

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ
ГРАНИТОИДНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ
И КУЗНЕЦКОГО
АЛАТАУ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 250

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Volume 250

THE EARLY PALEOZOIC
GRANITOID
ASSOCIATIONS
OF THE WESTERN
ZABAICALYE
AND KUZNETSK
ALATAU

Responsible editor
Academician Y. A. Kuznetsov



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1975

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ
ГРАНИТОИДНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ
И КУЗНЕЦКОГО
АЛАТАУ

Ответственный редактор
академик Ю. А. Кузнецов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975

В сборнике обобщены результаты новых петрологических исследований. Для Забайкалья подробно описывается раннепалеозойский гранитоидный комплекс джидинской зоны, его вещественный состав, формационная принадлежность, условия формирования, взаимоотношение с более молодыми и более древними ассоциациями. Для Кузнецкого Алатау разбираются факторы повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов, дается геолого-петрографическая характеристика Саксырского батолита.

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга геологов.

САКСЫРСКИЙ (СЫРСКИЙ) ГРАНИТОИДНЫЙ ПЛУТОН

(Кузнецкий Алатау)

Саксырский хребет и прилегающая к нему Минусинская котловина изучались давно, главным образом в связи с составлением общей геологической карты. Обнаруженные в этом районе в разное время незначительные месторождения полезных ископаемых не вызывали особого интереса к району, поэтому сведения о нем скудны и связаны в основном с именами первоисследователей Кузнецкого Алатау — Я. С. Эдельштейна (1932) и А. Н. Чуракова (1932).

В работах этих исследователей приводятся краткие сведения о геологическом строении, петрографии и возрасте пород Саксырского (по А. Н. Чуракову) плутона, причем Я. С. Эдельштейн считал среднезернистые розовато-серые граниты и граносениты Саксыра нижедевонскими, а мелкозернистые красные граниты еще более молодыми. А. Н. Чураков определял первые как верхнекембрийские, а вторые — как нижнесилурийские.

Ю. А. Кузнецов (1929), изучая Камыштинское месторождение, подробно описал осадочные и интрузивные образования в междуречье Камышты и Малого Сыра. Проследил в этом месте контакты Саксырского плутона с известняками и определил его возраст как додевонский, поскольку галька его гранитов присутствует в конгломератах красноцветной толщи нижнего девона.

Краткая геологическая характеристика Саксырского района есть у М. М. Рунина (1934). Относительно возраста Саксырских гранитов М. М. Рунин придерживался той же точки зрения, что и Ю. А. Кузнецов. И. В. Лучицкий (1960) также очень кратко описывает Саксырское поднятие и подтверждает додевонский возраст саксырской гранитной интрузии. О. И. Шохина (1961) в связи с описанием щелочных пород Булан-Куля приводит краткую характеристику пород гранитной интрузии и геологического строения района.

Ю. Ф. Погоня-Стефанович (1961) рассматривает только структуры сочленения древнего палеозоя хр. Саксыр с девоном Минусинской котловины.

Е. К. Станкевич (1964) относит Саксырский (Сырский) плутон к сорскому комплексу, хотя по описанию он ничем не

отличается от Туимского и Уйбатского плутонов улень-туимского комплекса — ни по набору пород, ни по их натровому характеру. Все разнообразие пород сорского комплекса Е. К. Станкевич связывает с дифференциацией и кристаллизацией на месте.

Нами Саксырский плутон изучался в 1968—1969 гг. Собранный материал обрабатывался еще позже, когда монография «Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау» (Кузнецов и др., 1971) уже была сдана в печать и поэтому его описание в монографию не вошло и теперь приводится отдельно, хотя фактически этот материал неразрывно связан с первой работой.

ГЕОЛОГИЯ САКСЫРСКОГО УЧАСТКА

Саксырский плутон изучен в промежутке между р. Уйбат и оз. Булан-Куль, в наиболее хорошо обнаженной его части. Детально была изучена интрузия, а за ее пределами сделаны отдельные маршруты, пересекавшие рифейские и в некоторых случаях девонские отложения.

Геологическое строение района довольно простое. Собственно Саксырский плутон залегает в центральной части Саксырского поднятия среди осадочно-метаморфической толщи рифея. Северный контакт гранитов с осадочно-метаморфической толщей крутой, ближе к 80° с падением на север, южный — более пологий, около 30° с падением на юг. Главное простирание пород рифея совпадает с ориентировкой Саксырского поднятия (восток-северо-восток) и осложнено мелкими пликативными и разрывными дислокациями. Поэтому часто наблюдаются местные отклонения от главного простирания.

На рифейские отложения и граниты полого налегают слабодислоцированные нижнедевонские эффузивно-осадочные отложения. Вдоль южного контакта простирание эффузивно-осадочных отложений девона следует контакту с гранитами, затем поворачивает на северо-восток с падением на юг и юго-восток под углами 10 — 15° у контактов. Значительно реже наблюдается более крутое падение — до 30° .

На севере девонские отложения также полого падают на север, но в некоторых местах с осадочно-метаморфическими породами рифея и гранитами Саксыра граничат по Ужунжильской зоне смятия (Ю. Ф. Погоня-Стефанович, 1961).

Вмещающие породы Саксырского плутона представлены рифейскими известняками, кварцитами, роговиками, образовавшимися как за счет осадочных глинистых пород, так и за счет основных эффузивов или габброидов. Метаморфизм довольно сильно изменил эти породы и не всегда можно определить их первичное происхождение.

Дайковый комплекс, связанный с нижнедевонским вулканизмом, представлен андезитовыми и диабазовыми порфиритами, ортофирами и альбитофирами и распределен в основном в западной части Саксыра, ближе к оз. Булан-Куль. Далее к востоку породы этого комплекса встречаются реже, обычно остаются только дайки андезитовых порфиритов. Они секут как известняки, так и интрузивные породы. Дайки крутопадающие, имеют мощность 1—10 м, простирание их большей частью северо-восточное, хотя есть и северо-западное. Часто встречаются дайки дугообразные и изгибающиеся, как змеи.

Сам Саксырский плутон сложен гранитами, граносниенитами, кварцевыми сиенитами, сиенито-диоритами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, очень близкими к таковым Туимского и Уйбатского плутонов. Наиболее поздние из них — красные лейкократовые граниты, аплиты и гранит-порфиры.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ САКСЫРСКОГО ПЛУТОНА

Как уже указывалось, вмещающие породы для Саксырского плутона — карбонатные или глинисто-карбонатные породы рифея, а также древние основные эффузивы, габбро и диориты. Останцы этих пород прослеживаются внутри интрузивных пород в виде узких полос, линз и неправильных пятен.

Из вмещающих пород наименее изменены известняки и кварциты. Это массивные плотные породы, белой или серой окраски, обычно неслоистые или с плохо выраженной слоистостью. Кварциты чаще всего черные или темно-серые, но встречаются и зеленоватые. Доломитизированные разности известняков имеют желтоватую окраску, битуминозные — темно-серую или черную. Вблизи контактов с гранитоидами известняки светлеют и превращаются в мраморы белой, розовой или голубоватой окраски.

По контактам с известняками прослеживаются гранат-магнетитовые, гранат-пироксеновые скарны, а на контактах интрузии с доломитизированными известняками и около останцов таких известняков образуются магнезиальные скарны с жилками змеевика и асбеста. Обломочные и глинистые породы при метаморфизме превращаются в кварцево-плагиоклазовые роговики с небольшим количеством биотита. Если в глинистых породах присутствуют карбонатные прослойки, они превращаются в эпидот-гранат-кальцитовые агрегаты.

Основные эффузивы, диабазы, диабазовые порфириты, габбро и диориты, являющиеся компонентом вмещающей толщи, изменены гораздо сильнее, чем осадочные породы, но кое-где они сохранились почти в неизменном виде.

Неизмененные диабазы сохранились в южной части среди известняков в пределах Камыштинского железорудного место-

рождения и по р. Малый Сыр. Это серые или черно-зеленые породы с офитовыми или интерсертакльными структурами.

Микроскопическое исследование показывает, что они состоят из длинных призм плагиоклаза, содержащего 40—45% анортита, реже более основного. По р. Малый Сыр оливиновые диабазы содержат плагиоклаз № 60—65, буроватый пироксен-авгит, оранжевый биотит. Пироксен почти нацело замещен бледноокрашенной роговой обманкой (уралитом), которая, в свою очередь, замещается хлоритом. Характерна тонкая сыпь магнетита. В некоторых разностях сохраняется серпентинизированный оливин.

В междуречье Уйбата и Камышты, у северного контакта Саксырского плутона внутри сиенитов наблюдаются остатки габбрового тела длиной около 500 м по длинной оси и немного меньше в поперечнике. Подобные габбровые и диоритовые тела, но большего размера и в различной степени измененные залегают по рекам Ужунжулу, Малый Сыр и около Бистагского асбестового месторождения.

Габбро в наименее измененном виде (обр. 460/68) состоит из плагиоклаза в виде длинных призматических зерен (лабрадор № 55—60), заметно сосюритизированных, буровато-серого авгита ($Ng=1,716$, $Nm=1,694$, $Np=1,689$, $2V=+60^\circ$), по краям замещающегося зеленовато-бурым амфиболом ($Ng=1,701$ — зеленый, $Nm=1,689$ — зеленовато-бурый, $Np=1,679$ — светло-желтый, $Ng-Np=0,022$). В редких случаях сохраняются даже зерна оливина.

Кроме этих минералов, по пироксену и амфиболам, а часто и по плагиоклазам образуется бурый биотит. Пластинки его достигают 1 см в поперечнике. Чаще биотит образуется вместе с калиевым полевым шпатом по системе трещин.

Плагиоклаз подвергается деанортизации (раскислению), скаполитизации и окварцеванию.

Скаполит натровый, мариалит с двупреломлением 0,011 и амфибол по пироксенам приводят к образованию амфибол-скаполитовых пород. При большей степени амфиболитизации образуются амфиболовые породы почти без плагиоклаза.

Начальные стадии амфиболитизации можно наблюдать в образцах еще совершенно свежих габбро и диоритов. Она выражается в появлении оторочек буро-зеленого амфибола вокруг авгита и плагиоклаза. Буро-зеленый амфибол по краям светлеет и приобретает голубовато-зеленоватую, иногда синезеленую окраску. Этот светлый амфибол соответствует по оптическим данным слабозелезистому актинолиту ($Ng=1,669$ — светлый, голубовато-зеленоватый, $Nm=1,661$ — светло-зеленый, $Np=1,649$ — светло-желтый, $2V=-76^\circ$, $c:Ng=12^\circ$).

Кварца в габброидах очень мало и, как правило, он вторичный, проникает по границам зерен и нередко образует жилки.

При глубокой переработке не крупных жселонитов основных эффузивных и интрузивных пород образуются амфибол-плагноклазовые роговики, местами сохраняющие структуры исходных пород: офитовые, пойкилоофитовые и габбровые.

Полностью измененные основные породы имеют темно-серую или почти черную окраску, различную крупность зерна и хорошо выраженные гранобластические структуры. В тонкозернистых амфибол-плагноклазовых роговиках основная масса состоит из тонкого гранобластического агрегата олигоклаза и амфибола с редкими реликтовыми порфиоровыми вкрапленниками плагноклаза, с хорошо выраженной зональностью и серицитизированной центральной зоной. Краевые зоны плагноклазов по составу соответствуют плагноклазу основной массы роговигов, т. е. олигоклазу № 20, а центральная часть имеет № 35—40, редко достигает № 50 и более.

Зональность плагноклазов в более крупнозернистых разновидностях роговигов бывает заметна и в основной массе роговигов. Обычно наблюдаются две зоны, состав которых такой же, как и в реликтовых вкрапленниках — внешняя зона соответствует олигоклазу, внутренняя — андезину.

