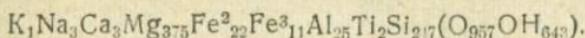
Таблица 22

Химический состав (в вес. %) серпентинизированных дунитов и гарцбургитов

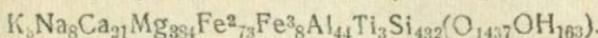
Оксиды	Дунит-гарцбургит			Дунит-гарцбургит		Дунит-гарцбургит		Дунит-гарцбургит	
	2272а	2272б	2272	2273	2273а	2282г	2282в	2282з	2282ж
SiO ₂	35,98	47,82	51,08	39,98	51,80	35,72	48,56	38,42	50,72
TiO ₂	0,27	0,35	0,50	0,27	0,60	0,30	0,52	0,37	0,65
Al ₂ O ₃	3,17	4,22	3,29	2,74	3,35	2,26	2,85	3,05	3,47
Fe ₂ O ₃	8,07	1,12	1,63	6,36	0,95	4,16	1,06	3,30	2,36
FeO	3,82	9,71	9,63	5,95	9,26	11,25	10,73	10,07	8,97
MgO	36,66	28,51	28,41	33,42	27,16	36,03	33,21	36,76	29,98
CaO	0,43	2,16	2,74	1,87	3,32	1,04	1,73	1,87	2,31
MnO	0,14	0,32	0,24	0,20	0,24	0,22	0,22	0,20	0,24
Na ₂ O	0,25	0,46	0,40	0,20	0,45	не обн.	0,15	0,50	0,40
K ₂ O	0,13	0,26	0,13	0,10	0,10	0,26	0,10	не обн.	не обн.
H ₂ O +	10,47	2,67	1,75	8,05	2,42	6,22	0,01	4,66	не обн.
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,14	0,14	0,16	0,16	0,11	0,16	0,16
SO ₃	0,11	1,57	1,94	0,82	0,21	2,05	0,15	1,27	0,53
Сумма	99,64	99,33	101,88	100,10	99,82	99,67	99,40	100,61	99,79

Примечание. 2272а — серпентинизированный дунит, 2272б — гарцбургит с блоками дунита, 2272 — гарцбургит, 2273 — серпентинизированный дунит, 2273а — гарцбургит, магистральная канава на профиле 4, инт. 50—70 м; 2282в — серпентинизированный дунит, 2282г — гарцбургит с мелкими блоками дунита, 2282з — серпентинизированный дунит с новообразованиями гиперстена, 2282ж — гарцбургит, скв. № 54, инт. 250, 255, 294 и 288 м. Анализы выполнены в химлаборатории БГУ, аналитики В. Г. Волкова и Е. П. Котлярова.

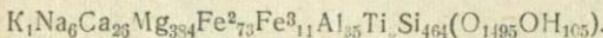
1) Формула серпентинизированного дунита (2272а):



Формула гарцбургита с блоками дунита (2272б):



Формула гарцбургита (2272):



Привнос:

Вынос:

Na—3 иона

Al—10 ионов

OH—538 ионов

Ca—23 иона

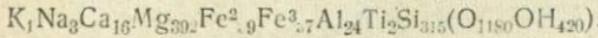
Ti—1 ион

Mg—9 ионов

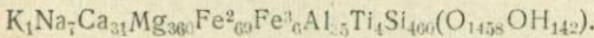
Si—217 ионов

Fe²⁺—51 ион

2) Формула серпентинизированного дунита (2273):



Формула гарцбургита (2273а):



Привнос:

Вынос:

Na—4 иона

Al—11 ионов

Mg—32 иона

Ca—15 ионов

Ti—2 иона

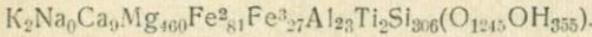
Fe³⁺—31 ион

Fe²⁺—30 ионов

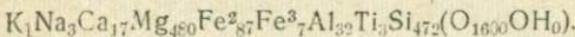
Si—145 ионов

OH—278 ионов.

3) Формула серпентинизированного дунита (2282в):



Формула гарцбургита с мелкими блоками (2282г):



Привнос:

Вынос:

Na—3 иона

Al—10 ионов

K—1 ион

Ca—8 ионов

Ti—1 ион

Fe³⁺—20 ионов

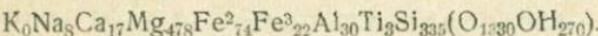
Mg—20 ионов

Si—166 ионов

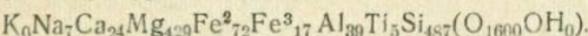
OH—355 ионов.

Fe²⁺—6 ионов

4) Формула серпентинизированного дунита с новообразованиями гиперстена (2282з):



Формула гарцбургита (2282ж):



Привнос:

Вынос:

Ca—7 ионов

Na—1 ион

Al—9 ионов

Mg—49 ионов

Ti—2 иона

Fe³⁺—2 иона

Si—152 иона

Fe³⁺—5 ионов

OH—270 ионов.

вкрапленность пирротина в количестве 5—10%. В гарцбургите количество пирротина резко снижается, в ойлокристаллах гиперстена присутствуют лишь единичные зерна пирротина.

Замещение серпентинизированных пород гарцбургитами и, в конечном счете, гиперстенитами в химическом отношении может быть охарактеризовано только в своей начальной стадии, когда по серпентинитам образуются гарцбургиты—породы гибридные, поскольку оливин в них заимствован из серпентинитов, гиперстен новообразован.

Приведенные в табл. 22 химические анализы пород показывают, что процесс замещения в данном случае идет со значительным привносом SiO_2 . Окисное железо преобразуется в закисное, вследствие чего весовое содержание последнего в гарцбургитах повышается, хотя суммарное содержание железа сохраняется на том же уровне, что в замещаемых серпентинитах. В гарцбургитах повышенено содержание TiO_2 , MnO , CaO , Na_2O , SO_3 . Изменений не претерпевают содержания Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 . Заметно снижается количество MgO , летучих ($+\text{H}_2\text{O}$).

Серпентиниты-полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-нориты

Серпентинизированные породы яршинского комплекса замещаются также полевошпатовыми перидотитами и оливиновыми габбро-норитами, часто несущими вкрапленное сульфидное оруденение. Замещение здесь, как и в предыдущем случае, начинается с развития метакристаллов ромбического пироксена, образующих ойлокристы с пойкилитовыми включениями серпентинизированного оливина. Отличия заключаются лишь в том, что наряду с гиперстеном развиваются моноклинный пироксен, полевой шпат и биотит. Обычно присутствуют вкрапленники пирротина и халькопирита. Замещающий перидотит расчленяет серпентинизированную породу на блоки различного размера, обычно неправильной конфигурации, хотя в плоскости того или иного разреза блоки имеют форму правильных прямоугольников. Внешне

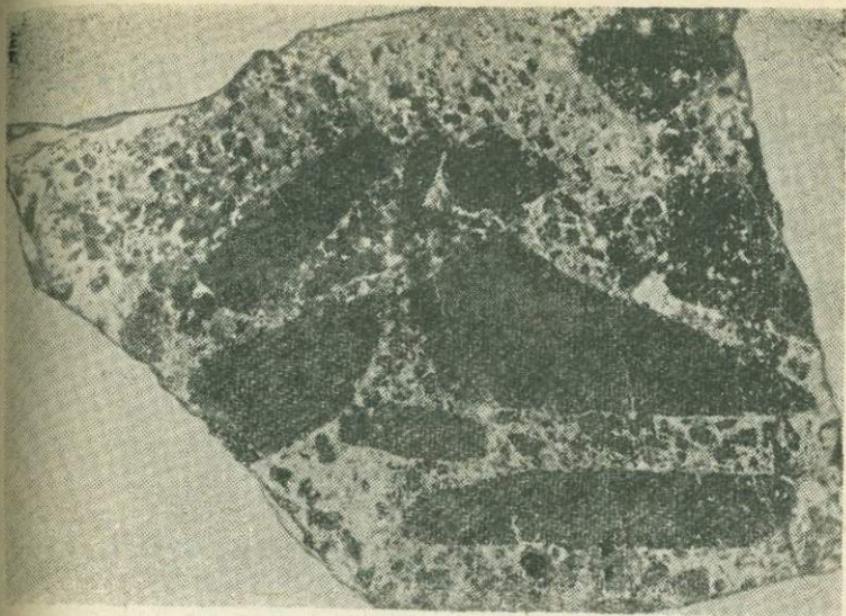


Рис. 64. «Брекчия» замещения. Чёрное — реликтовые блоки серпентинита в полевошпатовом перидотите с сульфидной вкрапленностью. Полированный шлиф. Натуральная величина.

прежде всего обращают на себя внимание относительно крупные блоки (рис. 64). Однако внимательное рассмотрение показывает, что возле крупных блоков развиты и мелкие, размеры которых постепенно снижаются до размеров отдельных пойкилитовых включений серпентинизированного оливина. Эти включения представлены либо отдельными зернами оливина, либо их сростками.

Рудные минералы развиты в виде ксеноморфных вкрапленников, размеры которых варьируют от мельчайших до 1,0—1,5 см в поперечнике. В некоторых случаях зерна сульфидов тяготеют к контактам с блоком серпентинизированной породы. От них иногда ответвляются тонкие прожилки, секущие ксеногенный блок серпентинизированной породы.

Полевошпатовые перидотиты, включающие ксеногенные блоки серпентинитов, обычно определяются как эруптивные брекчии (Шишкин, Кумпан, 1964), а зоны их — как разломы. Однако изучение подобных пород, вскрытых в канаве № 53 и скважине № 8, показывает, что они образуются в результате замещения, которое

проявляется неравномерно. Поэтому, с нашей точки зрения, рассматриваемые перidotиты с ксеногенными серпентинитами правомернее называть брекчиями замещения, хотя применение термина «брекчия» здесь не удачно.

Полевошпатовые перidotиты и оливиновые габбронориты составляют единую группу пород, которая в практике изучения габбро-перidotитовых массивов Северного Прибайкалья обычно именуется полевошпатовыми перidotитами. Породы связаны постепенными взаимопереходами, обусловленными несколько меняющимся количеством плагиоклаза. Как и в случае Иокодвыренского массива (Гурлев, 1965), породы с содержанием до 15% плагиоклаза мы называем полевошпатовыми перidotитами, а породы с большим количеством плагиоклаза — оливиновыми габброноритами.

Поскольку минеральный состав тех и других тождествен, мы приводим совместное микроскопическое описание пород.

Полевошпатовые перidotиты и оливиновые габбронориты внешне представляются темными, почти черными, массивными, крупнозернистыми, с выделяющимися зернами белого или сиреневого плагиоклаза.

Породы состоят из оливины, ромбического и моноклинного пироксенов, плагиоклаза, роговой обманки, биотита, соссюрита, серпентина, рудных минералов. Структура пород габбровая и пойкилитовая.

Оливин наблюдается в округлых кристаллах, распределенных в породах более или менее равномерно, а также в мелких пойкилитовых вростках в пироксенах. Нередко вокруг кристаллов оливины развиваются келифитовые оторочки из пироксена или амфибола. Кристаллы оливины серпентинизированы по трещинам и по периферии, по оптическим свойствам ($Ng=1,720$; $Np=1,682$; $Ng-Np=0,038$) оливин относится к хризолиту.

Количество ромбического пироксена сильно колеблется. Иногда он полностью вытесняет моноклинный пироксен. Он выделяется в короткопризматических кристаллах, которые иногда создают ойлокристаллы с включениями оливина и роговой обманки.

Моноклинный пироксен слагает крупные ойлокристаллы с пойкилитовыми вростками оливина и релик-

товыми остатками роговой обманки. По составу он соответствует авгиту ($Ng=1,713-1716$; $Np=1686-1694$; $Ng-Np=0,022-0,027$).

Плагиоклаз в породах представлен относительно свежими лейстовидными кристаллами с хорошо выраженным полисинтетическими двойниками. Он обычно занимает промежутки между кристаллами оливина и пироксенов. По составу он определяется лабрадором. Плагиоклаз почти не содержит соссюритовый пелитоморфный материал.

Серпентин наблюдается исключительно в оливине. Интересно отметить, что пойкилитовые вrostки оливина в ойлокристаллах пироксенов обычно свободны от сетки серпентиновых прожилков.

Полевошпатовые перidotиты и оливиновые габбронориты характеризуются довольно изменчивым химическим составом (табл. 23), что обусловлено неравномерностью процессов замещения, сохранением участков первичной породы — серпентинита, развитием сульфидной вкрапленности. В породах относительно низки содержания SiO_2 , CaO , щелочей. Количество окиси алюминия сильно варьирует, что обусловлено, возможно, образованием оливиновых пород не только по серпентинитам, но и по осадочно-метаморфическим породам, в частности, по офильтитовым породам, как это можно видеть на примере Иоко-Довыренского массива (Гурьев, 1965). Содержание окиси магния тоже подвержено колебаниям, но все же сохраняется на достаточно высоком уровне. Закисное железо преобладает над окисным, однако часть этого железа входит в состав не силикатов, а сульфидов, которые являются почти постоянным компонентом пород, обуславливая их промышленнуюрудоносность.

Полевошпатовые перidotиты и оливиновые габбронориты по минеральному составу сходны с аналогичными породами Иоко-Довырена. Но вместе с тем они и отличаются рядом признаков от довыренских. Во-первых, чайские полевошпатовые перidotиты и оливиновые габбронориты содержат реликтовые участки замещенных серпентинитов. Реликтовым в них является серпентинизированный оливин и, возможно, часть пироксенов. Во-вторых, плагиоклаз в породах кристаллизуется, метасоматически замещая пелитоморфные соссюри-

Таблица 23

**Химический состав (в вес. %) полевошпатовых перидотитов
и оливиновых габбро-норитов**

Оксиды	Полевошпатовые перидотиты		Оливиновые габбро-нориты			
	601	2293ж	438	439	474	2293в
SiO ₂	33,62	46,10	42,08	39,22	40,88	43,24
TiO ₂	0,47	0,41	0,29	0,42	Сл.	0,51
Al ₂ O ₃	5,28	3,07	9,99	14,17	9,14	10,35
Fe ₂ O ₃	7,80	1,25	2,44	2,36	4,20	1,03
FeO	14,78	11,91	6,97	9,12	5,64	9,34
MgO	22,66	32,90	23,28	15,42	26,40	24,90
CaO	5,28	2,01	7,23	9,28	7,24	6,78
MnO	0,20	0,20	0,19	0,11	0,12	0,17
Na ₂ O	0,59	0,50	0,12	1,06	0,95	1,40
K ₂ O	0,16	0,10	Не обн.	0,24	0,39	0,10
H ₂ O +	8,30	0,37	4,91	2,69	4,83	1,01
P ₂ O ₅	0,09	0,16	0,03	0,06	Сл.	0,18
SO ₃	0,15	0,94	1,72	5,45	0,08	0,51
CO ₂	—	—	—	—	0,33	—
Ni	—	—	—	—	0,07	—
Сумма	99,38	99,92	99,25	99,60	100,27	99,52

Приложение. 601 — участок Огиенко, химлаборатория БГУ, аналитик М. Н. Кодачигова; 2293ж — уч. Чайский, скв. 54, инт. 373 м, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова, В. Г. Волкова; 438 и 439 — уч. Чайский, канава № 66, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева; 474 — уч. Чайский, профиль 07, пикет 40, химлаборатория БГУ, аналитики Р. В. Сагалуева, М. Ф. Фильчакова; 2293в — уч. Чайский, скв. 54, инт. 306 м, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова, В. Г. Волкова.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	601	2293ж	438	439	474	2293в
a	1,5	1,0	0,2	2,7	2,5	2,9
b	2,6	1,2	6,2	8,5	4,3	4,6
c	59,4	55,2	47,9	41,8	51,2	48,6
s	36,5	42,6	45,7	47,0	41,6	43,9
c'	5,9	1,5	4,3	7,8	7,0	5,3
f'	33,3	17,2	17,6	26,9	15,5	17,8
m'	60,8	81,3	78,0	65,3	77,5	76,9
n	83,4	88,6	100,0	89,4	80,0	96,0
e	11,3	1,4	4,0	5,1	6,2	1,5
t	1,6	0,6	0,6	0,8	—	0,8
Q	-32,6	-18,0	-15,2	-19,9	-26,0	-22,6
a:c	0,58	0,83	0,03	0,32	0,59	0,63

товые агрегаты, которые развивались при серпентинизации ультраосновных пород по первичным плагиоклазу и пироксену. В-третьих, чайские полевошпатовые перidotиты и оливиновые габбро-нориты испытывают некоторые вариации в составе, приближаясь иногда к оливиновому габбро, однако среди них совершенно нет разновидностей, близких к дovskyренским плагиоклазовым оливинитам и троктолитам.

Формирование полевошпатовых перidotитов и оливиновых габбро-норитов происходит, по нашему мнению, за счет замещения серпентинитов, при этом могут быть выделены три варианта перехода одних пород в другие.

1. Полевошпатовый перidotит замещает серпентинизированный дунит, расчленяя его на ксеногенные блоки, размеры которых изменчивы — от крупных блоков до мелких зерен серпентинизированного оливина. Наряду с пироксенами здесь возникают кристаллы плагиоклаза. Может быть, именно этим объясняется довольно резкая смена одних пород другими, без зоны гибридных переходных пород.

2. Полевошпатовые перidotиты возникают в центральных частях жилообразных тел гарцбургитов, а иногда и гиперстенитов и вебстеритов. Здесь полевошпатовый перidotит отделен от замещающейся породы — серпентинита — зоной гарцбургита или пироксенита. Плагиоклаз как бы отстает в процессе замещения от пироксенов. Оливин попадает в полевошпатовые перidotиты как минерал реликтовый.

3. Полевошпатовые перidotиты иногда формируются близи контактов серпентинитов с габбро-норитами. Контакты осложнены реакционными зонами (см. ниже) пироксенитов. Подобный случай замещения изучен нами по разрезу канавы № 290. Здесь в серпентинитах вблизи контакта их с габбро-норитами начинают возникать новообразования сиреневого лабрадора, столь характерного для габбро-норитов. Микроскопическое изучение показывает, что серпентинит петельчатой структуры образовался по перidotиту, содержащему первично плагиоклаз. При серпентинизации плагиоклаз был превращен в псевдоморфный агрегат соссюрита. И когда на серпентиниты накладывается новый высокотемпературный процесс замещения, то первыми на

это замещение реагируют псевдоморфные агрегаты соссюрита. Именно по ним образуется сиреневый лабрадор. Однако на этом процесс замещения не ограничивается. Плагиоклаз начинает развиваться и по соссюритовым псевдоморфным образованиям, которые в серпентините замещали ойлокристаллы пироксена¹. Следовательно, новообразования лабрадора могут возникать по соссюритовым агрегатам, но при этом совершенно безразлично, как и почему возникли соссюритовые агрегаты. С другой стороны, в этом процессе замещения остаются в реликтах зерна и блоки серпентинизированного оливина и серпентина.

Серпентиниты-габброиды

Серпентиниты контактируют также с безоливиновыми габбро-норитами и нормальными габбро. Последние, кроме того, замещают серпентинизированные породы, образуя на контактах гибридные, реакционно-метасоматические пироксениты. Безоливиновые габбронориты возникают также в заключительные стадии процесса формирования гарцбургитов и гиперстенитов, когда в центральных частях жилообразных тел полностью исчезают блоки серпентинита и зерна оливина и появ-

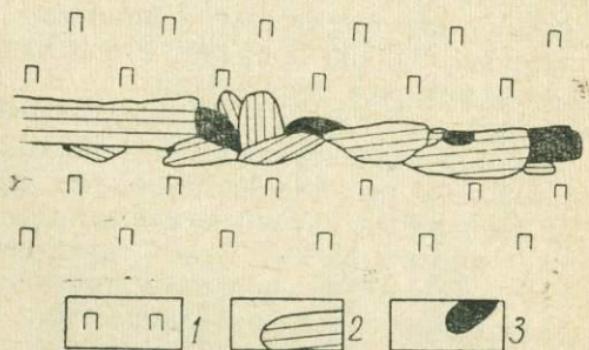


Рис. 65. Метасоматический прожилок, сложенный сиреневым лабрадором (2) и пирротином (3), в серпентинизированном дуните. Натуральная величина.

¹ Замещение пироксена перидотитов соссюритом установлено в Иоко-Довыренском массиве, где оно связано с общим процессом серпентинизации пород.

ляется существенная примесь сиреневого лабрадора. Кроме того, безоливиновые габбро-нориты и габбро способны сразу замещать серпентиниты, не образуя переходных зон. Этот процесс выражен прежде всего в развитии тонких (0,5—1,0 см) прожилков, сложенных сиреневым лабрадором и зернами пирротина (рис. 65). Массовое развитие подобных прожилков с сульфидами приводит к созданию брекчиеидных руд, в которых блоки серпентинита «цеменгируются» габбро-норитом с промышленным сульфидным оруденением.

Наиболее сложны взаимоотношения безоливиновых габбро-норитов с серпентинитами, здесь в зоне контакта развиты пироксениты.

Рассмотрим несколько примеров взаимоотношения габбро-норитов и серпентинитов.

По правобережью Чай крупный ксенолит ультраосновных пород контактирует с нормальными габбро-норитами и габбро. В ряде мест вскрыты контакты этих пород. В канаве, расположенной на профиле 07, пикет 100, серпентиниты вблизи контакта с нормальными габбро превращены в полевошпатовые перидотиты, по-прежнему интенсивно серпентинизированные, так как оливин в них полностью сохранился от серпентинитов. На контакте здесь развиты пироксениты в виде оторочки мощностью 10—20 см. Поверхность контакта очень извилистая и приобретает порою крайне причудливую форму. В габбро, на некотором удалении от контакта, наблюдаются мелкие ксеногенные тела серпентинизированных перидотитов. Вокруг этих тел, в отличие от главного контакта, не наблюдается пироксенитовой оторочки. Тела ориентированы параллельно главному контакту.

Плагиоклазовый перидотит микроскопически представляет собой черную с зеленоватым оттенком средне-зернистую массивную породу. Перидотит состоит из оливина, моноклинного и ромбического пироксенов, плагиоклаза, серпентина, сссюрита, рудных минералов. Структура его гипидиоморфнозернистая, местами пандиоморфно-зернистая или пойкилитовая. Последняя обусловлена включениями оливина и моноклинного пироксена в крупные ойлокристаллы ромбического пироксена.

Оlivин занимает значительную часть породы и

имеет округлые идиоморфные кристаллы размером от десятых долей миллиметра до 2 мм (рис. 66). Он бесцветен, обладает петельчатой системой трещин, обычно выполненных серпентином. По составу оливин относится к хризолиту ($Ng=1,717$; $Np=1,680$; $Ng-Np=0,037$). Большой частью оливин серпентинизирован пол-

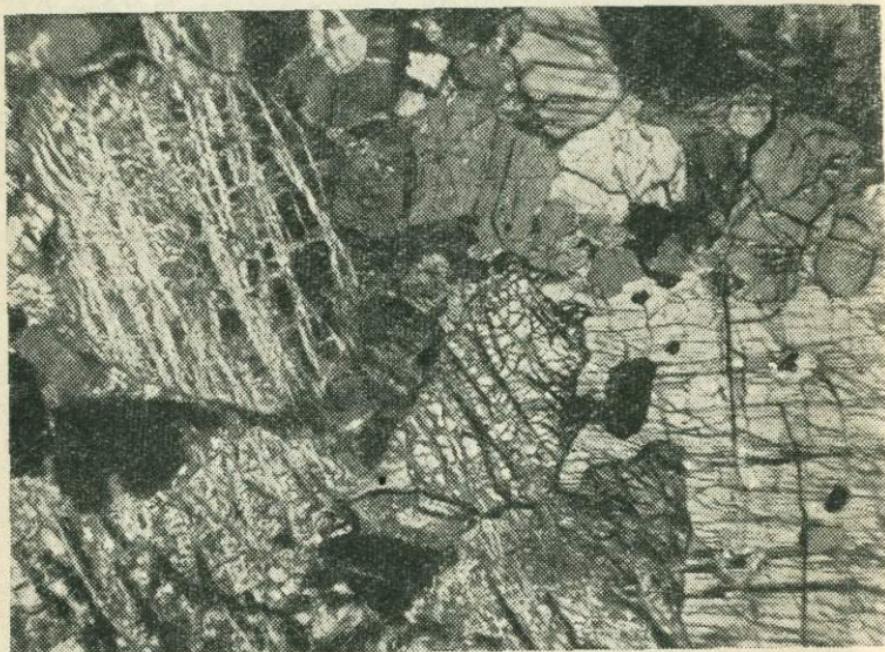


Рис. 66. Серпентинизированный оливин в плахиоклазовом перидотите. Увел. 20×. Николи+.

