A. H. RPHREHRO

СИЕНИТ-ГАББРОВЫЙ ПЛУТОН БОЛЬШОЙ ТАСКЫЛ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА" СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS Vol. 176

A. P. KRIVENKO

SIENITE-GABBROIC PLUTON BOLSHOI TASKYL IN KUZNETSKI ALATAU

Responsible editor acad. Yu. A. Kuznetsov

PUBLISHING HOUSE «NAUKA» SIBERIAN BRANGH NOVOSIBIRSK 1973 труды института геологии и геофизики Вып. 176

А. П. Кривенко

СИ́ЕНИТ-ГАББРОВЫЙ ПЛУТОН БОЛЬШОЙ ТАСКЫЛ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

Ответственный редактор акад. Ю. А. Кузнецов

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ НОВОСИБИРСК 1973 В работе приводится детальная характеристика одного из цанболее крупных спенит-габбровых плутонов Кузнецкого Алатау. Изучена расслоенность габброндов, выявлена своеобразная скрытая неоднородность пород плутона, не согласующаяся с его структурой. Приводятся новые данные о взаимоотношении габбро и спенитов, подтверждающие их генетическое родство. Большое внимание уделено составу, породообразующих минералов, особенно полевых шпатов, п проксенов, титаномагнетитов, ильменитов и амфиболов, для кото рых приведены химические анализы. Выявлены закономерности изменения состава минералов в процессе эволюции магматического расплава. Обращается внимание на возможность использования расслоенных габбро как источника железо-титанового сырья. Работа представляет интерес для петрографов и минералогов.

введение

Геологи, изучавшие Алтае-

дах обратили внпмание, что в некоторых интрузивных телах ассоциируют породы основного и щелочного состава. М. А. Усовым (1936) в первой обобщающей работе по геологии области уже была выделена самостоятельная «габбро-спенитовая интрузия». Это выделение базпровалось на матерпалах по двум известным к тому времени плутонам — Когтахскому, в Батеневской зопе Кузнецкого Алатау, и Патыпскому, в Горной Шории (Эдельштейп, 1911, Кузьмин, 1933). В этот ранний период исследования уже были описаны важиейшие разновидности пород, сделаны первые химические анализы, подмечена титановая специализация плутонов и связь габброидов с сненитами. Для Патынского плутона рассмотрены процессы кристаллизации, подробно изучены пегматонды, в том числе с калиевым полевым шпатом, образование которых объяснялось накоплением низкотемпературных фракций в результате «далеко продвинувшегося процесса кристаллизации самой габбровой магмы» (Лебедев, 1935). В эти же годы проведено не потерявшее до сих пор своего значения исследование высокотемпературных контактовых мипералов — нефелина, монтичеллита, мелилита (Саранчина, 1936).

После почти 20-летнего перерыва, в течение которого появлялись лишь небольшие публикации, геологи вновь приступили к исследованию сиенит-габбровой формации* в конце 50-х — 60-е годы. В этот период были детальнее изучены интрузивы в уже известных районах, а также обнаружены новые провинции распространения сиенит-габбровых плутонов. В Горной Шории было найдено и подробно охарактеризовано несколько интересных интрузивов, объединенных в патынский

^{*} Употребляется термин «сиепит-габбровый» вместо использовавшегося ранее «габбро-сиенитовый», поскольку в большинстве плутонов габбропды в количественном отношении преобладают над сиенитами.

комплекс (Ильенок, 1960, 1963; Довгаль, 1962). Обстоятельную характеристику получил Когтахский плутон (Халфин, 1961, 1965). Выявлены и изучены сиенит-габбровые интрузивы в Мариинской Тайге (Кортусов, 1962, 1963; Довгаль, Богнибов 1965) и Восточном Саяне (Шелковников, 1958, 1961; Лебедев, Богатиков, 1963).

В эти годы были составлены детальные геологические карты многих плутонов, выполнены многочисленные исследования по петрографии, петрохимии и тектонической позиции сиенит-габбровой формации. Появились первые обобщающие монографии (Ильенок, 1964; Богатиков, 1966; Довгаль, 1968). Материалы по интрузивам Ал

ваны при характеристике габбро-монцонит-сиенитового формационного типа (Кузнецов, 1964).

Вме

и петрогенезисом этой формации. Оказалось, что в пределах Алтае-Саянской области щелочно-базитовый магматизм проявился по крайней мере дважды: в раннем и среднем палеозое, причем далеко не всегда удается различить разновозрастные плутоны. Выявлены сиениты, не обнаруживающие связи с габброидами или ассоциирующие с гранитными плутонами и в то же время по петрографическим особенностям сходные со щелочными породами сиенит-габбровой формации. Высказывались даже сомнения в формационной самостоятельности сиенит-габбровой ассоциации пород Алтае-Саянской области (Корель, 1968). В связи с этим более углубленное исследование сиенитгаббровых плутонов представлялось весьма своевременным. Плутон Большой Таскыл явился подходящим объектом для такого исследования.

В геологическом строении Большого Таскыла выявлены особенности, важные для понимания петрогепезиса этой ассоциации интрузивных пород. Плутон изучался в 30-х годах Е. А. Гуковским, В. Т. Андриановым, Г. М. Скуратовым, Н. И. Бабинцевым, А. И. Казариновым и затем, в 1956 — 1958 гг., — С. Г. Быковым и Г. А. Иванкиным. Материалы по геология, петрографии и петрохимии плутона содержатся в работах Д. В. Никитина (1940), В. А. Кузпецова (1940), М. П. Кортусова (1962, 1963), Н. И. Кузоватова (1964), В. Н. Довгаля и В. И. Богнибова (1965).

Нами исследование плутона проводилось в течение трех полевых сезонов (1964—1966). Выделение минералов и их химический анализ потребовали много времени; эту работу удалось выполнить в намечениом объеме лишь в последующие три года. Автор глубоко признателен академику Ю. А. Кузнецову за консультации, внимание к работе на всех ее этапах и предоставленную возможность закончить это затянувшееся исследование; И. М. Волохову, В. Н. Довгалю, Г. В. Полякову и Э. П. Изоху — за многочисленные, весьма полезные для автора обсуждения ряда вопросов, возникавших в процессе работы;

В. А. Вахрушеву и В. Ф. Коненко — за помощь в изучении рудных минералов;

Н. В. Петровичу, И. Н. Широких и Е. А. Предтеченской — за участие в полевых работах и помощь в обработке собранных материалов;

Э. С. Гулецкой — за высоконачественные химические анализы;

С. И. Голосову и его сотрудникам — за содействие в выделении мономинеральных фракций;

Г. А. Иванкину, предоставившему материалы своих исследований плутона;

А. И. Мостовскому — за содействие в проведении полевых работ; М. Ф. Нахаевой — за помощь рукописи.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПЛУТОНА

Плутон расположен в северной части Кузиецкого Алатау и приурочен к выступу докембрийских пород, представленных преимущественно карбонатными отложениями енисейской свиты, а также мраморами и амфиболитами, объединяемыми в конжинскую свиту (рис. 1). В бассейне р. Кийский Шалтырь сиеинты прорывают отложения успиской свиты, а севернее контактируют с эффузивами предиоложительно девонского возраста. Контакт спенитов с этими эффузивами не наблюдался. Стратиграфическое положение самих эффузивов остается не вполне ясным. По данным Мельникова и Дюкова, эффузивы трансгрессивно залегают на известняках усинской свиты, однако более определенные сведения об их возрасте отсутствуют. Таким образом, взаимоотношение с вмещающими породами надежно указывает лишь на посленижнекембрийский возраст плутона.

В районе рудника Ударного Г. М. Скуратовым, проводившим здесь работы в 30-х годах, отмечались эффузивы «покровной фации» условно девонского возраста, перекрывающие породы сненит-габбрового плутона. Эффузивы представлены диабазовыми порфиритами и базальтами. Покровы последних отмечены Г. М. Скуратовым к югу от линии пирамида Малиповая — пирамида Горелая. Позднее никому из геологов ие удалось повторить этих наблюдений. В правом борту р. Громатухи ниже устья кл. Ударного нами были встречены диабазовые порфириты и долериты, но из-за плохой обнаженности не удалось выяснить их взаимоотношения с породами плутона.

В бассейне р. Баянзас установлено взаимоотношение габбро с другими магматическими комплексами. Здесь обособленный от плутона г. Большой Таскыл небольшой массив амфиболовых габбро содержит многочисленные ксенолиты серпентивитов и в свою очередь прорывается гранитами (см. рис. 1, 2, 3). Массив сложен преимущественно амфиболовыми габбро, тра-



Puc. 1.

А — геологичсское строение зеверной части Кузнецкого Алатау в районе плутона Б. Таскыл (схема): 1 — щелочные габбройды, тералиты, ийолиты, уртиты; 2 — сиениты, сиение соверной нами территории — амфибол-полевошпатовые метасоматиты; 4 — расслоенные габбро плутона Б. Таскыл; 5 — амфиболовые габбро, габбро, нногда совместно с пироксенитами других цлутонов; 6 — граниты и гранолиориты; 7 — гипербазиты; 8 — вулканогенные образования, залегающие с несогласием на породах инжието кембрия, в том числе и условно девонские; 9 — вулканогенно-осадочные отложения нижнего кембрия; 10 — карбонатные отложения нижнего кембрия; 13 — амфиболиты и мраморы докембрийского возраста (конжинская свита); 13 — наиболиты и Штриховой пинией показаны железиные дороги.

хитоидными или массивными, часто перавномерпо-зернистыми, с участками гиганто-зерпистых разностей, иногда пятнистых (такситовых). По ряду признаков породы этого массива сопо_



Рис. 2. Амфиболовые габбро (1) с ксенолитами серпентинитов (2). Зарисовка обнажения, р. Баянзас.

ставляются с амфиболовыми габбро южной п юго-западной периферии плутопа Б. Таскыл. Петрографическая характеристика амфиболовых габбро южного интрузивного тела, расположенного в бассейне р. Баянзас, приведена в следующей главе. Среди этих пород в русле р. Баянзас, в 500 м и выше устья кл. Александровского, обнаружены многочисленные ксенолиты серпентинитов (рис. 2). Серпентиниты состоят из чеплуйчатых кристаллов серпентина с реликтовыми зернами хромшпинелида и полосками мелких зерен магнетита, образовавшегося, видимо, в процессе серпентинизации первичной ультраосновной породы. На контакте с амфиболовыми габбро в серпентинитах видна зопка изменения мощностью около 5 мм. Эта зонка имеет двухслойпое строение. Впутренний слой состоит из волокнистых кристаллов серпентина, ориентированными перпендикулярно поверхности контакта, а наружный — сложен игольчатыми кристаллами тремолита, также орнентированными перпендикулярно контакту. Принадлежность сериентннитов к гипербазитовому комплексу Кузнецкого Алатау не вызывает сомпения, поскольку именно здесь, в бассейне р. Баянзас, проходит одна из ветвей гипербазитового пояса. На рис. З показано выклинивание крупного гипербазитового массива г. Северной, описанного в качестве представителя этого комплекса, возраст которого считается среднекембрийским (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958).

Этот же массив амфиболовых габбро прорывается штокообразным телом гранитов (см. рпс. 3). Грапиты представляют собой светло-серую лейкократовую среднезернистую породу; обычно порфировидны благодаря более крупным кристаллам илагиоклаза. Последний образует идиоморфные таблички и по составу отвечает олигоклазу, часто зонален. Кварц и микроклиц ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, причем микроклиц во многих случаях содержит включения илагиоклаза. В количественном отношении плагиоклаз почти в два раза преобладает пад микроклином. Количество кварца изменчиво и колеблется от 15 до 30%. Темноцветные минералы составляют 2—5% и представлены темно-зеленой резко плеохроирующей роговой

обманкой типа гастингсита и ярко-красным биотитом. Характерным акцессорным минералом гранитов является сфен. В приконтактовых чаграниты стях массива более становятся еще лейкократовыми, т. e. практически совершенно лишены темноцветных минералов.

Контакт амфиболовых габбро с гранитами наблюдался нами в левом борту кл. Александровского. Амфиболовые габбро здесь микроклинизированы, окварперекрисцованы И таллизованы, однако в образцах эти изменения заметны плохо, поскольку порода сохраняет трахитоидную структуру. Под микроскопом





1 — граниты Александровского штока; 2 — габбро, преимущественно амфиболовые; 3 — гипербазиты; 4 — мраморы коннинской свиты, докембрий; 5 — амфиболиты и габбро-амфиболиты конжинской свиты, в контактах с интрузивными породами — метасоматически изменены и ороговикованы; 6 — роговики среди габбро, вершина г. Водопадной; 7 — элементы залегания трахитоядности в габбро, линии показывают ориентировку структуры.

видно, что крупные ориентированные кристаллы амфибола расположены среди более мелкозернистой кварц-микроклинплагиоклазовой массы, обладающей гранобластовой структурой. В некоторых случаях микроклин образует крупные лапчатые кристаллы и замещает плагноклаз. Амфибол в измененном габбро представлен уже не керсутитом, а темно-зеленой разностью, напоминающей по окраске и характеру плеохроизма роговую обманку гранитов. Призматические кристаллы апатита в измененных габбро сохраняются. Близ контакта с гранитами в габбро встречаются многочисленные дайки лейкократовых гранитов. Контакт габбро с гранитами массива резкий, причем поверхность контакта сечет реликтовую трахитоидность метасоматически измененных габбро. Именно этот случай прорыва амфиболовых габбро в бассейне р. Баянзас упоминался ранее (Довгаль, Богнибов, 1965) в качестве доказательства раннепалеозойского возраста плутона Большой Таскыл. Заметим, что по некоторым петрографическим признакам грапиты кл. Алексадровского близки к типичным гранитам мартайгинского комплекса (идноморфизм плагиоклаза, преобладание его в количественном отношении над калиевым шнатом, присутствие амфибола). Однако необходимо признать, что этих признаков явно педостаточно для отнесения гранитного штока кл. Александровского в мартайгинскому комплексу и, следовательно, в районе плутона Большой Таскыл отсутствуют надежные геологические доказательства его ранненалеозойского возраста.

Единичные определения абсолютного возраста пород калийаргоновым методом также не решают проблему возрастного ноложения илутона. Одно определение, выполненное в Институте геологии и геофизики СО АН СССР по бнотиту из плагносиенита, взятого в отвале шахты рудника Ударного, показало 502 млн. лет (Довгаль, 1968). Три определения из наших образцов, выполненные в лаборатории СНИИГГиМСа под руководством А. Н. Ворсина, показали возраст 265—333 млн. лет (Кривешко, 1970). Определения проводились по породе из следующих образцов: обр. 184 — лейкократовый пироксеп-биотитовый плагносиенит, обнажающийся в каре Таскыльского озера в виде линзы среди габбро — 297 млн. лет; обр. 1386 — пироксен-амфиболовый сиенит — верховье кл. Способного — 265 млн. лет; обр. 1580 — амфиболовый сиенит, правобережье р. Громатуха, 1,5 км выше устья кл. Способного — 333 млн. лет. Совершенно очевидно, что данные абсолютного возраста противоречивы и не позволяют сделать определенных выводов.

Вопрос о возрасте спенит-габбрового магматизма Мариинской Тайги продолжает оставаться дискуссионным, и материалы по геологии плутона Большой Таскыл не дают на него определенного ответа. Наличие девоиских щелочно-базитовых интрузивов не вызывает сомнения (штоки в районе пос. Макарак и др. — Васильев, Кортусов, 1964), в то же время убедительными представляются данные о раннепалеозойском, «догранитном» возрасте некоторых плутонов (Новоберикульский — Довгаль, 1968). Неопределенным является возрастное положение тех интрузивов (а таких большинство), которые не соприкасаются с девонскими образованиями или с типичными гранитоидами мартайгинского комплекса. Дискуссионность обусловлена, на наш взгляд, тем, что интрузивные тела, которые мы пытаемся сравнивать и сопоставлять, изучены совершению недостаточно. Детальное исследование наиболее крупных плутонов, а также тех интрузивных тел, возраст которых устанавливается надежно, позволит разобраться с этим интересным и важным в практическом отношении магматизмом. Такая работа уже начата (Андреева, 1968; Довгаль, Широких, Алабин, 1971). Этой же цели служит, в частности, приводимая ниже характеристика илутона Большой Таскыл.

СТРОЕНИЕ ПЛУТОНА И ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Прежде чем перейти к характеристике плутона, пеобходимо вкратце остановиться на вопросах номенклатуры, применяемой в этой работе по отношению к горным породам. Исследование полевых шпатов плутопа показало, что они меняются по составу от основного плагиоклаза до анортоклаза пертитового строения с соотношением Na: K = 2:1. Количество цветных минералов в породе с полевым шпатом определенного состава сильно изменчиво. В связи с этим в качестве главного критерия при выделении типа породы принят состав полевого шиата, в зависимости от которого выделяются битовнитовые габбро (породы, содержащие битовнит), габбро (лабрадор), диориты (андезии), плагносиениты (калийсодержащий олигоклаз) и сиениты (калинатровый шпат пертитового строения) (рис. 4).



Рис. 4. Классификация пород плутопа Б. Таскыл, применяемая в работе. Вертикальная сторона треугольника — состав полевого ппата, в % Ан; горизонтальная — количество ппата в породе (пояснение в тексте).

Характер цветного минерала отражается в названии породы определением, например: оливиновые габбро, пироксен-биотитовые сиениты. При этом имеется в виду, что породы, называемые габбро, содержат моноклинный пироксен. В зависимости от количества цветных минералов выделяются лейкократовые, нормальные (мезократовые) и меланократовые разности, например: лейкократовое битовнитовое габбро, меланократовый оливин-пироксеновый диорит. В наиболее контрастно дифференцированных (расслоенных) габброидах появляются габбро-анортозиты и анортозиты (плагиоклазиты), а также габбро-перидотиты и плагиоклазовые перидотиты. Термин «габброидные породы» или «габброиды» применяется для обозначения всей совокупности пород основного состава.

СТРОЕНИЕ ПЛУТОНА

Интрузив Большой Таскыл представляет собой вытяпутое в меридиональном направлении тело, в плане овальных очертаний, площадью около 40 км² (рис. 5). Примерно три четверти его занимают породы основного состава, среди которых преобладают полосчатые (расслоенные) и трахитоидные габбро. Полосчатость и трахитоидность всегда совпадают, и ориентировка их легко замеряется в обнажениях. Такие замеры, вынесенные на геологическую карту, показали, что расслоенные базиты плутона образуют асимметричную чашеобразную структуру с крутым западным и пологим восточным крылом. Полосчатость в западной и юго-западной частях массива падает в на-правлении к центру под углами 60—50°, образуя иногда флек-сурообразные перегибы. Горизонтальный участок «чаши» сильно смещен в северо-восточную часть интрузива. Поверхность восточного контакта, судя по положению ее в рельефе, круто падает в сторону массива, в то время как полосчатость в габброидах здесь ориентирована очень полого, а местами залегает почти горизонтально, что подчеркивает резкое несогласие между поверхностью контакта и внутренней структурой плутона. Южную и западную периферию массива слагают амфиболовые габбро, связанные с полосчатыми базитами постепенными переходами.

Сиениты распространены преимущественно в северной части массива и также связаны с габброидами постепенными переходами. Характер перехода между габбро и сиенитами будет рассмотрен особо, здесь же необходимо подчеркнуть отчетливо наблюдаемое структурное согласие сиенитового тела с трахитоидностью в габбро (см. рис. 5). Сиениты северной части четко вписываются в контур массива, приурочены к его северо-запад-

ному контакту и в направлении к югу выклиниваются. разбиваясь на ряд мелких тел. Эти мелкие тела сиенитов также залегают совершенно согласно с трахитоидностью габбро (рис. 6). В небольшом количестве сиениты встречаются в юго-восточной части илутона, где они слагают вершину горы Дедов Камень. Оказалось, ЧТО И здесь они образуют пластообразное тело, контакты которого строго параллельны трахитоидгаббро. Мощность ности сиенитовой залежи на вершине г. Дедов Камень составляет 50-80 м. В направлении к центру массива мощность сиенитового тела уменьшается и в каре Таскыльского озера наблюдается его выклинивание (см. рис. 6).

По отношению к структуре вмещающих пород плутон является дискордантным, хотя значительная часть его контактов в плане параллельна сланцеватости и слоистости пород рамы. Однако только восточный контакт действительно является согласным со структурой вмещающей толщи. Западный же контакт круто падает на восток, в сторону массива, в то время как вмещающая толща имеет здесь крутое западное



Рис. 5. Схема геологического строения плутона Б. Таскыл.

Сиениты, плагиосиениты; 2 — двориты; 3 — расслоенные габбро (линии показывают ориентировку расслоенных текстур и планпараллельности); 4 — амфиболовые габбро; 5 — амфиболовые габбро; 5 — амфиболовые тасберо; 7 — мраморы; 8 — амфиболиты; 9 — сланцы и известняки енисейский свиты; 10 — гипербазиты; 11 — элементы залегания полостатости и планпараллельности в осадочно-метаморфической толще (б). Штриховые линии — границы менду породами плутона.

падение. Наиболее отчетливо секущее положение контакта массива наблюдается в его южной части, где полосчатые пироксеновые мраморы с резким несогласием «обрезаются» поверхностью контакта (см. рис. 5). Отчетливо дискордантный характер имеют сиениты в северной части массива. Главное тело сиенитов представляет собой пластообразную залежь, падающую на юговосток, в то время как вмещающие породы имеют западное и северо-западное падение. Таким образом, плутон представляет



Рис. 6. Разрезы, иллюстрирующие характер залегания сиенитов среди габбро.

 габбро (положение линии соответствует ориентировке полосчатости и планпараллельности); 2 — диориты, 3 — сиениты;
4 — дайки •динитов; 5 — реговики; 6 — моренные отложении.

собой дискордантное по отношению к вмещающим породам магматическое тело с автономной внутренией структурой, не согласующейся с положением его коптактов.

Значительный интерес для понимания генезиса илутопа имеет орпентировка ксеполитов. Наличие неперемещенных ксенолитов является важнейшим признаком магматических тел, возникших «на месте», в то время как «перемещенные» ксенолиты, то есть залегающие мначе, чем вмещающие породы, считаются свидетельством внедрения магмы. В пределах плутона Большой Таскыл встречается большое количество ксенолитов самых разных размеров. Большипство из них имеет плитообразную форму и залегает согласно с трахитоидностью магматических пород (рис. 7). Ксенолиты в каре Таскыльского озера падают на север под углом 10-14°, будучи орнентированы параллельно трахитондности. Ксенолиты в западной части массива имеют соответствению восточное надение. Поскольку вмещающие породы повсеместно имеют западное п северозападное падение, очевидно, что орнентировка согласуется со структурой рамы.

важнейшие разновидности пород плутона

Подавляющее большинство магматических пород илутона представлено свежими разностями, почти не затронутыми гид-

ротермальными процессами. Эта «кайнотипность» пород Большого Таскыла всегда наводила геологов на мысль о молодом их возрасте. Действительно, гидротермальные минералы распрострапены в пределах массива очень ограниченно. Лишь в крайне небольших количествах отмечаются хлорит, эпипот. цоизит, вторичные талькмагпетитовые агрегаты по оливинуи пр. Вдоль редких 30H дробления отмечается окварцевание, скаполитизация, пренитизация, в зальбандах кварцевых



Рис. 7. Орнентировка ксенолитов в габбро. Зарисовка обнажения, скальник оз. Таскыльского.

 габбро (линии соответствуют орисницровке полосчатости и планпараллельности); 2 — роговики; 3 — линзообразные тела габбро среди роговиков.

п кварц-карбонатных жил развиты аргиллитизация, карбонатизация и т. д. Амфиболовые габбро южной и западной периферии плутона изменены значительно сильнее. Почти повсеместно в этих породах соссюритизирован плагиоклаз, встречаются альбитизированные, хлоритизированные, интенсивно скаполитизированные разности. Облик этих пород вполие «палеотипный», хотя они связаны со «свежими» расслоенными габброидами постепенными переходами.

Необходимо оговориться, что процессы гидротермального изменения магматических пород нами не изучались. В дальиейшем внимание будет сконцентрировано на характеристике составов и взаимоотношений собственно магматических пород и минералов. Более поздние — низкотемпературные — минералы будут упоминаться лишь по необходимости в тех случаях, когда они имеют какое-либо отношение к первичным магматическим или метаморфическим парагенезисам.

В расслоенной серии базитов наиболее распространены оливиновые и нормальные габбро, дающие переходы к перидотитам и анортозитам. Все разновидности базитов сложены шестью породообразующими минералами, находящимися в различных количественных соотношениях, это — плагиоклаз, оливин, моноклинный пироксен, магнетит, ильменит, амфибол. Два акцессорных минерала — апатит и пирротии — наиболее обычны и встречаются во всех разновидностях пород. Характерно полное отсутствие ромбического пироксена.