Зеленый амфибол, входящий в состав роговигов, относится к обыкновенным роговым обманкам. Окраска его и показатели преломления соответствуют по $N_g = 1,684$ — зеленая с синеватым оттенком, $N_m = 1,671$ — зеленовато-буроватая и по $N_p = 1,668$ — светло-желтая, $2V = -74^\circ$, $N_g - N_p = 0,016$. Это менее железистый амфибол, чем тот, который распространен в слабоизмененных габбро, хотя в некоторых разновидностях амфибол-плагноклазовых роговигов наблюдается и железистый амфибол с более высоким двупреломлением и густой окраской ($N_g - N_p = 0,022 - 0,023$, плеохроизм по N_g — зеленый, N_m — зелено-бырый, N_p — светлый желтовато-зеленоватый).

Биотит, как правило, встречается в роговигах в незначительном количестве, но иногда его бывает столько, что роговики можно уже называть амфибол-биотит-плагноклазовыми. Биотит обычно хлоритизирован.

Из других минералов в роговигах распространен магнетит, игольчатый апатит и сфен.

Характер дальнейшего преобразования амфибол-плагноклазовых роговигов такой же, как в описанных Туимском и Уйбатском районах (Кузнецов и др., 1971). Они подвергаются перекристаллизации с укрупнением зерна, а также метасоматической калишпатизации и окварцеванию.

При перекристаллизации первоначально принимает длиннопризматический облик роговая обманка, но под микроскопом видно, что она еще не имеет прямолинейных ограничений и вся переполнена включениями основной массы роговика — полигональными или округлыми зернами плагноклазов, сфена, апатита, пластинками биотита.

Далее идиоморфизм амфиболов повышается, кристаллы его принимают прямолинейные ограничения, а с наложением калиевого и кремниевое метасоматоза проявляется идиоморфизм и у плагиоклазов. Тогда порода приобретает характер кварцевого диорита или сиенито-диорита с гипидиоморфными структурами интрузивных пород, хотя местами в них хорошо бывают видны и гранобластические структуры роговиков.

Внешний облик таких пород очень пестрый, так как они варьируют на незначительных расстояниях как по размерам зерен, так и по количественному соотношению минералов. Амфиболовые грубозернистые породы сменяются мелкозернистыми диоритовыми породами, а они, в свою очередь, — грубозернистыми кварцево-полевошпатовыми агрегатами с длиннопризматическим амфиболом. Призмы последнего при малом поперечном сечении достигают длины 3—4 см. Нередки пегматоидные разности. Такие породы с такситовой текстурой и длиннопризматическим амфиболом в предыдущей работе мы называли «игольчатыми диоритами».

В этих диоритах калиевый полевой шпат метасоматический, более поздний, встречается в небольшом количестве, но при большей степени калишпатизации иногда его бывает довольно много. Во всех случаях он корродирует плагиоклаз или замещает его по краям. Плагиоклаз по сравнению с самими кварцевыми диоритами становится более кислым и относится к альбит-олигоклазу или олигоклазу № 15—20. Такую породу можно отнести к кварцевому сиенито-диориту. Апатит также приобретает игольчатый облик, и его длинные тонкие иглы пронизывают по нескольку зерен, составляющих породу минералов. Это, вероятно, может свидетельствовать о перекристаллизации в присутствии большого количества летучих компонентов.

Калишпатизация местами захватывает роговики раньше их перехода в кварцевые диориты и тогда видно, как в массе роговика разрастаются порфиробласты микроклина с неправильными ограничениями, переполненные включениями основной массы роговиков — мелкими зернами амфиболов, плагиоклазов и других минералов, входящих в состав роговиков.

К краям ксенолитов количество калишпатовых зерен увеличивается, исчезают плагиоклазовые включения, от которых остаются только более светлые пятнышки, сохраняются мелкие призмы амфиболов того же облика и состава, что и в роговиках. При удалении от ксенолитов количество амфиболов уменьшается и, наконец, в сиените они почти исчезают.

При калиевом метасоматозе происходит не только образование калиевого полевого шпата, но и образование биотита. Биотитизации подвергаются амфиболы и плагиоклазы. Оба минерала замещаются биотитом по краям зерен и трещинам.

Кварц проникает по границам зерен полевых шпатов в виде цепочек, жилок и микропегматитовых сростаний с калишпатом. Значительные скопления кварца бывают в центре грубозернистых амфибол-калишпат-плаггиоклазовых пятен среди игольчатых диоритов. Нередко здесь встречаются идиоморфные кристаллы сфена и железистый эпидот.

Таким образом, при преобразовании вмещающих пород Саксырского плутона наблюдаются те же процессы и в той же последовательности, что и в Туимском и в Уйбатском плутонах. Так же на начальных стадиях преобразования происходил натровый метасоматизм, вызвавший амфиболизацию пироксенов и скаполитизацию плаггиоклазов. Одновременно плаггиоклазы подверглись деанортизации и вокруг них появились более кислые зоны, содержащие 15—20% анортита. Кроме кислой зоны, у основных и средних плаггиоклазов в промежутках между ними появляются агрегаты кислого плаггиоклаза тоже приблизительно олигоклазового состава.

По левобережью р. Камышта да и в других местах плаггиоклазы диоритов и габбро подвергаются скаполитизации и приобретают характерный пятнистый облик. Скаполиты преимущественно натровые (мариалит с 15—20% мейонита).

Следы более позднего калиевого метасоматоза проявляются практически почти во всех вмещающих породах и в их ксенолитах, но в различной степени. В некоторых породах он проявляется очень слабо и выражается в появлении небольших количеств калиевого полевого шпата или биотита, разъедающих плаггиоклаз.

Далеко зашедший калиевый метасоматоз приводит к образованию пород состава кварцевых сиенито-диоритов и сиенитов, но и в тех и в других видно, что калиевый полевой шпат — образование более позднее, чем другие минералы, так как всюду сохраняются следы замещения им плаггиоклазов, обрывки которых сохраняются внутри калишпатовых зерен.

Калиевый метасоматоз также часто сопровождается диопсидизацией амфибола и перекристаллизацией с укрупнением зерна, что свидетельствует о кристаллизации в присутствии большого количества летучих компонентов.

Близок по времени к калиевому метасоматозу и кремниевый метасоматоз, приводящий к образованию гнезд кварца в интерстициях между полевыми шпатами, жилок и цепочек. Распределение кварца в экзоконтактных породах неравномерное. Местами он встречается в виде отдельных зерен, особенно в малоизмененных основных породах. В кварцевых диоритах и сиенито-диоритах метасоматического происхождения его больше. В грубозернистых лейкократовых пегматоидных выпотах среди роговиков и основных пород кварц слагает центральную часть и тогда ассоциирующие с ним полевые шпаты, роговые обманки и сфен приобретают идиоморфные

органичения. Сфен, вероятно, образуется за счет титаномагнетита и его зерна достигают 0,2—0,3 см.

Скарновые зоны характерны для южного контакта интрузии с известняками. Они сложены гранатом, магнетитом, пироксеном с незначительной примесью других минералов.

Магнезиальные скарны чаще всего встречаются в тех местах, где интрузивные породы контактируют с доломитизированными известняками.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ФАЗЫ ФОРМИРОВАНИЯ САКСЫРСКОГО ПЛУТОНА

Породы первой фазы формирования Саксырского плутона довольно широко распространены в его западной части, в восточной их несколько меньше. Это кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые сиенито-диориты, граносиениты и сиениты. Состав минералов и некоторые другие особенности сближают их с отдельными разновидностями вмещающих пород, особенно с амфибол-плагноклазовыми роговиками и «игольчатыми» диоритами. Породы первой фазы отличаются от них довольно выдержанными однородными структурами и составом, что позволяет относить их не к метасоматическим образованиям, а к породам, кристаллизовавшимся из расплава.

Вероятно, эрозия неглубоко вскрыла Саксырский плутон, поскольку в породах первой фазы залегает довольно много остатков кровли, сложенных мраморизованными известняками, полосчатыми роговиками осадочного происхождения и амфибол-плагноклазовыми роговиками. Этим, видимо, и объясняется повышенная щелочность пород в местах, где была известковая кровля и сохранились ее остатки, так как повышенное содержание калия наблюдается не только в контактах с карбонатными породами, но и там, где сохранились карбонатные породы внутри плутона.

Кварцевые диориты и гранодиориты распространены в Саксырском плутоне не менее, чем другие породы, и встречаются обычно в эндоконтактной зоне на границе с основными вмещающими породами и их ксенолитами.

Кварцевые диориты имеют серую или серо-зеленую окраску и хорошо выраженные гипидноморфные структуры, среди которых участками бывают видны реликтовые гранобластические. В этих диоритах еще хорошо выражены такситовые текстуры, обусловленные неравномерным распределением темноцветных и лейкократовых минералов, а также различным размером зерен на разных участках.

Минеральный состав этих пород соответствует приблизительно составу «игольчатых» диоритов. Главный породообра-

зующий минерал для них — зональный плагиоклаз с размытой зональностью, центральная зона которого представлена плагиоклазом, содержащим 35—40% анортита, краевая — 20—25% анортита. Темноцветный минерал представлен светло-зеленым или буровато-зеленым амфиболом. Кварц распределен неравномерно и в различных местах количество его колеблется от 10 до 15%. Минералы-примеси — магнетит, длинно-призматический апатит и в некоторых случаях значительное количество сфена.

Калиевый полевой шпат содержится в подчиненном количестве и образуется по плагиоклазу, разъедая и замещая его по краям и проникая в него жилками. В некоторых местах калиевый полевой шпат захватывает одним зерном несколько зерен плагиоклаза, часть которых иногда имеет одинаковую ориентировку, представляя, вероятно, остатки одного зерна. С появлением калиевого полевого шпата одновременно начинается и биотитизация амфибола. Бурый биотит замещает амфибол по краям и трещинам спайности и ближе к гранитам вытесняет амфибол почти полностью. И биотит, и амфибол во многих местах подвергаются хлоритизации.

Таким образом, среди пород эндоконтакта более темноокрашенные и содержащие большее количество темноцветных минералов породы соответствуют по составу кварцевым диоритам, а более лейкократовые — кварцевым гранодиоритам. Последние располагаются ближе к гранитам, содержат больше кварца (до 20%), больше калиевого полевого шпата и меньше темноцветных компонентов. Но в них еще очень часто наблюдаются микроксенолиты с гранобластической структурой и замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

Кварцевые сиенито-диориты — как бы переходные разности между гранодиоритами и кварцевыми сиенитами. Так же, как и предыдущие, они чаще всего окаймляют останцы древних пород в гранитах. Эти породы имеют серую или розовато-серую окраску, хорошо раскристаллизованы и состоят из олигоклаза № 20—25, 10—15% кварца, переменного, но всегда подчиненного количества калиевого полевого шпата и темноцветных минералов — до 10—15% (преимущественно биотита).

Среди среднезернистой гипидиоморфной массы в некоторых случаях наблюдаются более крупные порфиробласты микроклина. Олигоклаз образует идиоморфные таблитчатые зерна, однородные или с размытой зональностью. В некоторых зернах зональность заметна только по зонкам серицитизации, а зерна гаснут одновременно. Вероятно, эта зональность реликтовая и остается после раскисления среднего или основного плагиоклаза. Более основной плагиоклаз, соответствующий № 30—35, встречается в этих породах реже, но в таких случаях наряду с ним почти всегда присутствует и более свежий олигоклаз, а иногда даже и альбит.

Калиевый полевой шпат составляет 20—25% от общего состава породы и большей частью образуется по плагиоклазу, разъедая его по краям и трещинам спайности. Кварц выполняет промежутки между зернами и располагается по их границам цепочками или жилками, в некоторых случаях корродирован и плагиоклазом. В общем, он явно вторичный и более поздний, чем калишпат и биотит.