ностью, до образования полных серпентиновых псевдодоморфоз, сохраняющих окружную форму кристаллов оливина.

Ромбический пироксен встречается в виде коротко-призматических кристаллов с четко выраженнымими трещинами спайности. Иногда он слагает крупные ойко-кристаллы с пойкилитовыми включениями оливина, клинопироксена, иногда плахиоклаза. По составу ромбический пироксен относится к гиперстену ($Ng=1,708$; $Np=1,694$; $Ng-Np=0,014$). Серпентинизация проявлена в нем значительно интенсивнее, чем в клинопироксene.

Моноклинный пироксен в количественном отношении преобладает над ромбическим и представлен коротко-призматическими кристаллами, обычно бесцветными или окрашенными в бледно-зеленоватые тона. Им присущи

высокие цвета интерференции. По сравнению с другими породообразующими минералами клинопироксен более или менее свежий, серпентинизацией и соссюритизацией затронут лишь слегка и вблизи серпентинизированных оливиновых кристаллов. Нередко в его кристаллах отмечается диаллаговая отдельность. По оптическим свойствам моноклинный пироксен относится к ряду авгита ($2V = +74^\circ$; $c:Ng = 5^\circ$; $Ng = 1,73$; $Np = 1,93$; $Ng - Np = 0,035$).

Плagiоклаз в породе распределен неравномерно, местами слагает лишь единичные зерна, зажатые между темноцветными, местами содержание его превышает 10%. Для данной породы характерны слаборазвитые кристаллы плагиоклаза, обычно ассоциирующие с пелитоморфным соссюритовым агрегатом, который развивается по пироксенам и в свою очередь является материалом для формирования плагиоклаза. Плагиоклаз по составу отвечает битовниту № 75 ($Ng = 1,576 - 1,585$; $Np = 1,564 - 1,574$; $Ng - Np = 0,012 - 0,013$).

Серпентин, как отмечалось выше, преимущественно развивается по оливину и ромбическому пироксену, отчасти по моноклинному. Он представлен лентами и придает породе петельчатую структуру.

В породе повсеместно наблюдаются участки, где заметны изменения пироксенов с образованием соссюритового агрегата, по которому в свою очередь кристаллизуется плагиоклаз.

Рудные минералы в основном представлены магнетитом, который зернистой пылью отлагался преимущественно вдоль серпентиновых лент. В породе отмечаются также сульфиды.

По мере приближения к контакту в серпентинизированном перидотите постепенно убывает содержание оливина, соответственно возрастает количество пироксенов, и перидотит сменяется приконтактовой оторочкой пироксенита.

Пироксениты — темно-зеленые, среднезернистые, массивные. Структура их гипдиоморфозернистая (рис. 67), с элементами пойкилитовой. Состав пироксенита довольно прост — в нем развит преимущественно моноклинный пироксен, среди которого ромбический пироксен занимает резко подчиненное положение. Кроме того, в породе отмечаются «угнетенные» или слабораз-

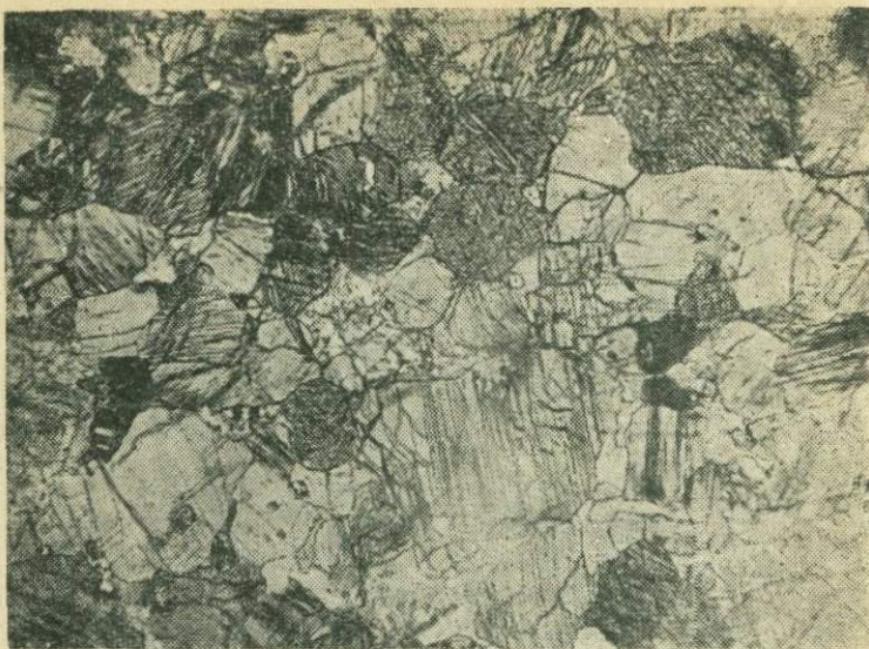


Рис. 67. Пироксениты — диаллагиты. Увел. 20×. Николи +.

витые кристаллы роговой обманки, обычно заключенные в кристаллы клинопироксена. В породах также присутствуют серпентин, соссюрит, актинолит, тальк и кальцит.

Клинопироксен развивается в пироксенитах в короткопризматических кристаллах. По составу он принадлежит ряду авгита ($\text{Ng}=1,735$; $\text{Nr}=1,702$; $\text{Ng}-\text{Nr}=0,033$; $2V=42^\circ$; $c:\text{Ng}=50^\circ$). Редко встречающийся ромбический пироксен склонен давать ойлокристаллы, содержащие мелкие зерна клинопироксена, роговой обманки, рудного минерала, а также соссюритовый агрегат. По составу ромбический пироксен является гиперстеном ($\text{Ng}=1,708-1,716$; $\text{Nr}=1,694-1,702$; $\text{Ng}-\text{Nr}=0,014$).

Иногда в пироксенитах между кристаллами пироксенов сохраняются участки, состоящие из агрегата роговой обманки, соссюрита, хлорита, кальцита, рудного минерала.

Пироксениты постепенно сменяются нормальными габбро, в которых очень обильны агрегаты соссюрита. Под микроскопом устанавливаются довольно резкие переходы. Возле контакта пироксины пироксенитов подвергаются изменению, они замещаются серпентином.



Рис. 68. Контакт пироксенитов и габбро под микроскопом.
Увел. 20×. Николи+.

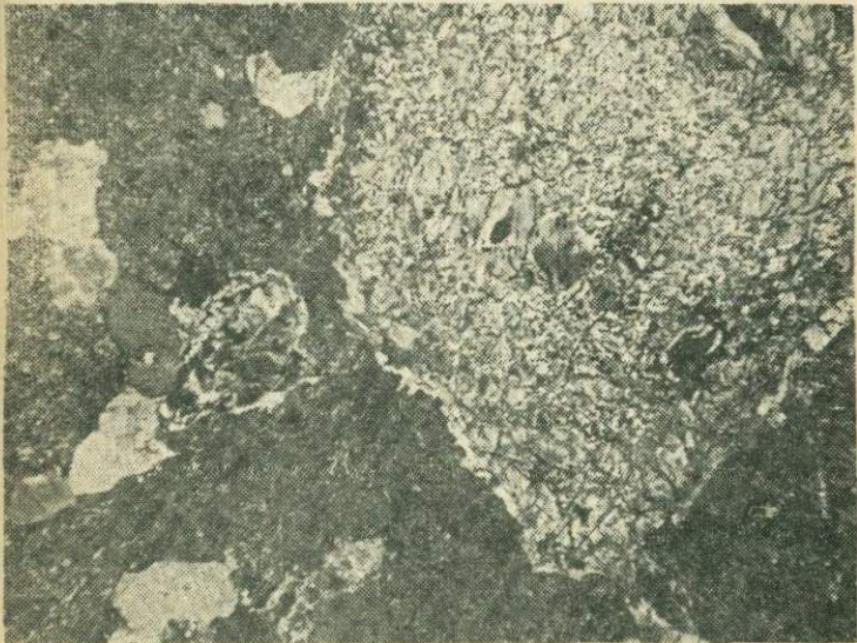


Рис. 69. Реликтовые остатки серпентинита в габбро под микроскопом. Увел. 20×. Николи+.

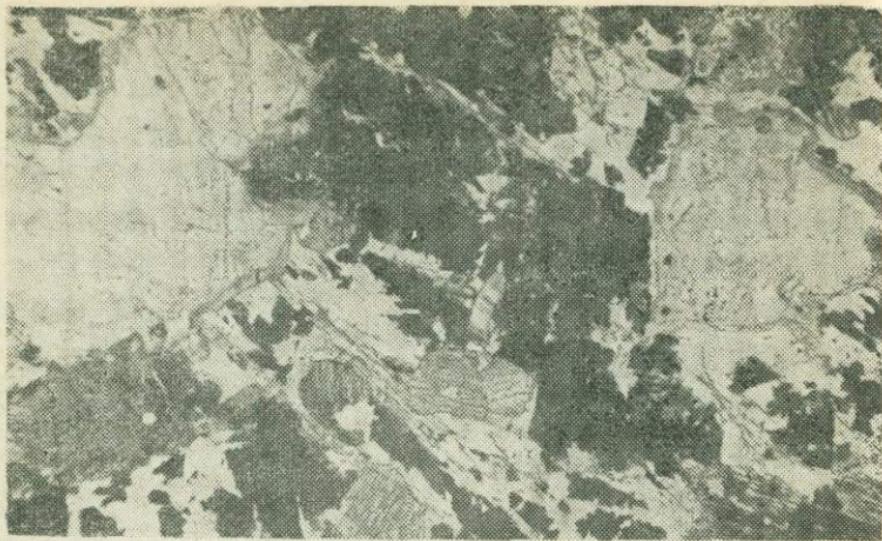


Рис. 70. Вокруг кристаллов пироксена — келифитовая оторочка роговой обманки. Темное — пелитовая масса. Увел. 21×.
Николи +.

тальком, кальцитом или соссюритовым пелитоморфным агрегатом, в котором сохраняются реликты пироксена. Контакт под микроскопом фиксируется довольно резкой сменой измененных пироксенитов ассоциацией из пироксена и лабрадора, характерной для нормального габбро (рис. 68).

Нормальное габбро вблизи контакта сложено соссюритовым агрегатом, в котором начинает кристаллизоваться плагиоклаз с его полисинтетическими двойниками, и моноклинным пироксеном, являющимся, по-видимому, реликтовым. Здесь же встречаются микроксеногенные включения серпентинита (рис. 69). Вокруг таких включений иногда развивается тонкая келифитовая оторочка из роговой обманки (рис. 70). Рядом расположенные агрегаты пелитоморфного грязного эпидота и соссюриита содержат лишь редкие зачатки кристаллов плагиоклаза.

Плагиоклаз в габбро типичных окончательно оформленных кристаллов не имеет и представлен зачаточными формами, «проглядывающими» из-под мутных соссюритовых пелитоморфных агрегатов. Отчетливо ограниченные кристаллы плагиоклаза, несущие, правда, многочисленные пелитоморфные соссюритовые агрега-

ты, изредка все-таки встречаются. Полисинтетические двойники в них выражены заметно, но не четко. Соссюритовые агрегаты в плагиоклазе находятся не только в виде отдельных скоплений, но и в виде нитевидных, местами взаимопересекающихся прожилочек. Клинопироксен в габбро представлен короткопризматическими кристаллами. Размер их колеблется от десятых долей миллиметра до 1,0—1,5 мм. Среди них отмечаются кристаллы с разной степенью изменения: иногда они полностью замещены серпентин-хлорит-соссюритовым агрегатом. Судя по оптическим свойствам ($Ng=1,708$; $Np=1,678$; $Ng-Np=0,030$; $2V=+70^\circ$; $c:Ng=42^\circ$), клинопироксен ничем не отличается от пироксена из приконтактовой пироксенитовой оторочки. У многих измененных кристаллов клинопироксена наблюдаются калифитовые каймы, сложенные амфиболом.

Химический состав серпентинизированных перidotитов с плагиоклазом, приконтактовых пироксенитов и габбро представлен в табл. 24.

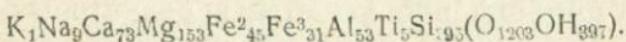
Таблица 24

Химический состав (в вес. %) серпентинизированного полевошпатового перidotита (2557), пироксенита (2557a) и нормального габбро (2557б)

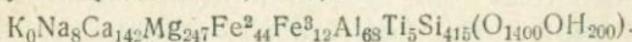
Оксиды	2557	2557a	2557б	Оксиды	2557	2557a	2557б
SiO_2	42,40	46,90	41,80	MnO	0,17	0,17	0,14
TiO_2	0,66	0,82	0,44	Na_2O	0,50	0,50	0,85
Al_2O_3	4,85	6,54	19,41	K_2O	0,15	не обн.	0,10
Fe_2O_3	4,36	1,79	1,34	$\text{H}_2\text{O}+$	6,40	3,40	4,44
FeO	5,81	5,88	3,23	P_2O_5	0,16	0,16	0,16
MgO	27,15	18,80	10,23	SO_3	0,24	0,58	0,93
CaO	7,36	15,01	17,47	Сумма	100,21	100,55	100,54

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории БГУ, аналитики Е. П. Котлярова и В. Г. Волкова.

Формула серпентинизированного полевошпатового перidotита (2557):



Формула пироксенита (2557a):



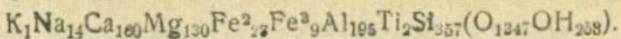
Привнос:

Ca—69 ионов
Mg—94 иона
Al—15 ионов
Si—20 ионов.

Вынос:

K—1 ион
Na—1 ион
 Fe^{2+} —1 ион
 Fe^{3+} —19 ионов
OH—197 ионов.

Формула нормального габбро (2557б):



Привнос:

K — 1 ион
Na — 6 ионов
Ca — 18 ионов
Al — 127 ионов
OH — 53 иона.

Вынос:

Mg — 217 ионов
Fe²⁺ — 21 ион
Fe³⁺ — 3 иона
Ti — 3 иона
Si — 58 ионов.

При замещении серпентинизированного перидотита пироксенитом происходит привнос SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO . При этом выносятся FeO и Fe_2O_3 . Замещение пироксенитов нормальными габбро обуславливает резкое увеличение окиси алюминия и окиси кальция, в то время как кремнезем даже выносится. Продолжается вынос окисного и закисного железа, окиси магния.

Аналогичные взаимоотношения серпентинитов с габбро и габбро-норитами вскрыты по юго-восточному контакту крупного тела серпентинитов. Например, в канаве № 290 (профиль 1, 2, пикет 54) на контакте с габбро серпентиниты становятся плагиоклазсодержащими. На самом контакте обычно наблюдается пироксенитовая оторочка мощностью от 1—2 см до 20—30 см.

Пироксенитовая оторочка здесь сложена вебстеритами, состоящими из ромбического и моноклинного пироксенов, роговой обманки, пелита, соссюрита, рудных минералов. Структура вебстеритов панидиоморфозернистая.

Ромбический пироксен образует призматические кристаллы с плохо развитыми концевыми гранями. В него включены роговая обманка, биотит. По составу он соответствует гиперстену ($\text{Ng}=1,708$; $\text{Np}=1,694$; $\text{Ng}-\text{Np}=0,014$).

Моноклинный пироксен развит в короткопризматических кристаллах. По составу он принадлежит ряду авгита ($\text{Ng}=1,729$; $\text{Np}=1,694$; $\text{Ng}-\text{Np}=0,035$).

Роговая обманка наблюдается в реликтовых зернах, включенных в пироксен, иногда совместно с биотитом.

Ближе к контакту с габбро-норитами в вебстеритах возрастает количество пелитового материала. Уже в вебстерите по этому пелитовому материалу начинает кристаллизоваться плагиоклаз. Сам контакт обусловлен массовой кристаллизацией этого плагиоклаза, имеющего сиреневую и бледно-розовую окраску. Возрастает и

идиоморфизм кристаллов плагиоклаза. Видимо, при этом и изменяется состав плагиоклаза, но точно установить это трудно. В габбро-норите плагиоклаз по составу является лабрадором № 50.

В плагиоклазе габбро-норита сохраняется реликтовый соссюритовый материал, количество которого по мере удаления от контакта заметно убывает. Кроме пелитовых включений, соссюрит слагает жилкоподобные вытянутые тела, местами взаимопересекающиеся и переходящие иногда в кристаллический эпидот.

Ромбический пироксен габбро-норита по составу соответствует гиперстену ($Ng=1,706$; $Np=1.694$; $Ng-Np=0,012$), а моноклинный — авгиту ($Ng=1,729$; $Np=1,694$; $Ng-Np=0,035$).

В габбро-норитах вблизи и на некотором удалении от контакта отмечаются многочисленные мелкие ксеногенные тела пироксенитов, имеющие неправильную форму (рис. 71). Наряду с такими неправильными те-

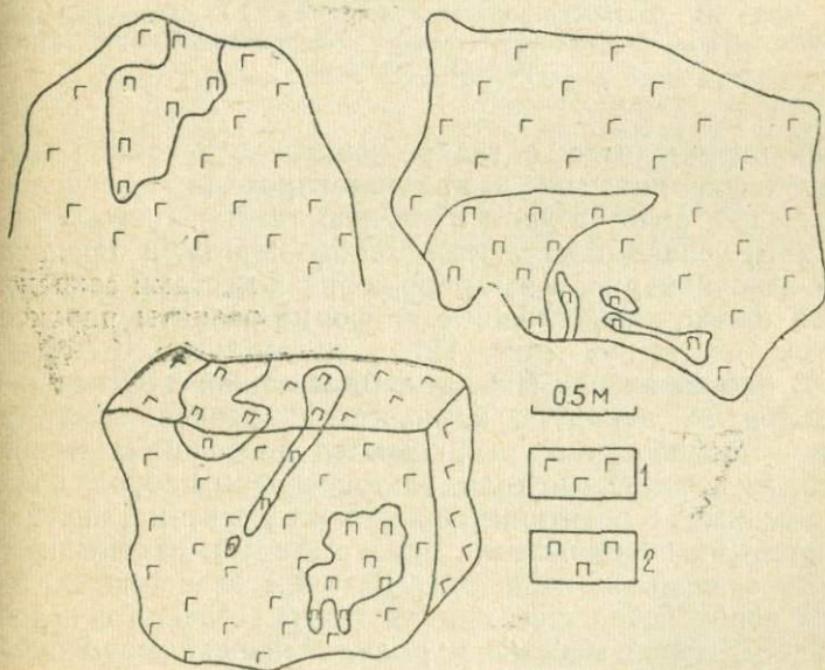


Рис. 71. В габбро-норитах (1) — неправильные реликтовые обособления пироксенитов (2).

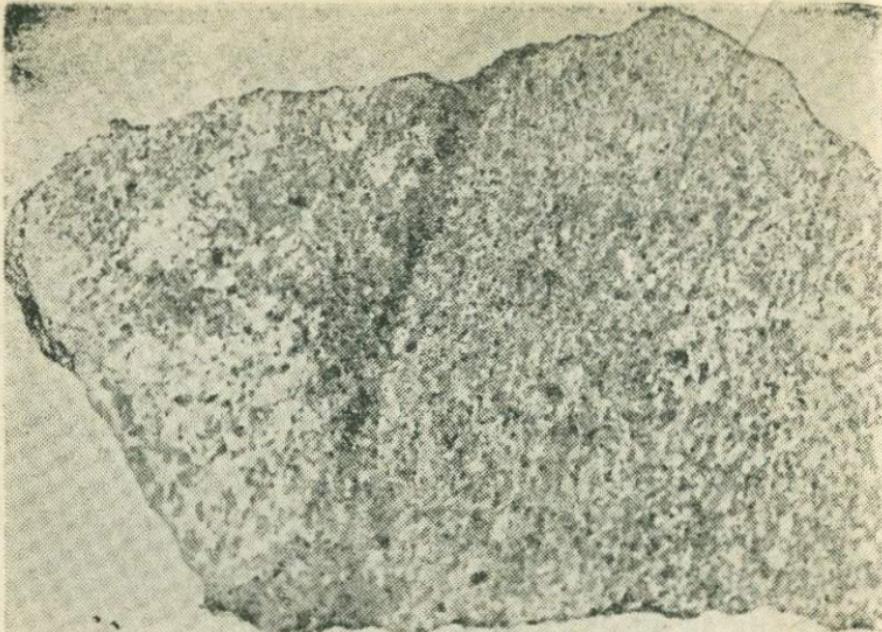


Рис. 72. В габбро-норитах (светло-серое) — реликтовые «тениевые» участки пироксенита (темное). Полированный штуф. Натуральная величина.

лами пироксенитов, в габбро-норитах отмечаются мелкие тонкие линзочки и полоски пироксенита, обусловливающие полосчатую и линейную текстуру породы.

Замещение пироксенитов габбро-норитами происходит неравномерно, и в габбро-норитах местами сохраняются только лишь сложные по форме реликты пироксенитов, их «тени» (рис. 72).

В бассейнах рек Нюсидек, Безымянной и Огиендо в габброидах, наряду с ксенолитами сланцев, известняков и амфиболитов наблюдаются довольно многочисленные ксеногенные тела ультраосновных пород, представленные серпентинизированными дунитами, полевошпатовыми перидотитами, пироксенитами, измененными ультраосновными породами. Размеры ксеногенных тел этих пород небольшие, они вытянуты согласно с основной структурой массива и имеют клиновидные окончания. Иногда размеры тел достигают 150 м в ширину и 1,5 км в длину.

Среди ультраосновных пород здесь много измененных разновидностей — серпентинизированных, оталько-

Таблица 25

Химический состав (в вес. %) перидотитов бассейна рек Огиенко, Безымянная, Нюсидек

Оксиды	899	1733а	932	17086	2573
SiO ₂	47,96	37,66	40,08	46,16	30,72
TiO ₂	0,77	0,56	0,62	0,66	0,76
Al ₂ O ₃	8,09	10,92	6,30	7,57	4,01
Fe ₂ O ₃	1,18	3,87	5,83	6,36	3,49
FeO	6,29	8,44	7,01	7,95	19,93
MgO	21,25	26,24	23,74	19,67	25,21
CaO	10,81	4,23	2,75	7,64	2,62
MnO	0,22	0,16	0,13	0,19	0,14
Na ₂ O	1,78	1,21	0,19	0,80	0,38
K ₂ O	0,29	0,31	0,23	0,45	0,25
H ₂ O+	1,87	5,65	12,54	1,70	9,99
P ₂ O ₅	0,05	0,10	0,21	0,12	0,14
SO ₃	0,41	0,28	0,18	0,06	6,67*(3,33)
Сумма	100,97	99,63	99,81	99,33	100,97

* Элементарная сера.

Примечание. 899 — перидотит, правый борт долины р. Нюсидек, 1733а — оталькованный, серпентинизированный и амфиболизированный перидотит, водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская; 932 — оталькованный и серпентинизированный перидотит, левый борт долины р. Безымянной, химлаборатория БГУ, аналитик Е. П. Котлярова; 17086 — амфиболизированный перидотит, водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ, аналитик Г. И. Разгильдеева; 2573 — серпентинизированный полевошпатовый перидотит с сульфидной вкрапленностью, правобережье Огиенко, химлаборатория БГУ, аналитики Е. П. Котлярова, В. Г. Волкова.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	899	1733а	932	17086	2573
a	3,6	2,7	0,7	6,9	1,0
c	2,9	4,7	3,2	6,3	2,1
b	45,8	52,8	51,4	41,3	62,8
s	47,7	39,8	44,7	45,5	34,1
a'	—	2,3	2,6	—	—
f'	13,4	20,0	22,0	27,0	33,4
m'	67,9	77,7	75,4	68,9	65,0
c'	18,7	—	—	4,1	1,6
n	90,4	86,4	60,0	22,0	75,0
φ	1,8	5,7	9,3	11,3	4,4
t	1,1	1,1	1,2	1,0	1,9
Q	-14,7	-35,2	-15,2	-28,9	-35,9
a:c	1,24	0,57	0,22	1,09	0,47

ванных, амфиболизированных. В силу этого, видимо, изменчив и химический состав пород (табл. 25), хотя все они принадлежат породам магнезиальным, очень бедными щелочами и с преобладанием закисного железа над окисным. Некоторые разновидности их, особенно мало измененные, несут сульфидное оруденение.