В оливиновых габбро преобладают плагиоклаз, оливии и пироксен. Структура породы типичная габбровая и характеризуется одинаковым идиоморфизмом главных минералов (рис. 8). Особо подчеркием «равноправное» положение в породе оливина и пироксена, пх одинаковый идиоморфизм и полное отсутствие реакционных взаимоотношений. Оливин обычно

довольно железистый и содержит 35-40% фаялита. Более магиезнальные разности не были обнаружены. Из всех минеранов оп наиболее неустойчив и замещается магнетитом и талыком. Мельюзернистый агрегат этих мпнералов развивается по периферии и трещинам в зернах оливина, образуя пногда полные псевдоморфозы. Пироксен представлен титанистым авгитом с характерным кремовым оттенком. Слабый плеохроизм наблюлается только в наиболее густо окрашенных разностях и тол. стых шлифах. Пироксены содержат значительное количество мелких газовых (?) включений, как правило, однофазных. Оптические свойства и железистость пироксенов из оливиповых габбро приведены в табл. 8. Железистость пироксенов из оливиновых габбро составляет 24-36%, т. е. несколько ниже, чем в оливпнах. Химические анализы этих пироксенов показалп, что они действительно являются титанистыми авгитами с содержанием Al₂O₃ около 4% и TiO₂ - 1,0-1,2%.

Плагноклазы в оливнновых габбро представлены битовнитом и лабрадором, обычно полисинтетически сдвойникованы и часто без признаков зональности. Наиболее распространены двойники по альбитовому и манебахскому законам. Титаномагнетит и ильменит постоянно присутствуют в оливиновых габбро, составляя иногда до 15% (объемных). Эти минералы отчетливо ксеноморфны по отношению к плагноклазу, оливину и пироксену.

Амфибол представлен коричневым керсутитом, резко плеохроирующим от светло-коричневого по Np до темно-коричневого по Ng. В типичных оливиновых габбро амфибол присутствует в небольших количествах (до 10%), часто составляет не более 5%, а иногда вообще отсутствует. Во всех случаях керсутит является самым поздним минералом и образует реакционные каемки вокруг оливина, пироксена и рудных минералов (см. рис. 8).

Пирротии является очень типичным акцессорным минералом оливиновых габбро и других разновидностей базитов плутона. Количество его всегда очень незначительно — доли процента. Форма выделения пирротина весьма своеобразна. Как установлено В. А. Вахрушевым, просмотревшим аншлифы из габброидов Большого Таскыла, пирротин обычно образует шарикообразные выделения диаметром 0,01—0,001 мм. Такие образования пирротина встречаются в титаномагнетите, ильмените, реже в пироксене и оливине. Вероятно, что каплевидные образования пирротина возникли в результате ликвационного обособления сульфидного расплава в магме. С пирротином иногда ассоциируют пентландит и халькопирит.

Еще одним акцессорным минералом оливиновых габбро является апатит, в небольших количествах встречающийся почти в каждом шлифе, а иногда содержащийся в количестве



Puc. 8. Оливиновое габбро.

а-виден одинановый идноморфизм плагноклаза, пироксена и оливина и ксеноморфный характер выделений титаномагнетита. Керсутит образует реакционные каймы вокруг титаномагнетита и пироксена. 6- в крупном ксепоморфном кристалле титаномагнетита видны включения моноклинного пироксена и плагиоклаза. Шлиф 150, унел. 50, никели []. до 5%. Он образует хорошо ограненные короткопризматические кристаллы, располагающиеся либо между зернами породообразующих минералов, либо в виде включений в них.

Тректолиты — довольно редкая разновидность габброидов, тесно связаниая с оливиновыми габбро. Троктолиты слагают очень небольшие участки среди последних и отличаются только отсутствием инроксена.

Габбро сложены плагноклазом, ппроксеном, титаномагнетитом, пльменитом и керсутитом. Встречаются разности, не содержащие амфибола. В отличие от оливиновых разностей нормальное габбро обыкновенно беднее рудными минералами и богаче плагноклазом. Составы минералов не отличаются от таковых в оливиновом габбро, взаимоотношения минералов остаются такие же, как в оливиновых разностях. С охарактеризованными выше породами в контрастно расслоенных участках массива тесно связаны анортозиты и перидотиты.

Габбро-анортозиты и анортозиты слагают наиболее светлые слон полосчатой серии и связаны переходами с оливнновыми или нормальными габбро. В большинстве случаев габброанортозиты и апортозиты состоят только из плагиоклаза (80— 95%) и моноклинного пироксена, но встречаются и оливиновые разности. В очень пебольшом количестве может присутствовать керсутит — в виде тонких каемок вокруг инроксена. Рудные же минералы в этих разпостях базитов отсутствуют совершенно.

Перидотиты, плагноклазовые перидотиты и габбро-перидотиты являются комплементарными по отношению к анортозитам и слагают меланократовые слоп в полосчатых базитах. Собствению перидотиты встречаются редко и слагают очень небольшие участки, так как обычно в них присутствует хотя бы небольшое количество плагноклаза. В плагноклазовых перидотитах отмечаются все минералы, присутствующие в оливиновых габбро. Оливин и титап-авгит обладают теми же свойствами и составом, что и в оливиновых габбро, и также характеризуются одинаковым изоморфизмом и равноправным положением в породе. Основной плагиоклаз в виде мелких, часто ксепоморфных зерен располагается между более крупными кристаллами темноцветов (рис. 9). Титаномагнетит и пльменит всегда присутствуют в плагиоклазовых перидотитах в значительных количествах, отчетливо ксеноморфны, что обусловливает местами типичную сидеронитовую структуру. Керсутит также является обычным минералом этих пород. Как и в габбро, он панболее поздний и образует каемки вокруг рудных мипералов п железомагиезнальных силикатов. По набору минералов эти ультраосновные породы массива соответствуют пла-гиоклазовым верлитам, обогащенным рудными минералами. Однако от типичных верлитов они существению отличаются присутствием титанистых минералов (ильменита, титаномаг-



Puc. 9.

а — платноклазовый перидотит. Исспоморфный характер выделений рудных минералов (титаномагнетита и ильменита). Вверху — рудный минерал залечивает трещину в крупном крысталле авгита. Слева — реакционная кайма керсутита вокруг рудного. Шляф 104, увел. 35, николи 11.6 — амфиболовое габбро. Включения пироксена платноклаза и рудного в крупном зерне керсутита. Цляф 129, увел. 60, николи 11.



Рис. 10. Схема кристаллизации минералов в габброидах Б. Таскыла.

нетита, титанистого авгита, керсутита), а также железистым составом оливина и пироксена.

Взаимоотношепие породообразующих минералов во всех базитах расслоепной серии илутона однотивно и указывает на одновременную, в общем, кристаллизацию оливина, пироксена и плагноклаза, к которым присоединяются рудные минералы, и более позднюю кристаллизацию керсутита. Схема кри-

сталлизации минералов показана на рис. 10. Выделяются две стадии кристаллизации минералов.

I (главная) стадия соответствует совместной кристаллизации плагиоклаза и безводных железо-магнезиальных силикатов, II стадия характерпзуется кристаллизацией плагиоклаза и гидроксилсодержащего силиката, в нашем случае титанистого амфибола. Эта вторая стадия в расслоенных базптах Большого Таскыла наступила очень поздно, когда около 90% породы уже было закристаллизовано.

Амфиболовые габбро распространены главным образом в приконтактовой зоне, в южной и юго-западной частях плутона, но встречаются также и внутри расслоенного тела базитов. Здесь они связаны постепенными переходами с нормальными или оливиновыми габбро п отличаются от них лишь больним содержанием керсутита. Амфиболовые габбро периферической зоны не содержат оливина. Плагноклаз в них представлен кислым лабрадором и во многих случаях спльно разрушен. Титанистый авгит почти всегда присутствует в виде реликтовых зерен, замещаемых керсутптом. Рудные минералы амфиболовых габбро представлены исключительно ильменитом, зерпа которого размещаются в виде включений в крупных кристаллах керсутита. Керсутит обычно ярко окрашен в коричневый или красно-коричневый цвет, сильно плеохроирует. Иногда в нем наблюдаются тонкие пластинчатые выделения ильменита, располагающиеся в центральных частях зерен. Характерно значительное количество апатита, который образует иногда призматические кристаллы размером до 1 мм и слагает до 10% породы.

Кроме того, амфиболовые габбро слагают в бассейне р. Баянзас небольшой обособленный массив, для которого установлены взаимоотношения с гипербазитами и гранитами. Эти габбро во многом сходны с амфиболовыми габбро юго-западной периферии плутона Б. Таскыл, но имсют некоторые особенности. Плагноклаз в них, как правило, полностью разрушен соссюритизирован, серицигизирован, скаполитизирован. Амфибол представлен титанистой разностью типа керсутита, имеет коричневую окраску, четко плеохроирует. Часто в амфиболе можно видеть мелкие пластинчатые включения рудного минерала. В некоторых шлифах встречен моноклинный пироксен, иногда совместно с ним и ромбический. Пироксены замещаются коричневым амфиболом и образуют включения в нем. Встречаются разности, содержащие биотит.

Характерным акцессорным минералом амфиболовых габбро является апатит, обычно образующий короткие шестигранные призмы и присутствующий в количестве 1—3%. В одном случае встречено амфиболовое габбро, количество апатита в котором достигает 10%. В такситовых разностях амфиболовых габбро апатит образует крупные кристаллы неправильной формы, часто с включениями соссюритизированного плагиоклаза, причем содержание апатита в отдельных участках породы достигает 50%. Рудные минералы содержатся в небольшом количестве (1—3%), образуют включения в амфиболе, иногда отчетливо ксеноморфны по отношению к плагиоклазу. Среди амфиболовых габбро в бассейне р. Баянзас в виде шлиро- и жилообразных тел встречаются плагиоклазовые клинопироксениты и плагиоклазовые верлиты, содержащие коричневый амфибол и биотит.

Плагноклаз-амфиболовые пегматиты встречаются среди габброидов в виде согласных с полосчатостью линзообразных залежей и резко секущих жил. Жилы пегматитов имеют мощность от 10-15 см до 2-3 м. Во всех случаях, когда это удавалось наблюдать, жилы под прямым углом секут полосчатость п трахитопдность габбро. В амфиболовых габбро приконтактовой зоны массива особенно много пегматондов. Здесь они образуют крупные шлирообразные обособления до 10-15 м в поперечнике. Пегматопды в таких шлирах крупнозернистые и состоят из андезина и ярко-коричневого керсутита с небольшим количеством рудного минерала и апатита. Плагноклаз и амфпбол обладают примерно одинаковым идиоморфизмом. Жильные пегматиты также сложены керсутитом и плагиоклазом, обычно мелкозернисты и трахитоидны. Удлиненные кристаллы амфибола и плагиоклаза ориентированы параллельно контактам жилы. Встречаются жилы более сложного строения, в которых присутствуют как крупнокрпсталлические, так и мелкозернистые трахитоидные разности (рис. 11).

Состав жил и слагающих их минералов во всех структурных разностях остается постоянным: керсутит и плагиоклаз с небольшой добавкой апатита и титаномагнетита. Обращает на себя внимание идентичность состава пегматитовых жил и последних продуктов кристаллизации габброидов. Очевидно, что



Рис. 11. Жилы керсутит-илагиоклазовых пегматондов среди габбро (зарисовка обнажений). А — южный склен г. Б. Таскыл; Б — скальник оз. Таскыльского. 1 — габбро; 2 — крупно- и гигантозериистый пегматонд; 3 — мелко- и среднезернистый пегматонд.

пегматиты представляют собой «выжимку» последних порций магмы, обычно выполняющую интерстпции и равномерно распределенную в породах. Амфиболы из габбро и залегающей в них пегматитовой жилы оказались очень близки по химическому составу (см. табл. 13).

В южном контакте амфиболовых габбро с мраморами обнаружены мелкозернистые габбро, образующие здесь зону мощностью 10—20 м. Эта порода сложена плагиоклазом п пироксеном с размером зерен 0,1—0,3 мм п обладает мпкрогаббровой структурой. Плагиоклаз представлен основным лабрадором (60—70% Ан), часто сильно соссюритизирован. Моноклинный пироксен бесцветный и, судя по оптике, очень магнезиальный (Ng = 1,690; Np = 1,670; 2V = +48). Иногда в пироксене заметны очень мелкие непрозрачные пластинчатые включения, орнентированные перпендикулярно спайности п тяготеющие к центральным частям зерен. Мелкие зерна рудного минерала (магнетита?) равномерно распределены по породе. В небольшом количестве в микрогаббро отмечается бурая роговая обманка. Эта роговая обманка и пироксен интенсивно замещаются явно вторичным бесцветным амфиболом. Описанные микрогаббро, видимо, представляют собой закаленную фацию габброидов.

В групну диоритов отнесены породы, плагиоклаз которых представлен андезином. Они распространены в северной и северо-западной частях плутона, в зоне перехода между габбро и сиенитами, иногда слагают небольшие участки среди сиенитов. Хорошо обнажены диориты в правом борту р. Громатухи в районе рудника Ударного и в изобилии находятся в отвалах шахты. Интересные разности диоритов встречены также в зоне выклинивания северного тела спенитов, на правобережье р. Казанки. Кроме плагиоклаза в диоритах отмечаются оливин, моноклинный пироксен, амфибол, биотит, титаномагнетит, ильменит и апатит. Все эти минералы могут одновременно присутствовать в породе (например, в диоритах из отвала шахты рудника Ударного) или встречаться в любых комбинациях. Соотношение плагноклаза с темноцветными мпнералами различно и варьврует в широких пределах. Однако в целом диориты более лейкократовые, чем габбро. Здесь отсутствуют породы, приближающиеся по составу к ультраосновным, и вообще количество плагноклаза редко понижается до 30—40%.

Взаимоотношения минералов хорошо наблюдаются в тех разностях диоритов, где набор железомагнезпальных силикатов наиболее полный. В общем, взаимоотношения минералов в диоритах точно такие же, как в габбро. Оливин, пироксен и плагноклаз обладают одинаковым идпоморфизмом, рудные мпнералы (пльменит, титаномагнетит) ксеноморфны по отношеные к ним, а биотит п амфибол являются наиболее поздними. Взаимоотношения амфибола и биотита указывают на их одновременную кристаллизацию. Между этими минералами отсутствуют реакционные отношения, они образуют иногда включения одного в другом и совершенно одинаково ведут себя по отношению к более ранним оливинам, ипроксенам и рудным минералам: образуют вокруг них каемки и замещают их. Таким образом, последовательность кристаллизации минералов в диоритах такая же, как и в габбро, с той только разницей, что во вторую стадию совместно с амфиболом и илагиоклазом кристаллизуется биотит.

Наиболее широко распространены оливин-пироксен-амфиболовые и пироксен-амфиболовые диориты, встречены также оливин-амфиболовые диориты с небольшим количеством биотита (рис. 12). Средп спенитов встречаются обычно оливинпироксен-бпотитовые разности. Биотитовые диориты в изобилии присутствуют в районе южного окончания спенитового тела, на правобережье р. Казанки. Здесь в диорптах, как правило, единственным водным силикатом является биотит, который ассоциирует как с оливином или пироксеном, так п с обоими этими минералами. Встречены здесь и биотитовые габбро (с кислым лабрадором). Наконец, здесь же обнаружен редкий для нашего массива оливин-пироксен-бнотитовый сиенито-диорит, т. е. порода, в которой наряду с андезпном присутствует небольшое количество калинатрового полевого шпата.

Андезин диоритов полисинтетически сдвойникован и даже при большом увеличении в нем не удается обнаружить пертитовых вростков калиевого полевого шпата. Однако химическим



Puc. 12.

а — оливин-пироксеновый диорит. Одинновый идиоморфизм плагиоклаза, оливина и пироксена, ксепоморфный характер рудных минералов. Внизу — крупное зерно оливина с развивающимся по трещинам асресатом вторичных минералов с магнетитом. Справа — призмы апатита. Шлиф 726, увел. 60, виколи []. 6 — оливиновый плагиосиенит. Крупный кристалл амфибола с включением оливина, плагиоклаза и биотита. Шлиф 423, увел. 70, виколи []. анализом в андезинах устанавливается 0,5—0,8% (весовых) К₂О, что соответствует 3—5% ортоклазового компонента. Оливин в диоритах заметно более железистый, чем в габбро.

Судя по оптическим измерениям, содержание фаялита в оливинах составляет 65—80%. Кристаллы оливина в этих породах по периферии п трещинам замещаются существенно магнетитовым агрегатом. Пироксены диоритов по оптическим свойствам отличаются от пироксенов габбро. Они теряют свойственный этому минералу в габбро коричневый оттенок и либо совершенно бесцветны, либо обладают очень слабым бледно-зеленоватым цветом (под микроскопом). В образцах п под бинокуляром пироксены выглядят серыми или зеленовато-серыми. Угол оптических осей в ппроксенах из диоритов — $50-54^\circ$, что несколько больше, чем в габбро; повышается и показатель преномления (Nm = 1,701-1,705).

Железистость пироксенов, судя по оптическим измерениям, составляет 35-45%, в то время как в габбро железистость пироксенов редко превышает 36%. Химический анализ пироксенов из диоритов показал, что они действительно являются более железистыми и менее титанистыми, чем в габбро. Кроме того, в них значительно меньше алюминия, что не позволяет относить их к авгитам. Амфиболы обычно ярко окрашены в коричневый цвет и резко плеохроируют по нормальной схеме (Ng > Nm > Np). Биотиты ярко окрашены в красно-коричневый цвет.

Плагиосиениты встречаются в пределах массива в очень небольшом количестве — в узких зонах перехода между диоритами и спенитами. Эти породы и по составу являются переходными между диоритами и сиенитами. Полевой шпат в них представлен калийсодержащим олигоклазом, совершенно лишенным двойников. При беглом осмотре такой олигоклаз можно легко принять за калиевый полевой шпат, тем более, что оптические его свойства близки к свойствам ортоклаза (координаты полюса спайности P (010) : $Ng - 84^{\circ}$, $Nm - 89^{\circ}$, $Np - 6^{\circ}$; P (001) : $Ng - 86^{\circ}$, $Nm - 6^{\circ}$, $Np - 90^{\circ}$, $2V = -89^{\circ}$. Обр. 184). Однако при обработке нитратом кобальта полевой шпат не окрашивается, а показатель преломления его типичен для олигоклаза (Np = 1,540). Именно эти полевые шиаты навели на мысль о существовании переходов между калинатровыми полевыми шпатами сиенитов и плагиоклазами более основных пород и побудили выполнить химическое исследование этих минералов. Химический анализ несдвойникованных олигоклазов показал, что в составе их содержится 10-15% ортоклазового компонента, не фиксируемого оптическими методами. Лишь иногда при больших увеличениях удается рассмотреть в них очень мелкие слабо индивидуализированные включения.

Плагиосиениты содержат обычно моноклинный пироксен и небольшое количество коричневого амфибола и биотита, которымп обрастают зерна пироксена. Постоянно присутствуют также рудные минералы и апатит. Темноцветные минералы размещаются в виде полосок, обусловливая струйчатость, подчеркивают трахитоидность породы. Иногда онп образуют линзообразные скопления, также согласующиеся с трахитоидностью.

Сиениты широко распространены в пределах плутона, особенно в северной его части. В эту группу объединены все породы с калинатровым полевым шпатом. Как и все описанные ранее породы массива Б. Таскыл, сиениты трахитоидны. Трахитоидность обусловлена ориентировкой пластинчатых кристаллов полевого шпата и часто подчеркивается размещением темноцветных минералов. Массивные разности сиенитов встречаются реже. В целом сиениты более лейкократовые по сравнению с диоритами. Количество цветных минералов в них обычно составляет не более 10—15%, однако встречаются и более меланократовые разности.

Сиениты плутона Б. Таскыл представлены преимущественно одношпатовой разностью. Этот единственный в породе полевой шпат по составу соответствует анортоклазу. Натрия всегда больше чем калия приблизптельно в 2 раза, а количество анортитового компонента может достпгать 15%. Под микроскопом устанавливается пертитовая структура полевого шпата, причем минералом-хозянном всегда является плагиоклаз, а калиевый шпат образует вростки, равномерно и закопомерно размещенные в кристаллах плагиоклаза (см. рис. 14). Крайне редко в приконтактовых частях плутопа встречаются двушпатовые спениты. В них присутствует олигоклаз и существенно калисвый полевой шпат пертитового строения. В качестве разновидности сиенитов, ограниченно распространенных в пределах массива, могут быть выделены кварцевые и нефелиновые сиениты.

Кварцевые сиениты присутствуют только в юго-восточной части плутона, на вершине г. Дедов Камень. В них наряду с калинатровым полевым шпатом пертитового строения часто содержится около 5% кварца. Нефелиновые разности сиенитов отмечены в северной части плутона и представляют собой фацию сиенитов (рис. 13). Количество нефелина достигает в сиенитах 15%. Размеры зерен нефелина соизмеримы с размером зерен полевого шпата. Взаимоотношения их свидетельствуют об одновременной кристаллизации (рис. 14).

Из темноцветных минералов в сиенитах отмечены оливин, моноклинный пироксен, амфибол и биотит. Все эти минералы иногда встречаются совместно в одной породе и взаимоотношения их точно такие же, как в габбро и диоритах: оливин и пи-



Рис. 13. Геологическая карта северной части плутона Большой Таскыл, нижнее течение р. Громатухи и кл. Способного.

1 — аллювиальные отложеппя; 2 — Лайки крупнозернистых сиенитов; 3 — дайки и штокообразное тело оснояных лампрофиров (одинитов); 4 — гастингситовые, пироксен-гастингситовые, оливин-инроксен-гастипситовые, гастингсит-биотитовые сиениты и плагиосиениты, преимущественно одношпатовые в контакторых частях с двумя полевыми шнатами; 5 — пефолиновые сиениты с типоксеном и гастингситом; 6 — оливин-пироксеном и гастингситом; 6 — оливин-пироксен-гастингситовые дочнитовы с пироксеновые роговики, иногда с биотитом; 9 — мраморы с пироксеновые роговики, иногда с биотитом; 9 — мраморы с пироксеновые роговики, иногда с биотитом; 9 — мраморы с пироксеновые дочных савлеания трахитоидности в интрузивных породах (а) и слоистоети в осадочных метаморфизовалных; (б).



Puc. 14.

а —калинатровый полевой шпат пертитового строения в сисните. Увел. 300, николи +. 6 — нефелиновый сиенит. Взаимоотношение нефелина (темное) с калинатровым полевым шпатом (светлое). Шлиф 275, увел. 110, николи +.



Puc. 15.

а — пироксен-амфиболовый сиенит. Кристалыы пироксена и титаномагнетита окружены амфиболом. Шлиф 1581, увел. 110, николи µ. б — пироксен-биотитовый сиенит. Одинановый идиоморфизм пироксена и полевого шпата, ксеноморфные выделения рудного минерала. Биотит ксеноморфе по отношению к пироксену и развивается вокруг зерен рудного. Шлиф 314, увел. 60, николи 1.

роксен являются ранними, а амфибол и биотит реакционно замещают их, часто образуя каемки (рис. 15). Оливин содержится в очень небольшом количестве (1—2%) и почти всегда полностью разрушен. В меланократовом сиените из отвала шахты рудника Ударного встречены свежие оливины, представленные железистой разностью (85% Fa).

Все породы плутона, включая сиениты, секутся дайками пироксеновых лампрофиров (одинитов). Одиниты представляют собой мелкозернистые порфировидные породы, сложены преимущественно моноклинным пироксеном, бурым или зеленовато-бурым амфиболом и плагиоклазом. Вкрапленники обычно представлены пироксеном, иногда совместно с ним присутствует амфибол. Характерной особенностью структуры одинитов является резкий идиоморфизм темноцветных минералов по отношению к плагиоклазу. Амфибол по степени идиоморфизма уступает пироксену и иногда замещает его, образуя реакционные каймы. В промежутках между кристаллами плагиоклаза в небольшом количестве иногда присутствует кварц, а в более крупных телах одинитов, особенно в северной части плутона, встречается пренит, также выполняющий интерстиции. Химический анализ одинита приведен в работе Н. И. Кузоватова (1964).

Для одинитовых даек характерны отчетливые зоны закалки, причем в контактах маломощных даек иногда встречается стекло. Зоны закалки наблюдаются в дайках, залегающих как среди габбро, так и среди спенитов. Наличие их свидетельствует о том, что к моменту внедрения «одинитового» расплава породы сиенит-габбрового плутона успели остыть. Закаленные фации одинитов позволяют выяснить последовательность кристаллизации минералов в дайках. Закаленные одиниты состоят из тончайших микролитов плагиоклаза и амфибола с относительно крупными вкрапленниками моноклинного пироксена или пироксена и плагиоклаза. В центральных частях таких даек амфибол тем не менее идиоморфен по отношению к плагиоклазу, хотя и начал кристаллизоваться позднее. В одном случае в контакте небольшой дайки, залегающей среди габбро, наблюдалось бурое стекло, содержащее вкрапленники моноклинного пироксена и коричневого плеохроирующего амфибола.