Темноцветные минералы образуют кучные скопления, связанные между собой «шнурками» из этих минералов. Это главным образом биотит и в меньшем количестве светло-зеленый амфибол, замещающий биотит по краям и трещинам спайности; оба они хлоритизируются, а амфибол, кроме хлоритизации, еще и карбонатизируется. Много мелких зерен темноцветных минералов в участках, где раньше были включены микросеннолиты роговиков основного и среднего состава.

К минералам-примесям кроме обычных магнетита, апатита и сфена добавляются циркон и вкрапления пирита, частично замещенные окислами железа. Кое-где встречаются отдельные пластинки мусковита.

В своей массе кварцевые сиенито-диориты более или менее однородны. Но при обогащении их калиевым полевым шпатом и уменьшении количества темноцветных минералов и кварца они переходят в сиениты, а при обогащении кварцем, ближе к гранитам, — в граносиениты. Они отличаются от сиенито-диоритов и друг от друга только количественными соотношениями одних и тех же минералов.

Сиениты слагают значительную площадь в северной части Саксырского плутона, где он прорывает карбонатные породы, в хр. Малый Саксыр. В других местах они встречаются в меньшем количестве, большей частью узкой полоской на контакте с известняками и у карбонатных остатков кровли.

В составе сиенитов плагиоклаз соответствует олигоклазу № 20, но встречается и более кислый № 8—10, а в некоторых разновидностях наряду с олигоклазом присутствует и альбит.

Распределение калиевого полевого шпата в сиенитах не везде одинаковое. В некоторых разностях его меньше, чем плагиоклаза, в других — поровну, в третьих калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом и можно наблюдать только обрывки плагиоклаза внутри зерен калиевого полевого шпата. По краям зерен калиевого полевого шпата местами наблюдаются прорастания кварца, напоминающие гранофиновые. Глубоко внутрь зерен они не проникают. Ксеноморфного кварца здесь меньше 5% от общего состава породы.

Темноцветные компоненты представлены биотитом и зеленым амфиболом в очень малых количествах, не больше 1—2%. Аксессуарные — редкие зерна апатита, циркона.

И кварцевые диориты, и гранодиориты, и породы сиенитовые имеют гипидиоморфные структуры интрузивных горных

пород. Они довольно однородны и, вероятно, прошли стадию кристаллизации из расплавленного состояния, являются породами магматическими.

Кроме известково-щелочных сиенитов в Саксырском плутоне нередки и щелочные сиениты, распространенные западнее р. Камышты (по р. Малый Сыр и в других местах). Это красные, грубо- и среднезернистые породы, часто образующие жилы, в некоторых местах секущие габбро и диориты. Они состоят из антипертита и небольшого количества щелочного амфибола или биотита.

Эти сиениты и всю западную часть Саксырского плутона, а также причины повышенной их щелочности описывает В. Н. Довгаль с соавторами в статье «О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау» (см. наст. сб.).

СРЕДНЕЗЕРНИСТЫЕ ГРАНИТЫ, ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ, ГРАНИТ-ПОРФИРЫ И ДРУГИЕ ПОРОДЫ ВТОРОЙ ФАЗЫ ФОРМИРОВАНИЯ САКСЫРСКОГО ПЛУТОНА

Среднезернистые граниты и связанные с ними лейкократовые граниты, гранит-порфиры и аплиты многие исследователи восточного склона Кузнецкого Алатау выделяли в самостоятельный комплекс или делили их на отдельные комплексы, присваивая им различные названия (карлыгановский, сорский и др.).

Д. И. Мусатов (1961), например, относил среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты к карлыгановскому комплексу, а лейкократовые граниты, аляскитовые граниты, гранит-порфиры и другие подобного же типа породы — к сорскому.

Е. К. Станкевич (1964) относил к сорскому комплексу все граниты восточного склона Кузнецкого Алатау, начиная с порфирированных и кончая лейкократовыми.

Мы не считаем возможным разделять единый гранитоидный комплекс на несколько комплексов и относим кварцевые диориты, сиенито-диориты, сиениты и гранитные породы Саксырского плутона к одному улень-туимскому комплексу, выделяя в нем две фазы его формирования.

О том, что это единый комплекс, свидетельствует залегание среди кварцевых диоритов, сиенито-диоритов и других пород первой фазы формирования тел среднезернистых гранитов Саксырского плутона, связанных с ними постепенными переходами. На прилагаемой карте (рис.1) границы этих пород проведены совершенно условно. Кроме того, в породах первой фазы отсутствуют дайковые породы, пересеченные и метаморфизованные внедрением гранитоидов второй фазы. Вторая же

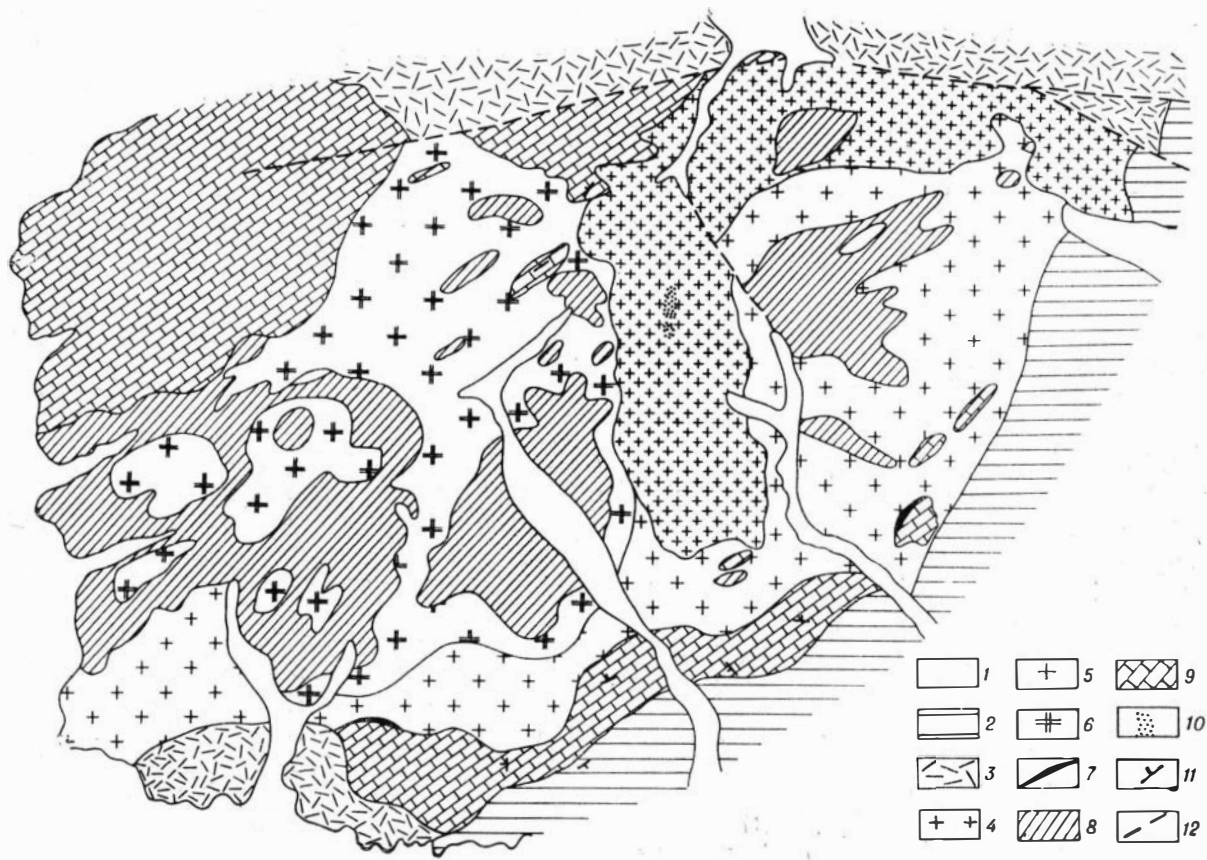


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Саксырского плутона (левобережье р. Камышты).

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные отложения девона; 3 — эффузивы девона; 4 — лейкократовые граниты, среднезернистые граниты второй фазы формирования Саксырского плутона; 5 — кварцевые диориты, кварцевые сиенито-диориты, граносиениты и сиениты первой фазы формирования плутона; 6 — скARNы; 7 — габбро, диориты, амфибол-плаггиоклазовые роговки и «игольчатые» диориты вмещающего комплекса; 8 — метаморфизованные известняки, кварциты и роговки по осадочным породам (рифей); 9 — кварцевые жилы; 10 — элементы залегания; 11 — элементы залегания; 12 — нарушения.

фаза сопровождается массой даек лейкократовых гранитов, гранит-порфиоров и аплитов, залегающих в породах обеих фаз формирования.

Среднезернистые граниты широко распространены в междуречье рек Камышты и Уйбата и в меньшем количестве — в западной части, на правом берегу р. Камышты.

Это серые, розовато-серые, красные на поверхности выветривания породы, большей частью среднезернистые; крупнозернистые и с неясно выраженной порфиоровидностью встречаются редко.

Структуры гранитов гипидноморфные, с хорошо выраженным идиоморфизмом плагиоклазов относительно калиевого полевого шпата и кварца. Но в некоторых местах идиоморфизм плагиоклазов нарушается тем, что его корродирует калиевый полевой шпат.

Калиевый полевой шпат — микроклин-пертит или с неясно выраженной двойниковой структурой, или совсем без двойников. Плагиоклаз с нерезкой зональностью, кислый. Центральная часть зерен содержит 20—25% анортита, краевая — 12—15%.

Калиевый полевой шпат и плагиоклаз содержатся в этих гранитах в равных количествах. Таким образом, среднезернистые граниты Саксыра относятся к гранитам нормального ряда.

Темноцветные минералы составляют не больше 2% от всего состава породы. Это главным образом бурый биотит, а ближе к породам первой фазы к нему добавляются отдельные зерна зеленой роговой обманки.

В отличие от других пород Саксырского плутона граниты однородны на больших площадях, имеют однообразные, хорошо выраженные структуры и постоянный минеральный состав.

Их воздействие на вмещающие основные и средние породы выражается в биотитизации, микроклинизации и кремниевом метасоматозе, вследствие чего между гранитами и основными породами появляются промежуточная граносиенитовая или гранодиоритовая зоны. В местах непосредственного контакта (не через породы первой фазы) с известняками в гранитах появляется узкая полоска кварцевых сиенитов и скарнирование.

Лейкократовые граниты в Туимском и Уйбатском плутонах распространены широко в виде даек и штокообразных тел. Особенно много их в Уйбатском плутоне, где они образуют довольно сложные тела. Еще больше их в Саксырском плутоне, где они также имеют форму сложных и простых даек, штоков и залежей.

Контакты лейкократовых гранитов со среднезернистыми секущие, что можно видеть в разрезе по левому берегу р. Уйбат, где она разрезает граниты. Там ясно видно, как красный мелкозернистый гранит обрезает серый и включенные в него ксенолиты. Но это единственное место, где можно на-

блюдовать их взаимоотношения. В других местах контакты лейкократовых гранитов либо закрытые, либо связаны постепенными переходами с серыми гранитами, вероятно, из-за однородности состава. Граница, проведенная между лейкократовыми и среднезернистыми гранитами, тоже условна (см. рис. 1). Это, конечно, касается крупного тела лейкократовых гранитов, а там, где они залегают в виде даек и штоков, в их секущих контактах нет сомнения.

Лейкократовые граниты — очень рыхлые, легко разрушаются процессами выветривания, что еще больше осложняет определение форм их залегания. Окраска их красная, темно-розовая или желтоватая.

Микроскопическое исследование показывает, что структуры их гипидиоморфные, местами микропегматитовые. Состав выдержанный. Главный полевой шпат — решетчатый и нерешетчатый микроклин, почти без пертитовых включений. Кислый плагиоклаз содержит 12—15% анортита, реже — 20%. Плагиоклаз, включенный внутри зерен микроклина, бывает еще более кислым и относится большей частью к альбиту № 8.

В лейкократовых гранитах содержится довольно много кварца — 30—40%.