По одному из ксеногенных тел ультраосновных пород на водоразделе р. Безымянной и кл. Левого нами изучены переходы ультраосновных пород к нормальным габбро. Ультраосновное тело здесь сложено полевошпатовыми перidotитами, которые переходят в роговообманковые нориты, нормальные габбро-нориты и габбро с последующим переходом последних в среднезернистые роговообманковые габбро.

Плагиоклазовый перidotит макроскопически представляет собой темную среднезернистую массивную породу. На свежем сколе довольно отчетливо заметна пойкилитовая структура, обусловленная крупными ойлокристаллами пироксена, содержащими в себе более мелкие включения других минералов. Перidotит состоит из серпентинизированного оливина, моноклинного и ромбического пироксенов, амфиболов, плагиоклаза с соединительными агрегатами и единичных чешуек биотита. Структура неизмененного перidotита, судя по первоначальным взаимоотношениям кристаллов, была панидиморфнозернистой, участками пойкилитовой. Серпентинизация оливина и частично пироксенов и амфиболизация пироксенов видоизменили структуру породы, превратив ее в псевдоморфную, петельчатую, друзовую с келифитовыми каемками вокруг кристаллов оливина.

Оливин представлен, как правило, реликтовыми зернами, оставшимися от серпентинизации. Наиболее часто по оливину образуются полные серпентиновые псевдоморфозы. Несмотря на сильную серпентинизацию, можно видеть, что первично оливин образовывал в породе как самостоятельные кристаллы, так и мелкие округлые пойкилитовые включения в ромбическом пироксене. По оптическим свойствам ($Ng=1,716$; $Np=1,679$; $Ng-Np=0,037$; $2V=90^\circ$) оливин соответствует хризолиту.

Ромбический пироксен образует в основном крупные ойлокристаллы с пойкилитовыми включениями. У него прямое угасание и низкие цвета интерференции. По сос-

таву он соответствует гиперстену ($Ng = 1,709$; $N_p = 1,595$; $Ng - Np = 0,114$).

Моноклинный пироксен занимает подчиненное положение. Он развивается в короткопризматических кристаллах, которые иногда содержат пойкилитовые включения оливина. По составу пироксен принадлежит группе авгита.

Амфиболы в породе представлены двумя разновидностями: бурой роговой обманкой и актинолитом. Бурая роговая обманка образует относительно крупные (до 0,5—1,0 см в поперечнике) ойлокристаллы, содержащие вrostки серпентинизированного оливина. По объему вrostки несколько преобладают над ойлокристаллом, поэтому в некоторых разрезах роговая обманка занимает лишь разрозненные промежутки между кристаллами оливина. Перидотиты с бурой роговой обманкой по составу приближаются к шрисгеймитам, отмеченным в Иоко-Довыренском массиве (Гурулев, 1965).

Актинолит в перидотитах развивается вокруг кристаллов оливина в виде келифитовых оторочек и лишь изредка слагает самостоятельные кристаллы. Взаимоотношения актинолита и бурой роговой обманки установлены достаточно хорошо. Микроскопическое изучение показывает, что бурая роговая обманка кристаллизовалась позднее актинолита и в основном замещала его. Поэтому она содержит реликтовые остатки актинолита.

Биотит отмечается в полевошпатовых перидотитах в разрозненных редких чешуйках.

Рудные минералы представлены сульфидами и магнетитом. Последний образуется в основном при серпентинизации.

Полевошпатовые перидотиты постепенно переходят и замещаются роговообманковыми норитами.

Переход от перидотитов к роговообманковым норитам начинается с соссюритизации перидотитов. Соссюрит развивается по пироксенам и амфиболам, но не захватывает оливина, поскольку он серпентинизирован. По соссюриту начинает кристаллизоваться плагиоклаз, сначала в «угнетенных» формах, содержащих много еще соссюрита, а затем в таблитчатых кристаллах с полисинтетическими двойниками. Плагиоклаз располагается в промежутках между кристаллами серпентинизированного оливина.

В дальнейшем, кроме плагиоклаза, развивается ромбический пироксен, который кристаллизуется, замещая оливин, в короткопризматических кристаллах, уже не образующих, как в перидотите, ойлокристаллов.

Роговообманковые нориты являются довольно редкими породами. Впервые они были выделены и описаны А. Катрейном (Cathrein, 1897). В габбро-перидотитовых массивах Северного Прибайкалья роговообманковые нориты до этого не были известны. Поэтому мы охарактеризуем их несколько полнее.

Внешне роговообманковые нориты—темные, темно-зеленые, средне- и крупнозернистые, массивные с ойлокристаллами роговой обманки. Они состоят из ромбического пироксена, бурой роговой обманки, плагиоклаза, изредка в них отмечаются оливин, биотит, актинолит, сассюрит, рудные минералы. Структура пород пандиоморфнозернистая, участками гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая.

Ромбический пироксен составляет существенную часть породы (60—70%). Он образует удлиненно-призматические кристаллы, беспорядочно ориентированные. У кристаллов концевые грани развиты значительно слабее. Пироксен обычно имеет низкие цвета интерференции и прямое угасание. По оптическим свойствам ($2V = +56^\circ$; $Ng = 1,708$; $Np = 1,695$; $Ng - Np = 0,012$) он относится к гиперстену. Иногда в гиперстене участками и пятнами включена роговая обманка.

Роговая обманка в породе находится в подчиненном количестве. Она представлена в основном крупными ойлокристаллами с пойкилитовыми вростками ромбического пироксена. Роговая обманка имеет оптические константы: $Ng = 14^\circ$; $Ng = 1,689$; $Np = 1,658$; $Ng - Np = 0,031$ и относится к обыкновенной разновидности. Она плеохроирует от буро-зеленого цвета—по Ng до желто-зеленого—по Np . В нее включены мелкие иголочки рутила, образующие характерную сагенитовую решетку. Сагенит больше развит в центральных частях кристаллов. Роговая обманка местами отчетливо замещает ромбический пироксен.

Оливин встречается в роговообманковом норите в редких реликтовых зернах, частично серпентинизированных.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми кристаллами, менее идиоморфными по сравнению с призмами гиперстена. Иногда таблицы его включены в ойлокристаллы роговой обманки. По составу он соответствует лабрадору № 72.

Биотит в редких чешуйках развивается по роговой обманке.

Актиолит наблюдается в мелких призмочках, развитых по пироксену, а также образует прерывистые прожилки.

Рудные минералы представлены небольшим количеством зерен магнетита и сульфидов.

Роговообманковые нориты местами подвергаются интенсивному постмагматическому изменению. Первым начинает изменяться ромбический пироксен. Сначала по трещинам и краям его кристаллов идет оталькование. Тальк по мере углубления процесса создает петельчатые агрегаты. Наряду с тальковыми агрегатами отмечаются хлорит-составитовые агрегаты, замещающие как пироксен, так и бурую роговую обманку. Кроме того, в породе наблюдаются новообразования актинолита.

В таблице 26 приведены химические составы измененных роговообманковых норитов. Породы отличаются довольно высокой магнезиальностью, преобладанием залесного железа над окисным, низкой щелочностью.

Роговообманковые нориты постепенно переходят в

Таблица 26

Химический состав (в вес. %) измененных роговообманковых норитов

Оксиды	1717	1734	17446	1829	Оксиды	1717	1734	17446	1829
SiO ₂	50,18	47,68	45,80	48,30	MnO	0,22	0,29	0,23	0,14
TiO ₂	0,66	1,13	0,71	1,40	Na ₂ O	1,05	1,36	1,37	1,86
Al ₂ O ₃	7,17	6,26	8,04	7,21	K ₂ O	0,38	0,28	0,16	0,83
Fe ₂ O ₃	5,88	2,40	4,17	3,15	H ₂ O +	0,39	1,82	3,86	3,11
FeO	6,87	8,17	8,86	8,52	P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,05	0,05
MgO	13,96	19,94	21,59	20,00	SO ₃	0,60	0,66	2,89	0,79
CaO	12,58	9,46	2,93	4,24	Сумма	100,12	99,55	100,66	99,60

Примечание. 1717 — водораздел Нюсидек-Безымянная, химлаборатория БГУ; аналитик Г. И. Разгильдеева; 1734, 17446 — водораздел Нюсидек-Безымянная, 1829 — водораздел Безымянная-кл. Левый, химлаборатория БГУ, аналитик Н. В. Прушинская.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Характеристика	1717	1734	17446	1829	Характеристика	1717	1734	17446	1829
a	2,5	3,0	3,0	4,8	c'	25,3	17,0	—	6,2
c	3,7	2,2	3,2	1,9	n	83,0	88,0	91,7	76,9
b	42,5	46,3	45,0	42,8	φ	0,16	3,9	7,2	5,7
s	51,3	48,5	48,8	50,5	t	1,7	1,7	1,2	2,2
a'	—	—	0,6	—	Q	-6,1	-11,2	-11,4	-10,5
f'	24,7	19,1	24,7	22,8	a:c	0,67	1,36	0,93	2,52
m'	50,0	63,9	74,7	71,0					

роговообманковые габбро. Этот переход выражается в исчезновении ромбического пироксена и увеличении количества роговой обманки, причем роговая обманка принадлежит к обыкновенному ряду, но это не бурая, а зеленая разновидность.

Эффузивы-габброиды

Верхнепротерозойские кислые эффузивы, описание которых дано выше, наблюдаются в виде ксеногенных тел в габброидах. Так, в керне скв. № 93 (инт. 125—139 м) изучены взаимоотношения и характер контактов между эффузивами и габброидами, а также установлены стадии процесса замещения.

Эффузивы под влиянием замещающей магмы претерпели изменения, выразившиеся в интенсивном ожелезнении, хлоритизации, эпидотизации и пелитизации. Измененные эффузивы замещаются габброидами. Процесс замещения в своих начальных стадиях начинает проявляться еще на некотором удалении от контакта и характеризуется интенсивным развитием эпидот-хлоритовых агрегатов в виде темно-зеленых пятен неправильной формы (рис. 73). Обычно пятна располагаются отдельными «колониями», размеры их колеблются от микроскопических до 5—10 см в поперечнике. Под микроскопом эти образования представляют собой скелетные, без отчетливых ограничений, метакристы хлорита, возникающие в субстрате эффузива. Хлорит со временем замещается эпидотом, который все больше начинает замещать материал эффузива.

В дальнейшем по мере приближения к контакту

темно-зеленые эпидот-хлоритовые агрегаты начинают преобладать над материалом субстрата и постепенно вытесняются и замещаются амфиболами. Контакт эфузивов с габброидами резкий, отчетливый, очень сложный по конфигурации. Габброиды заливами и бухтами вдаются в эфузивы (рис. 74), а также в виде автономных изолированных тел развиваются в них. В эндоконтактовой части наблюдаются многочисленные мелкие ксенолиты эфузивов, которые постепенно «расторяются» в массе габброидов. По таким участкам можно наиболее полно проследить ход замещения.

В экзоконтактовой части в процессе хлоритизации и эпидотизации происходит расчленение эфузивов на более мелкие блоки, форма которых в большинстве случаев округлая и эллипсовидная (рис. 75). При замещении в дальнейшем эти блоки, все уменьшаясь в размере, исчезают.

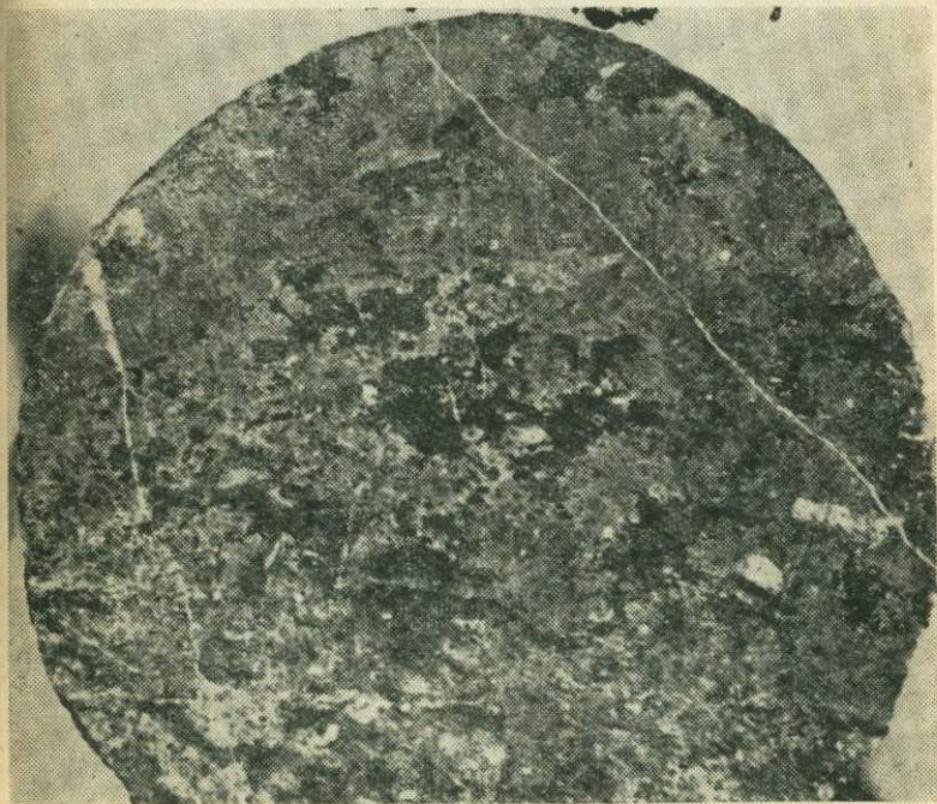


Рис. 73. Эпидот-хлоритовые агрегаты (темное) в эфузиве, начальная стадия замещения. Полированный керн. Увеличено в 1,5 раза.

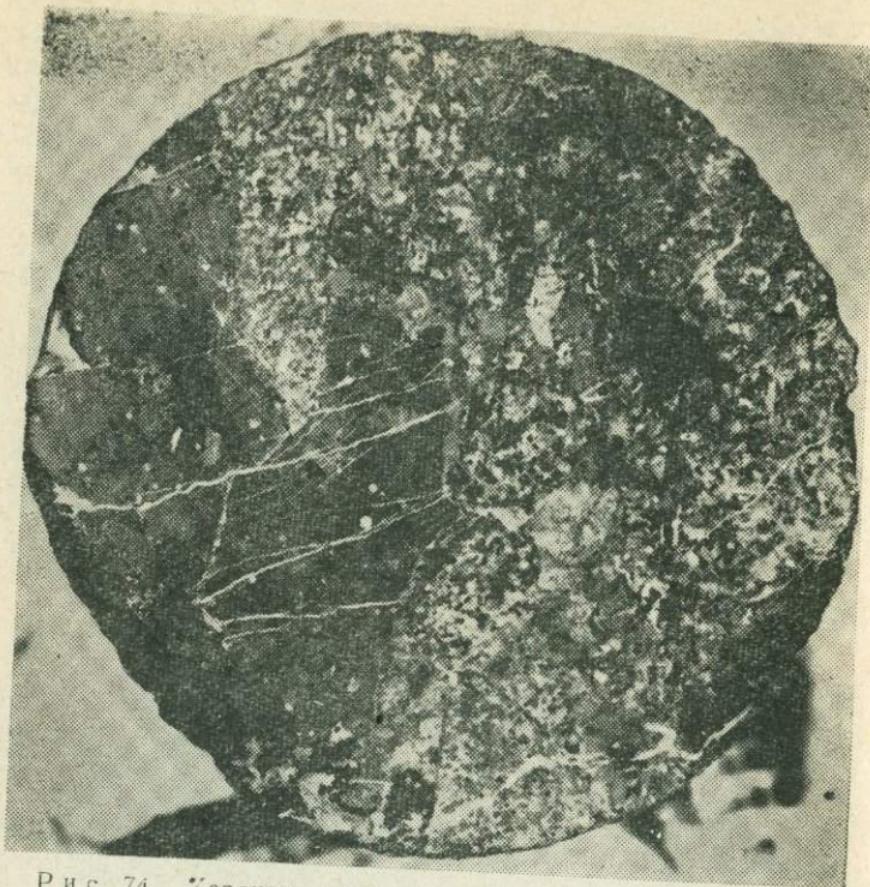


Рис. 74. Характер контакта эфузива (темное) с габбро. Полированный керн. Натуральная величина.

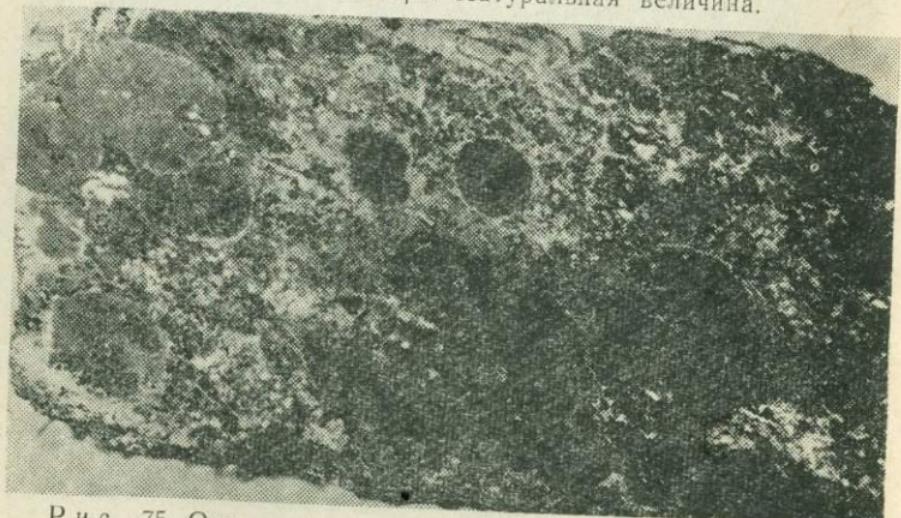


Рис. 75. Округлые, эллипсоидные блоки эфузивов при их габбронизациии. Полированный штук. Натуральная величина.

Если проследить характер изменения мелких ксеномитов от центра к периферии, то можно видеть, что в центре они сложены более или менее неизмененным эфузивом, который сменяется зоной слегка измененных пород, отличающихся более темной окраской. Далее следует зона, представленная отдельными мелкими блоками из мутных пелитоморфных соссюритовых агрегатов, в которых отдельными участками кристаллизуются плагиоклаз, эпидот и роговая обманка. Далее следует габбро, состоящее из плагиоклаза и роговой обманки с обильными включениями эпидота и мутных пелитоморфных соссюритовых агрегатов. Структура породы характеризуется гипидиоморфнозернистостью, обусловленной низким идиоморфизмом породообразующих минералов. Текстура ее массивная.

Одним из основных минералов породы является плагиоклаз, который обладает наибольшим идиоморфизмом и представлен удлиненно-таблитчатыми кристаллами с довольно отчетливо выраженными полисинтетическими двойниками. По составу он, судя по показателям преломления ($Ng=1,557$; $Np=1,550$; $Ng-Np=0,007$), относится к андезину.

Амфибол характеризуется удлиненно-призматическими, иногда игольчатыми кристаллами, развитыми по эпидот-хлоритовым агрегатам. По оптическим свойствам ($Ng=1,648$; $Np=1,622$; $Ng-Np=0,007$; $2V=-80^\circ$; $c:Ng=14^\circ$) относится к ряду актинолита.

Наряду с плагиоклазом и роговой обманкой в породе находятся хлорит-эпидотовые агрегаты, которые вырастают из мутных, местами изотропных, пелитоморфных соссюритовых агрегатов. Форма их неправильная. Располагаются они как в кристаллах плагиоклаза и роговой обманки, слагая реликтовые, еще до конца не замещенные остатки материала субстрата, так и в промежутках между ними.

Пелитоморфные соссюритовые агрегаты являются продуктом изменения материала эфузива. По ним формируются и вырастают хлорит-эпидотовые агрегаты, по которым в последующем кристаллизуются плагиоклаз и роговая обманка. Форма этих агрегатов, так же как и эпидот-хлоритовых, разнообразная. Преимущественно они располагаются в промежутках между оформленшившимися кристаллами плагиоклаза и роговой обманки и являются реликтовыми образованиями.

В габбро отмечаются единичные кристаллы сфена. Рудные минералы представлены мелкими неправильными зернами, распределенными в породе весьма неравномерно. Отмечены случаи образования флюорита при замещении порфировых выделений эфузива.

При замещении эфузивов порфировые выделения пластиоклаза в большинстве случаев окисляются, мутнеют и переходят в соссюритовый агрегат. В некоторых случаях они переходят в гибридную породу без существенных низкотемпературных изменений и служат основой кристаллизации плагиоклаза, характерного для габбро.

Габброизация в данном случае носит неравномерный характер. Наблюдаются участки, где наибольшее развитие получают то плагиоклаз, то роговая обманка.

Глава 4

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ И МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Минеральный и вещественный состав медно-никелевых руд Чайского месторождения подробно изучался Н. Н. Шишким и Е. А. Кумпан (1964). Они выделяют два генетических типа оруденения: сингенетический, более распространенный, и эпигенетический. Вскрытый в рудном теле № 3 шлир массивной руды Н. Н. Шишким и Е. А. Кумпан относят к сингенетическому оруденению. Минеральный состав сингенетического оруденения определяется пирротином, пентландитом, халькопиритом, магнетитом, платиновым минералом (?). Несколько отличен минеральный состав шлира массивных руд — здесь, кроме названных минералов, присутствуют пирит (в заметных количествах), в примесях — хромит, сфалерит, валлерит и два минерала, оставшиеся не определенными. В эпигенетических рудах определены пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, валлерит, платиновый

минерал (?) самородное золото. Эпигенетические руды подразделены на оруденелую брекчию ультраосновных и основных пород и оруденение в зонах смятия и расланцевания.

Промышленными рудами являются вкрапленные (синтегнетические), вкрапленно-прожилковые (эпигенетические) и массивные (сингенетические).

По генезису медно-никелевое оруденение Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан считают магматическим, не выходящим за пределы интрузивных тел. Они рисуют следующую картину формирования оруденения: 1) образование глубинного разлома; 2) внедрение по разлому интрузии, в которой различаются три фазы. Со второй и третьей фазами шло сингенетическое оруденение. Кроме того, происходило отщепление даек и сульфидного медно-никелевого расплава, создавшего эпигенетические руды; 3) незначительные подвижки, развитие эпигенетических процессов (серпентинизация, хлоритизация, амфиболизация), проникновение по трещинам сульфидного расплава; 4) образование разломов; 5) создание мощного плаща делювиальных отложений, предотвратившего развитие зоны окисления.

Чайские медно-никелевые руды указанные исследователями сравнивают по минеральному составу с рудами Печениги, однако отношение никеля к кобальту в них ниже, но зато выше отношение никеля к меди. Низкое содержание меди — одна из особенностей руд Чайского месторождения. Вторая особенность их заключается в присутствии в массивной руде кобальтсодержащего пирита.

Работа Н. Н. Шишкина и Е. А. Кумпан (1964), выполненная с привлечением результатов детальных микроскопических, химических и рентгенографических исследований, избавляет от необходимости подробной характеристики медно-никелевых руд. Мы обратим внимание лишь на те особенности руд, которые свидетельствуют об участии в их образовании процессов магматического замещения. Последние в генетических построениях о способе формирования медно-никелевых руд многими исследователями совершенно не учитываются. Это касается не только представлений Н. Н. Шишкина и Е. А. Кумпан, но и вообще существующих взглядов на происхождение медно-никелевого оруденения.

Прежде всего необходимо подчеркнуть некоторые особенности пространственного (структурного) распределения оруденения. Оруденение связано исключительно с ультраосновными и основными оливиновыми разновидностями горных пород. В основных безоливиновых породах это неизвестно. Рудные зоны и тела не выходят за пределы тел, сложенных оливиновыми породами. Это устанавливается при изучении как плана современной поверхности, так и разрезов массива, вскрытых буровыми скважинами. Так, буровыми профилями в долине р. Чая установлено, что ультраосновные породы распространяются лишь до глубины 220—250 м, где они сменяются габбро-норитами и габбро. Габброиды языком вдаются в тело ультраосновных пород, расчленяют его на крупные пластины и клинья. Сложное взаимопреплетение тех и других пород сменяется постепенно габброидными породами. Если в ультраосновных породах установлены зоны и тела сульфидных руд, то в основных породах такие зоны и тела отсутствуют.