Дайки одинитов распространены по всей площади плутона и встречаются также во вмещающих породах. Мощность их обычно не превышает 2—3 м, простирание очень выдержанное меридиональное или северо-западное, падение западное, югозападное, под углами 50—80°. В районе рудника Ударного количество даек гораздо больше, чем в других частях плутона. Кроме обычных даек северо-западного простирания здесь встречаются дайки, ориентированные широтно, а также небольшой шток одинитов (см. рис. 13). Мощность даек здесь более зна-

чительна. Дайки широтного простирания вскрыты и прослежены горными выработками во время эксплуатации золоторудных жил, часто залегающих в их зальбандах. На рис. 16 показано размещение одинитовых даек, в пределах габбро-сценитового плутона. Сюда нанесены лишь те дайки, которые удалось наблюдать в коренном залегании. Суля по многочисленным свалам оли⊶ нитов, количество даек значительно больше. Ориентировка даек совершенно не согласуется с внутренней структурой плутона. Это обстоятельство, а также паличие четких зон закалки (иногда со стеклом) говорят о значительном перерыве между становлением габброспенитового плутона и формированием одинитов.

В районе рудника Ударного в большом количестве встречаются дайки сиенитов, близких по составу к спенитам илутона, среди которых они обычно и залегают. Внедрение этих даек было многократным, о чем говорит пересечение одних даек другими, не отличающимися по составу. Заслуживают внимания более крупные дайки лейкократовых пегматоидных спенитов,



Рис. 16. Схема орнентировки одинитовых даек в контурах плутона Б. Таскыл.

которые были обнаружены в северной части рудника Ударного, в правом борту р. Громатухи. Они состоят из крупных кристаллов альбита с грубыми вростками калиевого полевого шпата. Присутствуют и самостоятельные более мелкие зерна плагиоклаза и калишпата. Темноцветный минерал представлен амфиболом типа гастингсита. Дайки имеют меридиональное простирание и вертикальное падение. Одна из таких даек прорывает штокообразное тело одинитов (см. рис. 13).

минералы

Большинство породообразующих минералов изверженных пород, как известно, обладают переменным составом. Иногда минералы образуются в результате изоморфного замещения двух или трех компонентов, но часто количество компонентов, участвующих в изоморфизме, гораздо больше. В минералогии давно изучаются такие изоморфные ряды в отношении особенностей и условий изоморфизма, связи состава минералов с их физическими свойствами. Однако в некоторых случаях природные минералы образуют настолько сложную, многокомпонентную систему, что исследовать ее экспериментально или составить диаграмму, связывающую состав и свойства, оказывается затруднительно.

Для ппроксенов хорошо изучены две тройные системы: энстатит — ферросилит — волластонит и диопсид — геденбергит — эгирин, а также различные варианты двухкомпонентных сечений этих систем. Связать эти две системы в единую диаграмму трудно, но в пироксенах, кроме того, присутствуют титан и алюминий, причем последний может входить как в форме жадеита, обнаруживая кристаллохимическую связь с Na, так и в виде компонента Чермака — CaAl₂SiO₆.

Таким образом, моноклинные пироксены представляют собой многокомпонентную систему, не поддающуюся графическому изображению, а выявление связи состава со свойствами минерала осложняется еще и тем, что разные компоненты часто одинаково влияют на физические свойства. Так, светопреломление пироксенов повышается с увеличением в его составе Fe⁺², Fe⁺³ и Ti, на угол оптических осей влияет содержание Са и Na и т. д.

Сложная задача исследования породообразующих минералов значительно упрощается и обнаруживает интересный аспект, позволяющий увязать минералогические особенности с вопросами петрогенезиса, если такое исследование проводить на основе учения о магматических формациях. Нами было показано (Кочкин и др., 1967; Добрецов и др., 1971), что пироксены из пород разных магматических формаций существенно различаются и образуют различные ряды. Несмотря на то, что составы природных пироксенов сложны и не могут быть изображены на трехкомпонентной диаграмме, внутри каждого формационного типа изменения в составе этих минералов происходят вполне закономерно и обнаруживают четкие тенденции при переходе от одной породы к другой.

Исследование природных рядов пироксенов упрощается в связи с тем, что они не изменяются произвольно и обычно не образуют «полных серий», простирающихся от одного конечного члена до другого. Так, пироксены габбро-пироксенитдунитовой формации представлены магнезиальными разностями. При переходе от ультраосновных пород к более кислым железистость пироксенов возрастает, но обычно не превышает 30—35%. С увеличением железистости в минерале возрастает количество кальция и алюминия, уменьшается окисленность железа. В целом для пироксенов этой формации характерна высокая глиноземистость и окисленность железа.

Пироксены трапповой формации очень сильно меняются по железистости, но составы их почти не выходят за пределы диаграммы MgSiO₃ — FeSiO₃ — CaSiO₃. В противоположность им составы пироксенов щелочно-ультраосновной формации лежат совсем в иной плоскости и меняются от высокоглиноземистых магнезиальных авгитов (диопсид-авгитов) к эгиринсодержащим разностям (Кухаренко, 1962).

Очевидно, формирование природных рядов пироксена определяется физико-химическими условиями и характером процессов, которые обусловили образование того или иного формационного типа магматических пород. Есть основания предполагать, что и другие минералы, такие, как амфиболы, слюды и шпинели, также образуют природные ряды, различные для разных формационных типов, однако изучены они недостаточно. Представляется целесообразным ввести понятие «природных рядов» или «естественных серий» породообразующих минералов, понимая под этим совокупность разновидностей определенного минерального вида, характерную для данной генетически родственной группы пород. Для магматических пород в качестве такой родственной группы оказалось удобным использовать магматическую формацию.

В связи с этим были изучены важнейтие породообразующие минералы плутона Больтой Таскыл. Особенности минералов этого плутона в какой-то мере характерны для сиенит-габбровых комплексов Алтае-Саянской области, и, кроме того, выполненные минералогические исследования могут быть использованы в дальнейтем для характеристики сиенит-габбрового формационного типа. В табл. 1 приведен список образцов, минералы которых были подвергнуты химическому анализу

Список химически анализированных минералов и пород плуто										тона	Таблица 1				
N обр.	Химические анализы, приведенные в работе								Количественио-минеральный состав						
	Пл	MII	Мт	Ильм	Амф	Би	порода	Название породы	Пл	Ол	M11 ≠'	Руд	Амф	Бя	AII
44 76	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++					+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	Габбро Плагноклазовый	57	-	40	1	2	_	-
80 104	+	+	+	+			+	перидотит Лейко-габбро Плагиоклазовый	16 78	23	40 16	15 3	$\frac{2}{1}$		4 2
109			+	+				перидотит Лейкократовое одивиновое	8	40	27	17	8	-	-
110 111	+	+	-[-	-			+	габбро Габбро-неридотит Оливиновое габ-	70 20	3 30	24 35	1 12	1 3	Ξ	1
155	+	+						бро Меланократовое	65	15	17	1	2	-	-
157					+			габбро Плагнок, таз-амфи-	45	20	25	8	2	-	-
169					+			матиты Плагноклаз-амфи-	23	-	-	3	· 7 2	-	2
184	+	+					+	матиты Лейкократовый	37	-	-	3	60	-	
294							+	плагноспенит Оливиновый дио-	90	-	8	1	-	1	-
314	+	+					+	рит Меланократовый	70	8	9	1	1	11	-
422					+			спепит Меланократовый оливиновый	70	-	25	2	-	3	
Street, or other		distantion in the	-	-	and the second second			плагиосненит.	65	19	_		15	1	_
423 430	+							Спенит Меланократовый	85	2	3	-	10	-	-
--------------	------	---	---	---	-------	-----	-----	------------------------------	----------	----	----	----	----	----	---
100								днорит	58	-	7	2		31	2
459	+	+						Оливиновый пла- гиоспенит	80	2	11	6	_	1	-
490	+	+	+	+			1	Меланократовое							
								габбро	42	8	35	10	2	-	3
704					+			Меланократовое							
								габбро	28	-	-	1	71	-	
726	+	+						Меланократовый							
								днорит	59	15	15	5	2	3	1
728							-+-	Однвиновый ила-	73	18	2	4	_	3	_
1340	+							Лейкократовый	00				10		
1386					+			Спенит	90 87	_	1	_	10	1	_
1406	+				+			Лейкократовый	01				4	5	
1407	+	+	+	+	+			Меланократовый	91		-	-	F		-
							1	оливиновый	48	18	20	10	2	_	2
1410	+	+	+	+			+	Меланократовый	40		20	10			
								оливиновый	53	12	20	8	5	_	2
1413		L	+	+				Оливиновый габ-		,					
1414	+							бро-днорит	69	4	14	0	4	-	3
								оливиновый	05	40	7	.,	Б	2	
1577					+			плагносненит Специт	85	10	-	_	15	-	_
1578					i i i	Ι.		Сиенит	87	-	-	-	13	-	-
1593 2030		-						Спенит	111	-	-	-	1	10	_
2000	1-1-	T				1 7		ГНОСЕНИТ .	68	6	8	1	2	14	1



Рис. 17. Схема привязки образцов, из которых были выполнены химические анализы пород или минералов (см. также рис. 13 и 36).

а также указан количественноминеральный состав химически анализированных пород. На рис.17 показано положение анализированных проб в пределах плутона.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Это самые распространенные минералы, присутствующие практически во всех породах плутона. В расслоенных базитах и амфиболовых габброидах полевой шпат представлен основным плагиоклазом — битовнитом или лабрадором; в северо-западной части плутона, в зоне перехода к сиенитам, распространены породы с андезином. С последними тесно связаны олигоклазовые породы, развитые в массиве ограниченно и дающие переходы к сиенитам. Андезины и более основные плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы. B битовнитах и лабрадорах больше всего распространены альбитовый и манебахский тип двойникования. в то время как андезинах начинают преобла-

дать карлсбадские и альбит-эстерельские двойники (Широких, 1967). Олигоклазы, как правило, не сдвойникованы, лишь в наиболее основных олигоклазах иногда встречаются слабо выраженные двойники, тяготеющие к центральным частям зерен. В кислых олигоклазах часто видны редкие вростки калишпата, едва различимые под микроскопом. Полевой шпат сиенитов представлен кислым плагиоклазом (альбитом или олигоклазом) с вростками калиевого полевого шпата. Вростки равномерно располагаются в кристаллах плагиоклаза (см. рис. 14, *а*) и имеют одинаковую ориентировку. Размеры вростков различны, часто толщина пластинчатых выделений калишпата не превышает 0,001 мм, но встречаются и грубые антипертиты.

Состав полевого шпата был положен в основу классификации пород плутона (см. рис. 4). Породы с полевым шпатом отчетливого пертитового строения отнесены в группу сиенита, порода с олигоклазом называлась плагиосиенитом. Породы с андезином и лабрадором относились соответственно в группу

Таблица 2

пнорита и габбро. Поскольку содержание калия в оптически однородных плагиоклазах и капинатровых шпатах пертитового строения оптическими методами было не определяется, прелпринято исследование состава полевых шпатов с помощью хиинческого анализа. Выделение мономинеральных проб полевых шпатов для химического анализа не вызывало затруднений, поскольку в каждой породе присутствует обыкновенно один полевой шпат, практически без признаков зональности. Сильным электромагнитом изпробы удалялись все железо-магнезнальные минералы, а от апатита пробы легко освобождались в бромоформе. Чистота проб проверялась в иммерспонных препаратах. Химическим анализом в полевых шпатах опреде-

Содержание щелочей и кальция в полевых шпатах плутона Б. Таскыл

oбpaa-	0	кисел		Состав поле- вых шнатов					
ца К	CaO	Na ₂ 0	К <u>.</u> О	Ан	A6	Op			
110	15,36	$2,63 \\ 2,63 \\ 3,70$	0,11	76,0	23, 4	0,6			
111	14,94		0,12	75,3	24, 0	0,7			
155	13,97		0,26	66,6	31, 9	1,5			
44 76 80	12,06 12,49 12,00	$4,23 \\ 4,47 \\ 4,28$	$0,44 \\ 0,27 \\ 0,37$	59,7 59,8 59,7	37,8 38,9 38,4	2,5 1,3 1,9			
490	12,05	4,62	$0,45 \\ 0,47 \\ 0,53$	57,6	39,8	2,6			
1407	9,71	5,23		49,4	47,9	2,7			
1410	10,08	5,54		48,8	48,4	2,8			
459	$4,66 \\ 4,35 \\ 4,34$	6,50	3,58	22,6	56,7	20,7			
184		6,95	2,53	21,7	62,9	15,4			
2030		7,84	1,03	22,1	71,7	6,2			

Примечание. Анализы выполнены Э. С. Гулецкой (НГиГ).

лялись щелочи и кальций. Весовые содержания CaO, Na₂O и K₂O пересчитывались на соответствующие молекулярные коли-



Рис. 18. Составы полевых шпатов. Л — плутоп Б. Тасныл; Б — Кизирский и Катунский плутоны Восточного Саяна (по данным табл. 4). Крестом попазаны составы двух полевых шпатов из спенятов Кизирского и Арсентьевского плутонов по данным О. А. Богатикова (1966).

чества анортита, альбита ортоклаза (табл. 2). И Полный химический анализ был выполнен пля семи полевых шнатов нлутона (табл. 3). Пересчет главных минералообразующих компонентов кристаллохимическую 1:0 формулу показал близость состава этих минералов теоретическому. Лля пяти проб характерен некоторый избыток кремния алюминия. однако не ясно, обусловлено ли это погрешностью анализа или является особенностью минерадов. Полный химический анализ полевых шпатов для оценки обще-

start , - - 1

(WFHF)

Таблица 3

		1.9	3	№ образи	<i>l</i> a					
Окисел	430	726	1414	1340	1406	314	423			
SiO ₂	58,00	60,44	62,96	65,12	64,94	63,83	65,75			
TiO_2	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.			
Al_2O_3	26,33	25,08	22,26	20,85	20,90	20,63	20,20			
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,33	0,35	0,52	0,35	0,08	0,43			
FeO	0,54	0,36	0,14	0,07	0,07	0,27	Сл.			
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.			
MgO	0,40	0,35	0,26	0,17	0,17	0,17	Не обн.			
CaO	7,04	5,56	2,48	1,21	1,15	0,97	0,42			
Na ₂ O	6,63	6,60	7,09	7,30	6,75	7,30	6,76			
K2O	0,54	0,77	3,79	4,5	5,36	6,34	6,15			
п. п. п.	0,70	0,32	0,30	0,31	0,45	0,29	0,39			
H_2O-	0,12	0,08	0,16	0,08	0,12	0,06	0,10			
Сумща	100,30	99,89	99,79	100,21	100,26	99,94	100,20			
	Составы п	олевых	шпато	в, молеі	кулярне	ole %				
Au	36,9	30,1	12,3	6,1	5,8	4,5	2,1			
Аб	59,9	65,0	64,1	66,5	61,9	0,8	61,2			
Op	3,2	4,9	23,6	27,4	32, 3	34,7	36,7			
При	Примечание. Анализы выполнены Э. С. Гулецкой									

Результаты химического анализа полевых шпатов илутона Б. Таскыл

го состава этих минералов неценесообразен. Оказалось виолне достаточным химическое определение кальция и щелочей.

Результаты всех анализов полевых шпатов илутона Б. Таскыл нанесены на диаграмму Ан-Аб-Ор (рис. 18, А). Содержение ортоклазового компонента в основных плагноклазах незначительно и составляет в битовните 0,6-0,7%, в лабра-доре — 1,3-2,5%, в андезине — до 5%. В олигоклазе количество оргоклазовой составляющей резко возрастает, и при содержании около 15% в минерале появляются мелкие вростки калиевого полевого шпата. Содержание альбита в полевом шпате достигает 65%, и дальнейшее уменьшение анортита происходит уже за счет увеличения ортоклазового компонента.

В целом полевые шпаты плутопа образуют единый ряд от битовнита до анортоклаза, представленного ппатом пертитового строения. Количество калия с уменьшением основности плагиоклаза медленно возрастает до № 30-25, в дальнейшем происходит интенсивное увеличение калишпатового компонен-

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	№ п/п	№ образца		Окисел		Состав полевых шпатов			
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$			CaO	Na ₂ O	K,0	Ан	Aŭ	Op	
22 2246 1,04 7,46 5,00 5,1 65,8 29	$\begin{array}{c}1\\2\\3\\4\\5\\6\\7\\8\\9\\10\\11\\12\\13\\14\\15\\16\\17\\18\\19\\20\\21\\22\end{array}$	$\begin{array}{c} 604-5\\ 604-7\\ 604-8\\ 604-9\\ 604-12\\ 604-12\\ 604-13\\ 605\\ 2291\\ 2292\\ 2292\\ 2297\\ 2292\\ 2297\\ 2299\\ 2236\\ 2237\\ 2238\\ 2239\\ 2241\\ 2242\\ 2243\\ 2244\\ 2245\\ 2246\\ 2246\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 7,28\\ 6,57\\ 2,98\\ 1,55\\ 1,43\\ 1,75\\ 0,96\\ 0,96\\ 4,300\\ 4,300\\ 1,10\\ 0,65\\ 8,84\\ 13,73\\ 1,67\\ 1,67\\ 3,46\\ 10,29\\ 4,84\\ 3,22\\ 2,88\\ 1,04 \end{array}$		$\begin{array}{c} 0,42\\ 1,47\\ 4,00\\ 6,68\\ 6,16\\ 5,95\\ 6,08\\ 6,25\\ 2,20\\ 1,82\\ 5,21\\ 5,72\\ 1,26\\ 0,22\\ 4,55\\ 3,90\\ 2,94\\ 5,90\\ 1,95\\ 2,23\\ 2,94\\ 5,00\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 36,0\\ 33,7\\ 14,8\\ 7,6\\ 8,3\\ 4,9\\ 4,8\\ 22,1\\ 4,4\\ 5,2\\ 45,3\\ 68,3\\ 8,7\\ 652,2\\ 24,4\\ 17,1\\ 14,8\\ 5,1 \end{array}$	61,5 57,3 61,7 53,6 57,8 58,5 57,8 64,3 64,3 64,3 64,3 64,3 64,5 47,0 30,4 65,5 66,6 63,9 69,2 67,1 65,8	$\begin{array}{c} 2,5\\ 9,0\\ 23,5\\ 38,8\\ 36,8\\ 33,9\\ 36,6\\ 37,4\\ 11,5\\ 30,3\\ 413,4\\ 11,5\\ 30,3\\ 26,4\\ 24,1\\ 16,8\\ 2,2\\ 11,7\\ 13,7\\ 18,1\\ 29,1 \end{array}$	

Содержание щелочей и кальция в полевых шиатах сиенитгаббровых массивов В. Саяна

Примечание. Анализы 1—12— полевые шпаты из диори-тов и сиенитов восточной части Кизирского плутона, кл. Дол-гий, левый борт. Анализы 13—22— полевые шпаты из габбро, дио-ритов и сиенитов Катунского плутона, верховье р. Холду-Баш. Анализы выполнены Э. С. Гулецкой и Г. Г. Балакиной (ИГИГ).

та. Калинатровые ппаты содержат переменное количество анортита, от 2 – 3 до 15%, и смыкаются таким образом с калиевыми олигоклазами. Наиболее шелочные шпаты имеют отношение Na : K = 65 : 35, т. е. представлены существенно натровыми разностями. Любопытно, что состав их очень близок к точке эвтектики в системе альбит — ортоклаз.

Полевые шпаты габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области были слабо изучены в отношении их химического состава. В рабогах Лебедева, Богатикова (1963) и Богатикова (1966) приведено несколько определений щелочей из калинатровых шпатов. Во всех случаях обнаружено преобладание натрия вад калием. Два полных анализа шелочных шпатов из Кизирского плутона в Восточном Саяне и Арсентьевского в Забайкалье (Богатиков, 1966) показали, что составы их близки соиз сиенитов Большого Таскыла ставам полевых шлатов (см. рис. 18). Наши наблюдения в пределах Кизирского и Катун-

Таблица 5

Состав и ноказатели преломления плагноклазов плутона Б. Таскыл

6paa-	гав, % Ан	Показатели преломления					
Në o 14a	Cocr	Np'	Ng'				
$\begin{array}{c} 110\\ 111\\ 44\\ 80\\ 1407\\ 1410\\ 430\\ 726\\ 184\\ 2030\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 76,0\\75,3\\59,7\\59,7\\49,4\\49,8\\36,9\\30,1\\21,7\\22,1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1,565\\ 1,565\\ 1,558\\ 1,558\\ 1,552\\ 1,552\\ 1,552\\ 1,547\\ 1,543\\ 1,540\\ 1,540\end{array}$	$1,570 \\ 1,564 \\ 1,562 \\ 1,556 \\ \\ 1,552 \\ 1,547 \\ 1,544 \\$				

Примечание. Показатели преломления измерялись в иммерсии на спайных пластинках. ского интрузиеов Восточного Саяна показали, что в зонах перехода межцу габбро и сиенитами присутствуют породы с калийсодержащим андезином и олигоклазом. Олигоклазы, как и в плутоне Б. Таскыл, представляют собой оптически однородные кристаллы, липвойников И пертитовых шенные вростков. Химическим анализом в них обнаруживается 11- 13% ортоклазового компонента. В табл. 4 приведены результаты химического анализа полевых шпатов из зон перехода между габбро и сиенитами, наблюдавшихся в Кизирском и Катунском плутонах. В целом полевые шпагы образуют единый ряд от основных плагиоклазов до калинатровых разностей, точно такой же, как для плутона Б. Таскыл (см. рис. 18). Видимо, такая эволюция полевых шпатов характерна для сценит-

габбровой формации Алтае-Саянской области.

Химические анализы плагиоклазов из пород плутона Б. Таскыл нозволили выявить зависимость состава плагиоклазов от их светопреломления. Эта зависимость оказалась прямолинейной (табл. 5). Построенная диаграмма совпадает с известной диаграммой Тсубом (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953, стр. 270) для плагиоклазов № 20—40 и несколько отличается от нее для более основных разностей (рис. 19). Использование диаграммы Тсубои для плагиоклазов нашего илутона (№ 40 и выше) дает систематиче-

ское занижение на 5% Ан. В этой работе состав платноклазов определялся по N p', замеренному на спайных пластинках 010 или 001 с помощью днаграммы рис. 19. Сравнение величины Np' и Ng' на плоскости 010 свидетельствует об ОТСУТСТВИИ ЗОнальности В изученных плагноклазах (см. табл. 5). Разница Ng' - Np' всрелнем составляет 0,005, как и должно быть для незональных плагноклазов.



Рис. 19. Связь состава с показателем преломления на спайных пластниках (Np') для плагноклазов плутона Б. Таскыл (по данным табл. 5). Штриховая линия — аналогичная кривая по данным Тсубон (А. П. Винчелл, Г. Винчелл, 1953, стр. 270)

В магматических породах плутона Б. Таскыл пироксены представлены только моноклинными разностями. В габбро это титанистые авгиты с отчетливым коричневым оттенком. Плеохронзм обычно отсутствует, его удается наблюдать только в толстых шлифах, где окраска минерала видна более отчетливо. В диоритах и сиенитах пироксены под микроскопом бесцветны, но в тонких обломках под бинокуляром хорошо заметны серая или зеленовато-серая окраска. Обычно пироксены не содержат включений рудных или спликатных минералов, за исключением редких округных выделений сульфидов, которые в очень пебольшом количестве встречаются практически во всех минералах илутона. При больших увеличениях под микроскопом в пироксенах обнаруживаются мельчайшие газовые или жидкие (однофазные) включения, присутствием которых можно объяснить сравнительно большие потери при прокаливания.

Результаты химического анализа показали (табл. 6), что, действительно, вироксены в габбро представляют собой титанистые аргиты, богатые алюминием и титаном. Пироксены из диоритов и сиснитов беднее титаном, в них также несколько уменьшается окисленность железа. Некоторые существенные особенности состава пирсксенов Большого Таскыла пллюстрируются диаграммой на рис. 20. Эта диаграмма представляет собой развернутый тетраэдр, в котором железистость пироксенов связана с содержанием в пих кальция (нижняя проекция) и алюминия (верхияя проекция). Конгур показывает область состава пироксенов сиенит-габбровой формации Алтае-Саяп-

ской области и проведен на основании 30 химических анализов, выполненных из пироксенов Патынского, Кизирского и Больпістаскыльского плутонов (Кривенко, Орлов, 1972). Ha диаграмме видно, что с увеличением железистости в пироксенах закономерно падает содержание алюминия, в то время как количество кальция остается постоянным. Характерно, 410 лаже в сиенитах присутствуют ппроксены, богатые кальцием и белные щелочами. Видимо, химический потенциал натрия в сиенитах не был достаточно высок, чтобы обусловить появление щелочных инроксенов.



Рис. 20. Состав пироксенов илутона Б. Таскыл (по данным табл. 6). Аl и Са — в атомных количествах на 6 атомов кислорода. Контур очерчивает область состава клинопироксенов сненит-габбровой формаими Алтае-Саянской области.