Темноцветные минералы наблюдаются в малом количестве. Это отдельные чешуйки обесцвеченного биотита и пластинки мусковита. Кроме слюд в них есть немного магнетита и пирита, замещенного по краям окислами железа.

С лейкократовыми гранитами связана серия кварцевых жил. Они расположены в центральной части самого большого тела лейкократовых гранитов, имеют северо-восточное простирание и сложены молочно-белым и частично прозрачным кварцем. На всем протяжении эти жилы пересечены канавами, но хороших прозрачных кристаллов без трещин нет.

Гранит-порфиры имеют форму жил и залегают как в среднезернистых гранитах второй фазы, так и в кварцевых диоритах и сиенито-диоритах первой фазы. Гранит-порфировых жил в Саксырском плутоне очень немного. По составу они соответствуют лейкократовым гранитам, но имеют хорошо выраженную порфировую структуру. Структура их основной массы микрогранитная или микроаплитовая. Вкрапленники — плагиоклаз, микроклин, иногда кварц. Плагиоклаз зональный, с внутренней зоной, содержащей 20—30% анортита, и краевой кислой — до 15% анортита. Калиевый полевой шпат — микроклин, слабопертитизированный. Двойниковая решетка в нем заметна не всегда и большей частью проявляется пятнами в пределах одного зерна.

Основная масса гранит-порфиров также состоит из калишпата, плагиоклаза и кварца. Бурый биотит и отдельные призмочки светло-зеленой роговой обманки редки. Еще реже встречаются сфен и магнетит.

Аплиты распространены шире, чем гранит-порфиры и занимают ту же геологическую позицию. Простираются преобладают северо-восточное (60—70°) и меридиональное. Внешне аплиты — тонкозернистые, плотные розовые породы. Микроскопические структуры аплитовые. Составляющие их минералы — микроклин-пертит, кислый плагиоклаз № 5—8, пластинки мусковита, редко наблюдаются зерна хлоритизированного биотита и сфен. По внешнему виду очень часто аплиты невозможно отличить от гранит-порфиров.

ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС, СЕКУЩИЙ ГРАНИТОИДЫ САКСЫРСКОГО ПЛУТОНА

Дайковый комплекс, секущий гранитоидные породы Саксырского плутона (за исключением вышеописанных гранит-порфиров и аплитов), связан с нижедевонским вулканизмом, сопровождавшим формирование Минусинского межгорного прогиба.

Широко распространены эти дайки в западной части района, около оз. Булан-Куль, восточнее они встречаются реже, в общем только единичные экземпляры, ближе к контактам гранитоидной интрузии с нижним кембрием. Преобладающее их простирается северо-восточное, 60—80°, чаще даже ближе к широтному, мощность 2—8—10 м, углы падения крутые — от 80 до 90°.

Характерны для этого района авгитовые андезитовые порфириты, диабазовые порфириты и многочисленные кирпично-красные или грязно-бурые плагиопорфиры, альбитовые порфиры и ортофиры.

Авгитовые андезитовые порфириты имеют хорошо выраженную порфировую структуру с вкрапленниками лабрадора и авгита. Лабрадор во многих случаях зональный, образует крупные таблитчатые кристаллы 1—1,5 см в поперечнике и даже больше. Структура основной массы пилотакситовая.

Диабазовые порфириты довольно сильно изменены. Порфировые вкрапленники плагиоклаза серицитизированы и карбонатизированы, моноклинный пироксен забит серпентином и хлоритом и этими же минералами переполнена основная масса.

Плагиопорфиры в порфировых выделениях содержат олигоклаз или андезин с тонкими вростками калиевого полевого шпата. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках встречается редко. Вкрапленники темноцветных минералов полностью замещены хлоритовыми агрегатами. Структура основной массы микрозернистая или трахитовая. В кварцевых разновидностях плагиопорфиров среди вкрапленников появляется кварц.

Альбитовые порфиры и ортофиры отличаются от плагиопорфиров очень мало, главным образом альбитовыми вкрап-

Химический состав (вес. %)

Компоненты	Номер химического				
	1	2	3	4	5
NiO ₂	45,20	49,12	52,12	53,88	56,86
TiO ₂	1,70	1,30	1,62	1,30	1,37
Al ₂ O ₃	19,45	20,10	16,85	17,29	16,42
FeO	6,74	4,84	4,84	5,15	4,39
Fe ₂ O ₃	4,97	4,05	5,40	3,37	3,88
MgO	4,93	3,57	4,76	4,25	3,06
MnO	0,14	0,16	0,17	0,14	0,16
CaO	11,59	8,75	5,91	7,09	5,20
Na ₂ O	2,79	3,70	3,90	3,86	4,80
K ₂ O	1,26	2,00	1,87	1,97	1,70
P ₂ O ₅	0,04	0,50	0,22	0,26	0,27
П. п. п.	1,08	1,92	2,04	1,56	1,40
H ₂ O	0,06	0,14	0,28	0,16	0,18
Сумма	100,05	100,15	99,98	100,28	99,69

Примечание. 1—4 — вмещающие основные и средние породы, метаморфизиты-диориты (обр. С-13/68, 144/68); 7—8 — сиениты (обр. 200/68, С-42а/68); 9—10 — сред. 6—13а/69, С-5-69). Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН

ленниками. Кварц в порфировых вкрапленниках редок. Темно-цветный минерал — хлоритизированный биотит. Структуры основной массы трахитовые, микрозернистые или микроферролитовые.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД САКСЫРСКОГО ПЛУТОНА

По своим петрохимическим особенностям саксырские гранитоиды и вмещающие их измененные основные породы почти полностью соответствуют туимским и уйбатским породам (Кузнецов, Богнибов и др., 1971).

Измененные основные породы вмещающей толщи характеризуются повышенной меланократовостью (величина $b=18-29$), высоким содержанием железа ($f'=37-49$), низким содержанием кремнезема и высоким содержанием натрия ($n=74-76$).

Кварцевые сиенито-диориты и сиениты также более лейкократовые, чем сиениты по Дэли, и соответствуют таким же породам Туимского плутона.

пород Саксырского плутона

анализа

6	7	8	9	10	11	12
61,46	62,50	63,74	70,24	70,72	72,98	74,18
0,95	0,40	0,62	0,35	0,40	0,30	0,15
17,61	18,37	14,48	14,70	14,40	13,83	12,86
3,48	2,50	4,01	2,27	2,50	1,51	1,29
1,53	1,94	0,59	1,86	1,27	0,68	1,94
1,19	1,19	1,02	0,68	0,51	Нет	Нет
0,11	0,11	0,09	0,05	0,05	0,03	0,03
2,13	2,37	2,37	1,89	1,65	1,42	0,95
5,80	6,00	4,50	4,40	4,25	4,16	3,90
5,05	3,96	3,40	3,80	3,50	4,24	4,50
0,27	0,33	0,29	0,20	Нет	0,28	Нет
0,54	0,40	3,66	0,24	0,38	0,86	0,22
0,20	0,18	0,60	0,08	0,12	0,14	0,10
100,32	100,25	99,37	100,76	99,75	100,43	100,12

зованные габбро и диориты (обр. 460/68, 463/68, 55/68, 420а/68); 5—6 — кварцевые среднезернистые граниты (обр. 407/68, С-107/68); 11—12 — лейкократовые граниты (обр. СССР (аналитик П. А. Сердюкова).

Среднезернистые граниты Саксырского плутона отличаются от средних гранитов, по Дэли, чуть повышенной щелочностью ($a=14-15$) и повышенным содержанием натрия ($n=63-65$). Некоторые разновидности пересыщены глиноземом ($a'=13,3$).

Лейкократовые граниты близки по химизму среднезернистым гранитам, но богаче их кремнеземом ($S=81,3-81,6$) и содержат больше калия ($n=56-60$).

Нанесенные на диаграмму (рис. 2) данные химических анализов (см. таблицу) также указывают на их сходство с аналогичными породами Туимского и Уйбатского плутонов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение Саксырского плутона показало его почти полное сходство с двумя ранее описанными нами плутонами восточного склона Кузнецкого Алатау — Туимским и Уйбатским.

Оба плутона были отнесены нами к улень-туимскому комплексу формации гранитоидных батолитов пестрого состава (Кузнецов, 1964) и поэтому мы считаем возможным отнести гранитоиды Саксырского плутона к раннепалеозойскому улень-туимскому комплексу.

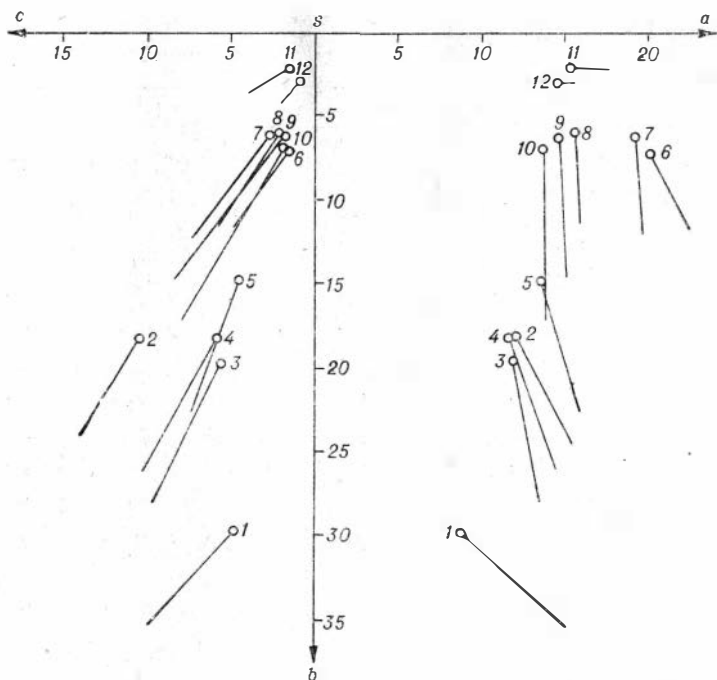


Рис. 2. Диаграмма химических составов (по А. Н. Заварицкому) пород Саксырского плутона. Номера фигуративных точек диаграммы соответствуют номерам химических анализов в табл. 1.

Кроме того, подтверждается догранитный возраст габброидов наложением процессов магматического замещения и контактовыми изменениями их под воздействием гранитоидной интрузии.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов Ю. А. Геологический очерк Камыштинского железорудного месторождения. — «Известия Зап.-Сиб. отд. геол. комитета», 1929, вып. 4.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. — «Материалы по геол. и полезн. ископ. Краснояр. края», 1961, вып. 1.
- Погоня-Стефанович Ю. Ф. Структуры сочленения древнего палеозоя хребтов Азыр-Тал и Саксыр с девонем Минусинской котловины. — «Материалы по геол. и полезн. ископ. Краснояр. края», 1961, вып. 2.

- Рунин М. М. Саксырское и Чапсордагское месторождение барита в Хакасии. Новосибирск, 1934.
- Станкевич Е. К. Интрузивный магматизм Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дисс. Л., 1964.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1932.
- Шохина О. И. Щелочные породы Булан-Кульского массива. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1961.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1932.

В. Н. ДОВГАЛЬ, В. И. БОГНИБОВ, В. А. ШИРОКИХ

О ГЛАВНЫХ ФАКТОРАХ ПОВЫШЕНИЯ ЩЕЛОЧНОСТИ ПОРОД РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В Кузнецком Алатау породы повышенной щелочности в составе формации раннепалеозойских гранитоидных батолитов отмечаются главным образом в восточных районах области в пределах Кийско-Батеневской интрагеоантиклинальной зоны. Подобная приуроченность обусловлена двумя причинами: широким распространением в этой зоне карбонатных пород и специфическими особенностями развития в ней глубинных процессов, свидетельством чего является повышенная щелочность в Кийско-Батеневской зоне не только гранитоидов батолитовой формации, но и пород предшествующих и следующих за ними магматических комплексов различного возраста и состава, начиная в некоторых случаях с вулканических ассоциаций рифея (Белоусов и др., 1973; Белоусов, Довгаль, 1972; Довгаль, 1973). Отчетливую повышенную щелочность обнаруживают здесь, в частности, габбровые комплексы, непосредственно предшествующие батолитовым гранитам.

О факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов уже неоднократно писалось ранее (Кузнецов и др., 1971; Кузнецов и др., 1972; Белоусов, Довгаль, 1972), но в весьма общей форме. Здесь же мы постараемся подробнее показать, каковы исходные данные, которые позволяют говорить о существовании таких факторов. С этой целью нами будет изложен материал по двум раннепалеозойским гранитоидным плутонам восточного склона Кузнецкого Алатау — Сырскому и Уйбатскому.

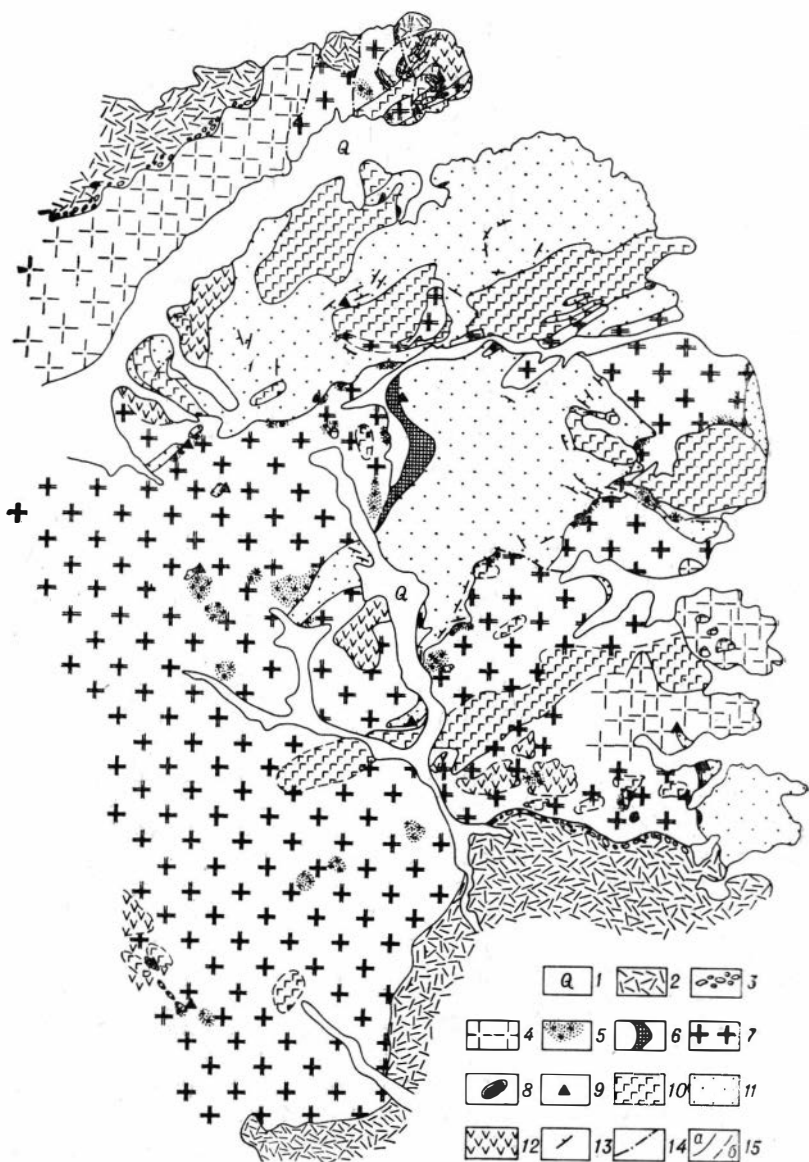


Рис. 1. Схема геологического строения Сырского плутона западнее р. Камышты (составлена авторами с использованием данных В. М. Богадицы, А. П.Кривенко, Г. В. Полякова, О. И. Шохиной и др.).

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканические породы нижнего девона; 3 — осадочные породы нижнего девона с дресвой и галькой пород Сырского плутона, 4 — сплошного или преимущественного развития гранитов; 5 — щелочные сиениты; 6 — нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенито-диориты, эссекситы; 7 — известково-щелочные сиениты, сиенито-диориты, кое-где диориты и граносиениты; 8 — магцезиальные скарны и кальцифиры; 9 — пункты обнаружения известковых скарнов; 10 — дс-

Сырский плутон расположен в самой юго-восточной части Кийско-Батеневской зоны. Нами он изучался на правом берегу р. Камышты на площади около 80 км² (рис. 1).

Залегают Сырский плутон в известняках и доломитах рифея, среди которых изредка встречаются, видимо тоже рифейские, диабазовые и андезитовые порфириды. Известняки и доломиты прорваны мелкими телами основных и средних пород когтахского монцонит-диорит-габбрового комплекса. Площадь этих тел 0,1—6 км². Сложены они главным образом габбро, состоящими из плагиоклаза № 50—80, иногда № 90, пироксеном, зеленовато-бурой обыкновенной роговой обманкой, оливинном, нередко биотитом, апатитом, количество которого иногда достигает 4—5%. Чаще всего встречаются пироксен-амфиболовые габбро с преобладанием то пироксена над амфиболом, то наоборот. Реже отмечаются исключительно пироксеновые или исключительно амфиболовые разности, а также оливин-пироксен-амфиболовые и оливин-амфиболовые габбро. Местами габбро переходят в эвкриты и верлиты. В одном из относительно крупных габбровых массивов — в Каратагском — в значительном количестве появляются диориты и габбро-диориты, состоящие из плагиоклаза, меняющегося по составу от андезита до лабрадора, и 20—40% обыкновенной роговой обманки, к которой местами присоединяется биотит. По данным Г. В. Полякова и А. П. Кривенко (1973), эти породы появляются позднее габбро, относясь ко второй фазе внедрения интрузии (Поляков и др., 1973).

Кроме упомянутых габбро и диоритов, в составе интрузивов когтахского комплекса, развитых в районе Сырского плутона, присутствуют очень интересные пироксен-биотитовые диориты и олигоклазовые диориты, переходящие местами в андезиновые габбро и плагиосиениты. Эти породы слагают три небольших самостоятельных массива, в том числе ранее описанный нами Ужунжульский массив (Довгал, 1968) вблизи северного контакта Сырского плутона. Суммарная площадь массивов около 6,5 км². От общей площади распространения пород когтахского комплекса (около 25 км²) в пределах территории (см. рис. 1) это составляет 25—30%. Кроме того, такие породы, по наблюдениям Г. В. Полякова и А. П. Кривенко (1973), встречаются в Каратагском массиве, где они рвут габбро, а также наблюдаются в виде редких мелких останцов внутри Сырского плутона.

Андезиновые габбро, диориты, олигоклазовые диориты и плагиосиениты образуют единый ряд пород. Они связаны друг

гранитные габбро, диориты, пироксен-биотитовые диориты, олигоклазовые диориты и другие породы когтахского монцонит-диорит-габбрового комплекса; 11 — карбонатные породы рифея; 12 — вулканические породы рифея (?); 13 — элементы залегания; 14 — тектонические нарушения; 15 — геологические границы: а — прослеженные; б — предполагаемые.

с другим взаимопереходами, характеризуются общими особенностями минерального состава, обладают общей повышенной щелочностью. В состав их входит плагиоклаз № 12—45 (в ядрах зонарных кристаллов кое-где до № 70) и темноцветные минералы в количестве 18—50%. Из темноцветных главные — пироксен и биотит. К ним временами присоединяются железистый оливин и часто в небольших количествах ощелоченная роговая обманка гастингситового типа. Пироксен обычно представлен диопсид-салитом, редко титанистым авгитом, а в некоторых наиболее кислых разностях пород этого ряда — слегка зеленоватым эгиринсодержащим авгитом.

Плагиоклаз, по мере похлещения пород, обогащается калием. В плагиосенитах он представлен калиевым олигоклазом, содержащим в себе редкие тонкие антипертитовые вроски калишпата.

В массивах пироксен-биотитовых олигоклазовых диоритов и диоритов встречаются жилы крупнозернистых щелочных сиенитов мощностью до нескольких десятков сантиметров. Сиениты сложены грубополосчатым пертит-антипертитовым полевым шпатом и напоминают собой, с одной стороны, сиениты Сырского плутона (см. ниже), а с другой — аналогичные сырским по составу и облику сиениты раннепалеозойских сиенит-габбровых массивов Кузнецкого Алатау. Поэтому решить вопрос о том, являются ли жильные сиениты членами когтахского комплекса или они возникают в связи с формированием пород Сырского плутона, трудно.

В некоторой части описываемых диоритов наблюдается появление ксеноморфного, существенно калиевого полевого шпата, явно более позднего, чем прочие минералы породы. Своим образованием калишпат, по-видимому, во всех случаях обязан процессам сиенитизации при формировании Сырского плутона.

На юге и северо-западе Сырский плутон перекрывается вулканическими породами девона, выполняющими периферию Миңусинского межгорного прогиба. В основании девона местами встречаются песчаники и конгломераты с дресвой и галькой пород плутона.

Сырский плутон сложен главным образом бескварцевыми и кварцевыми сиенито-диоритами и известково-щелочными сиенитами. Это сходные между собой образования, обладающие одинаковым минеральным составом и структурой. Отличаются они друг от друга лишь различным количественным соотношением минералов и различной основностью плагиоклаза. Провести четкую границу между ними невозможно. В поле они теснейшим образом перемежаются друг с другом.

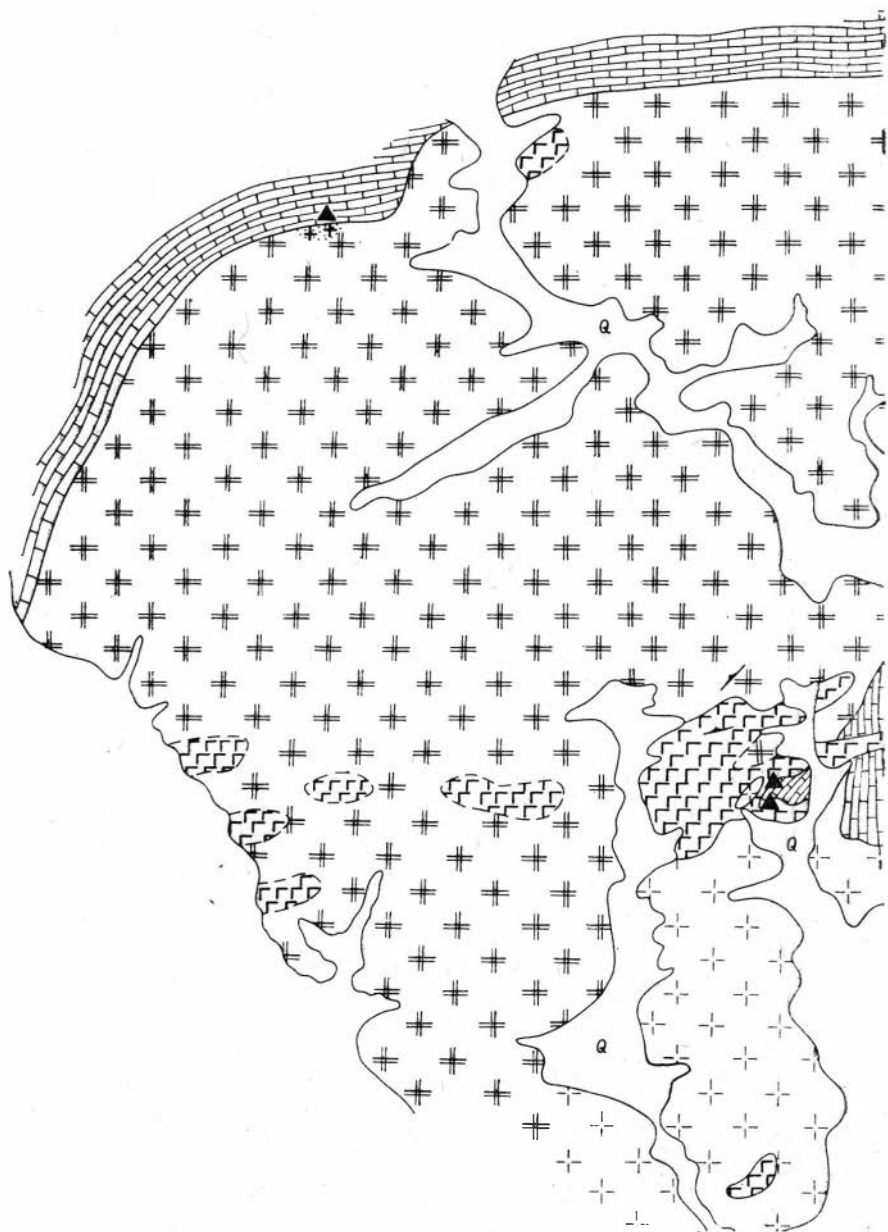
Известково-щелочные сиениты и сиенито-диориты сменяются местами щелочными сиенитами. Эти породы распространены