Приуроченность сульфидного оруденения к оливин-содержащим, высокомагнезиальным породам, конечно, не случайна. И поскольку медно-никелевое сульфидное оруденение является магматическим и связано с породами, кристаллизовавшимися из расплавов, то естественно ожидать, что генетические особенности формирования горных пород должны проявиться и при формировании сульфидного оруденения. Что это действительно так, можно показать на ряде примеров, связанных с явлениями магматического замещения.

При замещении карбонатных пород возникают офильтальные породы, которые в дальнейшем подвергаются серпентинизации. Если офильтальные породы лишены рудной вкрапленности, то серпентиновые внедрения уже содержат вкрапленность пирротина. Это указывает на то, что медно-никелевое оруденение связано с внедряющимися в толщу горных пород расплавами, а не заимствовано из вмещающих пород. Аналогичная картина наблюдается и в Иоко-Довыренском массиве, где образующиеся по известнякам ультраосновные метасоматиты и ультраосновные магматические породы несут сульфидное оруденение.

Медно-никелевые руды наблюдаются в пироксени-

так. Редкая вкрапленность сульфидов возникает непосредственно в зоне, где происходит замещение блоков ксенолитов серпентинита пироксенитом. Какая-либо зависимость между составом пироксенитов и оруденением не подмечена, но все-таки оруденение больше тяготеет к вебстеритам и гиперстенитам.

В пироксенитах выделяются довольно сложные по конфигурации зоны сульфидного оруденения. Руды здесь представлены различными морфологическими типами. Участками встречаются, например, сплошные руды, состоящие из пирротина и пентландита с небольшой примесью халькопирита. В сплошной сульфидной массе выделяются мелкие идиоморфные кристаллы гиперстена. Конфигурация блоков сплошной руды крайне неправильная (рис. 76). Переход от сплошной руды к

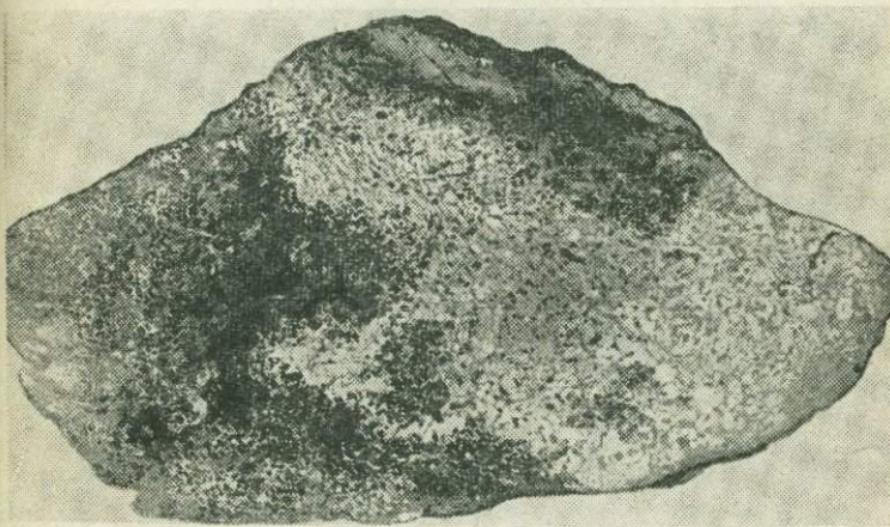


Рис. 76. Блоки сплошной сульфидной руды (светлое) с вкрапленниками пироксена, постепенно переходящие во вкрапленные руды (в пироксенитах). Полированный штуф. Увел. $1\frac{1}{4}$ раза.

вкрапленной совершается постепенно: сначала руда приобретает цементную структуру, а затем сидеронитовую. Сидеронитовая вкрапленность распределется в пироксените неравномерно, отдельными участками.

Вкрапленные руды сидеронитовой структуры развиваются иногда в непосредственной близости от контакта с замещаемым серпентинитом, но отсутствуют в зоне

метасоматических вкрапленников пироксена. В редких случаях в пироксените с вкрапленным оруденением, распределенным неравномерно, сохраняются блоки незамещенного серпентинита (рис. 77). В зоне сидеронитовой сульфидной вкрапленности иногда наблюдается струйчато-полосовидное распределение сульфидов и постепенный переход к безрудным пироксенитам, сохраняющим в силикатной части тот же состав (рис. 78).

Переход от сплошных сульфидных руд к безрудным пироксенитам местами происходит на коротком расстоянии, но его постепенность и смена структурных взаимо-

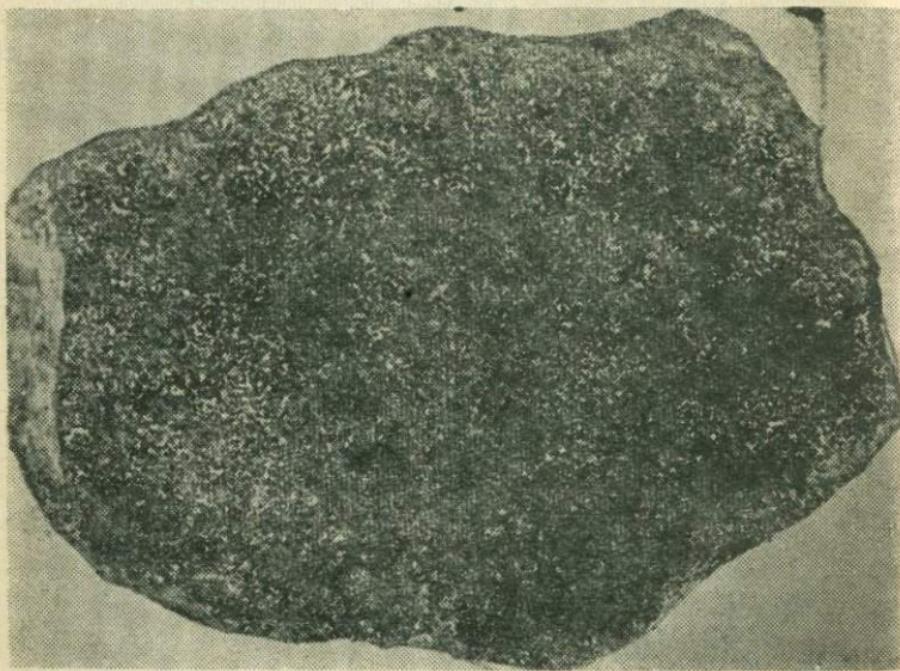


Рис. 77. Сульфидная вкрапленность в пироксените, содержащем реликтовые блоки серпентинита (темное). Полированный штук.
Увел. 1 $\frac{1}{4}$ раза.

отношений сульфидов с пироксеном сохраняются прежними (рис. 79).

Сульфидные руды формируются не только при процессах замещения серпентинитов яршинского комплекса пироксенитами, они возникают и при замещении серпентинитов полевошпатовыми перidotитами и оливиновыми габбро-норитами.

Полевошпатовые перidotиты, как мы видели выше,

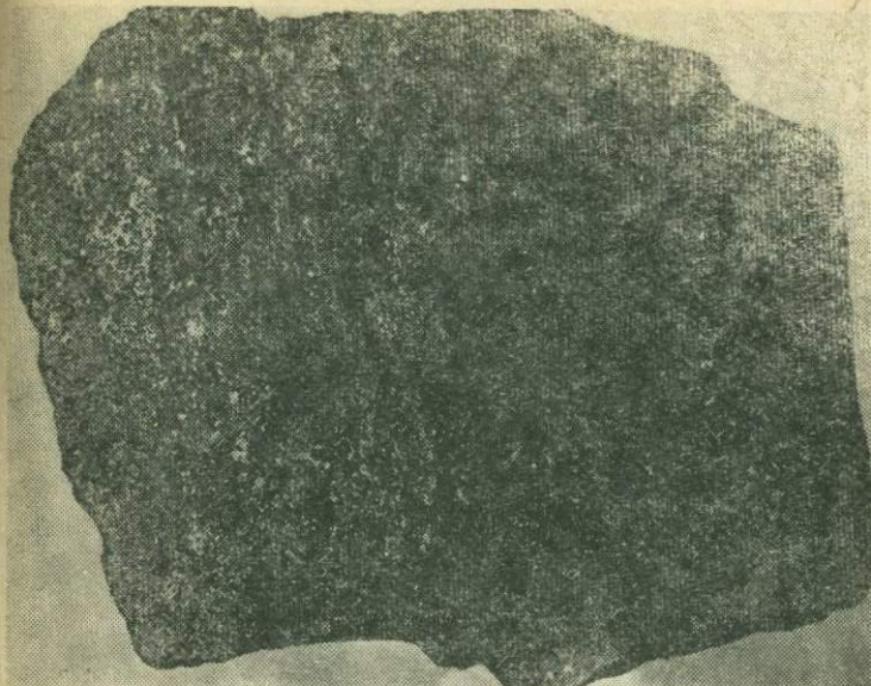


Рис. 78. Переход от сульфидной вкрапленности к безрудному пироксениту. Полированный штук. Увел. 1 $\frac{1}{4}$ раза.

начинают замещать серпентиниты, образуя в них сначала прожилки и зоны прожилков, которые постепенно расширяются, и породы переходят в полевошпатовый перидотит с угловатыми блоками серпентинита (см. рис. 64). Уже на этой стадии происходит выделение сульфидов, образующих в перидотите вкрапленность. Сульфиды нарастают на блоки серпентинита и отдельными прожилочками рассекают эти блоки. Серпентинит не несет сульфидной вкрапленности; процесс формирования сульфидной вкрапленности не отличается от аналогичного процесса в пироксенитах; сульфидная вкрапленность формируется совместно с породой.

Особо следует остановиться на сульфидном оруднении в полевошпатовых перидотитах, развитых в рудном теле № 3, вокруг шлира сплошных сульфидных руд. Переход от шлира к вкрапленным рудам постепенный (Шишгин, Кумпан, 1964).

Рудный шлir (размером 12×50 м) отличается своеобразным минеральным составом. Его сплошные руды сложены крупными (до 6 см в поперечнике) кристалла-

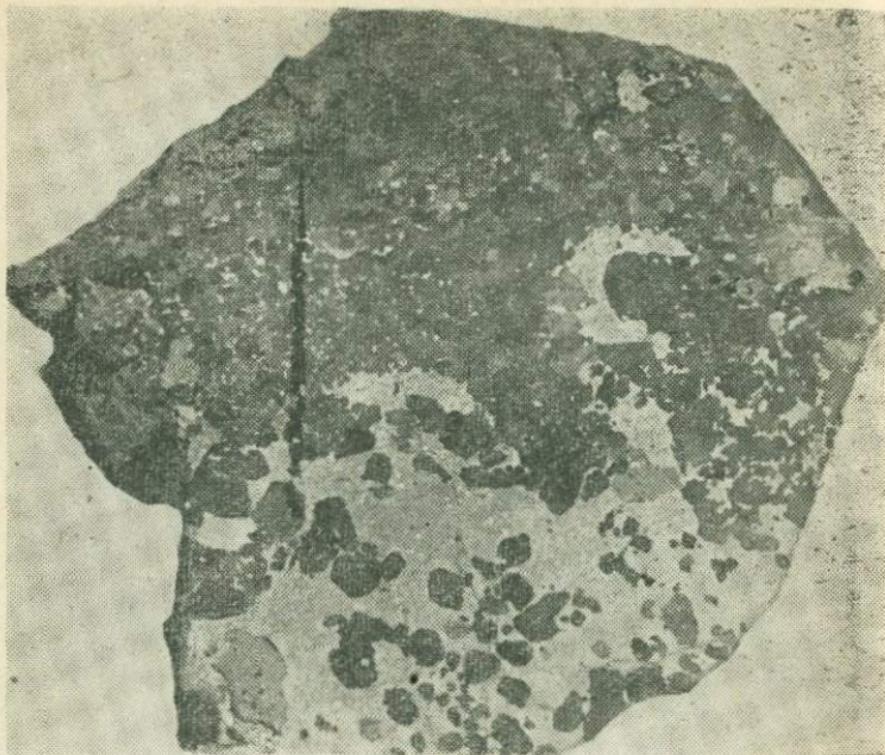


Рис. 79. Характер перехода от сплошной сульфидной руды к безрудному пироксениту. Полированный штуф. Увел. 1 $\frac{1}{4}$ раза.

ми кобальтсодержащего пирита, расположеннымными в массе из пирротина, пентландита и халькопирита. Пирротин образует ангедральные зерна, тесно соприкасающиеся друг с другом: он сдвойникован и сильно анизотропен. Он отчетливо корродирует кристаллы пирита и развивается в них в виде секущих прожилков. Халькопирит наблюдается в редких мелких неправильных зернах, включенных в пирротин. Пентландит представлен мелкими округлыми зернами, заключенными только в пирротине. Иногда зерна пентландита нарастают на корродированную поверхность пирита, иногда образуют прожилковидные агрегаты. Пирротин в парагенезисе с пентландитом и халькопиритом наложен на пиритовую минерализацию.

Таким образом, в рудах шлифа отчетливо выделяются две минеральные ассоциации: пиритовая и пирротиновая (с халькопиритом и пентландитом). Вторая ассо-

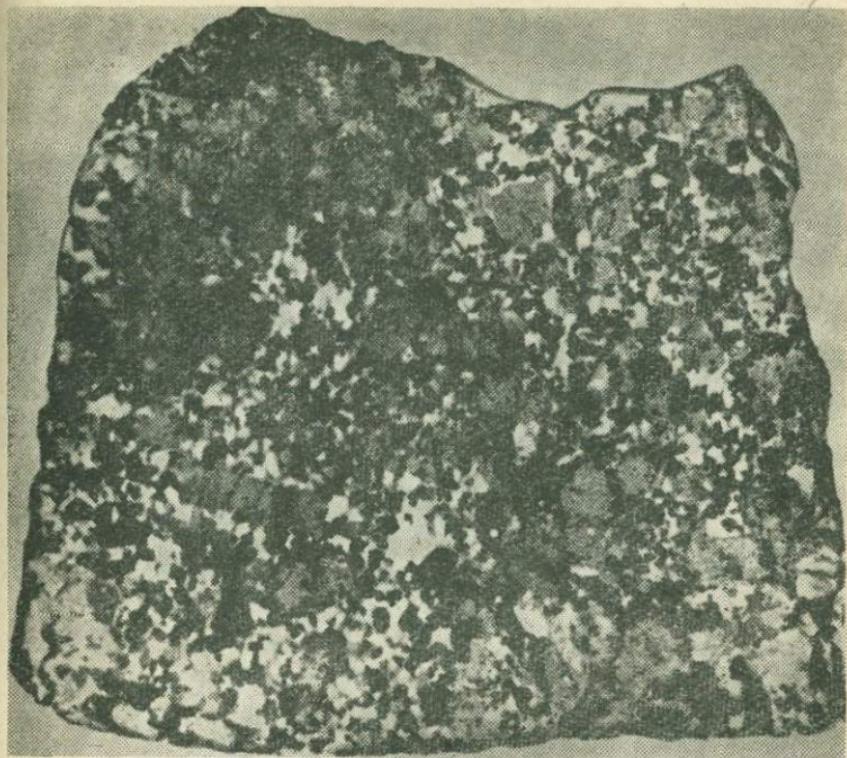


Рис. 80. Оруденелый полевошпатовый серпентинизированный перидотит. Белое — плагиоклаз, серое — сульфиды, темное — оливин. Полированный штук. Натуральная величина.

циация наложена на первую и является более поздней. Мы полагаем, что эти ассоциации являются разновозрастными и принадлежат различным рудным этапам: пиритовая — колчеданным рудам нижнего протерозоя, пирротиновая — медно-никелевым рудам верхнего протерозоя.

Сплошные руды шлира постепенно переходят в густовкрапленные руды в полевошпатовых перидотитах (Шишкин, Кумпан, 1964), которые распространены сплошным ореолом вокруг шлира. Густовкрапленное оруденение в свою очередь постепенно сменяется редковкрапленным, но переходы здесь обусловлены развитием и пространственным распространением полевого шпата. В густовкрапленной руде полевого шпата немного: большую часть руды занимают серпентинизиро-

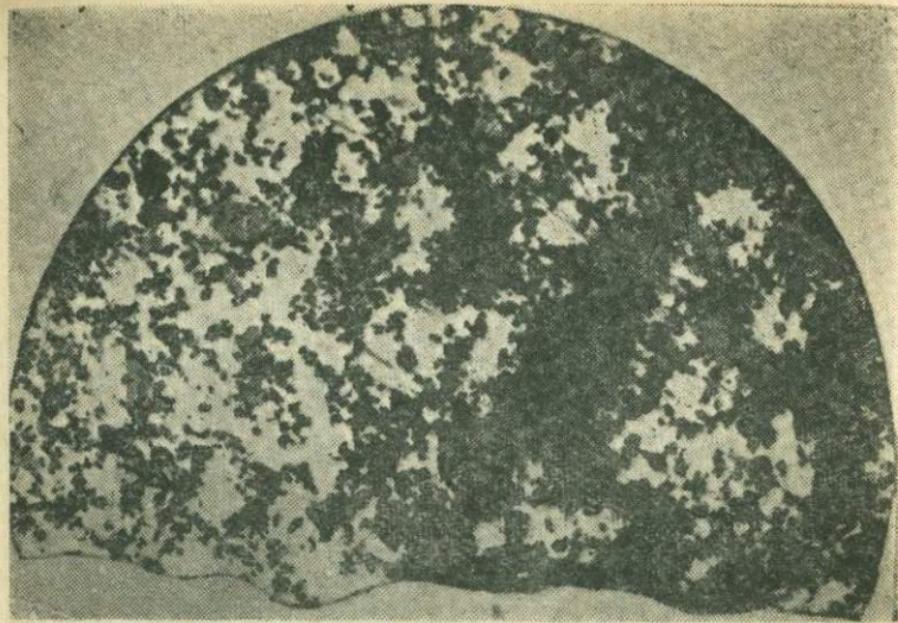


Рис. 81. Распределение полевого шпата (белое), сульфидов (серое) и оливина (темное) в оруденелом перидотите. Полированый керн. Увел. $1\frac{1}{4}$ раза.

ванный оливин, пироксены и сульфиды. Появление полевого шпата приводит к сокращению количества оливина и тесно связанных с ним сульфидов (рис. 80). Полевой шпат распространяется неравномерно, отсюда неравномерность в распределении сульфидов (рис. 81).

Ореол вкрапленного оруденения вокруг рудного шлира сформирован, по нашему мнению, в результате магматической переработки (габброизации) ультраосновных пород, содержащих самостоятельное сульфидное (пиритовое) оруденение. Ультраосновные породы были обогащены также никелем, который входил в состав силикатов. С этих позиций находит удовлетворительное объяснение и появление в сплошных рудах пирита, и взаимоотношения его с медно-никелевой парагенетической минеральной ассоциацией. По нашему мнению, шлir сульфидной руды в рудном теле № 3 является в известной степени ксеногенным телом.

Медно-никелевое оруденение формируется также при магматической переработке метаморфизованных песчаников, обогащенных сульфидами. Это можно проиллюстрировать на примере взаимоотношения ксеноли-

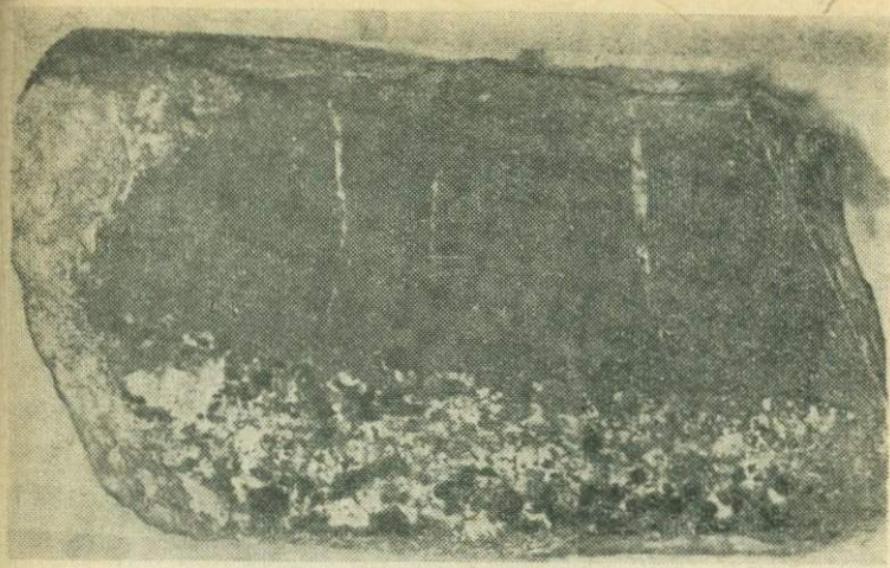


Рис. 82. Контакт ороговикованного сланца с сульфидами (вверху) с перидотитом, содержащим вкрапленное оруденение. Полированный штук. Увел. 1,5 раза.

тов сланцев и оруденелых полевошпатовых перидотитов по кл. Надежда, где в медно-никелевых рудах установлен молибденит, присутствие которого в рудах является необычным (Гурлев, Самбуев, 1966).

Рудная зона кл. Надежда представлена рядом небольших сближенных ксенолитов ороговикованных сланцев, заключенных в серпентинизированных полевошпатовых перидотитах. Возле ксенолитов сланцев развиты небольшой мощности (до 0,2 м) оторочки средне- и крупнозернистых габбро, которые в сторону от ксенолита постепенно переходят в серпентинизированный перидотит. Контакты ксенолитов резкие (рис. 82). Ксенолиты в той или иной мере всегда насыщены мелкой вкрапленностью сульфидов. Эта вкрапленность местами распределена равномерно и согласно со сланцеватостью; в других случаях она густо (до образования сплошных сульфидных руд) насыщает породу. Редко вкрапленное оруденение представлено пирротином, магнетитом, халькопиритом. Ангедральные зерна этих минералов распределены неравномерно и включены в различные минералы породы, в некоторых случаях они образуют мелкие линзовидные скопления. Из рудных

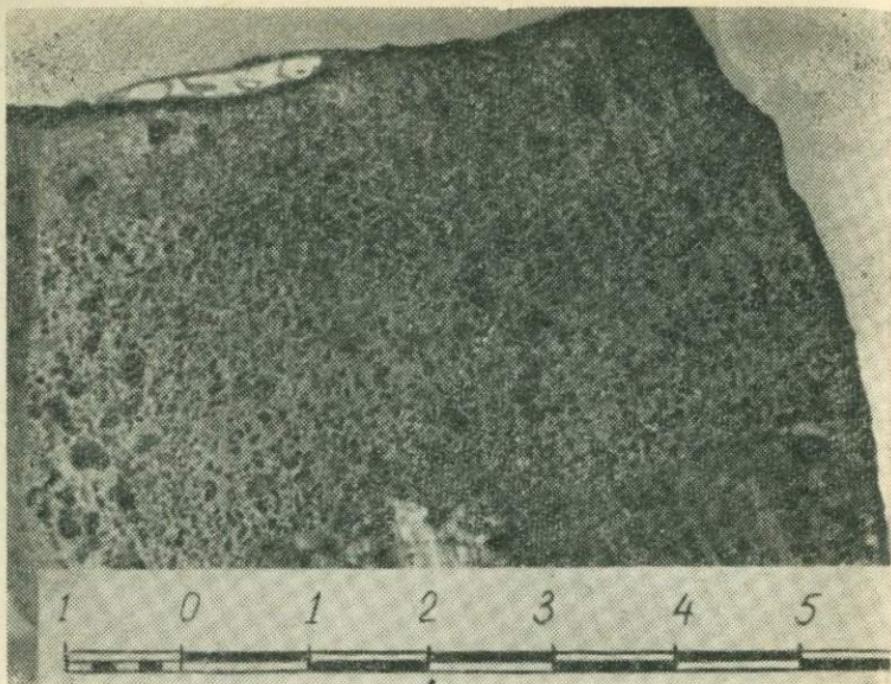


Рис. 83. Брекчиевидная сульфидная руда уч. Надежда. Попированный штуф.

минералов резко преобладает пирротин; халькопирит и магнетит распространены в незначительном количестве.

На контакте с ороговикованным сланцем развивается габбро, состоящее из пироксена, плагиоклаза и мелкой вкрапленности пирротина. Здесь сохраняются относительно крупные (до 1 см в поперечнике) кристаллы эпидотизированного плагиоклаза, которые являются, несомненно, реликтовыми. От габбро наблюдается постепенный переход к брекчиевидным рудам (рис. 83), в которых призматические кристаллы пироксена «цементируются» сульфидной массой. В участках, менее насыщенных сульфидами, здесь также наблюдаются крупные реликтовые кристаллы измененного плагиоклаза, по которому, замещая его, развиваются призматические кристаллы пироксена.