	№ образца													
Окиссл	76	80	44	110	111	155	490	1410	1407	184	459	726	2030	314
	1	2	3	4	5	G	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48,30	48,20	49,20	49,18	49,46	49,65	49,35	50,20	50,10	51,89	50,20	49,32	50,10	48,42
TiO ₂	1,35	1,20	1,25	1,00	1,20	0,83	1,28	0,95	0,90	0,43	0,18	0,65	0,70	0,65
Al_2O_3	4,30	4,63	4,50	4,10	4,07	3,82	4,22	3,46	3,26	2,00	2,72	1,33	1,49	1,89
Fe_2O_3	2,69	1,81	2,76	1,81	1,59	1,28	1,85	1,86	1,12	3,51	2,07	0,76	1,42	2,47
FeO	8,41	9,58	8,10	8,50	8,41	9,24	8,29	10,51	11,48	9,56	13,00	17,18	:17,17	16,82
MnO	0,27	0,28	0,30	0,28	0,28	0,21	0,21	0,31	0,33	0,53	0,51	0,57	0,62	0,68
MgO	12,08	11,87	12,30	13,30	13,38	13,64	12,65	11,06	10,81	11,43	9,80	7,95	7,07	6,78
CaO	21,26	21,48	20,24	20,53	21,02	19,43	20, 34	20,99	20,76	19,68	19,66	20,77	18,97	2(),47
Na ₂ O	0,51	0,51	0,92	0,45	0,45	0,48	0,72	0,70	0,78	1,10	0,83	0,51	0,72	0,61
K ₂ O	0,02	0,02	0,31	0,02	0,01	0,06	0,07	0,06	0,07	0,20	0,10	0,04	0,14	0,05
P_2O_5	0,13	0,11	0,05	0,11	0,13	Сл.	0,07	Не опр.	Не опр.	0,06	0,11	0,27	0,11	0,18
H. II. II.	0,49	0,51		0,53	0,49	1,10	0,74	0,40	0,40	-	0,40	0,26	1,20	0,75
H ₂ O -	0,26.	0,18	0,03	0, 24	0,10	0,25	0,15	0,20	0,20	0,06	0,30	0,20	0,30	0,24
Сумма	100,07	100,38	99,96	100,05	100,59	99,99	99,94	100,70	100,21	100,45	99,88	99,81	100,01	100,01
				Перес	чет на (6 атомс	в нисл	орода			,			
Si	1,837	1,832	1,851	1,859	1,856	1,882	1,867	1,897	1,908	1,950	1,935	5 1,944	4 1,978	8 1,92
AI	0,192	0,207	0,200	0,183	0,180	0,171	0,188	0,154	0,146	0,089	0,124	0,06	0,069	0,08

Результаты химического анализа моноклипных пироксенов

2 0.074	6 0,557	1 0,023	6 0,401	2 0,870	5 0,047	7 0,003	7 4,004	61,2	0,12	од см. в проксенов
0,02	0,56	0,02	0,44	0,80	0,05	0,00	3,97	59,4	0,07	е пор гва ш
0,019	0,565	0,019	0,467	0,877	0,039	0,002	4,015	55,7	0,04	Названи е свойст
0,060	0,418	0,017	0,563	0,812	0,062	0,005	4,001	45,9	0, 12	ой. 2.] тически
0,012	0,300	0,017	0,640	0,792	0,080	0,010	3,989	38,4	0,25	Гулецк
0,026	0,365	0,011	0,613	0, 847	0,056	0,003	4,007	39,3	±0,08	Г Э. С. на рис.
0,027	0,332	0,010	0,623	0, 849	0,051	0,003	3,999	38,2_	0, 14	ии ИГи оказано
0,036	0,262	0,007	0,713	0,824	0,053	0,003	4,006	30,6	0,17	боратор тона по
0,024 0.037	0,292	0,007	0,770	0,789	0,035	0,003	4,010	30,0	0, 11	еской да тах плу
0,034	0,263	0,009	0,748	0,845	0,033	0,001	4,014	29,2	0,15	в преде.
0,028	0,268	0,009	0,749	0,831	0,033	0,001	4,012	29,9	0,16	полнены в троксенов х ассонии
0,035	0,254	0,010	0,689	0,816	0,067	0,015	4,015	32,5	0, 23	НАЛНЗЫ ВЫ ОВАННЫХ ПІ О МИНСИЗЛІ
0,034 0,052	0,304	0,009	0,672	0,874	0,037	0,001	4,022	34,6	0, 15	1. Все а анализир веления
0,038	0,267	0,009	0,684	0,866	0,037	0,001	4,008	33,5	0,22	е ч а н и я: Іоложение табт 8 (
Ti Fe ⁺³	Fe+2	Mn	Mg	Ca	Na	К	Сумма	f	OK	Прим (абл. 1. 3. I

В табл. 7 приведены коэффициенты корреляции между компонентами пироксенов, рассчитанные на основании 30 химических анализов из упомянутых выше трех интрузивов сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области. Кристаллохимические особенности пироксенов рассмотрены Haml ранее (Кравенко, Орлов, 1972), остановимся здесь только на положении титана в решетке пироксенов. Вообще говоря, титан в монокливные пироксены может входить как в виде четырехвалентных, так и в виде трехвалентных ионов и занимать при этом положение либо в центре кислородного тетраэдра, либо в нозиции М₁ (пекоординация). стерная Известно, что только ноны Ті+3 придают нироксенам коричневую окраску (Цветков, 1951). Поскольку пироксены из габброидов Большого Таскыла окрашены в коричневый цвет, можно полагать, что они содержат трехвалентный титан. В пироксенах сиенит-габбровой формации обнаруживает потитан ложительную корреляцию с Al и Mg и отрицательную с Si, Fe+и Mn. Связи титана с Mg, Fe⁺² и Mn видимо, являются «наведенными» и обусловлены тем, ЧТО наиболее магнезиальные пироксены богаче титаном, связи же

45

Таблица 7

Состав по-Fc⁺³ Fe+2, Al левого Ti +21 P>V Mn Mg Ca Na к Nm шпата, % Ан x 0,1460,029 0.064 0,289 0,013 0,694 0,820 0,0520,004 33.77 51,1 1,704 2,30 47,5 0.054s 0,009 0,023 0,123 0,009 0,119 0,029 0,0110,003 11,126 3,1 0,005 0,86 20,0 Si -0,94-0,76+0,71 - 0,78 - 0,60+0.37 + 0.40 + 0.69 + 0.65 + 0.47 - 0.69-0.86Al +0,63-0,69 - 0,84 + 0,56-0,67 -0,55 -0,43 +0,66+0,88_ Τi -0.64 - 0.80 - 0.50 + 0.53-0,66 - 0,58 + 0.57+0.61_ Fe+3 -0,41_ Fe+2 +0,98|+0,78|+0,88|-0,37|+0,72 - 0,95-0.71_ Mn +0.72 + 0.55 + 0.55 - 0.58-0,63+0.46-0,86_ Mg -0.98-0.78 - 0.96+0,68Ca -0,50 -0,50+0,42Na +0,70-0,48_ K -0,45f -0.80 + 0.93-0,38-0,74

Парные коэффициенты корреляции между компонентами пироксенов, их оптическими свойствами и составом ассоциирующего полевого шпата

Примечание. Число анализов равно 30. Минимальная значимая величина коэффициента корреляции при доверительном уровне 95% составляет 0,36; х— среднее арифметическое, s— Средняя квадратичная ошибка.

c Si и А!, возможно, имеют кристаллохимические причины. На рис. 21 показано соотношение кремния с титаном и алюминием, а также с суммой трехвалентных элементов, вхолящих в нироксен в виде силиката Чермака, причем в эту сумму включсн весь титан. В силу требований электронной нейтральности ячейки пироксена (Hess, 1949) количество трехвалентных элементов, заместныших кремний в центре тетраэдра, должно быть равно количеству R+3, расположенных в шестерной координации, т. с. общее количество R+3 должно в два раза превышать число вакансий в тетраэдрической координации (2-Si). На рис. 21 такому количеству трехвалентных ионов в пироксене соответствует диагональная линия. Как видно на диаграмме, в богатых алюминием 11 титаном пироксенах сумма трехвалентных ионов, не связанных со щелочами, меньше т. е. предположение, что весь



Рис. 22. Связь железистости (f) и глиноземистости (Al) пироксенов с составом ассоциирующих полевых шпатов. Штриховые линии проведены произвольно и показывают общую тенденцию в изменении состава пироксенов.



Рис. 21. Соотношение кремния с алюминием, титаном и сум. мой трехвалентных катионов не связанных со щелочами: $R = (Al + Fe^{+3} + Ti) - Na + K).$

занных со щелочами, меньше необходимого количества, т. е. предположение, что весь титап входит в компонент Чермака в виде Ti⁺³, не удовлетворяет требованию электронной нейтральности ячейки минерада. Более вероятным

минерала. Более вероятным представляется, что значительная часть титана в пироксене в виде иона Ti⁺⁴ изоморфно замещает кремний или входит в состав компонента CaTi[Al₂O₄]. Последний вариант хорошо согласуется с положительной корреляцией титана и алюминия в наших пироксенах.

Состав моноклинных пироксенов плутопа связан с составом полевых шпатов (рис. 22). В общем, с наиболее основными плагиоклазами ассоциируют наиболее магнезиальные и богатые алюминием пироксены. Однако связь этих двух минералов не является прочной. Так, с пироксенами, обладающими железистостью 30%, сосуществуют



Рис. 23. Сравнение состава пироксенов (по А. Н. Винчеллу, Г. Винчеллу, 1953, стр. 395) габбро-пироксенит-дунитовой и сиенит-габбровой формаций Алтае-Саянской области.

Светлые квадраты — ультраосновные породы, светлые кружки — габброиды Лысогорского габбро-пироксенит-дунитового комплекса (Волохов, Иванов, 1963; Иванов, Волохов, 1968). Черные квадраты — ультраосповные породы; черные кружки — габброиды патынского комплекса (Ильенок, 1964), Кизирского плутона (Лсеедев, Богатиков, 1963) и Коттахского илутона (Халфин, 1965) снепит-габбровой формации; кресты — габброиды плутона Б. Таскыл по данным табл. 8.

плагноклазы, содержащие от 76 до 57% анортита, в породах с олигоклазом № 22 железистость пироксенов меняется от 37 до 60%. Такие же значительные отклонения от общей закономерности обнаруживает и содержание алюминия в пироксенах. Видимо, в разных частях магматической камеры плутона существовали локальные условия, не одинаково влиявшие на составы пироксенов и полевых шпатов.

Известно, что пироксены разных магматических формаций отличаются друг от друга особенностями своего состава (Кочкип и др. 1967; Добрецов и др., 1971). Сравнение пироксенов спенит-габбровей и габбро-пироксенит-дунитовой формаций ноказало, что в породах последней пироксены представлены более магнезиальными разностями и содержат большее количество алюминия и кальция (Кривенко, Орлов, 1972). Для этого сравнения использовались химические анализы пироксенов из интрузивных пород габбро-имроксенит-дунитовых комплексов Урала и Европы. Было бы интересно сравнить составы пироксенов этих формаций на материалах из одного региона. Поскольку химические анализы пироксенов из нород габбропироксениг-дунитовой формации Алтае-Саянской сбласти отсутствуют, такое сравнение можно сделать только на основании онтических свойств минералов. В табл. 8 приведены онгические свойства инроксенов Большого Таскыла и их железистость. В габбро и габбро-диоритах железистость пироксенов колеблется от 20 до 40%, в диоритах и плагиосиенитах поднимается до 45-60%, хотя в этих пороцах присутствуют и более магне-

Таблица 8

Оптические свойства и железистость ипроксенов

№ об- разца			1	1							
-	Ng	Nm	Np	+2V	f	№ об- разца	Ng	Nm.	Np	+21	f
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ng 1,727 1,728 1,724 1,725 1,723 1,722 1,727 1,728 1,728 1,728 1,728 1,728 1,720 1,719 1,720 1,721 1,721 1,721 1,721 1,724 1,724	Nm Fa66p 1,706 1,706 1,706 1,704 1,703 1,704 1,705 1,705 1,705 1,706 1,707 1,702 1,699 1,701 1,700 1,699 1,702 1,699 1,702 1,699 1,702 1,699 1,702 1,699 1,701	Np 0udbu 1,701 1,702 1,698 1,695 1,695 1,695 1,695 1,694 1,694 1,695 1,695 1,695 1,698 1,698 1,698 1,698 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695 1,698 1,695	A2+ 48 50 52 48 50 52 48 502 533 430 48 502 533 430 446 457 480 50	# 33,5 34,6 32,5 29,9 29,2 30,0 30,0 24,0 25,0 27,0 25,0 29,0 26,0 30,0 25,0 29,0 26,0 30,0 30,0 30,0 30,0	№ 06- разпа 184* 459* 726* 2030* 259 265 292a 292a 292a 292a 2955 265 295 728 288 314* 221a 224 239 2706 271	Ng 1,724 1,737 1,737 1,738 1,723 1,728 1,720 1,726 1,724 1,727 1,728 1,729 1,739 1,743 1,743 1,744 1,742 1,732 1,732 1,733 1,733	<i>u плаз</i> <i>1</i> ,704 <i>1</i> ,711 <i>1</i> ,715 <i>1</i> ,716 <i>1</i> ,701 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,702 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,702 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,705 <i>1</i> ,712 <i>1</i> ,709 <i>Cuent</i> <i>1</i> ,725 <i>1</i>	Np Puocuent 1,699 1,704 1,710 1,696 1,700 1,696 1,700 1,696 1,700 1,696 1,708 1,705 1,712 1,715 1,717 1,721 1,725 1,705 1,705	12+ 557 556 51 52 566 58 634 622 664 622 664 62 664 62 664	1 38,4 45,9 55,7 29,0 37,0 26,0 39,0 37,0 29,0 46,0 43,0 61,2 66,0 70,0 74,00 40,00 47,00

Примсчание. Звездочкой отмечены химически анализированные пироксены, для которых железистость приведена по данным анализа (см. табл. 6). Для остальных пироксенов железистость определена по диаграмме рис. 24 кан: средняя по трем показателям преломления. Оптические свойства для химически анализированных пироксенов измерены Д. М. Орловым.

знальные пироксены (f = 26 - 39%). В сиенитах наряду с относительно магнезиальными пироксенами (f = 40 - 45%) встречаются и очень богатые железом разности (f = 70 - 74%). На диаграмму дионсид-геденбергит-энстатит-ферросилит по данным измерений углов 2V я показателей преломления напесены точки, отражающие составы инроксенов из упомянутых двух формаций Алтае-Саянской области (рис. 23). Пироксены из габброидов Большого Таскыла хорошо сопоставляются но составу с пыроксенами из других плутонов, относящихся к спенит-габбровой формации, и есе они заметно отличаются от пироксенов габбро-пироксенит-дунитоных плутонов повышенной железистостью. Хотелось бы подчеркнуть еще одно обстоятельство, отражающее, возможно, петрогенетические особенности рассматриваемых магматических образований: пироксены



Puc. 24. Днаграмма железистость-показатель преломления для пироксенов сиенитгаббровой формации Алтае-Саянской области (Кривенко, Орлов, 1972).

в ультраосновных порогаббро-пироксенитлах цунитовой форма**ц**ии более магнезиальны, чем в базитах из этих же плугонов. в то время как для сиенит. габбровой формации такие различия не обнаруживаются. Следует имсть что оптические в виду. свойства пироксенов лишь очень приблизительно отражают их состав. В частности, пироксены, тяготена диаграмме к ющие геденбергитовому углу, представлены, видимо, авгитами с большим содери облажанием титана фактически значипают

Тем не менее различия в тельно меньшей железистостью. различия в химическом сооптических свойствах отражают ставе минералов.

На рис. 24 показана зависимость показателей преломления пироксенов сиенит-габбревой формации от их железистости. Диаграмма составлена на основании 30 химических анализов моноклинных пироксенов из трех плутонов Алтас-Саянской области (Кизирский, Патын, Большой Таскыл), куда вошли также 14 анализов, приводимых в этой работе. Нанесенные на диаграмму точки, отражающие общую железистость пироксенов по данным химического анализа, показывают, что возможны большие ошибки при определении железистости по предлагаемым графикам, особенно для магнезиальных пироксенов. Это объясняется тем, что именно в магнезиальных пироксенах наблюдаются значительные вариации в содержании Al, Ті и Fe+3, сильно влияющих на показатель преломления минерала. Несмотря на это, предлагаемая нами диаграмма позволяет определять железистость пироксенов сиенит-габбровой формации с более высокой точностью, чем существующие диаграммы Хесса и Мюра (Трегер, 1968).

оливины

Эти минералы распространены менее широко, чем полевые шпаты и пироксены, однако встречаются почти во всех породах плутона, как в габбро и диоритах, так и в плагиосиенитах.

В собственно сиенитах оливин наблюдается редко п обычно сильно разрушен. По составу оливины меняются в широких пределах (табл. 9). Железистость оливинов в габбро составляет 35-45%, в габбро-диоритах — до 60— 65%. В диоритах и плагиосиенитах присутствует еще более железистый оливин (до S8%). Обращает на себя внимание высокая железистость даже наибооливинов в лее основных породах плутона. Характерно, что для интрузивов габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области типичны более магнезиальные оливины (Волохов, Иванов, 1963). Железистый характер в породах сиеоливинов нит-габбровой формации по сравнению с оливинами ИЗ пород габбро-пироксенит-дунитовой формации отмечеется для других регионов. Не исключено, что состав оливинов может служить в некоторых случаях «формационным признаком».

На рис. 25 видно, что составы оливинов и полевых шпатов меняются сопряженно: с более кислыми плагиоклазами в парагенези-

се находытся более железистый оливин. Однако связь эта не является «жесткой», т. е. оливины одинакового состава могут существовать с разными плагиоклазами и наоборот. Это отчетливо видно при сравнении с минералами Кизирского сиенит-габбрового илутона, составы которых показаны на рис. 25 по данным Д. М. Орлова. Здесь сохраняется та же тенденция в изменении минералов, но с плагиоклазами одинакового состава в Кизирском плутоне ассоциируют более магнезиальные оливины, чем в породах Большого Таскыла. Известно также, что в Скергаардском интрузиве в ферродноритах с андезинами

Оптические свойства и железистость оливинов

_	стость одиванов										
№	образца	Ng	Nm	Np	t						
		Габ	броиды								
	$\begin{array}{c} 110\\ 111\\ 155\\ 490\\ 1410\\ 1407\\ 38\\ 40\\ 57a\\ 576\\ 578\\ 60\\ 109\\ 112\\ 254\\ 319\\ 320\\ 323\\ \end{array}$	$\begin{matrix} -1,752\\ 1,765\\ 1,795\\ -1,751\\ 1,742\\ 1,745\\ 1,755\\ 1,750\\ 1,754\\ 1,753\\ -1,754\\ 1,791\\ -1,791\\ -1\\ 1,790 \end{matrix}$	1,737 1,742 1,780 1,780 1,780 1,790	$\begin{array}{c} - \\ - \\ - \\ 1,730 \\ - \\ 1,756 \\ 1,706 \\ 1,702 \\ 1,703 \\ 1,713 \\ 1,700 \\ 1,714 \\ 1,710 \\ 1,714 \\ 1,750 \\ 1,760 \\ 1,755 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 40\\ 40\\ 44\\ 50\\ 62\\ 38\\ 35\\ 38\\ 41\\ 40\\ 60\\ 65\\ 64\\ 59\\ \end{array}$						
	Диор	оиты и	п лагио	сиенип	гы						
	459 726 2030 292a 2926 728 255 259 265 311	1,817 1,834 1,850 1,821 1,842 1,802			72 80 88 86 74 84 66 65 69 87						

Примечание. Состав определялся по данным, полученным для синтетических оливинов (А. Н. Винчелл Г. Винчелл. 1953, стр. 494; Дир и др., 1965, стр. 37, фиг. 11). № 30 сосуществуют чистые фаялиты (Уэйджер, Браун, 1790) Естественно, что составы оливинов и полевых шиатов могут меняться независимо, поскольку эти минералы состоят из разных элеменгов, однако в пределах одного интрузива оливины и полевые шпаты меняются сопряженно.

Оливины во всех породах Большого Таскыла оказались более железистыми, чем сосуществующие с ними пироксены (рис. 26), причем железистость в оливинах возрастает интенсив-



Рис. 25. Связь железистости оливинов с составом полевых шпатов. 1 — минералы плутона Б. Таскыл; 2 минералы Кизирского плутона. Штриховая линия — средняя для минералов плутона Б. Таскыл,



Рис. 26. Соотношение железистости оливинов и пироксенов для плутона Б. Таскыл. Железистость пироксенов — по данным химического анализа, оливниов — по данным иммерспопных измерений.

нее. Связь составов оливина с пироксенами более тесная, чем с плагноклазами, причем выявленная закономерность в изменении железистости этих минералов является общей для разных илутонов сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области (Кривенко, Орлов, 1972).

титаномагнетиты

Эти минералы встречаются как с наиболее основных габбро, так и с сиенитах. Концентрируются они преимущественно в меланократовых разностях габбро, причем количество титаномагнетита в таких породах достигает 10, иногда 15%. В расслоенных габбро содержание титаномагнетита обычно более высокое, чем амфибола, а в габбро-перидотитах он иногда превосходит в количественном отношении плагиоклаз, поэтому его трудно отнести к числу акцессорных минералов. Для габ-



Рис. 27. Внутреннее строение титаномагнетита. В нижней части спимка титаномагнетит с вростками шиннели (черное) и ильменита (серое); в верхней части — зерно ильменита. Полированный шимф, увел. 500.

броидов Большого Таскыла титаномагнетит является типичным породообразующим минералом. Аншлифы из пород плутона изучались в отраженном свете В. А. Вахрушевым и В. Ф. Коненко, результаты наблюдений которых использованы в этой работе.

Во всех породах Большого Таскыла титаномагнетит ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, оливину и пироксену и реакционно замещается водными свликатами — амфиболом или биотитом. Ксеноморфный характер титаномагнетита по отношению к главным породообразующим минералам не может быть истолкован как результат его более поздней кристаллязации. Вообще, различный идиоморфизм минералов не дает возможности судить о порядке их выделения, что убедительно было показано при обсуждении офитовой структуры (Боуэн, 1934; Соболев, 1936). Реакционпое замещение титаномагнетита амфиболом однозначно свидетельствует о более ранией кристаллизации рудного минерала. Представляется вероятным, что титаномагнетит кристаллизовался одновременно с плагиоклазом, пироксеном и оливином. Косвенным подтверждением этому являются редко встречающиеся в вине включений в силикатах небольшие идиоморфные кристаллы магнетита октаэдрической формы. Этот магнетит оптически однороден (не со-

	№ образца									
Скисел	104	10 9	110	490	1407	1410	1413			
SiO	1,08	1,31	1,30	1,90	2,15	1,05	3,35			
TiO ₂	9,27	10,75	9,40	12,96	15,12	19,01	12,32			
Al_2O_3	4,19	4,62	4,45	2,62	2,70	3,60	1,75			
Fe ₂ O ₃	47,30	46,20	47,57	46,83	47,36	37,03	49,03			
FeO	34,13	34,27	33,77	32,58	29,50	37,21	30,64			
MnO	0,27	0,30	0,26	0,32	0,55	0,65	0,50			
MgO	1,46	1,76	1,58	1,17	0,81	0,94	1,09			
CaO	0,36	0,33	0,76	0,11	0,22	0,15	0,22			
V_2O_5	0,42	0,40	0,42	0,84	0,22	0,06	0,04			
Cr ₂ O ₃	0,07	0,10	0,09	0,44	0,22	-	0,33			
Сумма	98,55	100,04	99,60	99,77	98,85	99,70	99,27			
	I	Гересче	т на ко	мпонен	іты					
Fe ₃ O ₄	64,1	60,4	61,9	57,2	52,0	44,0	58,6			
MnFe ₂ O ₄	0,8	0,9	0,8	1,0	1,6	1,8	1,6			
$MgAl_2O_4$	3,2	3,7	3,5	-	-	2,0	-			
FeAl ₂ O ₄	5,8	5,9	5,9	5,5	5,6	5,0	3,9			
FeCr ₂ O ₄	0,1	0,1	0,1	0,6	0,3		0,5			
$\rm FeV_2O_4$	0,5	0,5	0,5	1,0	0,3	0,1	0,1			
FeTiO₃	20,4	26,5	23,4	34,7	40,2	45,1	35,3			
Fe2TiO4	5,1	2,0	3,9	-	-	2,0				
Tnuwa	TOUTO	A 170 777				TOTTO &				

держит вростков), отражательная способность у него несколько выше, чем у преобладающего в габбро титаномагнетита. Видимо, это наиболее ранние выделения магнетита, «законсервированные» в кристаллах силикатов и в силу этого не претерпевшие дальнейшего изменения в процессе кристаллизации.

Титаномагнетит в породах Большого Таскыла характеризуется неоднородным внутренним строением. Он представляет собой магнетит с многочисленными пластинчатыми выделениями ильменита и шпинели — продуктов распада твердого раствора (рис. 27). Пластинки ильменита и шпинели ориентированы параллельно (111) и (100) магнетита. Ильменит образует две генерации пластинчатых выделений: ранняя, преобладающая

Оки- сел	Весо- выс %	Мол. колич.	Оли- вин, 40% Ге	FeV ₂ O4	FeCr_04	M g Al ₂ O ₄	FeAl ₂ 0,	MnFe ₂ O ₄	Fe ₃ O4	FeTiOs	FegTiO4
SiO2 TiO2 Al2O3	1,08 9,27 4,19	17,97 116,02 41,10	17,97			14,64	26,46			93,01	23,01
Fe2O3 FeO	47,30 34,13	296,18 475,01	14,38	2,31	0,46		26,46	3,81	292,37 292,37	93,01	46,02
MnO MgO CaO	0,27 1,46 0,36	3,81 36,21	21,57			14,64		3,81			
V_2O_5 Cr_2O_3	0,42 0,07	2,31 0,46		2,31	0,46						
Мол. Пере	отнош счет на	і ення а 100%		2,31 0,51	0, 4 6 0,10	$14,64 \\ 3,21$	26, 4 6 5,80	3,81 0,83	292,37 64,11	93,04 20,39	23,01 5,05

Пример пересчета химического состава титаномагнетита на компонситы

Расчет ильменита и ульвошпинели.