довольно широко, хотя в количественном отношении резко уступают известково-щелочным сиенитам и сиенито-диоритам. Наблюдаются щелочные сиениты в основном в контактах плутона с карбонатными породами в виде непротяженных оторочек шириной от 12 см до 25 м, редко до 200—300 м. Между ними и известково-щелочными сиенитами и сиенито-диоритами, как правило, наблюдаются взаимопереходы. Щелочные сиениты имеются также внутри плутона, где они образуют поля и «пятна», иногда достигающие в поперечнике 700—800 м. С окружающими породами они связаны постепенными переходами. Наконец, щелочные сиениты образуют дайки мощностью от 10—20 см до нескольких метров (редко больше). Эти дайки обычно, но не всегда сопутствуют щелочным сиенитам двух первых типов, рвут их и другие породы плутона, но отсутствуют в полях гранитов и граносиенитов. Жильные граниты секут дайки щелочных сиенитов.

В Сырском плутоне имеются небольшие участки, сложенные граносиенитами, диоритами. Наблюдаются постепенные переходы от этих пород к известково-щелочным сиенитам и сиенито-диоритам. В контактах с известняками и доломитами изредка^а появляются мономинеральные альбитовые, олигоклазовые (с олигоклазом не выше № 20—22) или олигоклаз-салистовые породы. В пределах плутона постоянно встречаются ксенолиты и останцы габбро, пироксен-биотитовых, олигоклазовых диоритов и других пород когтахского комплекса. Они испытывают сильные изменения, постепенно преобразуясь в результате процессов метасоматоза, предшествующего магматическому замещению, в диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, известково-щелочные сиениты. Эти преобразования всегда начинаются с покисления плагиоклаза породы. При этом плагиоклаз часто теряет четкие кристаллографические очертания, четкое двойникование и приобретает пятнистое строение. Параллельно с этим происходит амфиболизация, редко биотитизация пироксена, разложение оливина, а на более поздних стадиях изменения породы — появление в ней калинатрового полевого шпата, биотита, кварца. В некоторых случаях калинатровый полевой шпат в ассоциации с биотитом и амфиболом возникает как один из наиболее ранних продуктов преобразования габбро и диоритов и затем увеличивается в своем количестве за счет уменьшения содержания плагиоклаза и темноцветных минералов.

Отмечаются случаи преобразования габбро когтахского комплекса в щелочные сиениты.

В Сырском плутоне встречаются также ксенолиты и останцы древних платформ порфиритов. Эти породы особенно часты в юго-восточной части плутона, где слагают довольно обширные поля, инъецированные густой сетью мелких даек сиенито-диоритов и известково-щелочных сиенитов мощностью 2—3 м



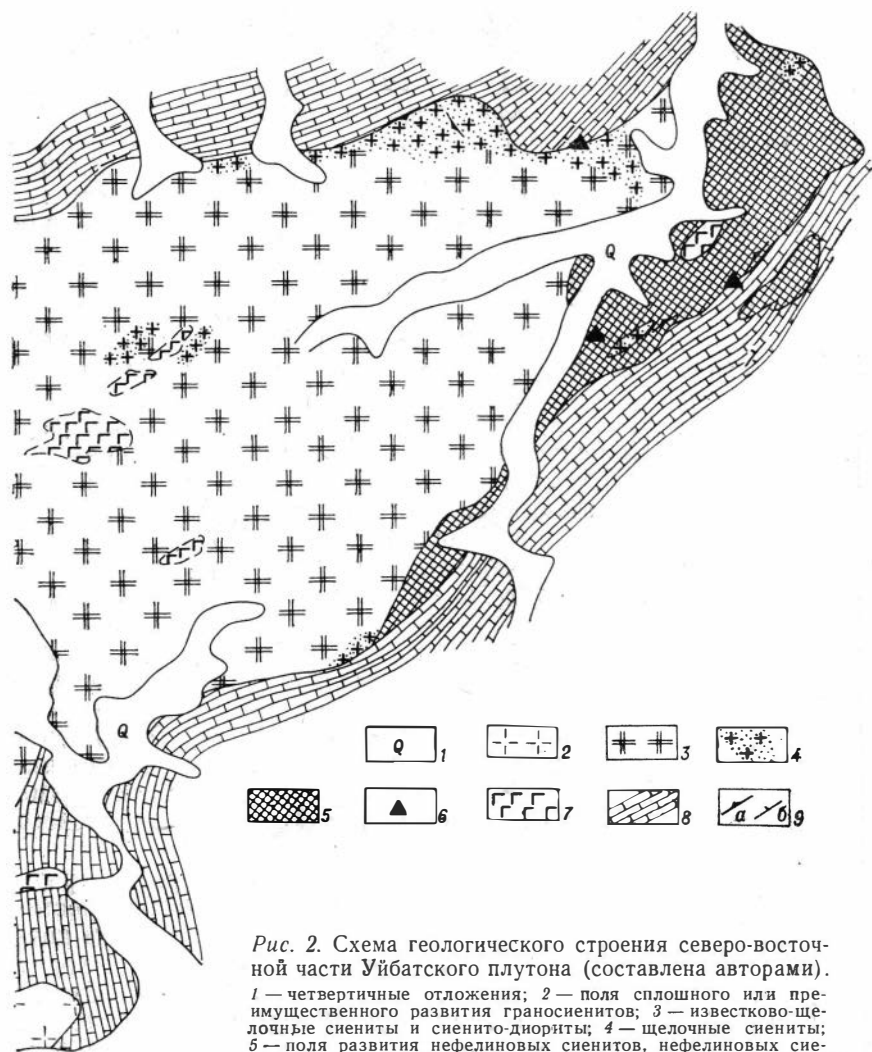


Рис. 2. Схема геологического строения северо-восточной части Уйбатского плутона (составлена авторами).

1 — четвертичные отложения; 2 — поля сплошного или преимущественного развития граносиенитов; 3 — известково-щелочные сиениты и сиенито-диориты; 4 — щелочные сиениты; 5 — поля развития нефелиновых сиенитов, нефелиновых сиенито-диоритов и нефелинсодержащих фенитов; 6 — пункты обнаружения известковых скарнов; 7 — догранитные габбро, габбро-диориты, диориты, пироксен-биотитовые диориты когратского монцитит-диорит-габбрового комплекса; 8 — карбонатные породы рифея — раннего кембрия; 9 — элементы залегания: а — трахитоидности, гнейсовидности; б — слоистости.

и более. Порфириты, как и габбро, подвергаются изменениям, превращаясь в конечном счете в сиенито-диориты и сиениты, но на первых порах они преобразуются в роговики и мелкозернистые диоритовидные породы, получившие название «игольчатых диоритов» (Кузнецов и др., 1971). В случае Сырского плутона «игольчатые диориты» сложены 35—75% плагиоклаза

№ 12—46, 15—50% обыкновенной роговой обманки, почти всегда калинатровым полевым шпатом в количестве от долей процента до 38%, иногда кварцем (до 10%) и биотитом (до 20%). Имеют резко выраженную гипидноморфнозернистую структуру.

Есть в Сырском плутоне нефелиновые породы, описанные в свое время О. И. Шохиной (1961) и другими авторами (Андреева, 1968; Станкевич, 1962). Они протягиваются в виде полосы длиной до 3 км и шириной до 0,5 км вдоль одного из участков северо-восточного контакта плутона с карбонатными породами и представленны нефелиновыми сениито-диоритами и сениитами, среди которых встречаются «пятна» и блоки эссекситов размером от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Наконец, довольно часто в Сырском плутоне можно увидеть граниты. Они слагают тела размером от долей квадратного километра до 12 км² и занимают в общей сложности 14—18% площади плутона. Взаимоотношение гранитов с сениитами и сениито-диоритами кое-где не совсем ясно, местами же вполне надежно устанавливается, что граниты рвут эти породы. Широко распространены также дайки гранитового и граносениитового состава.

Второй из исследованных нами раннепалеозойских гранитоидных плутонов — Уйбатский — расположен в 40 км северо-западнее Сырского. Он имеет весьма крупные размеры — более 1000 км². Отдельные части его описаны в работах Ю. А. Кузнецова и др. (1971), О. А. Барановой и др. (1968), Ю. Ф. Погонистефановича и В. Г. Переломовой (1961) и некоторых других авторов. Нами изучалась северо-восточная часть Уйбатского плутона площадью немногим более 200 км² (рис. 2).

Здесь Уйбатский плутон залегает главным образом среди известняков рифея — нижнего кембрия. Направление простирания известняков в основном совпадает с простиранием контактов плутона. Внутри плутона встречаются останцы пород когтахского комплекса, наиболее крупные из которых имеют площадь 4—5 км². Эти останцы сложены пироксен-амфиболовыми, реже амфиболовыми или пироксеновыми габбро, габбро-диоритами, иногда диоритами. Основность плагиоклаза в габбро не поднимается выше № 70—75. В породах часто присутствует биотит, в некоторых габбро отмечается оливин.

Довольно широко распространены пироксен-биотитовые диориты и габбро-диориты, аналогичные породам такого же типа, развитым в районе Сырского плутона. Они состоят из плагиоклаза № 26—56, биотита, клинопироксена, варьирующего по составу от диопсид-салита до эгиринсодержащего авгита. В части образцов в незначительном количестве отмечается зеленовато-бурый гастингсит, очень редко — ромбический пироксен и оливин.

Габбро, диориты и другие породы когтахского комплекса, встречающиеся внутри Уйбатского плутона, как правило, сильно изменены. Характер изменений такой же, как и в пределах Сырского плутона.

Уйбатский плутон, как и Сырский, сложен в основном сиенито-диоритами и известково-щелочными сиенитами. Внешне это довольно однообразные породы с переменным содержанием темноцветных минералов (от нескольких процентов до 25—30%). Обычно они содержат незначительное количество кварца или вообще лишены его, но в некоторых участках плутона (в юго-восточной части изученной территории) сильно обогащаются этим минералом, переходя в граносиениты.

В контактах с карбонатными породами сиенито-диориты и известково-щелочные сиениты местами сменяются щелочными сиенитами, которые образуют оторочки шириной от нескольких метров до 700—750 м. Такие сиениты обнаружены на одном из хорошо обнаженных участков северного контакта плутона (см. рис. 2). В других частях контакта сиениты не устанавливаются или вопрос об их присутствии не может быть решен в силу плохой обнаженности. Вообще контакты Уйбатского плутона вскрыты несравненно хуже, чем Сырского, поэтому и изучены менее детально.

В некоторых участках контакта Уйбатского плутона с карбонатными породами щелочные сиениты наблюдаются не в виде упомянутых выше оторочек, а слагают дайки мощностью 1—20 см, которые секут, иногда в виде густой сети, сиенито-диориты и известково-щелочные сиениты.