Брекчиевые руды местами переходят в сплошные массивные.

Минеральный состав сплошных и брекчиевидных руд довольно прост: пирротин, халькопирит, марказит,

пентландит, магнетит. Обычны и форма зерен и структурные взаимоотношения минералов. Необычным является лишь присутствие в сплошных рудах молибденита. Однако прежде, чем перейти к описанию этого минерала, следует подчеркнуть то очень важное в данном случае обстоятельство, что сплошные руды развиваются, как правило, в краевых частях ксенолитов ороговиковых сланцев. Последние замещены сульфидной массой, что устанавливается по реликтам нерудных минералов, присутствующим в руде. Нерудные минералы корродированы сульфидами, возле них в сульфидах развиваются тонкие иголочки реакционного хлорита.

Молибденит, обуславливающий характерную особенность медно-никелевых руд уч. Надежда, наблюдается в рудах только под микроскопом в редких пластинках размером до 0,3 мм в длину. Пластинки его часто изогнуты. Одни из них расположены и включены в зернах пирротина, в незначительном удалении от реликто-



Рис. 84. Молибденит в кварцевом включении в сплошных сульфидных рудах. Полированный шлиф. Увел. 440×.

вых включений нерудной массы. Другие одним концом расположены в пирротине, а противоположным сочленяются и взаимосрастаются с нерудной реликтовой массой. Наконец, молибденит наблюдается внутри реликтовых зерен нерудного минерала, где он отмечается в тонких изгибающихся пластинках, приуроченных, видимо, к сети сближенных трещинок (рис. 84). Молибдентовые пластинки не выходят за пределы зерна нерудного минерала, имеющего обычно сложные коррозионные взаимоотношения с включающим пирротином. В тех случаях, когда молибденит включен в пирротин, он присутствует в ангедральных пластинках, которые явно корродированы пирротином. С пентландитом молибденит не соприкасается.

Молибденит развит в мелких пластинках, не позволяющих измерить твердость минерала, однако, судя по характеру полирования, он имеет низкую твердость. У минерала сильно выражено двутражение. В нем обнаруживаются двойники давления, особенно проявляющиеся в изгибах пластинок. Отражательная способность минерала, в силу значительного двутражения, колеблется в пределах 25—42%, и в этом отношении он аналогичен молибдениту Булуктаевского месторождения, полированный шлиф которого был любезно представлен авторам Г. И. Туговиком. В поляризованном свете изучаемый минерал сильно анизотропен. Основные оптические характеристики и сравнение с заведомо известным молибденитом показывают, что встреченный нами в медно-никелевых рудах уч. Надежда Чайского месторождения минерал является молибденитом.

Присутствие молибденита в медно-никелевых рудах уч. Надежда доказывается также результатами спектрального и химического анализов, обнаруживших молибден. Так, химическим анализом в ороговикованном сланце с сульфидами из ксенолита в ультраосновных породах определено содержание Mo—0,02%, Ni—0,047%, Co—0,005%, в сплошной сульфидной руде—соответственно 0,01%, 0,355%, 0,092% в брекчиевидной руде—0,005%, 0,29%, 0,043%, (анализы выполнены в химической лаборатории БГУ, аналитики К. С. Томшина и А. М. Филько).

Молибденит в ассоциации с пирротином и пентландитом не известен в отечественных медно-никелевых

месторождениях. Однако имеются сведения о его присутствии в медно-никелевых рудах ряда зарубежных месторождений. Так, А. Г. Бетехтин (1955) указывает случай, когда в медно-никелевых месторождениях (Лейнаур в Швеции и Лиллефьельклумпен в Норвегии) «в самой последней стадии оруденения, как бы это не казалось странным, принимают участие минералы Mo и W (молибденит и шеелит)» (стр. 482). П. Рамдор (1962) отмечает ассоциацию молибденита с пентландитом и пирротином «в самых поздних образованиях некоторых пентландит-пирротиновых дифференциатов (Рана у Офотенфьорда, Линн-Лейк, Манитоба)». В месторождении Рана молибденит ассоциирует, по П. Рамдору, с графитом, пирротином, пентландитом, халькопиритом; в месторождении Линн-Лейк — с пирротином, пиритом, пентландитом, миллеритом, халькопиритом, магнетитом, бравоитом, сфеном, ульвитом.

А. М. Виленский и соавторы (1964) отмечают незначительную и спорадическую примесь молибдена в оруденелых долеритах дайки Рудной (бассейн р. Курейки), однако не указывают минеральной формы, в которой может присутствовать молибден.

Относительно генезиса молибдена в медно-никелевых рудах зарубежных месторождений имеются лишь вышеупомянутые указания А. Г. Бетехтина и П. Рамдора о приуроченности молибденита к поздним дифференциатам медно-никелевого оруденения. А. Г. Бетехтин рассматривал присутствие молибденита в медно-никелевых рудах как «запрещенную» ассоциацию.

Наши наблюдения над молибденитом в медно-никелевых рудах Чайского месторождения приводят к иным соображениям о его генезисе. Такие факты, как взаимоотношение молибденита и пирротина, пирротина и нерудной массы, тесная приуроченность молибденита к нерудной массе и, наконец, присутствие его в ксенолитных породах с редкой вкрапленностью сульфидов, позволяют утверждать более раннее происхождение молибденита по сравнению с пентландит-пирротиновой рудой. Минеральный агрегат последней возник позднее путем замещения ксенолита, реликты которого фиксируются в руде. В реликтовых зернах кварца и отмечен молибденит. О замещении можно судить по новообразованиям хлорита, по корродированию пирротином,

включающим пентландит, реликтовым обособлением нерудных минералов.

Первоисточником молибденита нужно рассматривать кварцевые прожилки или даже мелкие жилки гранитного пегматита. Основанием для этого могут служить следующие наблюдения. В ксенолите ороговикованного сланца присутствуют тонкие (не более 1—1,2 мм) жилки кварца, рассекающие сланец поперек сланцеватости и обрывающиеся контактом сланца с габбро (см. рис. 82). В габбро с вкрапленностью сульфидов и в брекчиевидной руде присутствуют реликтовые кристаллы измененного полевого шпата, замещающиеся местами пироксеном и указывающие на возможное присутствие здесь до замещения гранитного пегматита или кварц-полевошпатовых жилок. Они и могли содержать молибденит, оставшийся в сульфидных рудах в качестве реликтового минерала.

Следовательно, молибденит не парагенетичен пентландит-пирротиновой ассоциации, связанной с внедрением габбро-перidotитовой магмы. Выделение и обособление медно-никелевой сульфидной минерализации происходило, видимо, не без влияния вмещающих пород, в частности сульфиданосных роговиков, поставлявших в магму, надо полагать, серу. Сплошные руды в описываемой рудной зоне уч. Надежда можно рассматривать как образования реакционные, в то время как брекчиевые руды образовались, по-видимому, из гибридного расплава, прошедшего стадию замещения, но не выравнившего свой состав до «нормального» габбрового или перidotитового.

Следует отметить, что молибденит в медно-никелевых рудах уч. Надежда является второй находкой этого минерала в Чайском габбро-перidotитовом массиве. Впервые здесь молибденит был отмечен в кварцевых блоках среди гибридных габбро в скв. № 4 (см. стр. 138).

Процессы магматического замещения не всегда приводят к созданию медно-никелевых руд. Более того, есть примеры, показывающие, что замещение даже уничтожает ранее существовавшее сульфидное медно-никелевое оруденение. Все эти примеры относятся к замещению ультраосновных и основных пород габброидами. Правда, при ранних стадиях габброизации оруденение сохраняется: сульфиды присутствуют в полево-

шпатовых прожилках, в полевошпатовых перидотитах и оливиновых габбро-норитах. В случае же более интенсивной габброизации, когда формируются безоливиновые породы, сульфидное оруденение не только не сохраняется, но даже уничтожается. Так, взаимоотношения оруденелых полевошпатовых перидотитов и габбро показывают, что сульфиды исчезают уже в пироксенитовой оторочке, не говоря уже о самих габброидах. В габброидах местами сохраняются блоки измененного полевошпатового перидотита с вкрапленностью сульфидов, но они скорее походят на «тени» первоначального полевошпатового перидотита. Особенно много таких «теневых» участков в габброидах по левобережью Огиендо, вокруг ксеногенного тела оруденелых полевошпатовых перидотитов. Эти участки указывают на более широкое распространение оруденелых полевошпатовых перидотитов до того, как они заместились габброидами.

Химический состав полевошпатовых перидотитов с сульфидами, гибридных габброидов и блоков измененного перидотита в габброидах (табл. 27) показывает резко меняющиеся содержания различных окислов. Но в общем можно видеть отчетливую тенденцию в уменьшении содержаний серы и никеля в габброидах. Габброидный расплав не в состоянии удержать и сохранить сульфидное оруденение.

Таблица 27

Химический состав (в вес. %) оруденелых перидотитов и габбро уч. Огиендо

Оксислы	573a	573	573-I	587	Оксислы	573a	573	573-I	587
SiO ₂	33,88	43,86	15,94	37,44	Na ₂ O	2,03	3,79	не обн.	не обн.
TiO ₂	0,24	0,45	0,19	0,12	K ₂ O	0,28	0,50	не обн.	0,14
Al ₂ O ₃	15,40	21,86	4,66	5,45	H ₂ O +	9,48	5,51	18,72	8,91
Fe ₂ O ₃	14,71	7,08	35,70	7,85	P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,03	0,01
FeO	8,87	4,91	16,91	4,32	SO ₃	9,26	4,94	2,26	0,26
MgO	3,57	2,53	5,16	31,63	NiO	0,39	0,24	0,87	0,17
CaO	7,80	7,22	2,33	3,59	Сумма	101,38	100,51	101,71	100,04
MnO	0,07	0,05	0,07	0,15					

Примечание. 573a — серпентинизированный полевошпатовый перидотит с сульфидами, 573 — контактное габбро с сульфидами, 573-I — сплошная сульфидная руда из габбро, 587 — измененный полевошпатовый перидотит из габбро, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева.

В габброидных породах местами присутствуют ксенолиты ороговикованных сланцев, содержащих обильную сульфидную минерализацию (пирротин, пирит). Горизонты сланцев с сульфидами встречаются в толще харгитайской свиты и в удалении от Чайского массива. Естественно, что иногда мы наблюдаем ксенолиты этих пород. Кроме вышеописанных ксенолитов ороговикованных сланцев с сульфидами в полевошпатовых перidotитах уч. Надежда, отмечены также ксенолиты сланцев в габброидах массива. Так, по правобережью Огиендо в скальных обнажениях ледникового кара среди габброидов присутствуют ксенолиты ороговикованных сланцев с сульфидами. Ксенолиты сохраняют пластообразную форму. Содержание сульфида в них изменчиво, но местами достигает 50—60%. При замещении сланцев габброидами сульфидная вкрапленность в последних не сохраняется.

Аналогичные ороговиковые сланцы с сульфидами отмечаются в керне скв. № 4 среди нормальных габбро-норитов. Химический состав ороговикованных сланцев с сульфидами (табл. 28) отличается относительно повышенными содержаниями окиси алюминия, закисного железа, серы. Никель в них отсутствует.

Таблица 28

Химический состав (в вес. %) ороговикованных сланцев с сульфидами

Окислы	610a	1672	Окислы	610a	1672	Окислы	610a	1672
SiO ₂	48,41	41,44	MgO	4,77	6,39	H ₂ O +	3,79	2,50
TiO ₂	0,97	0,45	CaO	6,06	7,04	P ₂ O ₅	0,17	0,04
Al ₂ O ₃	15,55	18,09	MnO	0,28	0,09	S	7,40	5,92
Fe ₂ O ₃	4,02	0,98	Na ₂ O	1,43	3,29	Ni	Не обн.	—
FeO	7,56	16,61	K ₂ O	0,35	0,29		Сумма	100,76 100,17

Примечание. 610a — правобережье Огиендо, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Г. Рогалева, 1672 — скв. № 4, инт. 126 м, химлаборатория отдела геологии БФ, аналитик Н. Н. Гурулева.

Очень важным представляется в связи с явлениями магматического замещения и их ролью в рудообразовании вопрос об источнике металлов. Приносятся ли металлы магмой или заимствуются из вмещающих по-

род? От решения этого вопроса зависят не только представления о генезисе руд, но и предпосылки для обоснованных поисковых критериев. В то же время решение этого вопроса связано с большими трудностями.

Поскольку медно-никелевые руды в ряде случаев имеют признаки, указывающие на замещение магмой вмещающих пород, на первый план, естественно, выходит вопрос о связи металлов с замещаемыми породами.

Среди пород, замещаемых магмой докембрийской интрузии, можно выделить три возможных источника поступления в магму металлов и серы. Эти три источника следующие: а) породы харгитайской свиты, б) кварцевые, кварц-полевошпатовые жилы и пегматиты муйского комплекса нижнего протерозоя, в) ультраосновные породы яршинского комплекса нижнего протерозоя.

Толща отложений харгитайской свиты местами насыщена сульфидами, среди которых преимущественно распространены пирротин и пирит, изредка халькопирит. Сульфидное оруденение стратифицировано. Оно приурочено к переслаиванию различных по составу сланцев — роговссобманковых, биотит-рогообманковых, биотитовых. Один из горизонтов с подобным сульфидным оруденением известен в верховьях р. Чая, в 15—20 км от Чайского массива. Из бассейна р. Чая горизонт протягивается в верховья р. Кичер-Москит, затем в долину р. Гасан-Дяkit. Общая его протяженность, по данным В. В. Балханова и др., составляет около 100 км. Мощность горизонта — в среднем 100 м. Насыщенность пород горизонта сульфидами неравномерная. Часто сульфиды сосредоточены в слоях, обогащенных углистым веществом. Местами в породах наблюдаются кварцевые жилы и прожилки с сульфидами.

Горизонт, насыщенный сульфидами, до наших исследований изучался В. И. Навиль, М. И. Никитиной (1953) и В. П. Сафоновым с соавторами (1963). Все эти исследователи не отметили какой-либо насыщенности горизонта металлами, за исключением железа. Проведенное нами штуфное опробование горизонта по левым притокам р. Чая — ключам Каньонному, Сульфидному, Водопадному — показывает, что горизонт с сульфидами содержит никель в количестве до 0,1% при среднем содержании (по 16 пробам) 0,012%, кобальт — до 0,011% при среднем содержании 0,005%, меди — от 0,03

до 0,08% при среднем содержании 0,053%, серы—от 0,33 до 4,62% при среднем содержании 2,16%. Содержания металлов в рудном горизонте низки, но в ряде случаев они превышают кларковые.

Таким образом, по имеющимся материалам, горизонты сульфидного колчеданного оруденения в разрезе нижнепротерозойских отложений обогащены металлами не настолько, чтобы могли служить первоисточником металлов для сульфидных медно-никелевых руд. Этот вывод подтверждается и анализом взаимоотношений сульфидизированных вмещающих пород с габбро-перidotитовыми породами в Иоко-Довыренском массиве (Гурулев, 1965). Тем не менее есть настоятельная необходимость дальнейшего, более углубленного изучения колчеданного стратифицированного оруденения в метаморфических толщах нижнего и верхнего протерозоя как с точки зрения поисков здесь тех или иных металлов, так и с точки зрения уточнения взаимосвязи этого оруденения с медно-никелевыми рудами никеленосных массивов.

Сульфидное оруденение в кварцевых, кварц-полевошпатовых жилах и гранитных пегматитах муйского комплекса не образует крупных минеральных скоплений, которые могли бы быть основой для формирования медно-никелевого оруденения, но оно содержит минералы, характерные для гранитной магмы. При замещении эти минералы оказываются как реликтовые в медно-никелевых рудах.

Ультраосновные породы яршинского комплекса являются никеленосными. В тех случаях, когда они залегают в самостоятельных массивах в толще нижнего протерозоя (например, Яршинский, Душкачанский, Ухтинский массивы возле Нижне-Ангарска), ультраосновные породы иногда содержат мелкую редкую вкрапленность пирротина (с пентландитом). В них определяется до 0,3% никеля в силикатной форме (в серпентине).

Исходя из приуроченности сульфидного медно-никелевого оруденения к kontaktам ультраосновных пород с различными вмещающими породами, можно видеть, что на формирование руд определенное влияние оказывают процессы магматического замещения. Определенная и немаловажная роль в процессах заме-

щения принадлежит составу замещенных пород. Особенno важно то, что замещаемые породы поставляют в магму серу. На основе сернистых соединений формируются медно-никелевые руды. Однако замещенные породы не содержат металлы (никель, кобальт, медь) в количествах, приближающихся к содержаниям этих металлов в медно-никелевых рудах. Отсюда вытекает вывод о связи металлов с магмой.

Из факторов, влияющих на формирование медно-никелевого оруденения, следует указать на степень развития процесса замещения. Наблюдения показывают, что в одних случаях при реакциях магматического замещения сульфидные минералы возникают заново в замещенной породе, в других — частично остаются как реликты, в третьих — уничтожаются. Это зависит, по-видимому, во многом от состава замещающего расплава, способного в первом случае генерировать сульфиды, во втором — частично растворять их, в третьем — полностью растворять. Замечено, что генерация сульфидов и сохранение их как реликтовых минералов происходит в породах ультраосновных (кроме серпентинитов) и основных не кислее оливиновых габбро и габбро-норитов. Полное растворение сульфидов происходит уже в пироксенитах и, особенно, в нормальных габбро-норитах.

Сульфидная вкрапленность, обеспечивающая промышленные содержания металлов, наблюдается в серпентинизированных породах яршинского комплекса. Эта вкрапленность представлена пирротином, пентландитом, магнетитом. Характерно отсутствие халькопирита. При замещении серпентинизированных пород гарцбургитами сульфиды в последних сохраняются лишь частично, что объясняется, возможно, относительно высоким содержанием в гарцбургитах MgO , на что мы обращали внимание. При замещении серпентинизированного оливина гиперстеном в последнем сохраняются зерна рудного минерала. Однако при интенсивности процесса замещения сульфиды исчезают, поэтому в пироксенитах редко сохраняется вкрапленность сульфидов.

В гарцбургитах, как отмечалось выше, присутствуют ксеногенные тела мелкозернистых вебстеритов, в которых иногда довольно обильна вкрапленность суль-

фидов, связанная, как показывают микроскопические исследования, не с формированием ойлокристаллов пироксенов, а с предшествующей им стадией образования мелкозернистого пироксенового агрегата. В замещающих вебстериты гарцбургитах и гиперстенитах сохраняются в реликтах как мелкозернистый пироксен, так и зерна сульфидов, но содержание их уже весьма убогое. Наряду с реликтовыми зернами сульфидов в этих породах присутствуют также перекристаллизованные (точнее, вновь выкристаллизованные) более крупные кристаллы сульфидов.

Сульфиды часто выделяются в полевошпатовом перidotите, замещающем серпентиниты и содержащем не более 10% полевого шпата. Серпентиниты не содержат сульфидов, однако они могут быть источником никеля, который присутствует в них в силикатной форме. Сера, необходимая для образования сульфидов, приносится, по всей вероятности, магмой. Выделение сульфидов, местами довольно обильное, — тип бедных промышленных руд — происходит на первых стадиях замещения. Сульфидные вкрапленники нарастают на внешние ограничения ксеногенных участков серпентинита, рассекая их тонкими прожилками, они также включены в мелкие зерна оливина в самом перidotите. В последнем случае вполне очевидна их связь с зернами оливина, возникшими в результате рекристаллизации за счет серпентина. Процесс регенерации оливина, вызванный волной габброидного замещения, обуславливает появление сульфидной вкрапленности в полевошпатовых перidotитах. С этих позиций уместно рассматривать сульфидное медно-никелевое оруденение в полевошпатовых перidotитах как регенерированное.

Оруденение в полевошпатовых перidotитах аналогично таковому в полевошпатовых перidotитах и оливиновых габбро-норитах Иоко-Довыренского массива.

Медно-никелевое оруденение совершенно не характерно для габброидов. Из сульфидов здесь присутствуют лишь пирит, да и он не создает заслуживающих внимания концентраций. Известные примеры замещения габброидами полевошпатовых перidotитов с вкрапленностью сульфидов, которую обычно называют сингенетической, показывают, что сульфиды здесь неустойчивы уже при образовании переходных kontaktово-реак-

ционных пироксенитовых оторочек. В пироксенитах местами сохраняются реликты сульфидной вкрапленности с характерным интерстициальным текстурным рисунком, но они постепенно, при переходе от пироксенита к габбро-нориту, исчезают. Можно сказать, что габброиды уничтожают сульфидное медно-никелевое оруденение, существовавшее до них.

Необходимо отметить, что зависимость медно-никелевого оруденения от направленности и характера процессов магмометасоматоза не позволяет нам согласиться с общепринятым делением руд на сингенетические и эпигенетические. Хотя порядок кристаллизации минералов в рудах таков, что сульфиды кристаллизуются позднее силикатов, необходимо признать, что этот признак мало что дает для понимания генезиса руд. Важнее, на наш взгляд, не порядок кристаллизации минералов в рудах, а условия и причины возникновения рудно-силикатных и рудных расплавов.

Считаем необходимым сказать и о рудоподводящих каналах и путях поступления рудных расплавов. Так, Н. Н. Шишкин и Е. А. Кумпан (1964) полагают, что сульфидные расплавы, образовавшие рудное тело № 3, поступали по зоне рассланцеванных и измененных полевошпатовых перidotитов, которой на глубине оканчивается рудное тело. Зона несет неравномерное оруденение вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа. И во всех других представлениях о генезисе медно-никелевых руд Чайского месторождения обязательно предусматривается поступление расплавов с глубины.

Однако подобные представления о каналах подъема рудных расплавов не согласуются с реальной обстановкой. Дело заключается в том, что на глубине 250—300 м от поверхности тело ультраосновных пород, расщепляясь, выклинивается и сменяется габброидами. Все известные рудные зоны и тела располагаются только в ультраосновных породах и не прослеживаются в габброидах. Это ставит под сомнение идею о каналах, по которым циркулировали рудные расплавы или растворы.

Если придерживаться позиции о связи оруденения с процессами замещения, то совершенно отпадает необходимость в глубинных источниках и каналах подъема сульфидных расплавов. Удовлетворительное объ-

яснение при этом получает и приуроченность оруденения исключительно к телу ультраосновных пород.

В процессе изучения Чайского месторождения постепенно стало ясно, что для объяснения генезиса медно-никелевых руд совершенно не применима гипотеза о формировании сульфидных расплавов в результате ликвации магмы. Рудные зоны, расположенные в самых различных частях массива, отчетливая многоэтажность оруденения, отсутствие какой-либо приуроченности оруденения к «назам» массива, развитие зон брекчииевидных руд с «обломками» серпентинитов—все это не позволяет говорить о применимости гипотезы ликвации. В то же время исследователи Чайского массива не выдвигают других гипотез, которые могли бы объяснить появление сульфидных расплавов. Так, Н. Н. Шишkin и Е. А. Кумпан (1964) вопрос о природе сульфидных расплавов обходят по существу молчанием. Они связывают эти расплавы с третьей фазой добыренской интрузии, представленной, по их схеме пироксенитами, плагиопериодитами, оливиновыми габбро и габбро. Близких взглядов на связь оруденения с интрузивными породами придерживается Ф. П. Леснов.

Мы полагаем, что участие процессов магматического замещения позволяет наметить совершенно новые генетические представления о происхождении медно-никелевых руд Чайского массива.

Поскольку процесс рудообразования является магматическим и связан с общим внедрением силикатных расплавов в твердые горные породы, то представления о генезисе медно-никелевых руд Чайского массива мы рассмотрим совместно с представлениями об условиях внедрения и формирования силикатных расплавов. Здесь же отметим, что связь процессов рудообразования с магматическим замещением позволяет по-новому подойти и к оценке поисковых критерийев, прогнозов и перспективных площадей.

Прежде чем перейти к характеристике поисковых критерийев, вытекающих из связи процессов оруденения и магмометасоматоза, необходимо отметить, что Чайский массив принадлежит к группе габбро-перидотитовых массивов, залегающих в отложениях нижнего протерозоя. Эта группа массивов в отличие от массив-

зов, залегающих в верхнепротерозойских отложениях и представленных Иоко-Довыреном, характеризуется большим развитием основных пород, структурой, отображающей структуру нижнепротерозойской толщи, наличием ксенолитов магматических и осадочно-метаморфических пород нижнего протерозоя. Хотя в тех и других массивах проявлены процессы магматического замещения, различия в составах замещаемых пород сказываются на их продуктах. Все это позволяет говорить о поисковых признаках, выработанных на основании изучения Чайского массива, как о признаках, применяемых для массивов, залегающих в нижнепротерозойской толще.