ОСТАТОК FeO = 139,03 $FeTiO_3 - x$ $\begin{cases} x + 2y = 139,03 & y = 23,01 \\ TiO_2 = 116,02 & Fe_2TiO_4 - y & x + y = 116,02 & x = 93,01 \end{cases}$

в количественном отношении генерация представлена пластииками толщиной 0,0004—0,004 мм, поздняя, грубопластиичатая, представлена пластииками толщиной 0,005—0,015 мм.

Шпинель в титаномагнетите образует характерные для структур распада твердых растворов дискообразные вростки длиной около 0,1 мм и шириной 0,001 мм. Рентгеновским анализом титаномагнетита присутствие шпинели не обнаруживается, а постоянная решетка самого магнетита (*a*==8,396Å) совпадает со стандартной. Видимо, шпинелевый компонент титаномагнетита полностью выделился в самостоятельную фазу. Для доказательства шпинелевого состава упомянутых вростков одну пробу титаномагнетита из габбро обрабатывали концентрированной соляной кислотой в течение 70 ч. Нерастворимый остаток был подвергнут Н. И. Зюзиным (ИГиГ СО АН СССР) рентгеновскому анализу. Оказалось, что он состоит из двух фаз: ильменита и шпинели. Постоянная кристаллической решетки этой шпинели, рассчитанная по отражениям (333), (440) и (444), оказалась близка к параметру элементарной ячейки герценита ($a=8,114 \pm 0,003$ Å). Напомним, что, согласно В. И. Михееву (1957), параметры решетки шпинели составляют для MgAl₂O₄ 8,081Å, а для FeAl₂O₄ 8,119Å. Таким образом, обнаруженная под микроскопом шпинель в титаномагнетите получила надежное рентгеновское подтверждение, при этом установлен ее существенно герценитовый состав.

Результаты химического анализа показали (табл. 10), что ти ганомагнетиты действительно содержат заметное количество глинозема. Пример пересчета химического анализа титаномагнетита на компоненты показан в табл. 11. Поскольку в поровыделялись на дах, из которых анализ титаномагнетиты, присутствует оливин, предполагалось, что кремний в пробы попал в результате загрязнения их оливином (или продуктами разложения оливина, содержащими тонкодисперсный магнетит). Из анализа вычитался кремний и некоторое количество магния и железа, соответствующее составу оливина, определенному по оптическим свойствам. При расчете шпинели устанавливается ее железистый состав, что хорошо согласуется с данными рентгеновского анализа. Титан большей частью пересчитывается на ильменит, но в некоторых пробах при расчете получается ульвошпинель. Это может быть обусловлено ошибкой химического определения железа разной валентности, но не исключено, что в титаномагнетитах действительно присутствует ульвоннинелевый компонент. В сходных габброидах Патын-



Рис. 28. Изменение состава титапомагиетитов в зависимости от состава присутствующего в породе илагиоклаза.

ского и Кизирского плутонов в составе рудных минералов ульвошиинель была обнаружена под микроскопом (Никольская,1962, Лебедев, Богатиков, 1965). В аншлифах из пород Большого Таскыла В. Ф. Коненко наблюдал мельчайшие вростки в титаномагнетите, по форме напоминающие вростки ульвошиинели, однако надежно доказать принадлежность этих вростков к ульвошпинели не удалось.

ŀ. Химическому анализу были подвергнуты титаномагнетиты из разных пород плутона Большой Таскыл: из битовнитовых габброидов, преимущественно меланократовых, из нормального оливинового габбро с лабрадором и из габбро-дноритов С плагиоклазом № 48—52. На рис. 28 показано. как меняется состав титаномаг.

зависимости от состава сосуществующего нетита В В породах с более кислым илагиовими плагноклаза. клазом заметно понижается содержание алюминия и магния в титаномагнетите и возрастает количество титана. Интересно, что для сходного с Большим Таскылом Кизирского илутона установлена эволюция окисно-рудных минералов в сторону повышения их титанисгости (Лебедев, Богатиков, 1965). Возрастание количества тытана в магнетите происходит также в процессе дифференциации траппое Спбирской платформы (Альмухамедов, 1968). В давах о. Ики (Япония) при переходе от оливиновых трахиандезитов к муджпэритам в титаномагнетите повышается содержание титана и уменьшается — глинозема и магния. (Aoki, 1966).

Наиболее богатым титаном и одновременно бедным магиием и алюмынием оказался титаномагнетит из основной массы муджиэрита. Создается впечатление, что повышение титанистости — характерный путь изменения состава титаномагнетита в процессе эволюции базальтойдных магм. Это обстоятельство хочется особо подчеркнуть, поскольку ранее на него не обращалось внимания.

Титаномагнетиты плутона Большой Таскыл по особенностям состава отличаются от магнетитов и титаномагнетитов пругих магматических комплексов, не относящихся к сиенитгаббровой формации. Например, в магнетите диоритов Тейско-Шорской габбро-диоритовой интрузии (Кузнецкий Алатау) содержание глинозема оказалось равным 1,98%, в магнетите из биотит-пироксенового диорита Канатикского массива в Восточном Саяне — 0,90%, в магнетите из диоритов таниуольского комплекса в Туве — 0,80%. Незначительное коли-чество Al₂O₃ (0,99—1,12% — по трем анализам) установлено в титаномагнетите основных пород торгалыкского комплекса в Туве, хотя этот титаномагнетит по содержанию в нем TiO_2 (7,75-10,75%), V_2O_3 (0,45-0,79%) и Cr_2O_3 (0,11-0,20%) близок к титаномагнетитам из пород Большого Таскыла. Бедны глиноземом титаномагнетиты из пород щелочноультраосновной формации Кольского полуострова, в которых содержание Al₂O₃ колеблется от 0 до 2,0% (8 анализов—Мясни-ков, Боярская, 1965). В то же время в упоминавшихся уже титаномагнетитах из трахиандезитовых лав о. Ики в Японии содержание глинозема достигает 11% (Aoki, 1966). Рудные минералы из базитов габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала представлены малотитанистым магнетитом и, похоже, связаны переходами с хромшпинелидами, развитыми в ультраосновных породах. Возможно, что минералы группы шпинели (к которым относится и титаномагнетит) для разных формационных типов магматических пород отличаются по составу. Однако вопрос этот не изучен.

Ильменит широко распространен в породах плутона. В габ роидах он присутствует в количестве, приблизительно равном количеству титаномагнетита, а в диоритах и сиенитах даже преобладает, хотя общее содержание рудных минералов в этих породах менее значительно. Ильменит во всех породах тесно ассоциирует с титаномагнетитом и обнаруживает точно такие же взаимоотношения с силикатами, поэтому соображения о времени кристаллизации, приведенные в предыдущем разделе, справедливы и для ильменита. Контакты ильменита с титаномагнетитом обычно ровные (рис. 29), но иногда встречаются извилистые границы с признаками разъедания магнетита ильменитом (см. рис. 27).

В табл. 12 приведены результаты химических анализов ильменита и пересчет их на компоненты. Как в битовнитовых габброидах, так и в габбро-диоритах ильменит имеет одинаковый состав и не обнаруживает направленного изменения. Некоторые колебания в содержании второстепенных окислов могут быть объяснены псгрешностью анализа загрязиения проб. При пересчете на компоненты обычно обнаруживается

Таблица 12

Nº 06- pasua	SiO2	TiO2	Al ₂ O,	Fe ₂ O ₃	FcO	M nO	MgO	CaO	Na.,0 ⁻	\mathbf{K}_20	0,H	P ₂ O ₅	V_2O_5	Сумма
-	1		1			1	1		1					
104	0,70	49,90	0, 40	10,53	36, 14	0,98	1,70	-	0,05	0,12	0,20	0,02	0,12	100,86
109	0,50	48,50	0,80	12,91	34,36	1,10	1,45	0,24	0,10	0,15	0,20	0,02	0,08	100,41
110	[0, 70]	49, 39	0,50	5,41	41,21	0,99	1,85	[0, 17]	0,10	0,15	0,15	0,02	0,08	100,72
490	1,20	48,43	0,44	8,56	37,51	1,27	1,05	0,56	0,15	0,15	0,20	[0, 29]	0,03	99,84
1410	0,80	50,07	0,55	7,30	38,81	0,85	1,70	0,17	0,10	0,16	0,10	0,03	Сл.	100,64
1407	1, 80	47,40	0,44	10,48	36, 10	1,22	1,05	0,45	0,15	0,15	-	[0, 29]	0,01	99,54
1413	12.60	147.06	10.52	17.08	138.74	11 90	I Сл.	11.57	10.15	[0.15]	_	0.29	0.02	100.08

Результаты химического анализа ильменитов

№ об- разца	FeTiO ₃	MgTiO₃	MnTiO ₃	Fe ₂ O ₃	Al_2O_3	TiO
$104 \\ 109 \\ 110 \\ 490 \\ 1410 \\ 1407 \\ 1413$	72,668,884,078,679,775,084,1	5,9 5,2 6,9 3,9 6,2 3,9	2,0 2,2 2,1 2,7 1,8 2,6 4,2	9,5 11,6 6,3 8,1 6,7 10,3 6,9	0,6 1,1 0,7 0,6 0,8 0,6 0,8	$9,411,1\overline{6,1}4,87,64,0$

Пересчет на компоненты

Примечание. Анализы выполнены Э.С. Гулецкой (ИГиГ).



Puc. 29.

а — характер взаимоотношения ильменита (серое, вверху) с титано-магнетитом (светлю-серое, внизу). Вверху справа — небольшое зерно пирротипа (белое). Оливиновый плагиосиенит. Обр. 2031, аншлиф, увел. 240. б — пластинки гематита в ильмените. Оливиновое габбро. Обр. 155, аншлиф, увел. 900.

небольшое количество гейкилита (4-7%), пирофанита (2-4)гематита (6-11) и ничтожное содержание корунда (0.6-1%). Как правило, остается некоторый избыток TiO₂ (4-11%). Микроскопически удалось подтвердить только гематит. В некоторых аншлифах он наблюдался в виде тонких пластинок в ильмените, возникших, видимо, в результате распада твердого раствора (рис. 29, б). Избыток TiO₂ в ильменитах часто обнаруживается при пересчете химических аналпзов минерала (см., например, Богачев, Зак и др., 1963). Это может быть сбъяснено разными причинами: 1) завышением Fe₂O₃ за счет закисного железа в ходе анализа; 2) окислением железа в послемагматическую сталию; 3) вхождением рутила в решетку ильменита и, паконец, 4) присутствием в ильмените трехвалентного титана в виде соединения Ti₂O₃.

АМФИБОЛЫ

В небольшом количестве амфиболы присутствуют во всех магматических породах плутона и являются наиболее поздним минералом. В амфиболовых габбро количество амфибола значительно, он здесь главный темпоцветный компонент. Во всех



Рис. 30. Пластинки ильменита в амфиболе; расположены под острым углом к спайности минерала. Амфиболовое габбро. Шлиф 704, николп ||, увел.500.

Таблица 13

Химические анализы и кристаллохимические коэффициенты амфиболов из магматических пород плутона Б. Таскыл

	157	169**	704	1407	422	1578*	1577*	1386
SiO	37.20	38.60	39.10	31.85	40.05	38.35	38.35	37.32
TiO ₂	5.10	4.85	7.21	5.45	3.34	2.25	1.25	2.30
Al_2O_3	11,46	13,55	12,38	12,90	10,50	9,60	11,13	10,23
Fe_2O_3	2,29	1,62	3,06	5,29	5,31	8,51	6,36	7,25
FeO	12,12	14,66	14,72	15,95	22,44	19,73	24,23	24,24
MnO	0,08	0,19	0,11	0,22	0,17	0,70	0,93	0,57
MgO	10,51	9,20	8,63	9,84	3,34	4,48	0,64	1,53
CaO	11,25	10,93	10,90	13,07	10,02	10,02	9,35	10,31
Na_2O	2,37	2,54	2,44	2,39	2,31	2,53	2,67	2,27
K ₂ O	0,96	1,08	1,00	1,17	1,66	1,72	1,77	1,68
P_2O_5	0,13	-	0,17	0,16	0,37	-	- 1	0,27
H_2O-	5,50		0,30	0,90	0,25	-	-	2,10
H_2O+	1,20	1,65	0,40	0,50	-	2,19	1,48	-
F	-	-	0,13	-	0,08	0,24	0,17	0,07
Сумма	100,17	98,87	100,55	99, 69	99,84	100,32	98,33	100,14
Si	5,89	5,87	5,86	4,97	6,29	6,12	6,30	6,10
z Al	2,11	2,13	2,14	2 , 37	1,71	1,80	1,70	1,90
Ti	-	_		0,64	-	0,08	-	-
(Fe ⁺³	-	-	-	0,02	-	-	-	-
Сумма	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
(A1	0,03	0,30	0,05	_	0,23	_	0,45	0,07
Ti	0,61	0,55	0,81	-	0,39	0,19	0,15	0,28
V_{1} Fe ⁺³	0,27	0,18	0,35	0,60	0,63	1,02	0,78	0,89
Fe ⁺²	1,60	1,86	1,85	2,08	2,95	2,63	3,33	3,31
Mg	2,48	2,08	1,93	2,29	0,78	1,06	0,16	0,37
Mn	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,10	0,13	0,08
Сумма	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00

Окончание табл. 13

		the second se							
		157	169**	704	1407	422	1578*	1577*	1386
x	Ca	1,88	1,78	1,72	2,15	1,60	1,71	1,64	1,74
γ (F	ka K	0,13	0,75 0,21	0,11	0,72	0,70	0,78	0,85	0,72
C	Сумма	2,80	2,74	2,62	3,10	2,63	2,84	2,86	2,81
	f	43,1	49, 5	53,2	54,2	82,1	77,4	96,3	91,9
(Эк	14,5	9,0	15,8	23,0	17,5	28,0	19,1	21,2
C	a'	67,1	65,0	65,6	69,2	60,8	60,2	57,5	62,0

Примечания: 1. Химические анализы выполнены в химической лаборатории ПГиГ С. А. Жулевич (отмечены звездочкой*), Э. С. Гулецкой (**), J. Е. Пепеиной (остальные). 2. Амфиболы извлечены из следующих пород: 157, 169 — плагиоклаз-амфиболовые пегматиты, жилы, секупие расслоенные габоро, кар Таскыльского озера; 704 — амфиболовое габбро, ого-восточная часть плутона, верховье р. Казанки; 1407 — габбро-диорит, северная часть плутона; 422 — оливиновый плагиосиенит, северо-восточная часть плутона, верховье кл. Сиссобного, отвалы штольни; 1577, 1578 — пироксен-амфиболовые сиениты, северная часть плутона, правый борт р. Громатухи; 1386 — пиро сен-амфиболовый спенит, северо-восточная часть плутона, верховье кл. Способного. 3. Са'= $\frac{Ca}{Ca+Na+K}$.100.

габброндах амфибол, судя по яркой коричневой окраске и резкому плеохроизму, представлен титанистой разновидностью типа керсутита. Иногда в таких коричневых амфиболах наблюдаются тонкие пластинчатые выделения ильменита (рис. 30). тяготеющие обычно к центральным частям кристаллов. В диоритах амфиболы также обладают коричневой окраской, но уже менее яркой. Встречаются амфиболы с зеленоватым оттенком. В сиенитах амфиболы окрашены в зеленый цвет, плеохроируют от светло-желтого по Np до темно-зеленого по Ng и относятся обычно к гастингситам. Химический состав амфиболов из пород сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области изучен слабо. Известен один анализ керсутита из Патынского плутона (Андреева, 1968) и один анализ гастингсита из щелочного пегматита Кизирского плутона (Богатиков, 1966). В табл. 13 приведены результаты химических анализов 8 амфиболов из основных и щелочных пород плутона Большой Таскыл. Все они отпосятся к группе кальциевых амфиболов.

Общая формула амфибола может быть записана в следующем виде: $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$, где X — крупные катионы кальция и щелочей, Y—Mg, Fe⁺² и частично трехвалентные ионы, Z — ионы кремния, два из которых могут замещаться алюминием. Кальциевые амфиболы разнообразны по составу, наиболее существенные изменения происходят в них для групп Y и Z. Совершенно не содержащие трехвалентных ионов амфиболы

относятся к ряду тремолит — ферроактинолит. Амфиболы, в которых один атом кремния в группе Z замещен алюминием, получили название эденита (ферроэденита). Амфиболы с двумя ионами алюминия в группе Z и одним трехвалентным катионом в группе У образуют ряд паргасит — феррогастингсит. Наконец, наиболее глиноземистые амфиболы, содержащие 4 трехвалентных иона формульную на единицу, относятся к ряду



Рис. 31. Составы амфиболов плутона Большой Таскыл. Крестами показаны керсутит Патынского плутона(Андреева, 1968) и феррогастингсит Кизирского плутона (Богатиков, 1966).

чермакит — феррочермакит. Большинство обыкловенных роговых обманск занимают промежуточное положение между рядами паргасита и эденита. Керсутиты по составу близки к ряду паргасит — феррогастингсит и отличаются высоким содержанием титана — до 1 иона на формульную единицу (Брэгг, Кларингбулл, 1967; Дир, Хауи, Зусман, 1965).

Химические анализы амфиболов Большого Таскыла были пересчитаны на кристаллохимические коэффициенты исходя из того, что сумма катионов Y+Z должна быть равна 13. Пересчеты псказали, что количество кремния в формульной единице близко 6, т. е. два иона кремния из S в четверной координации замещены трехвалентными ионами. Исключение представляет лишь анализ амфибола из габбро-диорита — обр. 1407. Здесь



Рис. 32. Зависимость железистости и относительного содержания кальция в амфиболах от состава илагиоклаза. В сиенитах с плагиоклазом № 5 и 12 присутствует калиевый полевой шпат, остальные породы — одношпатовые.

в группе Z оказалось лишь около 5 ионов кремния. Возможно, что при анализе этого минерала грубые допущены ошибки. Считается, что кремний в амфиболах замещается алюминием. В таком случае почти весь алюминий в амфиболах Б. Таскыла находится в тетраэдрической позиции совместно с кремнием и лишь небольшая его часть расположена в шестерной координации (группа Y). Количество титана в коричневых амфиболах из габброидов составляет 0,5-0.8. в зеленых же амфиболах сиенитов — значительно 113

-19	Н П.П.П С С
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $
Пересчет на кристал	ффициенты
$\left Fe^{+3} \right Fe^{+2} \left Me^{-3} \right $	Ca Na R
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0.124 0.077 0.837

2:20 . 5,00 2030 -- гастингент-биотитовый сиенит: 10.0 5 E. Henennon (HTHT), 1593 И римечание. Анализы выполиены Л. сен-биотитовый плагиосменит.

меньше (0,19-0,28). Важнейшпе особенности состава анализированных амфиболов показаны на рис. 31. Штрихом обозначен прямоугольник, В котором размещаются составы наиболее распространенных керсутитов. Амфиболы из габброндов Большого Таскыла близки по составу к керсутиту. Амфиболы из сиенитов представлены титанистым феррогастингси-TOM.

На рис. 32 псказаны железистость и относительное содержание кальция в амфиболах В зависимости от состава сосуществующего с ним плагиоклаза. В поредах с более кислым плагиоклазом присутствуют более железистые амфиболы, щелочность же побышается слабо. B целом амфиболы плутона Большой Таскыл образуют ряд, меняющийся по составу от керсутита до феррогастингсита.

биотиты

Бпотиты ß пределах распространены плутона лишь в спенитах и породах дноритового состава и совершенно отсутствуют D габброидах. Во всех случаях биотит является наиболее поздним минералом и совместно с амфиболом замещает оливины, пироксены и рудные минералы. В табл. 14 приведены резу-

льтаты дв ух химических анализов слюд. Пересчет на коэффидиенты произведен по сумме валентностей катионов, которая в биотитах должна быть равной 22. Обращает внимание относительно высокое содержание кальния в биотите и в соответствии с этим пониженное содержание кремния (менее 3). В биочите из диорита (обр. 2030) обнаружено необычно высокое количество титана. Железистость биотитов сравнительно низка. Любопысьо, что оливин из диорита 2030 содержит около 88% фаялита (по оптическим данным), а моноклинный пироксен из этой же породы обладает железистостью 59,4 (даниые химического анализа), то есть точно такой же, как более поздний биотит. Если учесть, что биотит замещает не только пироксен, но и богатые железом оливин и титаномагнетит, остается не понятной причина низкой железистости биотита. Возможно, железо преимущественно концентрируется в гастингсите, кристаллизующемся одновременно с биотитом. Вполне очевидно, что двух анализов слюд недостаточно, чтобы сделать определенные выволы.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Типичнымп акцессорными мянералами в породах плутона Большой Таскыл являются сульфины и апатит. Сульфиды встречаются во всех магматических породах от габбро до сиенитов. количество их незначительно и лишь иногда достигает 1%. Представлены они главным образом пирротином, меньше халькопиритом и пентландитом. Сульфиды образуют ксеноморфные выделения и часто встречаются в виде мелких «каплевидных» включений в силикатах и минералах-окислах. «Каплевидные» выцеления сульфидов имеют в поперечнике от тысячных долей до 0,2 мм и сложены пирротином с небольшим количеством халькопирита и пентландита. Халькопирит образует каемки вокруг пирротина, пентландит же встречается в виде включений и, вероятно, выделился в результате распада твердого раствора с пирротином. В. А. Вахрушев (1969), специально изучавший сульфидные «капли» в породах Большого Таскыла и других интрузивных тел, считает их признаком ликвации магмы на силикатную и сульфидную части. В небольшом количестве в породах плутона присутствует пирит, судя по форме выделения - более поздний, вероятно постмагматический.

Апатит также встречается во всех породах от габбро до сиенитов, обычно в виде коротких шестигранных призм. В некоторых габбро, особенно в амфиболовых разностях, количество апатита достигает 10%.

РАССЛОЕННОСТЬ ГАББРОИДОВ И СКРЫТАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПЛУТОНА

Расслоенности в габброидах Большого Таскыла уделялось особое внимание. Хорошо известно, что в крупных интрузивных телах базальтовая магма дифференцируется, при этом часто возникает ритмическая расслоенность и от основания разреза к его верхней части сильно меняются составы пород и минералов. В Скергаардском интрузиве от основания рязреза расслоенных габбро к его верхней части в широких пределах меняются составы минералов, основность плагиоклаза понижается от № 70 до № 40-30, железистость оливинов возрастает от 30 до 100% (Wager, Deer 1939; Уэйлжер, Браун, 1970). Такой тип дифференциации характерен для интрузивных тел трапповой формации и неоднократно описывался в литературе. Иной характер расслоенности наблюдается в плутонах габбропироксенит-дунитовой формации. Здесь в основании разреза расслоенной серип пород обычно залегают ультраосновные образования, в верхней же части разреза преобладают габбро. Типичным примером интрузивов этой формации в пределах Алтае-Саянской области является лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс (Волохов, Иванов, 1963; Иванов, Волохов, 1968); В плутонах лысогорского комплекса обнаружена своеобразная ритмичная расслоєнность пород, причем в каждом ритме породы меняются от меланократовых и основных в нижней части ригмической пачки до более кислых и лейкократовых в ее верхней части. Представлялось интересным выяснить, каков характер расслоенности в габбро Большого Таскыла, как меняются минералы от меланократового слоя к лейкократовому, какова общая направленность в изменении пород и минералов от основания разреза к его верхней части.

Расслоенные габбро слагают значительную часть плутона Большой Таскыл (см. рис. 5). Расслоенность выражается в частом чередовании меланократовых и лейкократовых пород, причем мощность отдельных слоев колеблется от 1 см до 1—2 м.



Рис. 33. Тонкополосчатое габбро. Фотографияобразца.

Типичный образец тонкополосчатого габбро показан на рис. 33. Полосчатость подчеркивается ориентировкой минералов, особенно плагиоклазов и пироксенов, всегда совпадающей с ориентировкой магматических полос. В плоскости отдельных слоев удлиненные кристаллы минералов расположены беспорядочно (рис. 34). Таким образом, ориентировка минералов в расслоенных габбро плутона обусловливает типичную планпараллельную структуру. Амфиболы не обнаруживают обычио такой ориентировки. Крупные кристаллы керсутита часто бывают изометричны, а иногда располагаются так, что наиболее крупные грани кристаллов ориентированы перпендикулярно иолосчатости.



Рис. 34. Беспорядочная ориентпровка кристаллов пяроксена в плоскости лейкократового слоя. Фотография образца.

По текстурным особенностям в расслоенных габбро плутона выделяются три типа полосчатости. Первый тип распространен наиболее широко и представлен однородными полосами пород разного состава с четкими относительно резкими границами (рис. 35, *A*). Мощность отдельных слоев различна. Меланократовые слои могут сильно отличаться по содержанию плагиоклаза. Так, слой 8 на рисунке является меланократовым,



Рис. 35. Типы расслоенности в габбро плутона Б. Таскыл (пояснение в тексте).