Щелочные сиениты кое-где отмечаются и внутри плутона, но это — исключение. Главная масса щелочных сиенитов совершенно отчетливо тяготеет к контактам с известняками и доломитами.

Как и в Сырском плутоне, в контактах с карбонатными породами встречаются почти мономинеральные альбитовые и олигоклазовые породы, иногда прослеживающиеся вдоль контакта на расстоянии до 500 м. Они образуются раньше щелочных сиенитов, которые кое-где развиваются по таким альбитовым породам.

В тесной связи с щелочными сиенитами в северо-восточной части Уйбатского плутона появляются нефелиновые породы. Они приурочены к контакту плутона с известняками (район бывшего поселка Тырданов Улус) и вытянуты вдоль него в виде полосы длиной 12 км и шириной до двух с лишним километров. В составе этой полосы, имеющей весьма пестрый состав помимо нефелиновых пород отмечаются щелочные сиениты, сиенито-диориты, габбро когтахского комплекса. Нефелиновые породы представлены нефелиновыми сиенитами и сиенито-диоритами, а также нефелинсодержащими фенитами, развивающимися по габбро и сиенито-диоритам.

В Уйбатском плутоне в большом количестве присутствуют дайки и мелкие штоки лейкократовых гранитов и гранит-аплитов, которые секут все ранее перечисленные породы плутона, исключая, быть может, нефелиновые породы, взаимоотношения с которыми не ясны. Правда, эти дайки почти не встречаются в самом северо-восточном углу плутона, где широко развиты щелочные сиениты и нефелиновые породы. Но по мере движения на юго-запад количество их быстро увеличивается, и в районе Сорска (юго-западная часть закартированной территории) они распространены весьма широко.

Состав пород Уйбатского плутона в общем аналогичен составу пород Сырского плутона с некоторыми небольшими отличиями.

Сиенито-диориты и известково-щелочные сиениты обоих плутонов сложены плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, темноцветными минералами, часто кварцем, акцессориями (главным образом сфеном). Представление о содержании этих минералов в породах могут дать гистограммы их распределения (рис. 3). Из гистограмм видно, что Уйбатские сиенито-диориты и известково-щелочные сиениты несколько богаче Сырских калинатровым полевым шпатом, темноцветными минералами, беднее плагиоклазом и кварцем. Отличия эти, однако, незначимы.

Состав плагиоклаза в тех и других породах варьирует от № 6—8 до № 40—45 с четко выраженным в обоих случаях максимумом в области номеров 15—25. Кристаллы плагиоклаза, как правило, обладает нормальной зонарностью.

Калинатровый полевой шпат практически всегда имеет пертитовое строение. Соотношение альбитового и ортоклазового компонентов в нем непостоянно и, по-видимому, подвержено значительным колебаниям. Имеются два рентгеноструктурных анализа калинатрового полевого шпата из сиенито-диоритов Сырского плутона. Согласно им этот минерал имеет состав $Ab_{10-20}; Or_{90-80}$.

Темноцветные минералы в сиенито-диоритах и известково-щелочных сиенитах представлены биотитом, роговой обманкой и пироксеном, однако соотношение этих минералов в породах Сырского и Уйбатского плутонов различно. В сиенито-диоритах и сиенитах Сырского плутона преобладает биотит ($Ng = 1,645-1,672; f = 50-80$). Он отмечен в 78,8—92,5% шлифов (в 97 из 112), причем в 35,9—55,2% шлифов (в 51 шл.) биотит — единственный, кроме рудного, темноцветный минерал. Реже встречается роговая обманка (в 54 шл. из 112, или 37,9—56,8%), имеющая зеленую или буровато-зеленую окраску, $\angle cNg = 7-19^\circ; Np = 1,630-1,681$. Совсем редко отмечается пироксен (диопсид) — в 16 шл. из 112, или 8,3—22,4%.

В Уйбатских сиенито-диоритах и сиенитах биотит фиксируется менее часто — в 38,2—66,1% шлифов (в 42 из 79).

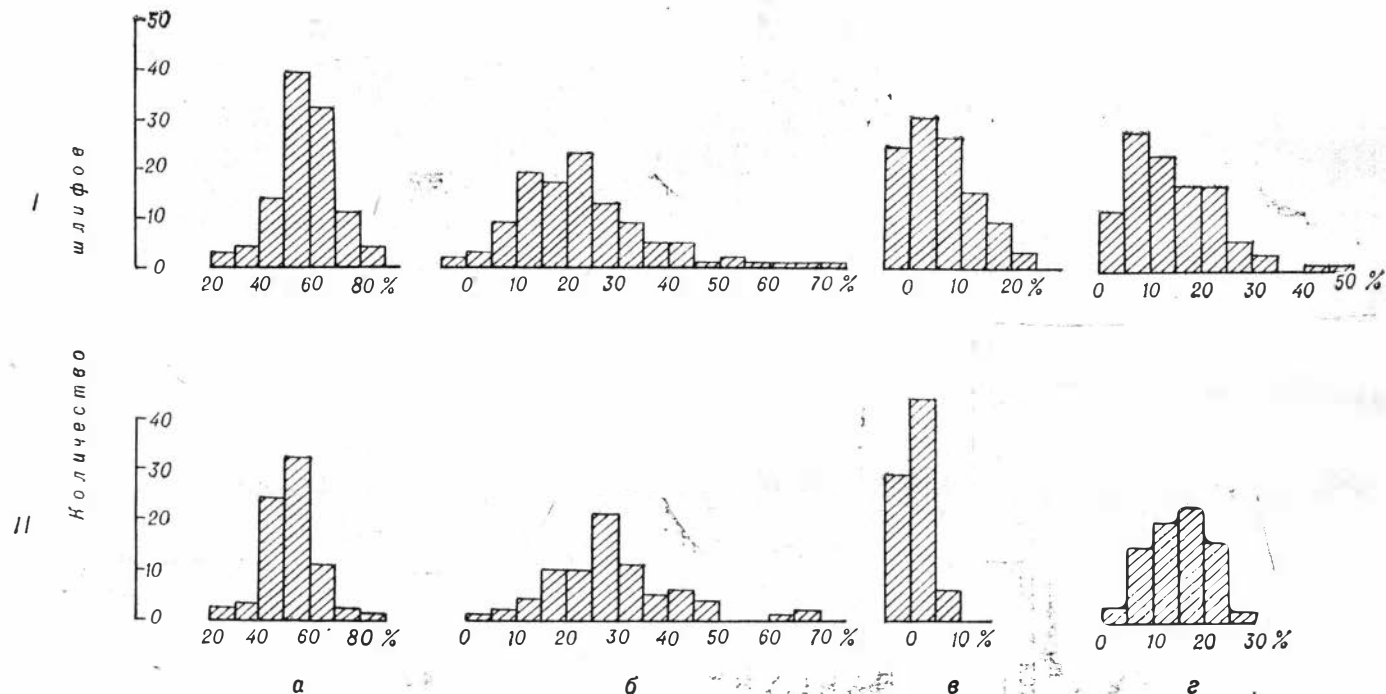


Рис. 3. Гистограммы содержания породообразующих минералов (%) в известково-щелочных сенинтах и сенинто-диоритах Сырского и Уйбатского плутонов.

I — Сырский плутон; II — Уйбатский плутон; а — плагиоклаза; б — калинатового полевого шпата; в — кварца; г — темноцветов.

Он практически всегда, за исключением лишь одного случая, ассоциирует с роговой обманкой или широксеном. Роговая обманка присутствует в 54 шл. из 79 (53,8—81,2%); окрашена в зеленые тона, $\angle cNg = 7-17^\circ$, $Np = 1,627-1,683$. Очень широко распространен пироксен, отмечаемый в 60,1—86,1% шлифов (в 59 шл. из 79). Пироксен варьирует по составу от бесцветного диопсида до густо-зеленого эгиринавгита, $+2V = 56-72^\circ$; $Np = 1,678-1,712$. Кристаллы пироксена часто зонарны. Внешние зоны таких кристаллов всегда более богаты эгириновой молекулой, чем внутренние. В некоторых образцах уйбатских сениито-диоритов (в трех случаях из 79) встречается оливин. Он, судя по всему, представляет собой реликтовый минерал и появляется в тех случаях, когда сениито-диориты образуются за счет преобразования оливниновых габбро когтахского комплекса.

Структура уйбатских и сырских сениито-диоритов и известково-щелочных сениитов глипидноморфнозернистая. Наиболее идиоморфные темноцветные минералы и плагиоклаз, наименее — кварц и калинатровый полевой шпат. Для сырских сениито-диоритов и сениитов весьма характерны порфирировидные структуры, обусловленные наличием в этих породах относительно крупных (до 6 мм) кристаллов плагиноклаза, цементируемых более мелкозернистым (0,1—0,4 мм) агрегатом плагиноклаза и калинатрового полевого шпата с кварцем или без него. Количество кварца в таком агрегате достигает 20—25%. Участками цементирующий материал представлен исключительно калинатровым полевым шпатом.

По химическому составу уйбатские и сырские сениито-диориты и известково-щелочные сенииты (табл. 1) тоже близки друг другу. Значимые различия между средними составами этих пород обнаруживаются лишь в содержании кальция (проверено по Вилкоксону). Остальные различия незначимы.

Щелочные сенииты Сырского и Уйбатского плутонов сложены калинатровым полевым шпатом, биотитом, пироксеном, роговой обманкой, аксессуариями (в основном сфеном), часто кварцем. Количество темноцветных минералов не превосходит 5—7%, кварца — 8%.

Калинатровый полевой шпат имеет пертитовое и антипертитовое строение и состоит из грубых пластинчатых сростков альбита № 3—10 и калишпата, иногда содержащего незначительную (до 5%) примесь альбитовой молекулы. Сростки ориентированы вдоль плоскости (15 0 $\bar{2}$) и вблизи нее. Некоторые сведения о составе и строении полевого шпата из сениитов Сырского плутона приведены в табл. 2.

Из темноцветных минералов в щелочных сениитах Сырского плутона преобладает биотит ($Ng = 1,651-1,700$), устанавливаемый в 45,5—69,7% шлифов (в 40 из 69). Менее часто встречаются пироксен (в 21 шл. из 69, или 20,3—41,1%) и

Таблица 1

Средние химические составы сиенито-диоритов и известково-щелочных сиенитов Сырского и Уйбатского плутонов

Оксиды	Сырский (среднее из 6 анализов)	Уйбатский (среднее из 14 анализов)	Числовые ха- рактеристики	Сырский	Уйбатский
SiO ₂	61,63	60,07	<i>a</i>	18,9	19,4
TiO ₂	0,57	0,52	<i>c</i>	1,8	2,5
Al ₂ O ₃	16,75	18,15	<i>b</i>	8,2	9,3
Fe ₂ O ₃	1,95	1,85	<i>S</i>	71,1	68,8
FeO	2,49	2,63	<i>j'</i>	50	45
MnO	0,10	0,12	<i>m'</i>	33	26
MgO	1,63	1,44	<i>c'</i>	17	29
CaO	2,68	4,17	<i>n</i>	68	67
Na ₂ O	5,75	5,86	<i>Q</i>	+2,6	-3,7
K ₂ O	4,12	4,36	—	—	—
П. п. п.	2,00	0,59	—	—	—
С у м м а	99,48	99,76			

роговая обманка (в 15 шл. из 69, или 12,3—32,5%). Пироксен представлен эгириносодержащим авгитом, максимум с 12% эгириновой молекулы; роговая обманка имеет зеленую или бурюю окраску, $\angle cNg = 12-18^\circ$, $Np = 1,645-1,682$.