Мы намечаем следующие поисковые признаки:

1) сульфидное медно-никелевое оруденение развивается в массивах, в которых есть ксенолиты ультраосновных пород нижнего протерозоя;

2) оруденение может быть приурочено к контактам основных и ультраосновных пород с ксенолитами; ранее известный признак о тяготении оруденения к «подошве» массивов является одним из частных случаев этого общего правила;

3) наиболее благоприятны для поисков контакты с ксенолитами серпентинитов и сульфидизированных сланцев;

4) оруденение может формироваться и в пироксенитах, но, вероятно, крупных рудных зон здесь ожидать трудно;

5) рудные зоны и тела могут отображать структурные условия замещаемых пород;

6) поскольку рудные зоны и тела связаны со структурой замещаемых пород, очень важное поисковое значение приобретает изучение внутренней структуры ксенолитов и крупных ксеногенных тел.

Естественно, нельзя дать исчерпывающего анализа поисковых критериев, поскольку это должно явиться предметом специального изучения. Однако вполне ясно, что эти критерии существенно меняют перспективы тех или иных массивов, по иному отмечают перспективные площади.

Суммируя приведенные наблюдения и соображения, мы должны отметить следующее:

1) процессы породо- и рудообразования по типу ре-

акций, ведущих к формированию магматических и рудных расплавов, регулируются одними и теми же причинами и подчиняются общим закономерностям;

2) формирование медно-никелевого оруденения зависит от состава замещаемых магматическим расплавом пород и самого расплава. Наиболее хорошо оруденение «удерживается» в магнезиальных расплавах с минимальным содержанием кремнезема. По составу такие расплавы соответствуют перидотитам, полевошпатовым перидотитам и меланократовым оливиновым габбро-норитам;

3) процессы магматического замещения протекают неравномерно, вследствие чего в медно-никелевых рудах остаются ксеногенные минералы, из которых наиболее типичным является молибденит, установленный в рудах уч. Надежда. Предположительно ксеногенным считается крупнокристаллический кобальтсодержащий пирит в массивных рудах рудного тела № 3;

4) молибденит не входит в состав типичного парагенезиса медно-никелевых руд (пентландит-халькопирит-пирротин), встречаясь спорадически, в виде случайной примеси. Он принадлежит более ранним этапам минерализации, связанным с нижнепротерозойскими магматическими комплексами. Это характерно и для пирита массивных сульфидных руд шлира;

5) сохранение и присутствие необычных для медно-никелевого парагенезиса минералов обусловлено исключительно процессами замещения, протекавшими в магматическую стадию;

6) для объяснения происхождения медно-никелевых руд наиболее важным моментом являются не условия кристаллизации рудных расплавов, что само по себе имеет значение, а условия и пути возникновения рудных расплавов, реакции, протекающие между горными породами и магматическими расплавами, и продукты этих реакций. Петро- и рудогенезис должны быть хотя и различными, но взаимосвязанными сторонами единого процесса возникновения, эволюции и, наконец, кристаллизации магм в земной коре;

7) новые генетические представления о медно-никелевом оруденении позволяют наметить и новые поисковые критерии.

Г л а в а 5

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ

Определенная роль в петрологии магматических горных пород отводится процессам кристаллизации магматических расплавов. Именно с условиями кристаллизации расплавов связывается разнообразие горных пород. Условия кристаллизации, несомненно, влияют на формирование конечного продукта — горной породы, но не только ими, по нашему мнению, обусловлены причины, определяющие состав и разнообразие горных пород. В большинстве случаев состав горной породы соответствует, видимо, составу расплава в преддверии кристаллизации. Поэтому важное значение имеют процессы, ведущие к формированию расплавов.

На примере Чайского массива мы стремились показать участие в формировании магматических расплавов процессов магматического замещения. Эти процессы наиболее хорошо выражены на контактах магматических пород с боковыми. Широкое развитие постепенных переходов, наличие гибридных пород, новообразования минералов, характерных для основной магмы, сохранение ксенолитов горных пород и ксеногенных минеральных включений — все это свидетельствует в пользу гипотезы магматического замещения и хорошо объясняет структурные и генетические взаимоотношения магматических пород, разнообразие их, условия залегания и петрографический состав. Мы полагаем, что замещение вызывалось проникновением магмы и что магма, а не только растворы, способна к замещению, к обменно-метасоматическим реакциям с твердыми горными породами. Наши представления о магматическом замещении имеют много сходства с известной гипотезой Д. С. Коржинского (1952) о магматическом замещении. Однако между ними есть и существенные различия. Во-первых, Д. С. Коржинский применяет гипотезу магматического замещения только для объяснения происхождения гранитных массивов. Он даже указывал (Коржинский, 1962), что замещение не установлено в породах основно-

го и ультраосновного ряда. Во-вторых, Д. С. Коржинский объясняет замещение, хотя и называет его магматическим, проникновением сквозьмагматических растворов, которые диффундируют не только через расплавы, но и через твердые горные породы, в частности, через граниты, кристаллизовавшиеся из магмы, с которой связаны сквозьмагматические растворы. Мы же магматическое замещение связываем исключительно с воздействием магмы, которая вызывает метасоматоз вмещающих пород, сложные реакционные взаимоотношения между породами, обусловливает появление гибридных пород. При этом мы допускаем, что сквозь магму фильтруется поток растворов (сквозьмагматических), но роль этого потока ограничивается исключительно выносом неустойчивых в данных термодинамических условиях компонентов; удаление компонентов оказывается на составе расплавов и, следовательно, только косвенно на составе горных пород.

Необходимо отметить, что идея магматического замещения уже была применена С. А. Гурулевым (1965) для объяснения генезиса ультраосновных и основных горных пород Иоко-Довыренского массива. С. А. Гурулев выделил в процессе магматического замещения три стадии: 1) диффузионный метасоматоз, 2) инфильтрационный метасоматоз, 3) ассимиляция. Эти представления развиваются нами и в данной работе. В них мы вносим лишь некоторые изменения и уточнения.

Г. Л. Пospelov (1966) в статье, посвященной типам и механизмам метасоматоза, выделил, пожалуй, впервые в отечественной литературе, магматический метасоматоз, который может приводить к созданию горных пород — магмато-метасоматитов трансформационного или наложенного типов. Г. Л. Пospelов магматическое замещение, приводящее к возникновению расплава, связывает с представлениями об интенсивной энергизацией системы, в частности об интенсивном энергообмене между флюидом и твердым телом, вплоть до полной деструкции кристаллической решеткой в расплав. Замещение вызывается поровым магматизирующим флюидом, которому в литературе присвоено много различных наименований — «интергранулярная пленка», «сквозьмагматические растворы», «поровые водные магмы» и т. д. Замещение может привести к общему плавлению. И плав-

ление, по мнению Г. Л. Поспелова, может быть вызвано процессом «магматоидного пастообразования через диспергирующее замещение путем «химического плавления» и капельно-пленоочного истинного плавления, с сохранением средою свойств капиллярно-пористого тела». Это будет процесс метасоматический.

Представления Г. Л. Поспелова в значительной мере способствуют пониманию магматического замещения как результата взаимодействия между внедряющимися магматическими массами и твердыми телами. Это по существу, первая попытка обосновать магматическое замещение как один из природных процессов, вызываемых магмой и связанными с нею газами, плазмами и растворами. И в этой первой попытке, естественно, не все вопросы разработаны с необходимой детальностью. Несомненно, к обсуждению конкретных аспектов магматического замещения, условий, в которых оно возможно, его механизма, в петрологической литературе еще неоднократно будут возвращаться.

Условия и механизм процессов магматического замещения

В последние годы все больше признаются явления замещения для габбро-перidotитовых массивов. Явления замещения описаны в габбро-перidotитовых и габбро-анортозитовых массивах Урала (Успенский, 1952; Москалев, 1959, 1960; Ефимов, Иванова, 1963_{1,2}), Сибири (Вахромеев, 1958; Гурулев, 1964, 1965; Гурулев, Самбуев, 1966; Самбуев, 1967; Мошкин, Дагелайская, 1964). Хотя объяснение явлений замещения дается исследователями с близких, но несколько различных позиций, важным представляется сам факт выраженности процессов замещения в формировании массивов.

Большое внимание исследователи уделяют природе процессов замещения, однако большей частью это связывается с выделением и циркуляцией водных растворов. Предпринимаются и попытки экспериментального подтверждения водного (гидротермального) метасоматоза. Мы связываем магматическое замещение непосредственно с магмой. Это не исключает участия вод-

ных растворов и газов, однако их роль в метасоматозе, видимо, не так уж велика.

Компоненты магмы способны диффундировать не только в системе расплава, но и за его пределами, в боковых твердых породах. Способность магмы к диффузии и роль диффузии в формировании горных пород в свое время подчеркивалась А. Е. Ферсманом (1959), но его указания были позабыты, и диффузионному обмену между магмой и твердым телом, диффузии не придавали существенного значения.

Между тем диффузия играет важную роль. Во-первых, она способствует удалению из системы «избыточных» компонентов, которые оказываются неустойчивыми при данных термодинамических условиях и диффундируют в виде газов и растворов. В горных породах не остается следов этой диффузии, поскольку она происходит до кристаллизации расплава. Такая «сквозьмагматическая» диффузия способствует выравниванию состава замещаемой породы и расплава. Во-вторых, процессы диффузии проявляются во внешнем ореоле расплава, собственно за его пределами. Интенсивность проявления диффузионных процессов здесь зависит от состава, температуры и химической активности растворов и газов, от состава и химической активности твердых горных пород. Диффузия этой стадии перерастает в обычный гидротермальный метасоматоз, сопровождающийся обменными химическими реакциями.

Диффузия растворов и газов вызывает изменения в твердых горных породах. Эти изменения в Чайском массиве выражены в офильтитизации и серпентинизации известняков, в соссюритизации осадочно-метаморфических пород, в соссюритизации и эпидотизации гранитных пегматитов, в пелитизации ультраосновных пород. Что касается серпентинизации последних, то мы не связываем ее с внедрением магмы добыренского комплекса и полагаем, что породы яршинского комплекса были серпентинизированы в результате процессов автометаморфизма еще в нижнем протерозое.

Диффузионные процессы подготавливают горные породы к более полному и сильнее проявляющемуся замещению магмой. Они, конечно, изменяют состав исходных пород, их структурные и текстурные рисунки, но не полностью. В диффузионно-измененных породах сох-

раняется зернистость и текстуры исходных пород, поскольку изменение носит преимущественно псевдоморфный характер.

Волна диффузионного гидротермального метасоматоза сменяется собственно магматическим замещением. Впереди фронта магмы опять же происходит диффузия компонентов, но эта диффузия по природе несколько отлична от предыдущей. Можно наметить следующую стадийность процесса магматического замещения:

1) ионная диффузия в твердые кристаллы замещаемой породы, что приводит к зарождению новых минералов;

2) капиллярное и поровое проникновение расплава с явлениями роста метакристаллов, реакции в тонких пленках наряду с продолжающейся ионной диффузией и диффузией продуктов замещения;

3) капельно-пленочное плавление, химические реакции на границах жидких и твердых сред;

4) плавление.

Однако и после всех этих процессов в магме могут сохраняться в твердом состоянии боковые породы и их минералы, что зависит, видимо, от температуры плавления последних.

Если при объяснении магматического замещения в Иоко-Довыренском габбро-перidotитовом массиве С. А. Гурулев (1965) отделял процесс диффузионного метасоматоза от инфильтрации и ассилиации (полного плавления боковых пород), то сейчас нами все эти стадии сближаются и заменяются физико-химическими процессами, которые в действительности ближе всего характеризуют процесс магматического замещения. Сближенность процесса диффузионного изменения боковых пород, инфильтрации магмы и ассилиации (плавления) боковых пород хорошо иллюстрируется примером мигматизации пироксенитами (пироксенитовым расплавом) нижнепротерозойских конгломератов. Во внешней зоне мигматизации идет процесс изменения (соссюритизации) конгломератов, затем возникают гибридные полевошпатово-соссюритово-рогообманковые инъекции, которые постепенно сменяются инъекциями пироксенитовыми, переходящими в основное тело пироксенитов.

В зависимости от состава замещаемых пород могут быть выражены разные стадии процесса замещения.

Так, при мигматизации конгломератов происходит довольно быстрый переход к расплаву. Расплавы появляются также при замещении магмой песчано-сланцевых пород и маломощных кварц-полевошпатовых жил. В последних стадиях расплава отчетливо доказывается по появлению пойкилитовых структур, в которых ойлокристаллы представлены зональным плагиоклазом и кварцем, а пойкилитовые вrostки — роговой обманкой. Такие структуры явно возникают из расплава, в данном случае из гибридного расплава, о чем свидетельствует и сонахождение в породах гиперстена и кварца, и широкая гамма минералов, и зональность плагиоклаза. В расплаве сохранялась твердая фаза (кристаллы апатита).

Несколько иная картина наблюдается при замещении магмой гранитных пегматитов с образованием габбро-пегматитов. Здесь процесс замещения как бы растянут, более проявлены и выражены явления диффузии и капиллярно-пленоочного и порового проникновения вещества. Иногда это наблюдается и при замещении ультраосновных пород, когда в них возникают лишь изолированные вкрапленники — метакристы пироксена или плагиоклаза.

При замещении в общем трансформируются структурные особенности замещаемых пород, однако это не всегда выдерживается. Трансформация обусловлена в основном интенсивностью процесса замещения. В стадии общего плавления структурный и текстурный каркасы уничтожаются, и наступившая кристаллизация вызывает возникновение новых структурных и текстурных взаимоотношений. Трансформация выражена в таких переходах, как гранитный пегматит — габбро-пегматит, конгломерат — пироксенит, серпентинит — гарцбургит.

Вместе с тем следует отметить, что трансформация может проявляться и в более поздние стадии замещения, даже при общем плавлении пород. Однако этот вопрос относится к числу очень плохо изученных. Он связан с представлениями о структуре расплава (жидкости) в предкристаллизационный период. У некоторых жидкостей кристаллическая структура (ближний порядок) сохраняется в определенном температурном интервале вблизи точки кристаллизации. Это доказано экспериментально для некоторых жидкостей. Кроме того,

пользу этого свидетельствуют жидкие кристаллы. Рентгено-структурным анализом кристаллическая структура обнаружена у капли расплава, полученного плавлением пироксена вполне определенного и известного состава, причем капле присущ такой же структурный рисунок решетки, какой характерен для кристалла пироксена.

Следовательно, расплавы (в частности, природные — магмы) имеют способность к сохранению ближнего структурного порядка и кристаллической структуры. Надо полагать, что этим обусловлена их способность при замещении трансформировать и сохранять структуру и текстуру замещенных твердых веществ (в частности, твердых горных пород). Эти наши выводы требуют, конечно, экспериментальной проверки.

Именно способностью расплавов к трансформации и сохранению структурных и текстурных рисунков замещаемых твердых веществ объясняется очень странный и в свое время совершенно необъясненный пример замещения серым чугуном обломка дерева с сохранением в чугуне волокон, годичных колец, сердцевинных лучей дерева (Карпинский, 1941).

Трансформация магмой структурных и текстурных особенностей замещаемых пород позволяет присоединиться к мнению Г. Л. Поспелова (1966) о выделении особого генетического типа метасоматоза-трансформационного магматического метасоматоза.

При магматическом замещении происходит формирование новых минералов, которые могут создавать своеобразные выделения — метакристаллы и ойлокристаллы с пойкилитовыми включениями. Метакристаллы, особенно в начальные стадии замещения, внешне ничем не отличаются от пойкило- и порфиробластов, образующихся при метаморфизме, однако вещественное выражение того и другого процесса совершенно разное. Если при метаморфизме очень мал радиус массо- и энергообмена, то при магматическом замещении происходят значительные перемещения массы вещества и энергии.

Пойкилитовые включения в формирующихся ойлокристаллах представлены совершенно различными минералами: а) минералами реликтовыми (например, оливин в гарцбургитах, апатит в габбро-пегматитах и габ-

бро); б) минералами стадии раннего гидротермального метасоматоза (состюрит, пелит, плагиоклаз); в) минералами ранних стадий магматического замещения (пироксены, плагиоклаз, роговая обманка).

Новообразованные мета- и ойлокристы обычно характеризуются непостоянством состава. Это хорошо видно на примере роговой обманки. При замещении сланцев на первых порах возникают паргаситовые габбро, то есть породы с высокоглиноземистой роговой обманкой, обогащенной также щелочами. Паргасит развивается в игольчатых агрегатах. Изменчивость его состава подчеркивается неустойчивой окраской и меняющимся характером плеохроизма, а также вариациями угла оптических осей в разных кристаллах.

При замещении конгломератов пироксенитами и гранитных пегматитов габбро-пегматитами вновь возникшие кристаллы роговой обманки имеют, видимо, переменный состав. Только этим можно объяснить их зональность, изменение цвета и плеохроизма от центра к краям кристаллов. Подобные изменения в составе отдельных кристаллов очень трудно достоверно диагностировать, но внешние оптические признаки свидетельствуют об этом недвусмысленно. С изменением состава таких кристаллов связано, видимо, и распределение включений, как реликтовых (состюрит, пелит), так и новообразованных (рутин, рудный минерал). Новообразованные включения обычно тяготеют к центру кристаллов, а реликтовые распределяются в кристалле беспорядочно.

Возникновение мета- и ойлокристаллов на ранних стадиях замещения предопределяет характерную пойкилитовую структуру пород, кристаллизовавшихся из магматического расплава.

О составе магмы

Магму, вызывавшую явления замещения боковых пород, по составу мы определяем как габброидную.

Магматическое замещение накладывалось на различные породы. С одной стороны, замещались породы, по составу достаточно кислые — гранитоиды, песчаники, сланцы; с другой — породыультраосновные. Сопоставление процессов магматического замещения этих двух

групп пород позволяет приблизиться к оценке состава магмы.

Замещение кислых пород приводит к образованию магматических пород группы габбро — это паргаситовые, роговообманковые, кварц-содержащие и нормальные габбро и габбро-нориты. Этот ряд не дает оливинсодержащих пород. Однако общий ход замещения свидетельствует о том, что происходит габброизация пород, связанная с привносом MgO , TiO_2 , Fe и выносом SiO_2 , CaO и других компонентов.

Замещение ультраосновных пород тоже направлено в сторону создания габроидных магматических пород. Однако гамма промежуточных, гибридных пород здесь гораздо богаче, что связано, видимо, с относительной инертностью ультраосновных пород к процессам габброизации. При замещении ультраосновных пород редко создаются безоливиновые породы, однако эти редкие случаи весьма показательны, поскольку они свидетельствуют о том, что и здесь замещение все-таки направлено в сторону образования безоливиновых габроидов, типа нормального габбро-норита или норита. Замещение выражается в привносе SiO_2 , CaO , TiO_2 и выносе MgO и некоторых других компонентов.

Для иллюстрации химизма процесса магматического замещения на диаграмму А. Н. Заварицкого вынесены средние составы (табл. 29) осадочно-метаморфических, габброизированных и магматических пород массива (рис. 85). Из анализа диаграммы видно, что замещение кислых пород приводит в образованию габроидов, либо очень близких по составу замещаемым породам, либо близких к среднему типу оливинового габбро по Дэли (габбро-пегматиты и пегматоидные габбро). В магматических породах этой группы заметно обеднение их алюмосиликатами (векторы правой части диаграммы приближены к линии SB) и обогащение аортитом (в левой части диаграммы векторы удаляются от линии SB). Хотя некоторые из вмещающих пород пересыщены глиноземом (средние составы 1, 3, 6), однако эта пересыщенность сохраняется только в габброизированных роговиках (7) и совершенно не характерна для габроидов. Отмечается также повышение магнезиальности пород, их железистости и уменьшение щелочности. При-

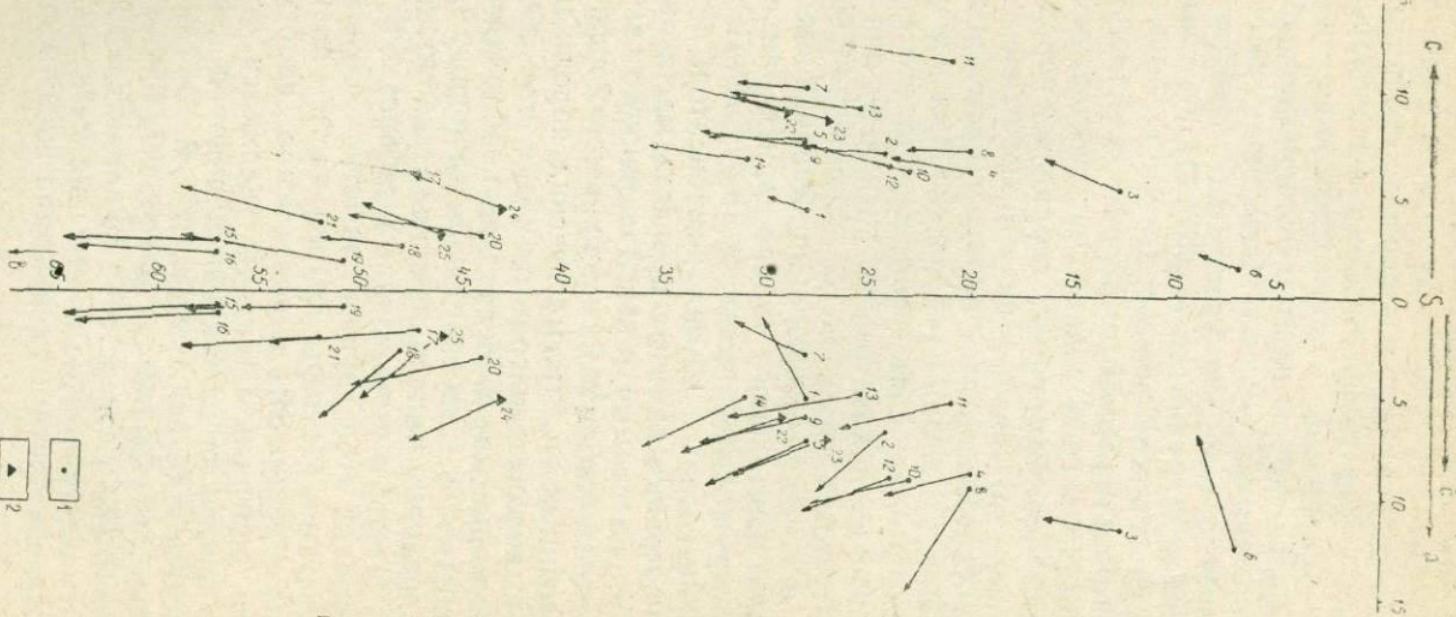


Рис. 85. Диаграмма средних составов вмещающих, габброизированных и магматических пород Чайского массива.

1 — химические составы пород массива; 2 — средние составы (по Дэли) оливинового габбро (22); всех габбро (23); горнблендитов (24); диаллагитов (25).