поскольку расположен среди более светлых пород (слон \tilde{i} и 9), однако он заметно богаче плагиоклазом, чем слои 6 и 4. Среди лейкократовых пород встречаются еще более лейкократовые плагиоклазитовые породы (например, слой 2). Второй тип полосчатости представлен слоями, в нижней части которых залегают меланократовые породы, плавно переходящие вверх в более лейкократовые (рис. 35, E). Нижние границы меланократовых пород резкие. Третий тип полосчатости является противоноложным второму. Здесь меланократовые породы имеют резкие верхние границы, книзу же плавно переходят в более лейкократовые (рис. 35, B). Такая полосчатость наблюдалась в каре Таскыльского озера, где слои залегают полого, с углом падения 10—14°, так что трудно предполагать их «опрокинутое» положение. Последние два типа полосчатосты встречаются в породах плутона редко.

Измерение оптических констант минералов показало, что составы их в смежных меланократовых и лейкократовых слоях почти не меняются. На рис. Зб приведено несколько фрагментов разреза полосчатых габбро с указанием состава плагиоклазов. Хорошо видно, что номер плагиоклаза в разных слоях одинаков, хотя породы меняются от габбро-перидотита до габброанортозита. В табл. 15 указаны составы минералов в смежных слоях лейкократовых и меланократовых габброидов. Здесь же приведено содержание некоторых окислов в этих породах по данным химического анализа. Меланократовые разности заметно богаче титаном и железом, беднее кремнием и глиноземом, чем смежные с ними лейко-габбро. В то же время минералы для каждой пары обладают одинаковым составом. Характерно,



Рис. 36. Разрез в южной части плутона.

1 — расслоенные габбро; 2 — амфиболовые габбро; 3 — спениты; 4 — мраморы с пироксеном; 5 — роговики. Над разрезом показан состав плагиоклаза (% Ан) в различных породах плугона. В виде колонок изображены фрагменты разреза: черное — меланократовые разности габбро, светлое — лейкократовые разности.

Сравнение состава минералов и пород в смежных слоях лейкократовых и меланократовых габброидов

	№ об- разца		1000	Состав	MIIIIE	ралог	3			-	1.2	15.8	
№ 11/11		оли- впн			плагионлаз			Состав пород, весовые %					
		Î	f	CaO	Al ₂ O ₃	TiO_2	Ап	Aŭ	Op	SiO,	TiO,	A1,0,	FcO
1	80	_	34,6	21,48	4,63	1,20	59,7 59.8	38,4	1,9	46,7	1,27	23,6	4,16
2 3 4	111 110	40 40	29,2 29,2	$\begin{vmatrix} 21, 20\\ 21, 02\\ 20, 53 \end{vmatrix}$	4,07	1,20	75,3 76,0	24,0 23,4	[0,7] 0,6	30,0 46,7 39,1	4,45 0,77 3,45	9,1 19,9 9,2	7,04 16,09

Примечание. 1, 2 — лейкократовые габбро и плагпоклазовый неридотит вз смежных слоев в южной части плутона; 3—4 — оливиновые габбро в габро-перидотит из смежных слоев в каре Таскыльского озера.

что в плагиоклазах из смежных слоев не только сохраняется постоянным соотношение анортита и альбита, но является также очень близким количество ортоклазового компонента.

Известно, что состав минералов зависит от состава силикатного расплава, из которого они кристаллизуются. Всякое изменение в составе расплава находит отражение в особенностях состава кристаллизующихся минералов. Поскольку минералы в разных породах расслоенных базитов плутона Б. Таскыл имеют одинаковый состав, неизбежным представляется вывод, что кристаллизовались они из одного расплава, а расслоение произошло на поздних стадиях кристаллизации. Перераспределение минералов с образованием полосчатых пород могло произойти в результате неравномерного оседания присталлов в магме. По дапным Хесса, скорость оседания кристаллов пироксена в базальтовом расплаве во много раз выше, чем зерен плагиоклаза тех же размеров (Hess, 1960). Расчеты Л. Уэйджера и Г. Брауна показали, что скорость осажления в базальтовом расплаве составляет для плагиоклаза 5,7, для олевина 64, для авгита 40, для титаномагнетита 134 м/год при одинаковом рациусе зерен, равном 0,5 мм (Уэйджер, Браун, 1970, стр. 222). Расчеты выполнены для расплава вязкостью 3000 пуаз. Такой вязкостью обладает «сухой» расплав оливинового базальта при температуре около 1000°. Растворенная в силикатном расплаве вода существенно снижает его вязкость (Shaw. 1965), однако в любом случае оливин, авгит и титаномагнетит должны погружаться в расплаве быстрее, чем плагиоклаз. Неравномерное оседание разных минералов при одновременной их кристаллизации, видимо, и привело к возникновению полосчатых текстур в габброидах Большого Таскыла. Незначительная мощность слоев заставляет предполагать сравнительно высокую вязкость расплава, а следовательно, небольшое количество растворенной в нем воды.

Олинии, пироксен и плагиоклаз в габброидах Большого Таскыла относятся, по терминологии Уэйджера и Брауна (1970), к «кумулятивным» мипералам. К ним должны быть также причислены ильменит и титаномагнетит, поскольку эти минералы сконцентрированы в меланократовых слоях, что произошло, видимо, в результате оседания их в расплаве. Типичными «интеркумулятивными» минералами габбро являются керсутит и плагиоклаз, образовавшиеся из остаточного расплава. При этом, в наиболее распространенном случае, плагиоклаз кристаллизовался путем доращивания ранних «кумулятивных» зерен этого минерала. Образование из остаточной жидкости амфибола и плагиоклаза подтверждается наличием шлирообразных тел и жил керсутит-плагиоклазовых пегматоидов. Таким образом, и «кумулятивным» относятся минералы I стадии, к «интеркумулятивным» — II стадии кристаллизации (см. рис. 10).

Для того чтобы выяснить закономерности в размещении различных пород и минералов разного состава в расслоенных габбро, был детально изучен разрез в южной части плутона (см. рис. 36). Общая мощность расслоенных габбро в этом разрезе составляет 1500-1700 м. Нижняя часть разреза хорошо обнажена на южных склонах гольца Б. Таскыл. Северные склоны гольца обнажены плохо, но в скальнике оз. Таскыльского выходят на поверхность наиболее верхние горизонты «расслоенной серин», мощностью около 100 м. В расслоенных габбро не удалось установить прпуроченности какой-либо породы к верхней или нижней частям разреза. Наоборот, в любой части этого разреза эстречаются как меланократовые, так И лейкократовые разности габбропдов. Большая часть пород содержит плагиоклаз повышенной основности — битовнит № 70—80, и лишь в основании разреза полосчатых габбро обнаружены более кислые плагиоклазы № 60-65. «Стратиграфически» ниже полосчатых габбро залегают амфиболовые габбро — породы с еще более кислым плагноклазом и без оливина. На такое необычное размещение пород в южной части илутопа Большой Таскыл ранее обращал внимание Г. А. Иван-кип (доклад на конференции в Томском политехническом институте, 1957 г.). Таким образом, по особенностям строения изучепный плутон существенно отличается как от дифференцированных трапповых тел, где составы минералов в разрезе меняются в широком интервале, так и от базит-гипербазитовых стратифицированных интрузивов, где в основании разреза залегают ультраосновные породы, а в верхах — габбро и диориты.

Представлялось интересным проследить, как меняются составы минералов по всей площади интрузива в современном эрозионном срезе. Поскольку составы минералов в породах
плутона взаимосвязаны, мы ограничились определением номераплагиоклаза. Состав плагиоклаза определялся путем измерения показателя преломления Np' на спайной пластинке с помощью диаграммы, изображенной на рис. 19. Было выполнено около 250 измерений, результаты которых показаны на рис. 37. Оказалось, то составы плагиоклазов в пределах плутона меняются закономерно. Породы с битовнитом слагают в южной части плутона почти изометричное поле.По направлению к контактам и особенно в северной части плагиоклазы становятся более кислыми. В районе рудника Ударного габбро содержат кислый лабрадор и связаны переходами с диоритами, которые в свою очередь переходят в сиениты. При этом оказалось, что составы плагиоклазов меняются по простиранию полосчатости габбро. Это обстоятельство необходимо учитывать при рекон-



Рис. 37. Поля распространения плагпоклазов разного состава на поверхности плутона (ограничены штриховыми линиями). Линия I— II— положение разреза, изображепного на рис. 36.

струкциях интрузивных тел. Обычно разрезы расслоенных габбро изучаются в плоскости, близкой к горизонтальной, однако в силу установившихся традиций петрографы представляют такой разрез в виде вертикальной колонки, полагая, что изученный на поверхности магматический «слой» сохраняет свой состав на глубину.

Изменчивость состава магматических пород, независимая от структуры плутона, картируемой в поле по ориентировке минералов и полосчатости, названа нами скрытой неоднородностью, поскольку она не выявляется визуально. Макроскопически и под микроскопом битовнитовые габбро и габбродиориты совершенно неотличимы. Различия выявляются лишь при исследовании состава минералов и, естественно, находят отражение в химическом составе пород. Таким образом, изученный плутон не только обладает автономной внутренней структурой, независимой от положения контактов интрузива, но и характеризуется скрытой неоднородностью, автономной по отношению к планпараллельности и полосчатости и, скорее, взаимосвязанной с общей конфигурацией плутона.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ГАББРО И СИЕНИТОВ

Этот вопрос имеет принципиальное значение для понимания генезиса рассматриваемой ассоциации пород. В пределах плутона удалось обнаружить свидетельства генетического родства габбро и сиенитов. Рассмотрим ниже аргументы, подтверждающие это положение.

Сиениты образуют тела, залегающие согласно с трахитоидностью и полосчатостью в габброидах. Структурное согласие пород подчеркивается ориентировкой трахитоидности, этих что хорошо видно на геологической карте плутона и приводимых разрезах (см. рис. 5 и 6). Между сиенитами и габбро существует постепенный переход через породы диоритового состава. Это наблюдалось нами в почти непрерывных обнажениях по р. Громатухе, в истоках р. Казанки, в области выклинивания сиенитового тела и в скальнике Таскыльского озера. Постепенные переходы между габбро и сиенитами устанавливались и ранее. Впервые это было отмечено В. Т. Андриановым, считавшим, что габбро возникло в результате ассимиляции известняков сиенитовой магмой. Затем это же наблюдал Г. М. Скуратов (отчет за 1939 г.), который был склонен считать, что первоначально магма имела основной состав, а сиениты возникли результате взаимодействия ее с вмещающими породами. Наконец, существование переходов от сиенитов к габбро через серию «пород промежуточного состава» отмечали И. И. Бабинцев и А. И. Казаринов (отчет за 1943 г.), которые полагали, однако, что логичнее считать габбро более древними, чем сиепиты, а все промежуточные породы — образовавшимися на контакте этих интрузий. Этой же точки зрения придерживаются С. Г. Быков и Г. А. Иванкин. Основным аргументом в пользу более молодого возраста спенитов является наличие ксенолитов «габбровых пород». Действительно, в сиенитах довольно часто встречаются ксеполиты темных мелкозернистых пород. Тщательное изучение этих ксенолитов показало, что

они представлены роговиками пироксен-плагиоклазового состава, иногда с кварцем и ромбическим пироксеном. Подобные роговики широко развиты в северо-восточном контакте сиенитов, где отчетливо устанавливается, что ороговикованию подверглись вмещающие сланцы енисейской свиты. Ксенолиты цироксен-плагиоклазовых роговиков встречаются и среди габбро. Таким образом, наличие роговиков в ксенолитах среди сиенитов не может свидетельствовать в пользу более древнего возраста габброидов.

Породообразующие минералы плутона закономерно меняются по составу при переходе от габбро к сиенитам и образуют правильные ряды. Полевые шпаты меняют свой состав от битовнита в наиболее основных разностях габбро до анортоклаза в сиенитах. В пироксенах отмечается повышение железистости и уменьшение количества титана и алюминия. Оливины в этом же ряду пород увеличивают железистость. В титаномагнетитах возрастает содержание титана и уменьшается количество алюминия. Амфиболы меняются по составу от керсутита до феррогастингсита. При этом состав всех минералов меняется сопряженно. Подробнее эти ряды минералов рассмотрены выпе (см. главу «Минералы»). Отмеченные взаимоотношения габбро и сиенитов наблюдаются и в других плутонах и, видимо, характерны для сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области в целом. Так, согласное положение сиенитовых тел по отношению к планпараллельности и полосчатости габбро установлено в Узасском (Довгаль, 1962) и Куль-Тайгинском (Ильенок, 1964) интрузивах Горной Шории, а также в Кизирском плутоне В. Саяна (материалы Д. М. Орлова и Л. А. Годуновой). В Кизирском и Катунском плутонах, кроме того, нами наблюдался постепенный переход от габбро к сиенитам, аналогичный переходу между этими породами в пределах Большого Таскыла. Химические анализы полевых шпатов из сиенит-габбровых плутонов В. Саяна показали, что эти минералы образуют ряд от основного плагиоклаза до анортоклаза, точно так же, как в плутоне Б. Таскыл. Характерно, что вариации в составе пироксенов этих двух плутонов совершенно идентичны (Кривенко, Орлов, 1972).

Заслуживает внимания еще одна особенность в строении плутона Б. Таскыл. В предыдущей главе была рассмотрена скрытая неоднородность пород плутона, которая выражается в постепенном изменении составов породообразующих минералов, причем в направлении с юга на север происходит постепенное покисление плагиоклазов и соответствующие изменения в составе других минералов (см. рис. 37). Эти тенденции в изменении состава минералов, сопровождающиеся увеличением лейкократовости пород, закономерно приводят к появлению сиенитов. Альтернативной является, видимо, точка зрения, что

породы, переходные между габбро и спенитами, возникли в результате преобразования габбро более поздней сненитовой интрузней. При этом необходимо допустить, что габбро, сохраняя свои структурные особенности и минеральный парагенезис, в то же время существенно менялось по составу, а именно: плагиоклаз в нем становился более кислым, оливин и пироксен — более железистым. Причем в пироксене уменьшалось содержание титана и алюминия, в титаномагнетите также падало содержание глинозема, но возрастало количество титана, и т. д. Легию показать, что сиениты не производят такого воздействия на породы рамы. Контакты сиенитов с вмещающими породами доступны для наблюдения и были нами изучены (см. главу «Контактовый ореол плутона»). Отметим, что сланцы енисейской свиты, имеющие основной состав, в контакте с сиенитами либо подвергаются ороговикованию, либо интенсивно изменяются, превращаясь в гастингсит-полевошпатовые метасоматиты. Последние по минеральному парагенезису не имеют ничего общего с оливин-пироксеновыми диоритами, расположенными в зоне перехода от сиенитов к габбро. Изменения химического состава пород при ороговиковании под влиянием сиенитовой магмы оценить трудно, поскольку первичный состав сланцев, подвергшихся ороговикованию, не известен. Однако в северной части плутона в непосредственном контакте с сиенитами обнаружено небольшое тело перидотитов, относящихся к более раннему гипербазитовому комплексу (см. рис. 13). Эти перидотиты вскрыты в левом борту р. Громатухи эксплуатационной штольней. Исследование перидотитов показало, что они имеют магнезиальный состав. В частности, оливин в них представлен хризолитом (2V=90°). Такой состав оливина характерен для гипербазитовых комплексов и, следовательно, под влиянием сненитов железистость его не увеличилась.

Приведенные выше данные показывают, что все породы плутона, от габбро до сиенитов, генетически родственны и обязаны своим появлением единому процессу эволюции щелочно-базальтоидной магмы.

петрохимия

Для пород Большого Таскыла имеется 41 химический анализ (табл. 16). На диаграмме А. Н. Заварицкого химические составы образуют широкий рой векторов, близкий по положению средней линии к петрохимическому типу Этны. Результаты химического анализа пород хорошо согласуются с известными петрографическими особенностями плутона. Сравнительно небольшая длина векторов указывает на повышенную железистость пород. заметный наклон векторов вправо на проекции asb говорит о высоком содержании кальция в темноцветах, положение векторов на проекции csb подчеркивает натровую специфику всех пород плутона включая сиениты. Однако оставалось непонятным, чем объясняется довольно широкий разброс фигуративных точек, особенно значительные колебания числовых характеристик а и с. В связи с этпм было выполнено 10 химических анализов различных пород плутона из образцов нашей коллекции, в том числе 4 — из смежных слоев меланократовых и лейкократовых габброндов. На диаграмме А. Н. Заварпцкого (рис. 38) породы из смежных слоев соединены штриховыми линиями. Анализы 4 и 18 выполнены из габбро-перидотита и оливинового габбро с наиболее основным плагноклазом (№ 75—76) и наиболее магнезиальными темноцветными минералами п запимают самое левое положение на проекциях asb и csb. Аналпзы 3 и 17 также из смежных слоев плагиоклазового перидотита и лейкократового габбро, но с более кислым плагиоклазом (№ 60) и с более железистыми темноцветными минералами, располагаются правее на обеих проекциях тетраэдра А. Н. Заварицкого. Анализ 7 — из габбро-диорита (пла-. гпоклаз № 49) — занимает еще более правое положение. Подобная картина выявляется и в группе щелочных пород. Анализы 24 и 32, выполненные из меланократового и лейкократового плагиосиенитов, указывают направление варнации химического состава пород, связанной с различным соотношением полевых шпатов и темноцветных минералов. Таким образом,



Рис. 38. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород плутона Б. Таскыл, по данным табл. 16. Номера на диаграмме соответствуют номерам химических анализов.

химические анализы пород отражают действие двух различных процессов, имевших место в ходе становления плутона: 1) изменение щелочности и «меланократовости» магматического расплава и 2) расслоение, обусловленное перераспределением минералов во время их кристаллизации.

Более наглядно это видно на диаграмме b - m'/f' (рис. 39), примененной И. М. Волоховым для петрохимического анализа габбро-пироксенит-дунитового комплекса (Волохов, Иванов, 1963). Штриховые линии указывают направление, в котором происходит изменение состава пород в результате расслоения. Характерно, что меланократовые породы оказываются более железистыми по сравнению со смежными лейкократовыми. Это обусловлено концентрацией титаномагнетита и ильме-

Таблица 16

Химические анализы пород плутона Большой Таскыл

№ анализа	S iO₂	TiO2	A 1,203	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P ₂ O ₅	п.п.п	H ₂ 0	Сумма
1	34.68	6.96	13.32	3.36	13.29	0.26	8.80	11.28	2.54	0.11	0.06	4.36	0 40	99 42
2	35.92	4.46	5,41	8.94	19.57	0.52	14.19	6,97	0.82		0,00	0.94	0,10	100,53
3	36.60	4,43	9,11	11.60	12.64	0.30	8.63	11.10	1.05	0.11	1 08	2 80	0 14	99,59
4	39.08	3.45	9,19	6.14	16.09	0.37	12,08	11.01	0.82	0.09	0.10	1.79	0 05	100,26
5	40.78	0.15	19,33	6.35	9.82	0.13	7,76	13. 8	1.82	0.30	0.06	1,12		100,70
Ğ	41.00	2,13	8,98	8,12	18,51	0,84	11,12	30	$\hat{2}.17$	1,51	0.82	0.06	0.13	100.69
7	42,61	2,80	16,18	3,19	12,21	0,24	5,16	11.50	3.05	0.40	0.98	1.23		99.55
8	45,06	0,88	15,66	2,38	7,18	0,15	9,23	15.63	1,45	-	0,08	1.64	0.20	99.54
9	45,41	1,76	19,23	3,92	9,09	0,27	2,89	10.31	3,59	0,83	1,23	0,11	0.06	98,70
10	45,96	2,65	16,77	2,16	11,67	0,32	2,35	10,16	3,96	0,78	1,12	1,66	0,36	99,92
11	45,98	0,78	18,11	2,99	5,78	0,14	9,11	15,45	1,46	0,47	0,06	0,35	0,06	100,74
12	46,01	0,34	20,70	3,51	7,22	0,11	6,01	12,76	2,56	0,29	0,07	0,72	<u> </u>	100,30
13	46,08	0,86	23,96	1,59	5,56	0,17	4,78	13,67	1,60	0,11	0,10	0,54	0,56	99,58
14	46,40	0,57	15,98	3,42	4,80	0,13	11,10	15,19	1,72	0,38	0,06	0,59	0,12	100,46
15	46,52	0,56	22,08	1,98	5,39	0,11	5,46	14,09	1,43	0,19	0,08	2,40	- 1	100,29
16	46,63	1,55	19,33	3,69	10,17	0,02	3,02	9,93	3,81	0,68	-	1,27	0,23	100,33
17	46,71	1,27	23,58	1,63	4,16	0,06	3,63	13,40	3,30	0,27	0,76	0,75	0,01	99,53
18	46,72	0,77	19,92	1,68	7,04	0,16	7,28	13,84	1,68	0,13	0,05	0,83	0,07	100,17
19	48,60	0,96	16,07	1,46	5,31	0,17	6,71	16,04	2,30	0,28	0,08	1,51	0,07	99,56
20	49,00	0,83	16,35	3,20	4,85	0,84	9,60	12,80	1,91	1,96	0,15	0,22	0,26	101,97
21	49,65	1,00	15,21	3,02	7,34	0,18	7,11	13,27	2,29	Сл.	0,02	1,26	0,07	100,42
22	43,20	0,82	20,96	9,55	6,20	0,21	0,91	10,71	5,13	1,98	1,28		0,03	100,98
23	48,54	1,96	16,08	4,02	9,51	0,29	1,96	8,20	4,87	1,27	1,08	2,28	0, 36	100,42
24	51,06	1,67	10,04	1,67	14,03	0,36	1,14	4,08	4,85	2,53	0,35	1,47	0,09	99,44
20	52,81	1,18	19,00	1,39	8,75	0,24	1,15	6,25	6,00	1,57	0,43	0,94	0,05	99,82
20	54.00	0,60	22,00	4,28	1,04	0,72	1,13	2,75	8,24	3,09	0,20	1,54	0,12	99,97
21	55.90	0,30	20,00	2,03	1,21	0,46	0,01	1,64	9,90	4,79	-	1,70	0,30	100,04
20	56,00	0,40	45 67	2,28	1,15	0,65	0,16	2,16	8,28	3,12		1,50	0,40	100,12
49	0 00,42	1,30	10,01	4,21	0,01	0,19	0,81	5,21	4,31	5,18	0,31	0,52	0,10	99,81

Окончание табл. 16

№ анализа	SiO_2	TiQ,	$\Lambda I_2 O_3$	Fe ₂ () ₃	FeO	MaO	Mgt)	CaO	Na ₂ O	K20	P_2O_8	п.п.п.	н,0-	Сумма
30	56,67	0,47	19,59	2,26	3,60	0,09	0,40	3,11	6,06	5,36	0,13	0,62	0,09	98,45
31	57, 12	Сл.	23,93	0,90	2,57	0,65	0,10	1,54	6,11	5,42	-	1,76	0,20	100,30
32	58,96	0,25	21,07	1,80	2,24	0,06	0,55	4,55	6,66	2,89	0,05	0,82	0,02	99,92
33	58,97	0,51	17,17	0,93	3,67	0,10	1,51	3,14	6,61	3,75	0,15	2,49	_	99,00
34	60,33	0,56	17,35	0,42	4,60	0,09	0,02	2,21	5,62	6,16	0,07	0,21	0,09	97,73
35	60,56	0,78	17,32	3,57	3,60	0,13	U,22	2,31	6,62	3,33	0,22	0,72	0,44	99,82
36	60,57	0,04	19,96	0,59	3,89	0,09	0,38	2,13	5,93	5,84	0,13	0,53	0,02	100,10
37	60,66	0,17	19,54	0,94	2,45	0,05	0,63	1,54	6,33	5,30	0,05	1,91	0,02	99,59
38	61,67	0,34	18,92	1,75	3,29	Сл.	0,33	2,20	5,67	5,58	Сл.	0,35	0,13	100,23
39	62, 66	0,27	17,61	1,67	2,45	0,07	0,25	1,51	6,74	6,14	0,06	0,29	0,20	99,92
40	63,44	0,21	18,61	1,59	1,44	0,06	0,42	1,58	7,41	4,58	0,03	0,50	0,16	100,03
41	64,76	0,27	17,04	1,24	2,49	0,08	0,25	1,60	6,30	6,00	0,05	0,02	0,11	100,21

Примечание. Анализы 1, 2, 8, 10, 13, 15, 23, 35 заимствованы из работы П. И. Кузоватова (1964); 6, 9, 11, 14, 20, 22, 26, 27, 28, 30, 31, 34, 38, 41 — из работы М. П. Кортусова (1963); 16, 33 — из работы Кортусова, Кузоватова, Дехтяревой (1963); 5, 12, 21, 36, 37, 39, 40 — из работ В. Н. Довгаля (1968). Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ (зав. лаб. В. М. Дорош) из образцов нашей коллекции. 3 — обр. 76; 4 — обр. 110; 7 — обр. 1410; 17 — обр. 80; 8 — обр. 111; 19 — обр. 44; 24 — обр. 728; 25 — обр. 294; 29 — обр. 134; 32 — обр. 184. Характеристика пород приведена в табл. 1.