Средние химические составы (в вес. %) вмещающих, габброизированных и магматических пород массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	55,17	51,58	59,70	55,10	48,88	72,54	45,40	54,60	49,52	52,05	48,81	51,02	51,66	49,65	38,55	40,25	42,02	47,47	49,94	47,70	39,90	46,49	48,24	42,80	46,93
TiO ₂	1,42	1,45	0,72	1,46	1,35	0,25	1,25	0,34	2,21	1,64	1,61	1,43	0,87	1,25	0,29	0,44	0,35	0,78	0,52	0,97	0,67	1,17	0,97	1,62	0,97
Al ₂ O ₃	18,73	14,99	17,40	15,54	16,71	15,22	19,08	17,21	15,00	15,45	19,70	16,11	17,50	13,80	4,94	4,17	10,90	6,45	3,43	7,20	7,40	17,73	17,88	10,55	6,37
Fe ₂ O ₃	1,57	5,15	2,82	2,55	2,54	0,14	2,35	0,10	3,47	3,64	2,23	3,92	0,74	2,02	6,61	4,52	2,51	1,92	1,42	3,90	4,15	3,66	3,16	6,62	4,08
FeO	9,01	3,87	4,62	7,36	7,21	1,80	10,33	2,38	7,40	6,11	5,28	6,18	6,33	6,64	6,58	13,34	7,52	6,79	9,66	8,40	9,94	6,17	5,95	9,16	10,85
MgO	4,05	4,80	2,74	5,05	8,17	0,81	5,57	3,91	8,66	6,45	6,25	6,02	9,57	0,13	29,46	27,78	22,50	12,56	29,45	18,88	23,60	8,86	7,51	12,48	12,13
CaO	3,35	11,39	4,06	6,47	10,53	1,28	7,66	14,44	8,75	7,30	10,53	8,41	9,56	11,54	3,67	3,64	7,62	16,27	2,45	7,30	5,63	11,48	10,99	11,67	16,03
MnO	0,24	0,22	0,13	0,18	0,15	0,06	0,20	0,11	0,18	0,19	0,14	0,19	0,13	9,39	0,16	0,20	0,15	4,76	0,25	0,22	0,17	0,17	0,13	0,24	0,20
Na ₂ O	1,69	2,71	3,46	3,43	3,12	4,18	1,11	3,95	2,35	3,40	1,93	3,35	2,02	2,05	0,37	0,54	0,88	0,35	0,37	1,41	0,87	2,16	2,55	1,89	0,82
K ₂ O	1,05	0,41	2,41	0,83	0,33	2,51	0,25	0,26	0,66	0,99	0,54	1,05	0,38	0,41	0,14	0,13	0,18	0,21	0,12	0,41	0,36	0,78	0,89	1,00	0,49
H ₂ O+	1,83	3,23	1,26	1,40	0,69	1,12	3,05	2,39	0,94	1,63	2,07	1,16	0,67	2,05	8,07	4,33	3,36	1,42	1,37	2,29	0,12	0,29	0,28	0,24	0,12
P ₂ O ₅	0,31	0,10	0,32	0,33	0,16	0,08	0,50	0,31	0,36	0,58	0,11	0,38	0,13	0,38	0,12	0,12	0,07	0,10	0,14	0,09	6,34	1,04	1,45	1,73	1,01
SO ₃	1,57	0,10	0,36	0,30	0,16	0,01	3,25	—	0,5	0,57	0,8	0,78	0,44	0,69	1,04	0,54	1,94	0,92	0,88	1,23	0,85	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

a	5,1	6,8	11,5	8,8	7,3	12,4	3,0	9,4	6,0	9,0	5,3	9,1	4,9	5,1	0,8	1,1	2,0	2,9	0,8	3,3	2,2	6,1	7,1	5,4	2,2
c	4,0	7,0	5,1	6,1	7,6	1,4	10,1	7,1	7,4	6,2	11,6	6,5	9,3	6,6	2,5	1,9	5,8	2,3	1,4	2,7	3,3	9,0	8,7	4,0	2,8
b	28,1	24,3	12,8	20,2	28,7	7,2	28,6	20,0	28,4	23,3	21,3	24,0	25,5	31,1	57,2	57,1	47,3	46,8	50,8	44,4	52,0	29,9	27,0	43,3	46,1
s	62,8	61,9	70,8	64,9	56,4	78,9	58,3	63,5	58,2	61,5	61,8	60,4	60,3	57,2	39,5	39,9	44,9	48,0	47,0	49,6	42,5	55,0	57,2	47,3	48,9
n	71,1	91,7	69,1	85,9	94,4	71,6	90,0	95,5	86,4	84,5	86,1	83,2	89,0	89,2	85,6	88,9	87,5	91,7	85,7	85,2	77,8	79,4	80,4	73,8	72,2
Q	+11,4	+3,2	+13,1	+6,1	-9,4	+31,7	+0,5	+1,1	-2,0	-1,2	+1,4	-3,6	+1,5	-2,4	-25,7	-17,2	-20,0	-12,1	-9,0	-10,1	-22,7	-11,2	-8,5	-20,2	-9,4
a'	41,0	—	7,8	—	—	57,1	16,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c'	—	30,1	—	9,9	18,4	—	—	53,8	12,7	12,7	10,4	16,2	9,5	23,4	2,6	3,3	6,1	33,0	2,0	11,9	5,5	17,4	18,7	21,9	32,3
m'	23,8	34,5	37,2	42,8	49,2	17,9	36,2	33,7	51,8	47,5	53,6	43,6	64,4	51,0	78,5	71,4	75,3	40,9	80,7	64,9	71,1	51,4	48,8	46,5	40,4
f'	35,2	35,4	55,0	47,3	32,4	25,0	47,0	12,5	35,5	39,8	36,0	40,6	26,1	25,6	18,9	25,3	18,6	26,1	17,3	23,2	23,4	31,2	32,5	31,6	27,3
t	1,9	2,2	0,9	2,0	2,1	0,2	2,0	0,4	3,3	2,3	2,7	1,3	1,9	0,6	0,7	1,3	0,7	1,5	1,3	1,9	1,5	2,7	1,5	2,2	1,5
q	4,8	18,7	18,9	11,0	7,7	1,8	7,9	0,7	10,1	13,6	9,7	14,0	2,1	5,2	8,8	5,8	4,3	3,1	2,0	6,6	6,3	10,7	10,4	12,2	6,9
a:c	1,27	0,97	2,29	1,44	0,96	8,86	0,28	1,32	0,81	1,45	0,45	1,39	0,53	0,77	0,32	0,58	0,34	1,26	0,57	1,22	0,67	0,68	1,35	0,79	—

Примечание. 1 — биотит-гранатовые сланцы (3 анализа), 2 — роговообманковые парасланцы (6 анализов), 3 — биотитовые сланцы (3 анализа), 4 — роговообманковые парасланцы (6 анализов), 5 — роговообманковые метагаббро (2 анализа), 6 — граниты муйского комплекса (2 анализа), 7 — габброизированные роговики (2 анализа), 8 — габброизированный гранитный пегматит (2 анализа), 9 — пираситовые габбро (4 анализа), 10 — кварцодержащее габбро (5 анализов), 11 — нормальные габбро (5 анализов), 12 — роговообманковые габбро (6 анализов), 13 — габбро-пориты (5 анализов), 14 — пегматоидные габбро и габбро-пегматиты (6 анализов), 15 — серпентинизированные породы яршинского комплекса (10 анализов), 16 — полевошпатовые перидотиты (2 анализа), 17 — оливиновые габбро-пориты (4 анализа), 18 — пироксениты (6 анализов), 19 — гарцбургиты (5 анализов), 20 — измененные роговообманковые пориты (4 анализа), 21 — измененные перидотиты из мелких тел массива (5 анализов), 22 — оливиновые габбро (по Дэли), 23 — габбро (все по Дэли), 24 — горнбллендиты (по Дэли), 25 — диаллагиты (по Дэли).

чем вырисовывается тенденция преобладающего значения натрия над калием.

Общая направленность процессов замещения выражена достаточно отчетливо — процесс замещения направлен в сторону создания пород, отвечающих среднему составу габбро или оливинового габбро, которые (по Дэли) тоже вынесены на диаграмму (см. рис. 85).

Замещение ультраосновных пород выражается, прежде всего, в повышении кислотности пород. Заметно также уменьшение магнезиальности пород и увеличение их щелочности. Породы остаются по-прежнему недосыщеными глиноземом. Общая тенденция процесса замещения ультраосновных пород выражена тоже отчетливо, хотя средние составы пород здесь поднимаются по содержанию SiO_2 выше средних составов диаллита или горнблендита (по Дэли).

Таким образом, процесс замещения различных по составу пород направлен в сторону создания пород габроидного состава, отвечающих ближе всего среднему составу оливинового габбро. Это позволяет сделать заключение о том, что первичная магма все-таки была основной и что именно основная магма обусловила замещение вмещающих пород, то есть их габброизацию.

О температуре процесса магматического замещения

Посторонние включения, попадающие в магму, существенно влияют на ее состав и дальнейший ход кристаллизации. Это влияние и его физико-химическая сущность подробно рассмотрены в литературе (Заварицкий, Соболев, 1961).

Однако посторонние, ксеногенные включения могут служить также температурными индикаторами, с помощью которых возможно определение температуры магмы. Ряд примеров подобных определений указывается А. Н. Заварицким и В. С. Соболевым (1961). Так, опытным путем установлено, что плавление минералов гранита происходит при температурах 1025—1100°. Это использовано, например, О. С. Вяловым и В. С. Соболевым для определения температуры (1150—1200°) лейцитовых базальтов Антарктики, содержащих ксенолиты частично переплавленных гранитоидов.

Учитывая температуру плавления гранита, можно сделать заключение о том, что при замещении, например, гранитных пегматитов габбро-пегматитами и пегматоидными габбро и измененных гранитов габбро-норитами температуры достигали 1100—1200°С и даже, вероятно, превосходили этот предел.

Для определения температуры магмы привлекаются и ксенолиты мраморов. Кальцит при атмосферном давлении диссоциирует при 910°, а при давлении 20 атмосфер — при 1110° (Заварицкий, Соболев, 1961). Замещение мраморизованных известняков в Чайском массиве позволяет заключить, что температура магмы была не менее 1100°.

О высокой температуре магмы свидетельствуют также факты замещения и переплавления ксенолитов серпентинитов. Как известно, серпентиниты относятся к числу тугоплавких пород, на чем основано их применение в качестве оgneупоров. Об этом же свидетельствует тугоплавкость и огнестойкость хризотил-асбеста. Из минералов группы серпентина наиболее устойчив к термическому разложению антигорит (Дир, Хаиу, Зусман, 1966).

Температуру магмы можно также оценить по стойкости к процессам замещения отдельных минералов замещаемых пород. Так, например, в тех же гранитоидах устойчивыми оказываются апатит и, возможно, циркон, которые переходят в габроиды, в то время как полевые шпаты и другие минералы замещаются и плавятся. Температура плавления полевых шпатов оценивается интервалом 1110—1550° (Винчеллы, 1953), альбита — в 1118 ± 4 °С (Берч и др., 1949). Температура плавления апатита определяется 1270°, однако у хлорапатита она поднимается до 1580°, а у фторапатита — до 1660° (Берч и др., 1949). Если сопоставить все эти данные, то мы должны сделать заключение о том, что температура магмы не была ниже 1100—1200°.

При замещении серпентинизированных дунитов гарцбургитами в реликтах сохраняется серпентинизированный оливин. По мере развития процесса он постепенно освобождается от серпентина. Как известно, при температурах около 600°С серпентин превращается в оливин (Дир, Хаиу, Зусман, 1966). Видимо, этот температурный

интервал превосходился уже в самые начальные стадии процесса замещения серпентинизированных дунитов и перидотитов гарцбургитами. Неправильная форма зерен оливина, включенных в ойлокристаллы гиперстена в гарцбургитах, скорее всего свидетельствует о том, что магма не достигала температур плавления оливина (1890° , по Винчеллам, 1953) и что зерна оливина резорбировались в результате химического воздействия.

Следует подчеркнуть, что ранние стадии замещения начинаются при более низких температурах, чем температура самой фильтрующейся магмы.

Различная плавкость боковых горных пород и минералов обусловливает неравномерность процессов замещения и плавления. В прямой зависимости от этого находится и степень переработки боковых пород. Наблюдения над ксенолитами, изучение взаимоотношений магматических и боковых пород показывают, что можно наметить следующий ряд пород по степени их плавления: конгломераты, песчаники и сланцы — граниты, гранитные пегматиты и кварц-полевошпатовые жилы — серпентиниты и серпентинизированные ультраосновные породы. В этом ряду отсутствуют карбонатные породы, так как их немного в харгитайской свите, и поэтому трудно сравнить их в этом отношении с другими породами. Сохранение ксенолитов известняков в Иоко-Довыренском габбро-перидотитовом массиве (Гурлев, 1965) позволяет говорить, что известняки замещаются менее охотно, чем песчано-сланцевые породы.

Температура на разных стадиях магматического замещения была, конечно, различной. В тех случаях, когда происходило полное плавление замещаемых пород и их минералов, температура расплавов была высокой. Так, можно предполагать, что в расплавах температура пре-восходила верхний интервал плавления полевых шпатов (1550°), так как полевые шпаты исходных пород здесь явно неустойчивы. Об этом же говорит поведение реликтовых зерен апатита при замещении конгломератов пироксенитами. Апатит сохраняется в роговообманковых инъекциях, но уже исчезает в пироксенитовых, его нет и в пироксенитах. Исчезновение апатита подтверждается и выносом при замещении пятиокиси фосфора (см. табл. 17). Аналогичные температуры устанавливаются и по кварцу. Кварц лишь в начальных стадиях замеще-

ния сохраняется в реликтовых зернах, чаще же всего в процессе замещения он уничтожается. О переплавлении кварца свидетельствует и своеобразная пойкилитовая структура, когда в крупных зернах кварца присутствуют мелкие идиоморфные кристаллы роговой обманки (замещение кварц-полевошпатовых жил). Температура плавления кварца предположительно определяется в 1470°С (?) (Берч и др., 1949).

Рассмотренные данные позволяют наметить нижний температурный предел магмы в 1600°С.

Что же касается верхнего температурного предела, то его, видимо, следует ограничить температурой плавления оливина — 1890°. Это заключение основывается на том, что замещение все-таки не приводит к полному уничтожению оливина; он присутствует в оливиновых габброноритах и габбро, образовавшихся в результате замещения ультраосновных пород яршинского комплекса.

Таким образом, температура магмы, вызывавшей процессы замещения, достигала 1600—1800°.

К происхождению пироксенитов

В петрологии основных и ультраосновных пород одной из дискуссионных проблем является происхождение пироксенитов. По этой проблеме высказываются самые различные точки зрения. Особенно вызывают споры пироксениты Урала. Одни исследователи рассматривают их как образования магматические (Заварицкий, 1932), другие допускают метасоматическую переработку (оливинизацию) их в последующем (Воробьев и др., 1962; Москалев, 1960, 1963, 1964_{1,2}), третьи стоят исключительно на позициях метасоматической природы пироксенитов (Виноградская, 1952, 1957, 1961), четвертые, представляя, видимо, крайние позиции метасоматической школы, связывают образование пироксенитов с метаморфизмом (Штеренберг, 1960; Морковкина, 1962, 1963; Морковкина, Гаврилова, 1965). Группа геологов, посетившая гипербазитовые массивы Урала с целью выяснения ряда спорных вопросов, констатировала проявление метасоматических процессов при формировании пироксенитов и дунитов. Но Д. С. Коржинский (1966) пола-

гает, что «нет никаких оснований придавать им универсальное значение».

Рассмотренное нами замещение нижнепротерозойских конгломератов пироксенитами, относящимися к дovskyренскому комплексу верхнего протерозоя, позволяет сделать, прежде всего, вывод о существенной роли процессов замещения в формировании магматических расплавов, из которых кристаллизовались пироксениты. Замещение в данном случае развивалось путем инъекций, насыщавших конгломерат согласно с его сланцеватостью. Ранее всего происходило замещение цемента конгломерата, гальки в силу, видимо, менее благоприятного состава и большей плотности замещались позднее. Замещение на первых порах выражается в образовании гибридных полевошпатово-роговообманковых пород, близких по составу к соссюритовому габбро. Пироксениты характерны для конечных стадий, когда процесс замещения приводил к созданию расплава, свободного или почти свободного от замещаемого материала. Пироксенитовые и плагиоклаз-роговообманковые инъекции, ответвляющиеся от своего основного источника — пироксенитового расплава, создают в замещаемых породах довольно густую сеть, внешне сходную с широко известной гранитной инъекцией.

Замещение начинается с формирования метакристаллов роговой обманки, содержащих включения остатков цемента конгломерата и внешне напоминающих кристалло- и порфиробласти. Так же примерно выглядят и позднее развивающиеся кристаллы пироксена. Все это внешне сближает процесс замещения с явлениями, имеющими место при метаморфизме, однако было бы ошибочным только на основании этого формального признака связывать образование пироксенитов исключительно с метаморфизмом, как это делают, например, Д. С. Штеренберг (1960), Г. В. Пинус и Ю. Н. Колесник (1960), В. Ф. Морковкина и С. А. Гаврилова (1965).

Пироксениты возникают чаще всего на контактах габброндных пород с различными боковыми породами. Так, нами пироксениты отмечены на контактах габброндов с конгломератами, сланцами, известняками, серпентинитами. Как показывает изучение, пироксениты большей частью кристаллизуются из гибридных расплавов. В пироксенитах отсутствуют реликты замещаемых по-

род. Наиболее широкие зоны пироксенитов возникают около или внутри ксеногенных тел серпентинитов. Появление их возле конгломератов или сланцев связано, видимо, со специфическим составом этих пород.

Состав пироксенитов довольно изменчив — от клинопироксенитов до ортопироксенитов. Ортопироксениты развиваются исключительно по ультраосновным породам.

Пироксениты, развивающиеся в результате замещения оруденелых исходных пород (например, полевошпатовых перidotитов с сульфидной вкрапленностью), лишь иногда сохраняют сульфидную вкрапленность. В общем выражена тенденция к уничтожению, а не к сегрегации сульфидов.

Таким образом, пироксениты нами рассматриваются как породы гибридные, контактово-реакционные, кристаллизовавшиеся из расплавов, возникших в процессе магматического замещения в основном ультраосновных пород. Формирование пироксенитов начинается с диффузионных процессов, подтверждение чему мы видим в пироксенитовой мигматизации конгломератов, а также в образовании диопсидовых пироксенитов по известнякам в Иоко-Довыренском массиве (Гурлев, 1965) и последующей инъекции расплава.

К точке зрения о контактово-реакционной природе пироксенитов Чайского массива приходят и другие исследователи. Этой точки зрения, например, придерживается Ф. П. Леснов (1966). Ю. А. Чешенко (1966) рассматривает пироксениты «как результат соприкосновения перidotитовой магмы с «холодными» габбро-норитами».

О сульфидных расплавах

При магматическом замещении происходит выплавление чисто сульфидных расплавов, которые смешиваются с силикатными, хотя диапазон этой смесимости, видимо, ограничен. Выплавление сульфидных расплавов — один из частных случаев общего процесса замещения.

Появление сульфидных расплавов связано с воздействием магмы на породы, в какой-то мере обогащенные

сульфидами или металлами. Поскольку мы приходим к выводу, что в формировании Чайского массива большая роль принадлежала процессам магматического замещения, вызванным внедрением магмы основного состава, то на первый взгляд кажется правомочным связывать сульфидное оруденение массива именно с габброидами. Это как будто бы подтверждается исследованиями, выполненными с целью изучения оруденения (Шишкун, Кумпан, 1964), или с целью изучения петрологии массива (Леснов, 1966). Однако против этой точки зрения есть и серьезные возражения. Они заключаются в том, что, во-первых, габброидные породы не содержат сульфидного оруденения, которое размещается исключительно в породах ультраосновных, и, во-вторых, при взаимоотношении габброидов с оруденелыми породами устанавливается не обогащение сульфидами со стороны габброидов, а, наоборот, растворение и даже полное уничтожение ими сульфидов. Все это ставит под сомнение связь оруденения с габброидной магмой.

Учитывая структурное и петрографическое (литологическое) распределение сульфидного оруденения, нельзя не прийти к выводу, что в формировании сульфидного медно-никелевого оруденения большую роль играли вмещающие породы и степень их замещения магмой. Наиболее благоприятные условия для возникновения сульфидных расплавов создавались при замещении пород, насыщенных сульфидами, или даже ранее существовавших сульфидных (колчеданных) руд. Процессы магматического замещения создавали лишь благоприятную среду для рудоотложения или способствовали сохранению сульфидных руд. Тем не менее направленность процессов замещения была таковой, что они вели к уничтожению сульфидных концентраций. Хотя нельзя разделить известного суждения А. И. Тугаринова (Смирнов, 1965) о том, что интрузив является «могилой оруденения», но тем не менее невозможно отрицать тенденцию к уничтожению оруденения, проявленную в Чайском массиве. Скорее всего это не процесс полного исчезновения оруденения, а его регенерация. В этом смысле часть медно-никелевых руд Чайского массива является, несомненно, регенерированной. О возможности регенерированного происхождения руд Иоко-Довыренского массива говорит в последнее время Л. М. Бабурин, связывая

регенерацию с внедрением офитовых габбро третьей (по его схеме) интрузивной фазы.

Вопрос о первоисточнике металлов медно-никелевых руд — магма или боковые породы — остается еще очень неясным. Однако несомненно и то, что сера для сульфидных расплавов хотя бы частично заимствуется из боковых пород. При изучении медно-никелевого оруденения Иоко-Довырен мы (Гурулев, 1965) уже подчеркивали это положение. Оно подтверждается не только геологическими фактами, но и изучением, например, изотопного состава серы сульфидов медно-никелевых месторождений (Годлевский, Гриненко, 1963; Гриненко, 1966), в частности, и северо-байкальских (Виноградов, Гриненко, 1964).

Сульфидные или сульфидно-силикатные расплавы появляются при замещении магмой пород, насыщенных серой. Это обстоятельство является очень важным как в плане общих теоретических построений, так и в практическом, поисковом отношении. Расплавы возникают, по-видимому, при относительно низких температурах, ввиду легкоплавкости и химической активности сульфидов. Они начинают постепенно насыщаться силикатным материалом. И это может оказаться решающим для сохранения или уничтожения оруденения. При насыщении расплава относительно большим количеством полевошпатовой извести и кремнекислоты сульфиды становятся легко растворимыми и уносятся, по-видимому, из расплава с потоком диффундирующих сквозьмагматических растворов. Об этом, в частности, свидетельствует то, что развитие плагиоклаза в полевошпатовых перидотитах вызывает растворение и серпентинизированного оливина, и связанных с ним сульфидов. При этом часть сульфидов сохраняется, другая часть переотлагается, образуя прожилки и нарастая на стенки ксеногенных включений.

В сульфидных расплавах, так же как и в силикатных, сохраняются ксеногенные включения, представленные крупными блоками горных пород и руд другого происхождения и отдельными включениями минералов. Среди последних мы выделяем включения крупнокристаллического пирита в сплошных рудах тела № 3, кварцевые включения, иногда с молибденитом, в рудах уч. Надежда. Детальное изучение руд может выявить и ряд других

включений. Этот вопрос имеет важное практическое значение, так как включения могут обуславливать наличие в рудах элементов-примесей, имеющих практический интерес. Примеси, в частности кварц, оказывают влияние на качество руды.

В связи с вопросом о реликтовых минералах необходимо обратить внимание на присутствие включений кварца в медно-никелевых рудах Печенги. Исследования Н. А. Корнилова (1962) показывают, что кварц здесь является посторонним включением и не связан с рудами общностью происхождения — он заимствован из боковых пород.

Кристаллизация сульфидных расплавов происходит позднее, чем силикатных. Об этом свидетельствуют идиоморфные кристаллы пироксена, присутствующие в рудах, приуроченность сульфидов к интерстициям, наличие прожилковидных сульфидных выделений. Поздняя кристаллизация сульфидов по сравнению с силикатами определяется опять же легкоплавкостью сульфидов. Она обусловливает воздействие сульфидного расплава на кристаллизовавшиеся силикаты. Это выражается в изменении кристаллов пироксена, в образовании в сульфидной массе игольчатых кристаллов хлорита. Однако нельзя принимать эти признаки за доказательство гидротермального происхождения медно-никелевых руд.

Сульфидные медно-никелевые руды Чайского габбро-перidotитового массива сформированы за счет магматической переработки (замещения) боковых пород и, особенно, ультраосновных пород яршинского комплекса нижнего протерозоя, оказавшихся в массиве в виде ксенолитов. Это очень важное обстоятельство, поскольку оно позволяет сделать заключение о том, что сульфидные медно-никелевые руды являются продуктом не только матмы, а, скорее всего, сложных обменно-метасоматических реакций магматического расплава с твердыми боковыми породами. На этом положении и должны основываться, прежде всего, поиски медно-никелевых руд, прогнозы и наметки перспективных площадей.

Минеральные включения

В начальные стадии замещения часть минералов замещаемых пород оказывается устойчивой и сохраняется. Наступившая кристаллизация приводит к тому, что в горных породах существуют две группы минералов — реликтовые и новообразованные. Среди реликтовых минералов наблюдаются оливин, роговая обманка, серпентин, кварц, соссюрит (альбит, эпидот, серицит), апатит, циркон, молибденит.

Устойчивость этой группы минералов в магматическом процессе различная. Некоторые из них (оливин, апатит, циркон) сохраняются и на стадии расплава. Присутствие же других, особенно низкотемпературных — альбита, эпидота, серицита, составляющих пелитовые соссюритовые агрегаты, объясняется некоторыми особенностями процессов замещения.

Соссюритовые агрегаты обычно связаны с плагиоклазом, который и кристаллизуется по ним. В начальные стадии замещения соссюрит и пелит значительно наполняют новообразованные кристаллы плагиоклаза. Внешне они выглядят аморфными молочно-белыми участками в сиреневом плагиоклазе. С развитием процесса замещения количество соссюрита и пелита сокращается, но полностью они не исчезают. Изучение постепенных переходов пород, вызванных замещением, показывает, что соссюрит и пелит в магматических породах Чайского массива являются реликтовыми, унаследованными от замещенных пород. Это установлено при разных типах замещения — при пироксенитовой мигматизации конгломератов, при замещении гранитных пегматитов пегматоидными габбро и габбро-пегматитами, измененных гранитов — габбро-норитами, сланцев — габброидами.

Низкотемпературные минералы в магматических породах традиционно рассматриваются в группе эпимагматических, образованных из поздних растворов. Однако поведение этих минералов в магматических породах Чайского массива не позволяет согласиться с этим положением. Оказывается, что низкотемпературные минералы являются реликтовыми, заимствованными и сохранившимися в новых минералах. Их сохранению способствовала постепенность процесса замещения,

а также консервация внутри кристаллов. Реликтовое происхождение низкотемпературных минералов в магматических породах, объясняемое процессами замещения, допускает, например, Г. И. Гудспид (1948).

Происхождение низкотемпературных минералов в магматических породах имеет большое значение для петрологии. Мы укажем лишь некоторые аспекты этой проблемы.

Если придерживаться точки зрения о позднем эпимагматическом происхождении минеральных включений, в частности низкотемпературных, то следует признать, что на породы Чайского массива положен целый ряд эпимагматических процессов — оливинизация, амфиболизация, соссюритизация, окварцевание и т. д. Этих процессов может быть намечено столько, сколько во включениях наблюдается минералов. Объяснение же этих включений как реликтовых в корне меняет наши представления о процессах, которые были причиной того, что в горных породах существуют порою минералы совершенно разного состава, характерные для разных групп горных пород и часто совершенно разного происхождения (гидротермальные и магматические).

Несомненно, что проблема происхождения минеральных включений (высоко- и низкотемпературных, акцессорных) в магматических горных породах имеет важное значение не только в группе ультраосновных и основных пород, но и в других группах пород.

Второй аспект заключается в возможном объяснении сопнахождения в магматических горных породах минералов разного состава. Это явление В. Н. Лодочников (1955) назвал правилом полярности магматических и эпимагматических минералов. По его мнению, полярность наиболее резко выражена в группе перidotита: магмы этих пород создают минералы, почти лишенные окиси алюминия и щелочей, а постмагматические минералы нередко богаты именно окисью алюминия и щелочами (эпидоты, хлориты, корунды, альбиты, щелочные амфиболы). Объяснение этой полярности тем, что здесь присутствуют не постмагматические, а реликтовые минералы, является, на наш взгляд, более простым и убедительным. Оно избавляет от необходимости привлекать эпимагматические минералообразую-

шие растворы довольно сложного и разнообразного состава.

О постмагматических процессах

Хотя происхождение низкотемпературных включений объясняется процессами замещения и заимствованием минералов из исходных замещаемых пород, нельзя отрицать и проявления постмагматических процессов. Однако их проявление в Чайском массиве носило локальный характер.

Постмагматические процессы здесь выражены пелитизацией, оталькованием, серпентинизацией, кальцитизацией и переотложением сульфидов в пострудных зонах.

Пелитизация накладывается на габброиды и габбророговики. Она связана с трещиноватостью и катаклазом пород. Пелит строго подчиняется направлению трещин и развивается по различным минералам.

Оталькование наблюдалось в роговообманковых норитах Нюсидека, а также в ультраосновных породах правобережья Чая. В норитах тальк, развиваясь по трещинам в породах, замещает ромбический пироксен и образует по нему полные псевдоморфозы. Этот процесс связан по-видимому, с циркуляцией сквозьмагматических растворов, которые создавались при магматической переработке габбровой магмы тела ультраосновных пород.

Серпентинизация широко проявлена в ультраосновных породах, но возраст ее, надо полагать, нижнепротерозойский. С дovskyенским комплексом связаны, по-видимому, только редкие прожилки серпентина в основных породах и пироксенитах, а также серпентин в поздних зонах дробления и трещиноватости.

Кальцитизация выражена редкими прожилками кальцита, секущими породы дovskyенского комплекса. Прожилки приурочены к тектоническим трещинам. Иногда в них наблюдаются сульфиды.

С постмагматическими явлениями мы связываем также переотложение сульфидов по зонам трещиноватости и дробления.

Некоторые общие положения

Возрастные и структурные взаимоотношения ультраосновных и основных пород в габбро-перидотитовых массивах вызывают самые различные суждения. Их соотношения объясняются либо фазностью интрузий, либо их разновозрастностью. Вызывает дискуссии и проблема происхождения собственно ультраосновных пород—дунитов. То их считают внедрившимися в твердом состоянии, то—в водно-жидком. Некоторые исследователи (Ефимов, 1966) полагают, что дуниты являются отторженцами мантии Земли.

Ультраосновные породы Чайского массива (серпентиниты и серпентинизированные дуниты) обычно рассматриваются в качестве одной из ранних фаз дovskyренской интрузии (Леснов, 1966). Однако наши исследования показывают, что эта точка зрения ошибочна. Ультраосновные породы принадлежат нижнепротерозойской интрузии. Массивы этих пород залегают в толще нижнепротерозойских отложений, вне габбро-перидотитовых массивов, и попадают в последние как ксенолиты. Еще в нижнем протерозое массивы были серпентинизированы, местами они испытали воздействие тектонических движений. При внедрении магмы дovskyренской интрузии ультраосновные породы реагировали как твердые тела и замещались с образованием широкой гаммы гибридных пород—актинолититов, пироксенитов, гарцбургитов, полевошпатовых перидотитов и оливиновых габро-норитов.

Нет оснований также утверждать происхождение ультраосновных пород за счет вещества мантии. Их редкие магматические контакты с нижнепротерозойскими осадочно-метаморфическими породами и их ксенолитами указывают, скорее всего, на то, что серпентинизированные дуниты образовались из магмы ультраосновного состава, и эта магма, кроме состава, ничем не отличалась от других магм.

Процессы магматического замещения, связанные с внедрением основной магмы дovskyренской интрузии, накладывались на разнообразные вмещающие породы, которые были в твердом состоянии, с уже готовыми складчатыми формами. Внедрение и продвижение маг-

мы происходило по горным породам. Роль тектонических структур при этом была, видимо, весьма скромной, если только вообще имела какое-либо значение. Магма внедрялась, используя пространство, занятое горными породами. Процессы диффузии вещества в твердых боковых породах, в реакциях замещения, в появляющихся расплавах обеспечивали пространство для подъема все новых и новых порций расплавов. По нашему мнению, внедрение магмы происходило в условиях нижнего структурного этажа верхнепротерозойской платформы.

Замещение обусловило сложные взаимоотношения пород в массиве, отражением чего является сложность и противоречивость схем интрузивных фаз массива. Основываясь на изучении контактов, одну из схем предлагали и авторы этой работы. Однако более детальное изучение взаимоотношений пород, явлений и продуктов магматического замещения приводит нас к выводу, что выделение в дovskyренской интрузии фаз является ошибочным, основанным на недостаточно глубоком изучении контактов и зон перехода между породами. Еще при изучении Иоко-Дovskyренского массива С. А. Гурлев (1965) отказался от выделения магматических фаз и говорил только о последовательности образования пород. Эта последовательность связана с развитием процесса магматического замещения. Такую же последовательность можно наметить и в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Однако здесь необходимо говорить о последовательности образования пород, по крайней мере, по двум рядам. Один ряд пород образуется при габброизации вмещающих пород кислого состава, другой — ультраосновных. Замещение кислых пород, на наш взгляд, дает следующий ряд магматических пород: габброизированные роговики — паргаситовые габбро — роговообманковые габбро — кварцодержащие габбро — нормальные габбро — нормальные габбро-нориты — нориты. Замещение ультраосновных пород приводит к созданию такого ряда: актинолититы — диаллагиты — вебстериты — гиперстениты — гарцбургиты — полевошпатовые перидотиты — оливиновые габбро-нориты и габбро — габбро-нориты. Эти ряды по существу смыкаются, что свидетельствует о едином магматическом источнике, обуславлившем их появление.

Взаимоотношения пород в генетических рядах очень сложные. Породы начальных стадий замещения оказываются включенными в виде реликтов, скиалитов и ксенолитов в породы поздних стадий. Это мы уже иллюстрировали рядом примеров.

Магматическое замещение на разных стадиях ведет к созданию различных парагенетических ассоциаций и минералов. Поэтому нельзя, как нам представляется, процесс замещения называть по тому или иному новообразованному минералу (оливинизация, пироксенизация и т. п.), ибо это только частный случай более сложного магматического процесса, его стадия.

Формирование габбро-перидотитовых массивов Северного Прибайкалья в результате магматического замещения вмещающих пород со всей очевидностью показывает связь магмы с вмещающими породами, сложные обменно-метасоматические реакции между магмой и боковыми породами. И многие черты массивов определяются структурой и составом вмещающих пород. В этом заключается диалектическая сущность процесса зарождения и развития магм в земной коре, на что в свое время обращал внимание Н. М. Успенский (1955). Эту сущность и связь магм с боковыми породами наиболее полно раскрывает только гипотеза магматического замещения. Хотя связь магм с боковыми породами должна вытекать и признаваться *a priori*, тем не менее в господствующих сегодня петрологических гипотезах этой связи отводится весьма скромное место. Для представлений о происхождении основных и ультраосновных пород способом ликвации, магматической и кристаллизационно-гравитационной дифференциации совершенно безразлично в какие по возрасту, составу и геологической структуре горные породы внедряются магматические расплавы.

Магматическое замещение определяет разнообразие горных пород, в чем прежде всего сказывается состав замещаемых пород. В зависимости от этого формируется общий состав и облик массива. Так, если бы Чайский массив был сформирован за счет замещения песчано-сланцевых пород, то он был бы исключительно габбровым. И, действительно, северная часть этого массива, к северу от р. Огиенко, почти исключительно пред-

ставлена габбро, если не считать мелких ксеногенных тел серпентинитов по Нюсидеку и Безымянной. «Перидотитовый» облик массиву придает лишь его юго-западное окончание, что обусловлено замещением здесь ультраосновных пород яршинского комплекса. И здесь же в основном развиты пироксениты. Замещение гранитоидных массивов муйского комплекса могло бы привести к формированию своеобразного габброидного массива. С этих позиций попытки формационного деления массивов дovskyренского комплекса и выделения габбро-перидотитовых пород Чайского массива в особый формационный подтип (Леснов, 1966) представляются чисто умозрительными, не учитывающими условия формирования массивов в зависимости от состава боковых пород, их возраста и геологической структуры.

Зависимость некоторых черт габбро-перидотитовых массивов от боковых пород видна из сравнения структурных особенностей Чайского и Иоко-Дovskyренского массивов. Иоко-Дovskyренский массив более расслоен, чем Чайский. В последнем структуры расслоенности выражены очень редко, в нем отсутствует стратификация. Точно так же различаются толщи, в которых залегают массивы. Верхнепротерозойская толща, где размещен Иоко-Дovskyрен, состоит из тонкослоистых осадков, среди которых четко выделяются контрастные по составу слои и пласти сланцев, кварцитов, песчаников, известняков. Нижнепротерозойская толща, в которой залегает Чайский массив, слабо слоистая, между пластами существуют по стратиграфической вертикали постепенные переходы, отсутствуют четкие границы раздела слоев. Можно заключить, что насколько расслоена и стратифицирована толща вмещающих пород, настолько расслоен и стратифицирован и габбро-перидотитовый массив. Геологическая структура вмещающих пород трансформируется, сохраняясь полностью или частично, в структуре габбро-перидотитового массива. Здесь мы уже подошли к необходимости выделения «теневых» структур, первоначально присущих замещенным породам и отраженных в структуре габбро-перидотитового массива. В условиях хорошей обнаженности в массивах можно выделять «теневые» структуры, первоначальная природа которых была различной. Так, например, можно говорить об

апомагматических и апоскладчатых структурах. Трансформация структур подчеркивается также трансформацией форм залегания первично магматических, вулканогенных и осадочных образований, структур и текстур горных пород и, вероятно, рудных тел и рудных зон, существовавших до замещения.

ЛИТЕРАТУРА

Арсентьев В. П., Скрипкина В. В. К петрохимической корреляции некоторых домезозойских интрузий Саяно-Байкальской горной области (в пределах Бурятской АССР). «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым», вып. X, Улан-Удэ, 1966.

Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 2 изд., М., АН СССР, 1955.

Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сингитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., Изд-во «Наука», 1966.

Булиаев К. Б. Геологические перспективы поисков никелевых руд в Бурятии. «Сб. геолого-производственной информации Бур. геол. управления», № 3, Улан-Удэ, 1959.

Васьковский Д. П., Мануйлова М. М. О древней коре выветривания на основных и ультраосновных породах Довыренской интрузии (Северное Прибайкалье). «Тр. БКНИИ СО АН СССР», серия геол., вып. II, 1963.

Вахромеев И. С. Этапы образования Ангашанского массива габбро-анортозитов. «Вестн. Вост.-Сиб. правления НТО», № 1, Чита, 1958.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко Л. Б., Мануйлова М. М., Петров В. Б., Соколов Ю. М. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья. «Петрография Восточной Сибири», т. 2, М., АН СССР, 1962.

Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицина Г. Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М., Изд-во «Наука», 1964.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов. «Геохимия», 1964, № 6.

Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород. «Докл. АН СССР», 1952, № 5.

Виноградская Г. М. Некоторые жильные образования Войкар-Сынинского перidotитового массива на Урале. «Мат-лы ВСЕГЕИ», новая серия, вып. 45, 1961.

Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации Урала. «Мат-лы ВСЕГЕИ», новая серия, вып. 21, 1957.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1953.

Воробьева О. А. О магматической природе платиноносного пояса габбро-перидитовой формации Урала. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1961, № 7.

Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А., Кольцов Т. В., Матвеева И. И., Яковлева С. З. Определение возраста основных пород по К—А -методу. «Геохимия», 1962, № 11.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Годлевский М. Н. Обзор гипотез происхождения сульфидных медно-никелевых месторождений. «Минералогич. сбр.», № 2, Л., 1961.

Годлевский М. Н. Металлогенические провинции медно-никелевого оруденения. «Сов. геология», № 3, 1962.

Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения. «Геохимия», № 1, 1963.

Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса. «Геология рудных месторождений», т. VIII, № 4, 1965.

Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье). «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюзн. минерал. об-ва», вып. 4, 1962.

Грудинин М. И. Геология и петрография Довыренского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье). «Геология и геофизика», 1963, № 6.

Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье). «Петрография Восточной Сибири», т. III, М., Изд-во «Наука», 1965.

Грудинин М. И. Габбро-перидотитовый комплекс Прибайкалья и связанная с ним сульфидная минерализация. «Мат-лы к II Чтениям памяти акад. С. С. Смирнова», Чита, 1966.

Грудинин М. И., Кузнецова А. И. О распространении никеля, хрома и кобальта в габбро-перидотитовых породах бассейна р. Тыи (Северное Прибайкалье). «Геохимия», 1961, № 2.

Гурulev C. A. К вопросу о возрасте разрывных структур Северного Прибайкалья. «Тр. БКНИИ СО АН СССР», серия геол., № 11, 1963.

Гурулев С. А. Магматическое замещение осадочных пород как начальная стадия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. «Тр. Второго совещания по металлогенезу Саяно-Байкальской горной области», Улан-Удэ, Бур. кн. изд-во [БКНИИ СО АН СССР], 1964.

Гурулев С. А. О границе нижнего кембрия и докембрия Северного Прибайкалья. «Тр. БКНИИ СО АН СССР», серия геол., вып. 15, Улан-Удэ, Бур. кн. изд-во, 1964.

Гурулев С. А. Порфиробласты кристаллических сланцев как индикаторы стрессового давления. «Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза». (Тр. 3-го Всесоюзн. петрограф. совещания), М., Изд-во «Наука», 1964.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Иокодвыренского габбро-перidotитового массива. М., Изд-во «Наука», 1965.

Гурулев С. А., Самбуев К. С. Дресвяники преднижнекембрийской коры выветривания на породах Чайского габбро-перidotитового массива (Северное Прибайкалье) (Тр. БКНИИ АН СССР), серия геол., вып. 15, Улан-Удэ, Бур. кн. изд-во, 1964.

Гурулев С. А., Самбуев К. С. Молибденит в медно-никелевых рудах Чайского габбро-перidotитового массива. «Геология рудных месторождений», т. VIII, № 5, 1966.

Денисова М. В. Сульфидное медно-никелевое оруденение в одном из массивов основных и ультраосновных пород Байкальской складчатой области. «Мат-лы по геологии и минерал. рудных месторожд. СССР», новая серия, т. 60, Л., 1961.

Денисова М. В. О никеленосности основных и ультраосновных пород в складчатых областях Восточной Сибири и Дальнего Востока. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования», М., Госгеолтехиздат, 1963.

Дир У. А., Хану Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2 и 3. Изд-во «Мир», 1965—1966.

Елисеев Н. А. Мончегорский pluton. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи», М., АН СССР, 1953.

Ефимов А. А. Проблема дунита. «Сов. геология», № 5, 1966.

Ефимов А. А., Иванова Л. П. О некоторых метасоматических явлениях, сопровождающих образование пироксенитовых жил в дунитах. «Докл. АН СССР», т. 148, № 2, 1963.

Ефимов А. А., Иванова Л. П. Метасоматическая зональность в контактах уральских платиноносных дунитов с пироксенитами. «Докл. АН СССР», т. 151, № 6, 1963.

Заваринский А. Н. Перidotитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. Л., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд-во, 1932.

Заваринский А. Н. Изверженные горные породы. М., АН СССР, 1955.

Заваринский А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Карпинский А. П. О псевдоморфическом образовании серого чугуна по обломку дерева. «Собр. соч.», т. 3, М., АН СССР, 1941.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое за-мещение. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, № 2.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 2 изд., АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 1, 1962.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., АН СССР, 1962.

Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруде-

нения гипербазитовых массивов. «Геология рудных месторождений», т. VIII, № 2, 1966.

Корнилов Н. А. О кварце из сульфидных медно-никелевых руд Печениги. «Геология рудных месторождений», 1962, № 4.

Леснов Ф. П. Химизм пород никеленосного Чайского plutона (Северное Прибайкалье). «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1 (3), Чита, 1966.

Леснов Ф. П. Вопросы геологии и петрографии Чайского габбро-перidotит-дунитового plutона в Северном Прибайкалье. «Геология и геофизика», 1966, № 5.

Леснов Ф. П. Основные черты никеленосной габбро-пироксенит-дунитовой формации Северного Прибайкалья. «Геология и геофизика», 1966, № 8.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л., Изд-во «Наука», 1964.

Матюхин Н. Е., Викулов В. Е., Харламов В. С. Опыт поисков зон сульфидно-никелевой минерализации на Чайском месторождении. «Мат-лы к II Чтениям памяти акад. С. С. Смирнова», Чита, 1966.

Морковкина В. Ф. Об особенностях метаморфогенного габбро (на примере габбро-перidotитовой формации Полярного Урала). «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых» (Тр. II Всесоюзн. петрограф. совещания, М., Госгеолтехиздат, 1960).

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов. «Тр. ИГЕМ», вып. 77, 1962.

Морковкина В. Ф., Гаврилова С. А. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов», М., Изд-во «Наука», 1965.

Москалева С. В. О генезисе некоторых гипербазитов Урала. «Докл. АН СССР», т. 123, № 1, 1958.

Москалева С. В. О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 7.

Москалева С. В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых» (Тр. II Всесоюзн. петрограф. совещания), М., Госгеолтехиздат, 1960.

Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала. «Сов. геология», 1962, № 12.

Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Анортозитовая формация хребтов Станового и Джугджура. «Тр. 3-го Всесоюзн. петрограф. совещания,магм. форм.» М., Изд-во «Наука», 1964.

Поспелов Г. Л. О типах и механизмах метасоматоза (к молекулярной теории метасоматоза). «Геология и геофизика», 1966, № 11.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы. «Геология и геофизика», 1960, № 3.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Салой Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, М., Изд-во «Недра», 1964.

Самбуев К. С. Ультраосновные мигматиты в Чайском габбро-перидотитовом массиве. «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 2.

Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогенеза (VI чтение им. В. И. Вернадского). М., Изд-во «Наука», 1965.

Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.

Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР». М., Госгеолтехиздат, 1952.

Успенский Н. М. О гипотезе гранитизации. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых» (Тр. I-го Всесоюзн. петрограф. совещания). М., АН СССР, 1955.

Ферсман А. Е. Явления диффузии в земной коре. «Избран. тр.», т. V, М., АН СССР, 1959.

Хуан У. Т. Петрология. М., Изд-во «Мир», 1965.

Чешенко Ю. А. О некоторых особенностях формирования Чайского никеленосного массива. «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым», вып. Х. Улан-Удэ, 1966.

Шишкун Н. Н. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Иоко-Довыренском массиве основных и ультраосновных пород. «Геология рудных месторождений», 1964, № 1.

Шишкун Н. Н., Кумпан Е. А. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безымянном массиве основных и ультраосновных пород. «Тр. проектного и научно-исслед. ин-та «Гипроникель», вып. 21, Л., 1964.

Штеренберг Д. С. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным (о истории формирования основных интрузий Урала). «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Cathrein A. Zur Dünnabsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paläontol., № 1, 18. 0.

Goodspeed G. E. Xenoliths and skiallits. «Amer. J. sci.», v. 246, № 8, p. 515—525, 1948.

О ГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Вмещающие породы, их геологическая структура и возраст	9
Осадочно-метаморфические породы нижнего протерозоя, их стратиграфия, состав и возраст	9
Магматические породы нижнего прогерозоя	29
Некоторые особенности метаморфизма нижнепротерозойских образований	38
Эффузивы синьирского комплекса верхнего протерозоя .	41
Особенности геологической структуры вмещающей толщи	42
Глава 2. Структура массива	43
Форма и размеры массива, характер контактов	43
О возрастных взаимоотношениях и возрасте основных и ультраосновных пород	45
Основные особенности структуры массива	49
Положение ксенолитов в структуре массива	56
Перекрывающие отложения как показатель вторичного залегания массива	57
Взаимоотношение массива с конкудеро-мамаканскими гранитоидами	62
Дайки диабазовых порфиритов и вариолитов	64
Разрывные структуры	67
Глава 3. Явления магматического замещения	72
Сланцы — габброиды	73
Конгломераты — пироксениты	99
Карбонатные породы — габбро	111
Граниты — габброиды	115
Гранитные пегматиты — габбро-пегматиты	124
Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы — габброиды .	136
Серпентиниты-актинолититы	143
Серпентиниты-вебстериты	145
Серпентиниты-гиперстениты	149

Серпентиниты-гарцбургиты	150
Серпентиниты-полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-нориты	162
Серпентиниты-габброиды	168
Эффузивы-габброиды	184
Глава 4. Магматическое замещение и медно-никелевое ору- денение	188
Глава 5. Петрологическое значение процессов магматическо- го замещения	213
Условия и механизм процессов магматического замеще- ния	215
О составе магмы	220
О температуре процесса магматического замещения . .	223
К происхождению пироксенитов	226
О сульфидных расплавах	228
Минеральные включения	232
О постмагматических процессах	234
Некоторые общие положения	235
Литература	239

*Станислав Андреевич Гурulev,
Ким Самбуевич Самбуев*

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ
В ЧАЙСКОМ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОМ
МАССИВЕ

Редактор ред.-изд. отдела С. Н. Доржев

Редактор издательства Э. Н. Тюменцева

Технический редактор Ц. Б. Аханов

Корректоры Е. Н. Романова, Д. Л. Дугарова

* * *

Сдано в набор 11/X-1967 г. Подписано к печати 9/IV-1968 г.

Заказ № 1886. Тираж 1000. Объем п. л. 14,02. Уч.-изд. л. 14,19.

Формат бум. 84x108^{1/32}. Бумага типограф. № 1. Сорт I. Цена 99 коп. Н-02416

* * *

Типография Управления по печати при Совете Министров БурАССР,
г. Улан-Удэ, ул. Борсоеva, 21.

Бурятское книжное издательство, г. Улан-Удэ, ул. Каландаришвили, 23.

Цена 99 коп.

5564