нита в меланократовых <u>м</u> слоях при одинаковой \vec{t}' железистости оливинов 2,0и пироксенов.

Некоторые особенности химического состава пород иллюстрируются диаграммой на рис. 40. 110-Величина f'/(f' + m')отвечает суммарной железистости фемических 0,5минералов породы, а величина c/(a+c) приблизительно соответствует составу полевого шпата. В целом диаграмма отражает ту же направленность в изменении химического состава.



Рис. 39. Соотношение меланократовости и магнезиальности пород плутона. m', f', b — числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

что и рассмотренные ранее диаграммы, на которых железистость темноцветных минералов сопоставлялась с составом полевых шпатов, т. е. с уменьшением роли кальция в полевых шпатах возрастает железистость фемических минералов. Диаграмма (см. рис. 40) использовалась для разделения химических анализов пород на две группы: габброидов и спенитов. Такое разделение носит условный характер, поскольку породы плутона образуют постепенные переходы. В группу габброидов отнесены битовнитовые габбро, собственно габбро и габбро-



Рис. 40. Соотношение железистости и кальциевости пород плутона. m', f', a, с — числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

диориты, в группу сиенитов — диориты, плагиосиениты и сиениты.

Средние составы этих групп приведены в табл. 17. Сравнение со средними химическими составами базальтов разных формаций показывает, что среднее габбро Большой плутона Таскыл наиболее близко к шелочным оливиновым базальтам океанической оливин-базальтовой формации (Кутолин, 1969, табл. 46), хотя и отличается по содержанию некоторых компонентов. Приведенные в табл. 17 параметры распределения показывают,

	1	абброн;	цы, <i>n</i> =2	1		С ие нить	I, <i>m</i> =20	
Окиссл	\overline{X}	S	A	Е	\overline{X}	s	A	Е
SiO ₂	44,07	4,38	-0,84	-0,62	57,09	5,38	-0,81	+0,08
TiO ₂	1,86	1,72	+1,41	+1,30	0,61	0,53	+1,13	+0,23
Al_2O_3	16,40	4,96	-0,52	-0,57	19,23	2,62	+0,36	-1,15
Fe ₂ O ₃	4,02	2,71	+1,35	+0,89	2,35	2,06	+2,10	+4,64
FeO	9,41	4,58	+0,79	-0,56	4,19	3,28	+1,52	+1,72
MnO	0,26	0,22	+1,57	+1,55	0,23	0,22	+1,06	-0,34
MgO	7,43	3,22	+0,18	-0,90	0,68	0,56	+0,90	_0,41
CaO	12,36	2,54	-0,76	+0,54	3,42	2,49	+1,56	+1,57
Na ₂ O	2,16	0,94	+0,45	-0,97	6,38	1,32	+0,86	+0,52
K ₂ O	0,42	0,50	+1,73	+2,32	4,22	1,59	-0,41	-1,31
P_2O_5	0,34	0,4	+0,99	—0,88	0,23	0,35	+2,00	+2,92
A	 0,01=1,2	19; $E_{0,1}$	n=1,93		$A_{0,0}$	1=1,21	; $E_{0,01}$:	=1,95

Параметры распределения породообразующих окислов

что оценка среднего состава не является строгой.Однако полученные значения дают некоторое представление о среднем составе двух групп наиболее распространенных пород плутопа. Можно показать, папример, что среднее значение MgO в группе габбро с вероятностью 0,95 отличается от истинного среднего не более чем на 1,4% (Крамбейн, Грейбилл, 1969).

В табл. 18 и 19 приведены парпые коэффициенты корреляции между компонентами в габброидах и сиенитах, нересчитанными на «кислородные числа», представляющие собой отношение весового процента элемента к весовому проценту кислорода во всей породе. Считается, что в таком виде коэффициенты корреляции точнее отражают истинные связи элементов (Сарманов, Вистелиус, 1959). В табл. 20 приведены параметры распределения «кислородных чисел».

Прежде чем перейти к анализу полученных коэффициентов корреляции, необходимо сделать несколько предварительных замечаний. Выше было показано, что для габброидов плутона характерна расслоенность, выражающаяся в чередовании пород, которые отличаются разным количественным содержанием минералов при одинаковом составе последних. Вполне понятно, что выборка химических анализов из таких пород должна характеризоваться положительной корреляцией группы элементов, слагающих фемические минералы, а также положительной корреляцией элементов, входящих в состав плагиоклаза.

Таблица 18

Парные коэффициенты корреляции между компонентами габброидов Большого Таскыла, выраженными в виде «кислородных чисел», n=21, $r_{0.05}=0.43$

	Ti/O	Al/O	ΣFe/O	Mn/O	Mg/O	Ca/O	Na/O	K/O	P/ O	Fe ⁺² /O	Fe ⁺³ /0
Si/O Ti/O Al/O ΣFe/O Mn/O Mg/O Ca/O Na/O K/O P/O	<u> _0,71</u>	+0,44	-0.70 +0.65 -0.77	 0,63 +0,54	$ \begin{array}{c} -0,50 \\ -\\ -0,75 \\ +0,53 \\ +0,50 \end{array} $					$ \begin{array}{r} -0.66 \\ +0.68 \\ -0.73 \\ +0.92 \\ +0.53 \\ +0.47 \\ -0.67 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$	$ \begin{array}{c} -0,65\\+0,47\\-0,71\\+0,84\\+0,86\\+0,56\\-0,46\\-\end{array} $
Fe ⁺² /0											+0,71

Таблица 19

Парные коэффициенты корреляции между компонентами сиенитов Большого Таскыла, выраженными в виде «кислородных чисел», n=20, $r_{0.05}=0.44$

						-					
	Ti/O	Al/O	ΣFe/●	Mn/O	Mg/O	Ca/O	Na/O	K/O	P/O	Fe ⁺² ,0	Fe ⁺³ /0
Si/O Ti/O Al/O ΣFe/O Mn/O Mg/O Ca/O Na/O K/O P/O Fe ⁺² ,0	<u>-0,51</u>		-0,67	0,48 +0,63	- 0,52 + 0,75 - + 0,68	$ \begin{array}{r} -0,78 \\ +0,64 \\ - \\ +0,72 \\ - \\ + 0,58 \\ \end{array} $		+0,68 -0,62 -0,62 -0,68 -0,69 -0	$ \begin{array}{c} -0,76 \\ +0,65 \\ - \\ +0,80 \\ - \\ +0,59 \\ +0,90 \\ - \\ - \\ - 0,65 \end{array} $	$\begin{array}{c} - \\ + 0.81 \\ - \\ + 0.85 \\ - \\ + 0.68 \\ + 0.57 \\ - 0.56 \\ - 0.50 \\ + 0.56 \end{array}$	-0,74 -0,58 +0,58 -0,48 +0,76

Между «фемическими» и «салическими» элементами неизбежно должна проявиться отрицательная корреляция. Однако в разных частях плутона составы минералов различны, и это должно обусловить противоположные связи внутри «фемической» и «салической» групп элементов. Например, расслоение вызывает положительную корреляцию магния и железа; изменение железистости темноцветных минералов должно привести к отрицательной корреляции этих двух элементов. С помощью коэф-

Таблица 20

Параметры	распределения	«кислородных чисел»	
-----------	---------------	---------------------	--

	1	абброиды	1, <i>n</i> =21		C	исниты,	n=20	
	X	S		Е	\overline{X}	s	A	E
Si/O	4831	307	-0,78	-0,35	5894	434	-1,07	+0,90
Ti/O	260	267	+1,63	+1,91	82	75	+1,19	+0,39
Al/O	2059	545	_0,72	-0,04	2252	298	+0,48	-1,26
ΣFe/O	2336	1304	+1,10	+0,01	1102	742	+1,23	+0,03
Mn/O	47	42	+1,55	+1,31	40	38	+1,01	-0,44
Mg/O	1025	471	+0,46	-0,34	92	78	+0,96	— 0,2 6
Ca/O	2069	395	-0,96	+1,20	549	415	+1,58	+1,64
Na/O	386	158	+0,50	-1,05	1047	208	+1,12	+1,13
K/O	85	98	+1,61	+1,73	7 72	284	-0,41	—1,31
P/O	36	47	+0,93	-1,03	23	35	+2,01	+2,95
Fe+3/O	654	491	+1,55	+1,37	368	333	+2,16	+4,90
Fe ⁺² /O	1682	896	+1,01	-0,02	733	601	+1,58	+1,91
	$A_{0.01} = 1.19$	$: E_0$	1 = 1.93		$A_{0,0}$	=1,21	; $E_{0.01}$ =	=1,95

фициентов корреляции предполагалось выяснить, какой из упомяпутых процессов (расслоение или изменение состава минералов) сильнее влияет на общую изменчивость пород в пределах плутона.

Табл. 18 показывает, что отрицательная корреляция между «салическими» и «фемическими» элементами проявлена в габброидах четко. Характерна отрицательная связь кремния с титаном, железом и магшием, а также алюминия с этими же элементами. Между алюминием и кремнием, титаном и железом, магнием и железом выявлены положительные связи. Все это свидетельствует, что расслоение наиболее существенно влияет на вариации химического состава габброидов плутона. Изменение состава минералов проявлялось лишь в отрицательной корреляции кальция и калия.

В сиенитах (см. табл. 19) проявились многие корреляции, свойственные габброидам. Характерны отрицательная корреляция кремния с «фемическими» элементами и положительные связи внутри «фемической» группы. Это свидетельствует о том, что в сиенитах также проявлялась расслоенность. Фосфор здесь обнаруживает положительную связь с «фемическими» элементами. В то же время в сиенитах устанавливаются некоторые корреляции, отсутствующие в габброидах. В частности, кальций обнаруживает положительную связь с титаном, железом и магнием.

КОНТАКТОВЫЙ ОРЕОЛ ПЛУТОНА

Рассмотрим прежде всего состав ксенолитов, которые встречаются во всех породах плутона. Ксеполиты в южной части плутона обычно имеют небольшие размеры (до нескольких десятнов метров) и часто пластинообразную форму, причем ориентированы они всегда согласно полосчатости и трахитоидности в интрузивных породах. В северной части илутона среди сиенитов и диоритов ксенолиты имеют более значительные размеры и частично являются, по-видимому, провесами кровли. Во всех случаях ксенолиты представлены роговиками. Среди габбро наиболее распространены плагиоклаз-нироксеновые роговики. Характерны следующие парагенезисы: Пл-Ми: Пл-Мп-Ол; Пл-Мп-Рп; Пл-Мп-Рп-Кв. В небольшом количестве всегда присутствует рудный минерал, иногда коричневый амфибол. Плагноклаз имсет состав андезина № 30-45. железистость оливина составляет 20-36%, ромбического пироксена 34-35%. Карбонатные породы, встречающиеся в виде ксенолитов, превращены в ипроксеновые мраморы.

Ксенолиты, залегающие среди спенитов и дноритов, имеют более разнообразный состав. Преобладают здесь также имроксеновые роговики, иногда с оливниом, чаще с кварцем. Отмечены роговики с зеленой шпинелью (No = 1,722) и гранатом (No = 1,735). Характерной особенностью этих роговиковявляется почти постоянное ирисутствие в них биотита. Количество биотита обычно небольшое, по встречены разности, где этот минерал является преобладающим. Плагиоклаз иредставлен андезином, железистость озинвина 21-23%, ромбического пироксена 26-27%.

В роговиках из ксенолитов в щелочных породах плутона часто наблюдаются линзообразные обособления пироксеновых плагиосиенитов, причем в зальбандах таких обособлений появляются мелапократовые каймы биотита или амфибола (рис. 41, *a*).



Puc. 41.

а — 10 глакт инроксенового илягносненита (слева) и биотитизированного роговика. Шлиф 427, узел. 40, шиколи []. б — полосчатый роговик из контакта с сненитами, «Состав роговика: слева — плагноклаз, широксен, рудный минерал, справа — плагиоклаз, широксен, рудный, амфибол. Шлиф 1590, увел. 110, николи].

Окисел	AN	фиболи	ты	Poro _B	ики	Рого обма	вые нки
	1523	1522	1519	1498	1498—i	1523.A	1522.A
SiO ₂	47,84	49,57	48,00	52,69	_	45,05	45,20
TiO ₂	1,95	1,75	0,96	1,32	_	2,03	5,50
Al_2O_3	13,21	14,77	19,69	16,10	_	8,17	6,95
Fe_2O_3	2,35	1,33	2,02	0,72	1,79	3,97	3,09
FeO	13,28	1 1,63	8,76	11,35	10,22	18,33	19,55
MnO	0,13	0,24	0,16	0,24	_	0,12	0,19
MgO	5,60	5,23	5,58	5,49	4,98	8,63	8,83
CaO	9,34	8,49	8,75	7,03	-	10,22	9,19
Na ₂ O	2,84	3,50	4,16	3,91	4,71	1,29	1,19
K ₂ O	0,29	0,28	0,18	0,20	0,14	0,61	0,34
H_2O —	2,50	0,06	0,10	0,06	-	0,25	_
Cl	0,14	_	_	_	-	-	0,11
F	0,04	_	_	—	-	0,03	0,02
п.п.п.	0,35	2,59	1,68	1, 15	-	0,45	_
P_2O_5	0,16	0,15	0,24	0,13	-	0,17	0,09
Сумма	100,02	99 ,59	100,28	100,39	- 1	99,32	100,25
f,	0,61	0,58	0,51	0,55	0,57	0,59	0,59

Химический состав амфиболитов, роговиков и роговых обманок из амфиболитов

Иримечание. Анализы пород выполнены А. В. Серовой, анализы роговых обманок — Л. Е. Нецеиной (ИГиГ).

Такие роговики, как в ксенолитах, обнаружены в контактах плутона. Наиболее отчетливо ореол ороговикования наблюдается в восточном и юго-восточном контактах, где мощность зоны пироксеновых роговиков составляет 300—500 м. В юговосточной части плутона вмещающими породами являются амфиболиты, состоящие из плагноклаза № 30—40 и зеленой роговой обманки. Иногда встречаются кварцсодержащие разности и маломощные лиизы кварцитов. В контакте с плутоном амфиболиты превращены в пироксеновые роговики. Характерны следующие парагенезисы: Пл—Мп, Пл — Мп — Ол, Пл—Мп—Рп, Пл—Мп—Рп—Кв. Иногда среди роговиков встречаются линзы кварцитов, что подтверждает происхождение роговиков за счет амфиболитов. В зоне перехода между амфи-

Таблпца 22

Пересчет химпческого состава роговых обманок на нормативные минералы по методу П. Ниггли

1522	1523
$ \begin{array}{c} A_{\rm H} = 230 \\ A6 = 190 \\ {\rm Op} = 35 \end{array} \right) \Pi_{\rm J} = 27\% (50\% A_{\rm H}) $	$ \begin{array}{c} A_{\rm H} - 262 \\ A_{\rm G} - 210 \\ O_{\rm P} - 60 \end{array} \right\} \ \Pi_{\rm II} - 31.5 \ (49\% \ {\rm Am}) $
Bo.t. 236 $M_{\Pi}31\%$ Eu 432 $P_{\Pi}30,5$ $j = 46$ $\Phi_{C}368$	$\left. \begin{array}{c} \text{Bo}_{,\pi} - 260 \\ \text{EH} - 294 \\ \Phi c - 282 \end{array} \right\} M_{\Pi} - 49.5 \\ f = 49 \end{array}$
Фо — Фа —	$\begin{cases} \Phi_0 - 100 \\ \Phi_a - 96 \end{cases} O_{\pi} - 11.6 \end{cases}$
Мт — 53 Ильм — 138 Кв — 4 1690	$\frac{M\tau - 74}{M_{.1bM} - 50} \Big\}^{Pyg} - 7.4$

болитами и пироксеновыми роговиками появляются полосчатые роговики, в которых чередуются полосы плагиоклазпироксенового и плагиоклаз-амфиболового состава. В последних амфибол представлен коричневой разностью.

Наличие оливинсодержащих роговиков навело на мысль о возможности выноса из магмы фемических компонентов. Химические анализы амфиболитов и роговиков не подтвердили этого предположения (табл. 21). Пересчет химического состава роговых обманок из амфиболитов на «пироксеновый вариант» по методу П. Ниггли показал, что в зависимости от вариаций в составе роговых обманок может быть получена двупироксеновая или оливии-пироксеновая минеральная ассоциация (табл. 22).

Роговики в контакте с сиенитами развиты в северо-восточной части плутона и представлены плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми разностями, в большинстве случаев полосчатыми. Характерно чередование полос, сложенных плагиоклазом и моноклинным пироксеном, с полосами плагиоклаз-амфиболового состава (см. рис. 41, б). Известняки в контакте с сиенитами также превращены в пироксеновые мраморы.

В северо-западном контакте плутона в виде полосы мощностью до 1 км обнажаются существенно амфибол-полевошпатовые, диорптоподобные породы. На геологических картах они обычно указываются как «гибридные диориты и диоритосиениты». Наши исследования показали, что эти породы возникли в результате перекристаллизации сланцев енисейской свиты под действием щелочных растворов и являются, таким обра-

Таблица 23

зом, амфибол-полевошпатовыми метасоматитами. В правом борту р. Кии в непрерывных скальных обнажениях у уреза воды наблюдался постепенный переход от диоритоподобных метасоматитов к тонкозернистым глинистосерицит - полевошпатовым сланцам.

Для метасоматитов наиболее характерен парагенезис андезина с зеленым плеохропрующим резко амфиболом типа гастингсита. В небольшом количестве присутствуют калиевый полевой шиат (микроклин), биотит, сфен. В некоторых разностях присутствует моноклинный пироксен, причем взаимоотношение его с амфиболом равноправное. Типичным является полное отсутствие титаномагнетита. Среди метасоматитов встречаются участки с роговиковой структурой, линболее ЗЫ кварцитов II

Химический состав амфибол-нолевошпатового метасоматита (обр. 309) и амфиболов (обр. 2026, 1336, 1575, 1574).

	5	1	1		-
Окисел	309	2026	1336	1575	1574
SiO ₂	46,72	36,85	38,75	37,30	37.15
TiO_2	1,30	1,90	2,70	1,35	2.40
A12O3	15,80	11,13	10,58	12,76	13,42
Fe ₂ O3	4,98	8,53	5,67	6,82	5,25
FeO	12,95	20,86	20,29	20,11	20,67
MnO	0,36	0,78	0,54	0,70	0,54
MgO	1,85	2,96	4,00	3,20	3,20
CaO	7,82	10,02	10,47	10,24	10,47
Na ₂ O	3,91	2,46	2,09	2,54	2,30
K ₂ O	1,63	1,95	1,67	1,80	1,89
$H_{2}O^{-}$	0,23	—	_	_	-
F	_	0,20	_	0,22	0,23
П.п.п.	1,54	1,90	1,27	1,41	3,82
P_2O_5	0,51				
Сумма	99,60	99,54	98,03	98,45	101,34

Примечание. Анализы выполноны Л. Е. Жуковой (обр. 309) и С. А. Жулевич (ИГиГ).

крупные прослои известняков. Кроме того, в метасоматитах постоянно присутствуют линзообразные тела спенитов. Мощность последних достигает иногда нескольких метров, но чаще это мелкие линзы и ветвящиеся жилки с меланократовой, существенно амфиболовой каймой в зальбандах. Такие спенитовые линзы представляют собой, видимо, продукт анатектического илавления метасоматитов. По химическому составу амфиболполевошиатовые метасоматиты близки к диоритам (табл. 23). Амфибол в них представлен феррогастингситом, аналогичным по составу амфиболу из спенитов.

В контактах плутона, особенно в его северной части, широко развиты скарны. Скарнирование проявлено как в роговиках, так и в метасоматитах, в участках, где среди силикатных пород присутствуют известняки. Характерны плагиоклаз-пироксенгранатовые скарны с кальцитом, сфеном, эшидотом, хлоритом. Отмечены относительно редкие везувиановые разности скарнов.

ОБ ЭКОНОМИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ПОРОД ПЛУТОНА

В пределах плутона Большой Таскыл неоднократно проводились поисковые геологические и геофизические работы. Поисковиков привлекала прежде всего повышенная титаноносность габброидов, а в последние годы и возможная их апатитоносность. Усилия поисковиков были направлены на обнаружение контрастных руд с высоким содержанием полезного компонента. Надежды на наличие таких руд в пределах плутона не оправдались. Существует, однако, несколько иной подход к оценке перспектив плутона в отношении его рудоносности. Представляется более правильным рассматривать базитовую часть плутона как огромное по запасам месторождение бедных титано-железных руд, имея в виду комплексную переработку всех габбровых пород плутона. Среднее содержание TiO₂ в габброидах не велико и составляет по данным имеющихся химических анализов 1,86 вес. %. Однако рудные минералы (ильменит и титаномагнетит) распределены в породах неравномерно. В результате процессов расслоения подавляющая часть их сконцентрирована в меланократовых разностях габброидов. Действительно, химическим анализом в наиболее меланократовых базитах установлено 3,45 — 6,96% ТіО, и 16—28% FeO + Fe₂O₃. Опыт выделения мономинеральных фракций показал, что из габброидов плутона с помощью гравитационной и магнитной сепараций могут быть получены концентраты ильменита и титаномагнетита. Ильменит содержит 47-50% TiO₂ и 46-47% окислов железа. В титаномагнетите присутствуют от 9 до 19% TiO, и 74-81% окислов железа (FeO + +Fe₂O₃). Запасы TiO₂ в габброидах, слагающих положительные формы рельефа, составляют несколько сот миллионов тонн, запасы железа, минералогически связанного с титаном, естественно, значительно выше. Необходимо учитывать также, что попутно из габбро может быть извлечен апатит, а силикатные «хвосты» могут использоваться для «базальтового» литья.

Таким образом, габбронды плутона Б. Таскыл представляют собой огромное по занасам месторождение бедных железо-титановых руд, и с этих позиций следует подходить к их экономической оценке. Поскольку мощность меланократовых прослоев редко превышает 1—1,5 м, в задачу поисковых работ должна входить оценка «коэффициента рудоносности» отдельных участков и массива в целом. Разумеется, пока существуют месторождения богатых руд титана п железа, переработка габбровых пород вряд ли привлечет внимание горнодобывающей промышленности, и в этом смысле базиты сиенит-габбровых илутонов можно назвать «рудой будущего». Однако при наличии дешевой энергии разработка их может оказаться рентабельной и исследованные нами габброиды превратятся из петрографических объектов в важные промышленные руды, как это произошло, например, с нефелиновыми породами.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУРЫ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Данные о составе породообразующих минералов позволяют воспользоваться «геологическими термометрами» для оценки температуры кристаллизации пород. В настоящее время предложено много «термометров», основанных на распределении элементов между сосуществующими минералами. Если компонент А одновремению входит в две минеральные фазы 1 и 2, то при равновесии химический потенциал этого компонента должен быть одинаков в обеих фазах. Взаимоотношение между химическим потенциалом и концентрацией компонента выражается следующим уравнением (Kretz, 1961):

$$\mu_A = \mu_A^0 + RT \ln f_A X_A,$$

^{тде} µ_A — химический потенциал компонента A в любой фазе; μ_A^0 — то же, в стандартном состоянии;

- R^{-} — газовая постоянная:
- T— температура;

f_A — коэффициент активности;

X_A — концентрация компонента A. Обозначив коэффициент распределения компонента A между фазами 1 и 2 как $K_{\rm p} = f_A^1 X_A^1 : f_A^2 X_A^2$, выразим зависимость его от температуры:

$$\ln K_{\rm p} = \frac{\Delta \mu}{RT},$$

где $\Delta \mu$ — изменение химического потенциала при переходе одного моля компонента А из фазы 1 в фазу 2. В том случае, если минеральные фазы, представляющие собой твердые растворы компонентов, по своим свойствам близки к идеальным растворам, коэффициенты активностей близки к единице, и, следовательно, коэффициент распределения выражается отношением концентрации: $K_{\rm p} = X_A^1 : X_A^2$.

Таблица 24

Заметим. ЧТО ақтивность компонентов в большинстве случаев неизвестна, а предположение, что природные минералы представляют собой идеальные твердые растворы, далеко не всегда правомерно. Кроме того, необходимо учитывать, что распределение компонентов между минералами отражает минимальную температуру, при которой эти минералы находились в равновесии. Можно предполагать, что для магматических минералов фиксируется конеч-

Температура начала кристаллизации оливина при атмосферном давлении в различных породах илутопа Большой Таскыл, рассчитанная по уравнению В. А. Кутолина (1966)

	Соста	в минер	алов			
№ п/п	Пл (%Ан)	^f ол	Ол ^f Mп		T °C	
1 2 3	76 60 49	$\frac{40}{62}$	29,5 34,0 38,2	$9,28 \\ 6,13 \\ 5,16$	1218 1163 1146	

Пр. име чанне. 1 — обр. 110 и 111; содержание MgO — среднее из двух анализов (табл. 16, ан. 4 и 18); 2 — обр. 76 н 80; содержание MgO — среднее из двух анализов (табл. 16, ан. 3 и 17); 3 — обр. 1410 (табл. 16, ан. 7).

ная температура их кристаллизации, однако доказать это не представляется возможным.

Прежде чем перейти к рассмотрению конкретных «термометров», попытаемся из общих соображений оценить температуру кристаллизации пород плутона и вероятную направленность ее изменения. Хорошо известно, что в одинаковых условиях (равное давление, содержание летучих компонентов) магнезиальные фемические минералы более тугоплавки, чем железистые, основные плагиоклазы кристаллизуются при более высоких температурах, чем кислые. Вполне вероятным кажется предположение, что наиболее высокотемпературными являются породы плутона, сложенные наиболее основным плагиоклазом и магнезиальными темноцветами. Это подтверждается экспериментами по плавлению и кристаллизации базальтов при атмосферном давлении. В. А. Кутолиным (1966) было предложено уравнение, связывающее температуру начала кристаллизации оливина с химическим составом породы:

$$T_{\text{O}\pi} = 1056,6^{\circ}\text{C} + 17,34 \text{ MgO}.$$

Температура начала кристаллизации оливина при атмосферном давлении, определенная с помощью уравнения Кутолина, оказалась наиболее высокой для битовнитового габбро и низкой для габбро-диорита плутона Большой Таскыл (табл. 24). Мы вправе предполагать, что температура кристаллизации минералов в природных условиях ниже, чем указанная в табл. 24, посколыху присутствующие в магме летучие понижают ее, однако тенденция в изменении температуры должна сохраинться. Для оценки температуры предложено пспользовать распределения кальция и щелочей в сосуществующих амфиболах и плагиоклазах (Перчук, 1970). В табл. 25 приведены значения кальциевости этих минералов для разных магматических пород плутона и амфибол-полевошпатовых метасоматитов, развитых в северо-западном контакте. Поскольку содержание кальция в амфиболах меняется слабо, полученые температуры оказались пропорциональны составу плагноклаза. Приведен-

Таблица 25

Отношение Са Канканка в амфиболах и плагноклазах и температура, определенияя по диаграмме Л. Л. Перчука (1970)

Название пород и номер образца	Амфи- бол	Плагн- оклаз	T°C
Плагноклаз-керсутитовый пегматит, жила, обр. 157 То же, обр. 169 Амфиболовое габбро, обр. 704 Оливиновый габбро-диорит, обр. 1407 Оливиновый плагносиенит, обр. 422 Ипроксен-амфиболовый спенит, обр. 1577 То же, обр. 1578 » обр. 1578 Амфибол-полевошнатовый метасома- тит, обр. 2026 То же, обр. 1575 » обр. 1574 » обр. 1336 » обр. 1343	$\begin{array}{c} 0,67\\ 0,65\\ 0,66\\ 0,69\\ 0,61\\ 0,58\\ 0,60\\ 0,62\\ 0,62\\ 0,62\\ 0,62\\ 0,62\\ 0,64\\ 0,65\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,70\\ 0,68\\ 0,52\\ 0,50\\ 0,20\\ 0,05\\ 0,12\\ 0,03*\\ 0,16\\ 0,16\\ 0,22\\ 0,26\\ 0,30\\ \end{array}$	960 950 790 730 510 405 440 395 470 470 525 560 580

* Одношпатовый сиснит. Приведено содержание кальция в калинатровом полевом шпате. Для остальных сиенитов и амфибол-полевошпатовых метасоматитов указан состав плагиоклаза, в породах, кроме того, присутствует калишнат.

ная на рис. 42 диаграмма рассчитана Л. Л. Перчуком (1970) для равновесия амфибола, состав которого приближается к гастингситу с железистостью 76%. Именно такой состав имеют амфиболы из сиенитов и амфибол-полевошпатовых метасоматитов. Определение температуры по керсутитам, присутствующим в габброидах плутона Большой Таскыл, неправомерно. Для сиенитов получены температуры 400—450°. Метасоматиты, залегающие в непосредственном контакте с сиенитами, показали температуру 470° (привязку образцов см. на рис. 13).

Метасоматиты, расположенные приблизительно в 100 м от контакта с сиенитами, показали температуру 525°. Образцы 1336 и 1343 взятыв 400-450 м от контакта. Температура, определенная по составу амфибола и плагиоклаза из этих пород, оказалась равной 560-580°. Таким образом, чем дальше от контакта с сиенитами расположена метасоматическая порода, тем выше температура, определенная по составу амфибола Поскольку плагноклаза. и источником тепла являлось магматическое тело, увеличение температуры по мере удаления от контакта представляется мало вероятным.



Рис. 42. Зависимость кальцпевости амфиболов и плагноклазов от температуры (по Перчуку, 1970). Кружки — составы минералов из магматических пород; треугольники — из метасоматитов (по данным табл. 25).

Неправдоподобно низкими являются температуры, полученные для сиенитов (400—450°). Есть основания считать эти породы более высокотемпературными. В частности, данные о более высоких температурах криста члизации сиенитов могут быть получены по полевым шпатам.

полевые шпаты

В большинстве сиенитов плутона Большой Таскыл присутствует один полевой шпат существенно натрового состава с содержанием ортоклазового компонента 30—40%. Поскольку в системе альбит — ортоклаз при низких температурах существует область несмесимости, очевидно, что полевой шпат такого состава, как в сиенитах Б. Таскыла, может кристаллизоваться только при сравнительно высоких температурах (рис. 43). Согласно диаграммам, приведенным на рис. 43, эта температура должна быть по крайней мере не ниже 650° С.

В приконтактовых частях плутона встречаются сиениты с двумя полевыми шпатами. Из обр. 682 были выделены мономинеральные фракции плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В химической лаборатории ИГиГ определено в плагиоклазе (в вес. %): Na₂O — 8,56, K₂O — 0,58; в калишпате: Na₂O — 3,30, K₂O — 9,72.

Пересчет этих данных показывает, что мольная доля альбита в плагиоклазе составляет 76, в калишпате — 34%. Темпера-



Рис. 43. Диаграммы плавкости в системе альбит—ортоклаз при разном давлении воды, по данным Bowen, Tuttle (1950); Йодер, Стюарт, Смит (1963). Интервал А — состав полевых шпатов в спенитах плутона Б. Таскыл.

тура кристаллизации этих минералов, согласно полевошпатовому термометру Т. Ф. Барта (1962), — около 650°. Высокие температуры (не ниже 700°) получены по полевошпатовому термометру для сиенитов Кизирского плутона (Богатиков, 1966).

МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТ

По составу магнетита и ильменита, находящихся в равновесни. предлагается определять температуру их кристаллизации и летучесть кислорода (Buddington, Lindsley, 1964). Этот термометр считается одним из наиболее надежных, поскольку градуировка его основана на результатах специально поставленного эксперимента. 7 пар хпмических анализов титаномагнетита и ильменита из пород плутона были пересчитаны на магнетит — ульвошпинель и ильменит — гематит по рекомендуемой методике (Buddington, Lindsley, 1964). В табл. 26 приведены результаты пересчета, температура кристаллизации и составы главных породообразующих минералов, ассоциирующих с титаномагпетитом и пльменитом. Самые низкие температуры (730-740° С) получены для пород с наиболее основным плагиоклазом и магнезиальными оливином и пироксеном, в то время как габбро-диориты, сложенные более кислыми плагиоклазами и железпстыми темноцветами, оказались более высокотемпературными (850—900°). Полученные температуры находятся в явном противоречии с существующими представлениями B

Таблица 26

Составы рудных минералов и температура их кристаллизации, определенная по диаграмме Баддингтона и Линдсин

N ទំ ០៩ព្រងនាជ្	Титаномагне- тит		Ильменит		TSC	Составы минералов, ассоцииру- ющих с окислами		
	Fe₃O₄	Fe₂TiO₄	FeTiO _a	Fe ₂ O ₃		плагиок- лаз, % Ан	оливин (f)	клинопи- роксси (f)
104	69,7	30,3	95,5	5,5	730	78	40	26
109	65,0	35,0	92,7	7,5	735	76	40	26
110	69,3	30,7	92,8	7,2	740	76,0*	40	29.9*
490	57,3	42,7	93,5	6,6	820	57,6*	50	30.6*
1407	49,5	50,5	93,3	6,7	875	49,4*	62	39,3*
1410	40,0	60,0	94,8	5,2	900	48,8*	61,5	38,2*
1413	58,1	41,9	91,9	8,1	850	52		35

Примечание. % Ан — содержание анортита в плагиоклазе (мол. %); f — общая железистость олнынов и пироксенов. * — составы минералов приве-дены по данным хим. анализа, остальные — по Данным иммерсионных измерений.

о кристаллизации базальтовой магмы. Многочисленные эксперименты и наблюдения над природными объектами однозначно показывают, что в пределах одной силикатной системы основные и магнезиальные породы всегда более высокотемпературны по сравнению с кислыми и более железистыми. Очевидно, что повышенная концентрация титана в титаномагнетитах из габбро-диоритов плутона не может быть объяснена более высокой температурой образования этих пород.

Существует опасение, что при выделении мономинеральных проб титаномагнетита из интрузивных пород часть ильменита теряется в процессе магнитной сепарации. Поскольку при выделении титаномагнетитов пробы нами измельчались до 0,01 мм, аншлифы этих пород специально были исследованы под микроскопом с предварительным травлением соляной кислотой. Установлено, что в титаномагнетитах из всех пород массива характер ильменитовых выделений одинаков, причем подавляющее большинство ильменитовых пластинок имеет толшиих 0,0004-0,004 мм и лишь в небольшом количестве присутствуют пластинки ильменита толщиной 0,005-0,015 мм. Под микроскопом отчетливо видно, что титаномагнетиты из габбродиоритов существенно богаче ильменитовыми вростками, чем титаномагнетиты более основных битовнитовых пород. Подсчеты показали, что среднее содержание ильменитовых выделений в титаномагнетитах из габбро-диоритов составляет 50%, а в битовнитовых породах — около 30% (объемных). Пересчет

этих цифр на молекулярные проценты «эквивалентной» ульвошпинели дает соответственно 70 и 42%. Это заметно выше данных химического анализа. Возможно, часть ильменита, находящегося в виде крупных пластинок, теряется в процессе магнитной сепарации. Однако подсчеты под микроскопом подтвердили, что титаномагнетиты из габбро-диоритов наиболее богаты титаном. Совершенно аналогичные нашим получены результаты при исследовании железотитановых окислов в траппах Сибирской платформы А. М. Альмухамедовым (1968). Титаномагнетиты из относительно кислых, обогащенных железом дифференциатов интрузивных траппов оказались наиболее богатыми титаном, т. е. согласно диаграмме Баддингтона и Линдсли являются наиболее высокотемпературными. Приходится констатировать, что для дифференцированных интрузивных базитов магнетит-ильменитовый термометр дает неудовлетворительные результаты.

никель в оливинах и пироксенах

Распределение никеля между сосуществующими оливинами и авгитами предлагается использовать в качестве термометра (Häkli, Wright, 1967). Градуировка термометра произведена эмпирическим путем. Одно из лавовых озер Гавайских островов остывало под наблюдением вулканологов, которые определили температуры кристаллизации оливиновых базальтов. В образцах керна, извлеченных после кристаллизации лавы, были опре-

76

32

Таблица 27 Содержание Ni в оливниах и пироксе- нах (10 ⁴ вес. %) и температура кри- сталлизации минералов, определенияя по данным T. A. Hakly, T. L. Wright (1967)							
№ об- р азца	№ів Ол	№ів Мп	K _p	T°C	Состав Пл,95 Ан		
Опреде	еления рин ИІ	спект ГиГ (В.	грально И. Спл	ой ла мопова)	борато-)		
36 104 106	50 32 16	33 16 16	1,5 2,0 1,0	885 930 820	72 78 78		
Определения спектральной лаборатории Ин-та геохимпи СО АН СССР (А. Д. Глазунова)							
104 110	$\frac{20}{24}$	$\begin{vmatrix} 12 \\ 10 \end{vmatrix}$	1,7 2.4	900 960	78 76		

делены с помощью электронного микрозонда содержания пикеля в оливинах и авгитах; полученные данные сопоставлены с температурой кристаллизации минералов.

В минералах Большого Таскыла никель определялся количественным спектральным анализом (табл. 27). Данные двух лабораторий хороню сопоставляются друг с другом. Для 6 пород с битовнитом №72—78 средняя температура составляет 910°, для диорита, содержащего плагиоклаз № 32, одно определение показало 790°.

111

459

32

14

2,3

957

790

СРАВНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР, ПОЛУЧЕННЫХ ПО РАЗНЫМ МИНЕРАЛАМ

На рис. 44 данные различных «термометров» соноставлены с составом полевых шпатов, присутствующих в породе. Линия I показывает температуру начала кристаллизации оливина при атмосферном давлении из расплавленных пород плутона (см. табл. 24). Характерно, что с увеличением кремнекислотности

и шелочности пород температура начала кристаллизации олпвина падает. Такая же тенденция устанавливается по данным амфибол-плагноклазового термометра, однако полученные для сиенитов температуры (400-450°) представляются заниженными. Во всяком случае, полевошпатовый термометр дает для этих пород более высокие температуры -650-700° (линии II и III на рис. 44). Варнации температур, полученных с помощью магнетпт-пльменитового термометра, <u>об-</u> наруживают противонеложную тепденцию, т. е. нашболее низкотемпературными •казались самые основные породы, в то время как с повышением кремнекислотности пород температура образования рудных минералов увелпчивается.

Таким образом, большишство термометров для одних и тех же пород плутона показывает разные температу-



Рис. 44. Сравнение температур кристаллизации минералов, полученных по разным термометрам, с составом полевого шпата в породе (в % Ан). Линия I — начало кристаллизации оливина в атмосфере воздуха из расплавленных пород плутона. Линин II и III — температура кристаллизации полевых шпатов плутона Б. Таскыл (II) п Кизирского, по данным О.А.Богатикова (III). Амфиболилагиоклазовый термометр (Амф-Пл):треугольники — минералы магматических пород, ромбы — минералы амфибол-полевоннатовых метасоматитов.

ры и иногда разные тенденции в изменении ее. Заслуживает внимания хорошее соответствие температур, полученных по полевошпатовому термометру и по распределению никеля между оливниом и авгитами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее существенные результаты, полученные в ходе исследования сиенит-габбрового плутона Большой Таскыл, могут быть сформулированы следующим образом.

1. Сиениты в пределах плутона связаны с габбро постепенными переходами и образуют тела, согласные со структурой расслоенных габбро. Переход от габбро к спенитам осуществляется путем постепенного изменения состава минералов: уменьшение основпости плагиоклаза и затем смена его калинатровым шпатом, отвечающим по составу анортоклазу, увеличение железистости оливинов, увеличение железистости и одновременно понижение титапистости и глиноземистости моноклинных иироксенов и т. д. Появление спенитов является закономерным результатом изменений, наметившихся в породах основного состава. Эти изменения обусловлены неоднородностью магматического расплава, возникшей еще до начала кристаллизации минералов.

2. Скрытая пеоднородность габброидов, выражающаяся в изменении состава минералов, не согласуется со структурой плутона. По простиранию магматических «слоев» составы минералов меняются. Можно предполагать, что составы минералов и, следовательно, пород будут меняться не только по простиранию, но и по падению слоев. Это обстоятельство необходимо учитывать при реконструкции плутонов, подобных Большому Таскылу.

3. Расслоенные текстуры в габбро возникли на поздних стадиях кристаллизации минералов в результате их перераспределения под действием сил гравитации. Этот вывод основан на идентичности составов различных минералов в смежных мелано- и лейкократовых слоях, а также на приуроченности наиболее тяжелых минералов — титаномагнетита и ильменита — к меланократовым слоям. Небольшая мощность магматических слоев может быть объяснена сравнительно высокой вязкостью расплава.

4. Исследование минералов позволило применить несколько минералогических термометров для оценки температуры кристаллизации. Значительный разброс полученных по одним образцам температур свидетельствует о несовершенстве предложенных методик. Вместе с тем в изменении минералов выявлены вполне четкие закономерности. Видимо, состав минерала, а также распределение элементов между минеральными фазами являются сложной функцией многих факторов, в том числе температуры и химических потенциалов различных компонентов магмы. Использовать состав минералов или распределение элементов между разными минералами для количественной оценки температуры или других физико-химических факторов в настоящее время не представляется возможным. Однако установлено, что для определенной магматической формации минералы обладают определенными особенностями состава и характеризуются тенденцией изменения, свойственной этой формации. Для сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области этот вывод подтвержден на примере полевых шпатов и пироксенов. Несомненно, что дальнейшее исследование особенностей состава минералов и направленности их эволюции в магматическом процессе позволит разработать надежные методы определения физико-химических условий формирования интрузивов разных формационных типов.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железотитановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1968, т. 97, № 4.
- Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968.
- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород.— Чтения им. В. И. Вернадского, IV, 1962.
- Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1966.
- Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброндных пород Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Боуэп Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Кристаллическая структура минералов. М., «Мир», 1967.
- Васильев Б. Д., Кортусов М. П. Копросу о возрасте кийского интрузивного комплекса Мариппской Тайги (Кузпецкий Алатау). – Сб.: Матер. по минералог., петрогр. и полезным ископаемым. Зап. Сибири и Красноярского края, вып. 2. Изд-во Томск. уп-та, 1964.
- Вахрупев В. А. Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части. — Геол. рудных месторождений, 1969, № 1.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Волохов И. М., Ивапов В. М. Лысогорский габбро-инроксенитдунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во СО АП СССР, 1963.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
- Д о в г а л ь В. Н. Узасский габбро-сиенитовый комплекс в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и его цекоторые аналоги. — Геол. и геофиз., 1962, № 3.
- Довгаль В. Н., Богнибов В. И. Древний габбро-сменитовый комплекс Кузнецкого Алатау. — Сб.: Магматич. формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965.
- Довгаль В. Н. Ранпепалеозойская габбро-спенитовая формация цептральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1968.

- Довгаль В. Н., Широких В. А., Алабин Л. В. Новые данные о составе и возрасте раниепалеозойского габбро-сиенитового комплекса окрестностей Берикуля (север Кузнецкого Алатау).— Сб.: Пробл. петрологии основных и ультраосновных пород. М., «Наука», 1971.
- «Наука», 1971. И ванов В. М., Волохов И. М. Шаманский габбро-ппроксенитдунитовый расслоенный массив лысогорского комплекса Западного Саяна. Сб.: Рудные формации и генезис эндогенных месторожд. Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968.
- Ильенок С. С. Основные черты геологии петрографического комплекса горы Патын. Тр. Томск. гос. ун-та, 1960, т. 146.
- Ильенок С. С. Щелочные породы участка горы Куль-Тайга.— Матер. по геол. Зап. Сибири, 1963, вып. 64.
- Ильенок С. С. Петрология габбро-спенитового комплекса Горной Шорни. Изд. Томск. ун-та, 1964.
- Иодер Х.С., Стюарт Д.Б., Смпт Дж. Р. Тройные полевые шпаты. — Сб.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963.
- Корель В. Г. По поводу формационной самостоятельности габбромонцонит-спенитовой ассоциации пород Алтае-Саянской складчатой области. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 4.
- Кортусов М. П. О габбро-спенитовом интрузивном комплексе Мариинской Тайги (Кузнецкий Алатау). — Сб.: Матер. по минералог., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края. Изд. Томского ун-та, 1962.
- Кортусов М. П. Кпйский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Мариннской тайги (Кузнецкий Алатау).— Сб.: Магматич комплексы Алтае-Саянской складчатой областя. Тр. ИГпГ СО АН СССР, вып. 33. Нвовосибирск, 1963.
- Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А., Фролова Б. М. Состав моцоклинных пироксенов магматяческих пород разных формационных типов.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 5.
- Крамбейн У., Грейбплл Ф. Статистические моделн в геологви. М., «Мир», 1969.
- Кривенко А. И. Особенности строения и пекоторые вопросы генезиса габбро-сненитового илутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау.— Сб.: Магматич. формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1970.
- М., «Наука», 1970. Кривенко А. П., Орлов Д. М. Пироксены габбро-сценитовой формации Алтас-Саянской области. — Сб.: Пробл. петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972.
- Кузпецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— Матер. по геологии Зап. Сибири, 1940, № 10(52).
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузоватов Н. И. Материалы по петрографии питрузивных образований района горы Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау). — Сб.: Матер. по минералог., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края, вып. 2. Изд. Томск. ун-та, 1964.
- Кузьмин А. М. Гора Патын.—Вестп. Зап.-Сиб. ГРТ, 1933, вып. 1.
- Кутолин В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава.— Геол. и геофиз., 1966, № 11.
- Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., «Наука», 1969.

- Кухаренко А. А. Моноклинные пироксены щелочно-ультраоснов. ных пород Кольского полуострова. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. 1962, вып. 13.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян).- Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 97. Лебедев А. П., Богатиков О. А. Fe — Ті — окисные мине-
- ралы Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточная Сибирь) и условия их образования. — Сб.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., «Наука», 1965.
- Лебедев П. И. Титаномагнетитовый габбровый комплекс массива горы Патын (Кузнецкий Алатау). - Тр. петрогр. ин-та АН СССР. 1935, 80, вып. 5.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мясннков В. С., Боярская Р. В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронномин роскопичесное их исследование. – Геол. рудн. месторожд., 1965, № 5.
- Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые СЗ части Кузнецкого Алатау. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 124.
- Никольская Т.А. Ульвошнинель в титаномагнетитах г. Патын.--Изв. Томск. политехн. ин-та, 1962, т. 20.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. Μ., «Наука», 1970.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Сарманов О. В., Вистелиус А. Б. О корреляции между процентными величинами. — Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 1.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктич. ин-та, 1936, т. XLIII.
- Саранчина Г. М. Комплекс нефельно-мелплито-монтичеллитовых пород массива горы Патын в Горной Шории Западной Сибири.-Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук, 1936, вып. 2, № 9.
- Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., «Недра», 1968.
- У с о в М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края.
- Томск, 1936. У эйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.
- Халфин С. Л. Петрология дифференцированного массива горы Когтах (Кузнецкий Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 7.
- Халфин С. Л. Петрология Когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса. «Наука», 1965.
- Ц ветков А. И. Экспериментальные исследования в области бесщелочных пироксенов. Тр. Ин-та геол. наук, петрогр. серия, вып. 138, № 41. M., 1951.
- Ш слковников А. Д. Дифференцированная габброидная интрузия бассейна верховьев Казыр в Восточном Саяне. - Сов. геология, 1958, № 3.
- Ш елковпиков А. Д. Геологическое строение, петрографический состав, петрохимические особенности Крыжинского габбро-щелочно-сиенитового массива. Сб.: Матер. по геол. Красноярского края, 1961, вып. 2.
- Ш в роких И. Н. О полевых шпатах габбро-сиенитового массива горы Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау).— Матер. к конф. молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1967.

- Эдельштейн Я.С.Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в северо-западной части Минусинского уезда в 1908 году. – Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири. Енисейский золотоносный р-и, 1911, вып. 10. A o k i K. Phenocrystic spineliferous titanomagnetites from trachyandesi-
- tes, Iki Island, Japan. Amer. Mineral., 1966, vol. 51, N 11–12. B o w e n N. L., T u t t l e O. F. The system Na Al Si₃O₈ K Al Si₃O₈ H₂O. Journ. Geol., 1950, vol. 58, 489–511.
- B u d d in g t o n A. F., L in d s l e y D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.— Journ. Petrol., 1964, vol. 5, N 2.
 H a k l i T. A. W r i g h t T. L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, vol. 31, 877-884. Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common
- clinopyroxenes. Amer. Mineral., 1949, vol. 34, 621-666.
- Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study .- Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 80.
- Kretz R. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions. - Journ. Geol., 1961, vol. 69, N 4.
- Shaw H. R. Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas.— Amer. Journ. Sci., 1965, vol. 263, 120-152.
- Wager L. R., Deer W. A. Geological investigation in East Greenland. Pt. III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuag, East Greenland, Medd. om Gronland, 1939, vol. 105, N 4.

Список сокращений, принятых в работе

Аб —	альбит	Ол	 оливин ортоклаз плагноклаз ромбический пироксен рудный минерал титаномагнетит фаялит форстерит ферросилит энстатит общая железистость
Амф	— амфибол	Ор	
Ан	— анортит	Пл	
Ап	— апатит	Рп	
Би	— биотит	Руц	
Вол	— волластонит	ТМт	
Ильм	— ильменит	Фа	
Кв	— кварц	Фо	
Мп	— моноклинный пироксен	Фс	
Мп	— магиетит	Эн	
Ок	— коэффициент окисленпости	ƒ	
Ок	— коэффициент окисленпости Fe^{+3} железа $Fe^{+2}+Fe^{+3}$	$\frac{f}{\mathrm{Fe}^+}$	- общая железистость $e^{+2} + Fe^{+3}$ $^2 + Fe^{+3} + Mg$ · 100

$$\overline{Fe^{+2}+Fe^+}$$

содержание

CONTENTS

Introduction ·	5
Geology and age of plutonic body	8
Structure of plutonic body and characteristics of magmatic	• Ē
rocks	13.
Minerals	34
Stratification of gabbroids and latent inhomogeneity of plutonic	с
body	. 66
Relationship bewteen gabbro and syenite	. 74
Petrochemistry	. 77
Contact aureole of plutonic body	. 85.
On economic importance of plutonic rocks	. 90
The use of mineral compositions as goothermometers	. 92
Conclusions	.100
References	102
Fhe List of abbreviatious	106