В щелочных сиенитах Уйбатского плутона чаще всего присутствуют пироксен и биотит, причем последний почти

Таблица 2

Состав и некоторые рентгеноструктурные характеристики калинатовых полевых шпатов щелочных сиенитов Сырского плутона

Номер образца	В-совые проценты			Состав полевого шпата			Степень триклин- ности ка- лишпата	Сте- пень распада
	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An	Ab	Or		
Д—706—70	0,59	8,06	5,04	3	69	28	1,00	1,12
Д—54м—70	0,71	4,71	9,28	4	42	54	0,90	1,07
Д—55а—70	1,06	6,24	7,08	6	54	40	0,90	1,12
Д—57в—70	1,06	5,92	7,66	5	51	44	0,80	1,09
Д—39б—70	0,35	6,60	6,68	2	59	39	0,75	1,09
Д—34г—70	1,06	6,74	6,04	6	59	35	0,30	1,07
Д—110б—70	0,83	6,44	7,12	4	56	40	0,25	1,02
Д—112—70	0,47	6,74	6,70	2	59	39	0,75	1,08
Д—132в—70	0,47	3,32	12,00	2	29	69	0,25	1,09
Д—180—70	0,47	4,20	10,50	2	38	60	0,15	1,09

Примечание. Химические определения выполнены Э. С. Гулецкой и Г. И. Абакумовой (ИГиГ СО АН СССР), рентгеноструктурные — Л. М. Криволицкой (ИГиГ СО АН СССР).

всегда как продукт разложения пироксена, по которому он развивается в виде мелкочешуйчатого агрегата. В выборке из 19 шлифов пироксен встречен в 14 случаях (48,8—90,9%), биотит — в 10 (28,9—75,6%). Пироксен содержит 14—25% эгириновой молекулы. Роговая обманка отмечена лишь в 4 шлифах (6,1—45,6%). Имеет густо-бурую окраску, $\angle cNg = 11^\circ$, $Np = 1,686$. Изредка (в 3 шлифах) устанавливаются единичные зерна густоокрашенного граната (святоноситы).

Кварц в уйбатских щелочных сиенитах зафиксирован в трех случаях из 19 (1,4—39,6%), в сырских щелочных сиенитах — в 42 случаях из 69 (48,2—72,1%).

Изредка в щелочных сиенитах наблюдается калишпатизация вдоль тонких трещинок в полевоом шпате породы. Значительно чаще отмечается более поздняя альбитизация. Ей предшествует энергичное дробление щелочных сиенитов.

В щелочных сиенитах из зон перехода от этих пород к известково-щелочным сиенитам и сиенито-диоритам в количестве до 15—20% и более появляется кислый калийсодержащий олигоклаз в виде идиоморфных кристаллов.

Химический состав щелочных сиенитов Сырского и Уйбатского плутонов показан в табл. 3. Из нее видно, что это сходные между собой образования. Значимые различия между ними, так же как и в случае с известково-щелочными сиенитами и сиенито-диоритами, обнаруживаются лишь в содержании кальция, причем богаче кальцием оказываются опять-таки породы Уйбатского плутона.

Таблица 3

Средние химические составы щелочных сиенитов Сырского и Уйбатского плутонов

Окислы	Сырский (среднее из 24 анализов)	Уйбатский (среднее из 5 анализов)	Числовые ха- рактеристики	Сырский	Уйбатский
SiO ₂	63,68	61,80	<i>a</i>	21,6	21,2
TiO ₂	0,40	0,43	<i>c</i>	1,2	1,8
Al ₂ O ₃	17,84	18,48	<i>b</i>	4,1	6,2
Fe ₂ O ₃	1,31	1,35	<i>S</i>	73,1	70,8
FeO	1,42	1,35	<i>f'</i>	61	42
MnO	0,09	0,09	<i>m'</i>	20	19
MgO	0,48	0,71	<i>c'</i>	19	39
CaO	1,64	3,46	<i>n</i>	58	58
Na ₂ O	5,73	5,59	<i>Q</i>	+1,8	-2,6
K ₂ O	6,14	6,07	—	—	—
П. п. п.	1,12	0,95	—	—	—
Сумма	99,85	100,28			

Несколько слов о появляющихся в эндоконтактах Сырского и Уйбатского плутонов и местами отчетливо предшествующих щелочным сиенитам **альбитовых, олигоклазовых и олигоклаз-салитовых породах**. Олигоклаз-салитовые породы в Уйбатском плутоне детально изучены Ю. А. Кузнецовым и Е. С. Сергеевой (Кузнецов, Сергеева, 1971). По описанию этих авторов, они сложены олигоклазом, альбит-олигоклазом и зеленоватым салитом в количестве 10—50%. В типичном выражении имеют мелкозернистую гранобластическую структуру и появляются в результате метасоматической переработки сиенито-диоритов, известково-щелочных сиенитов, диоритов и догранитных габбро на заключительных стадиях формирования Уйбатского плутона. Олигоклаз-салитовые породы часто испытывают калишпатизацию, превращаясь в преимущественно пертитовые породы с реликтами призматического олигоклаза или гранобластического олигоклазового агрегата. Им сопутствуют жилы щелочных антипертитовых сиенит-аплитов, сиенит-пегматитов, гранофиоров.

Так же выглядят, по нашим наблюдениям, олигоклаз-салитовые породы и в пределах Сырского плутона; но встречаются там очень редко.

Образования, сходные с олигоклаз-салитовыми породами, — по-видимому, кое-где появляющиеся в эндоконтактах Уйбатского плутона мономинеральные альбитовые и олигоклазовые породы. Они обладают средне- или мелкозернистым сложением. Среднезернистые участки имеют призматически-зернистую структуру или структуру, близкую к структуре щелочных сиенитов, т. е. состоят из относительно крупных, неправильных, совершенно лишенных кристаллографических очертаний зерен, но не пертита и антипертита как в щелочных сиенитах, а однородного, хорошо сдвойникового и всегда немного серицитизированного альбита или альбит-олигоклаза. В мелкозернистых участках структура близка к гранобластической и такие участки, судя по всему, появляются за счет перекристаллизации более крупнозернистых, в том числе среднезернистых альбитовых и олигоклазовых пород.

Мономинеральные плагиоклазовые породы образуются, по-видимому, в результате метасоматического изменения сиенито-диоритов, известково-щелочных сиенитов и других пород Уйбатского плутона. Во всяком случае, развитие жилообразных тел мелкозернистых олигоклазовых пород за счет сиенито-диоритов нам приходилось наблюдать вполне отчетливо.

Альбитовые и олигоклазовые породы часто подвергаются калишпатизации. Процесс этот в одних случаях приводит к появлению в породах зерен грубых, как в щелочных сиенитах, пертитов и антипертитов, которые вначале локализируются вдоль отдельных зон, на стыках кристаллов плагиоклаза, но затем начинают превалировать в породе. В других случаях процессу

калишпатизации предшествует сильный катаклиз пород, и калишпат развивается вдоль зон дробления, залечивая их и цементируя обломки кристаллов плагиоклаза.

Нефелиновые породы. В Сырском плутоне это нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенито-диориты и эссекситы, связанные друг с другом взаимопереходами. Нефелиновые сиениты и сиенито-диориты сложены калинатровым полевым шпатом (10—70%), олигоклазом (0—65%), нефелином (0—12%), эгирин-авгитом и эгирином (0—18%), довольно железистым биотитом (1—20%), ощелоченной, богатой титаном роговой обманкой (3—22%), акцессориями. По своему структурному рисунку эти породы напоминают известково-щелочные сиениты и сиенито-диориты, но в отличие от них часто имеют гнейсовидную и такситовую текстуру и нередко претерпевают катаклиз с развитием вдоль зон дробления нефелина и биотита.

Эссекситы состоят из плагиоклаза № 30—56, калинатрового полевого шпата, титан-авгита, баркевикита, биотита, нефелина, оливина, магнетита, апатита. Содержание этих минералов подвержено заметным колебаниям. Особенно сильно варьируют количества калинатрового полевого шпата, нефелина и биотита. Их максимальные содержания в породе достигают 75,7 и 10% соответственно, минимальные — нескольких процентов или долей процента. В последнем случае породы приближаются по составу к оливиновым габбро, аналогичным таковым когтахского комплекса. Эссекситы имеют крупнозернистую структуру.

В Уйбатском плутоне нефелиновые породы очень пестры по своему составу и структуре. Среди них устанавливаются нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенито-диориты и целый ряд других образований, которые трудно отнести к какому-либо стандартному типу пород. Минеральный состав нефелиновых пород Уйбатского плутона представлен в табл. 4.

Таблица 4

Минеральный состав нефелиновых пород Уйбатского плутона (район бывшего поселка Тьрданов Улус)

Номер образ-ца	Содержание минералов, об. %									Номер плагио-клаза
	плагио-клаз	калинат-ровый по-левой шпат	гастигсит	эгиринав-гит	оливин	биотит	нефелин	Гранат	акце-со-рин	
1430	47	—	16	22	—	—	13	—	2	Не опр.
1438	27	48	6	10	2	—	9	—	1	23
1872	64	—	—	22	1	9	1	—	4	44
1480	42	—	7	41	—	—	10	—	1	50
1494	38	22	6	7	—	—	23	3	—	24
1502	38	—	16	41	—	—	3	—	2	36
1506	15	56	12	7	—	—	9	—	1	17
1508	35	25	22	12	—	—	5	—	1	Не опр.

Структура Уйбатских нефелиновых пород варьирует от среднезернистой гипидиоморфной до мелкозернистой гранобластической. Разности с гранобластической структурой появляются за счет перекристаллизации известково-щелочных сиенитов, сиенито-диоритов, габбро и могут быть названы нефелинсодержащими фенитами. Нефелиновые породы часто имеют гнейсовидную или полосчатую текстуру.

В целом нефелиновые породы Сырского и Уйбатского плутонов характеризуются непостоянством состава, изменчивостью текстур и структур. Им свойственно весьма неравномерное распределение нефелина, содержание которого колеблется иногда даже в небольшом объеме породы от долей процента до 20—30%. Нефелин всегда ксеноморфен. Он корродирует все минералы пород, рассекает их в виде жилок, а в нефелиновых породах Уйбатского плутона разъедает даже гранат, который является здесь, судя по всему, послемагматическим минералом (рис. 4). Таким образом, образование нефелина, а следовательно нефелиновых пород, происходит в послемагматическую стадию. Об этом также свидетельствует развитие нефелина вдоль зон дробления и наличие в Уйбатском плутоне нефелинсодержащих фенитов.

Граниты Сырского и Уйбатского плутонов, включая их жильные эквиваленты, варьируют по составу от лишенных плагиоклаза щелочных гранитов до разностей, сильно обогащенных этим минералом. В Сырском плутоне преобладают граниты с содержанием кварца 20—35%, калинатрового полевого шпата — 30—50, плагиоклаза — 20—50, темноцветных минералов — 3—5%. В гранитах Уйбатского плутона наиболее обычное содержание кварца 20—35%, калинатрового полевого шпата — 30—40, плагиоклаза — 30—45, темноцветных — 3—7%. Плагиоклаз представлен обычно олигоклазом № 16—25, темноцветные минералы — биотитом, очень редко роговой обманкой и пироксеном. Средние химические составы дайковых гранитов Сырского и Уйбатского плутонов приведены в табл. 5.

Значимые различия между гранитами при имеющемся количестве анализов не устанавливаются.

Теперь относительно контактов Сырского и Уйбатского плутонов с карбонатными породами. В исследованной нами части Сырского плутона протяженность таких контактов достигает 20 км. Контакты крутопадающие, местами согласные, местами секущие. Из 48 детально изученных нами точек контакта в 17 точках (22,2—50,7%) отмечены чистые известняки, в 10 (10,4—35,2%) — чистые доломиты, в остальных случаях (41,2—70,5%) — известковые доломиты и доломитовые известняки.

В 42,1—76,1% (в 21 из 35) случайно взятых точек контакта, где изменения в карбонатных породах не фиксируются визуально, или где таковые имеют место, но сразу не обраба-

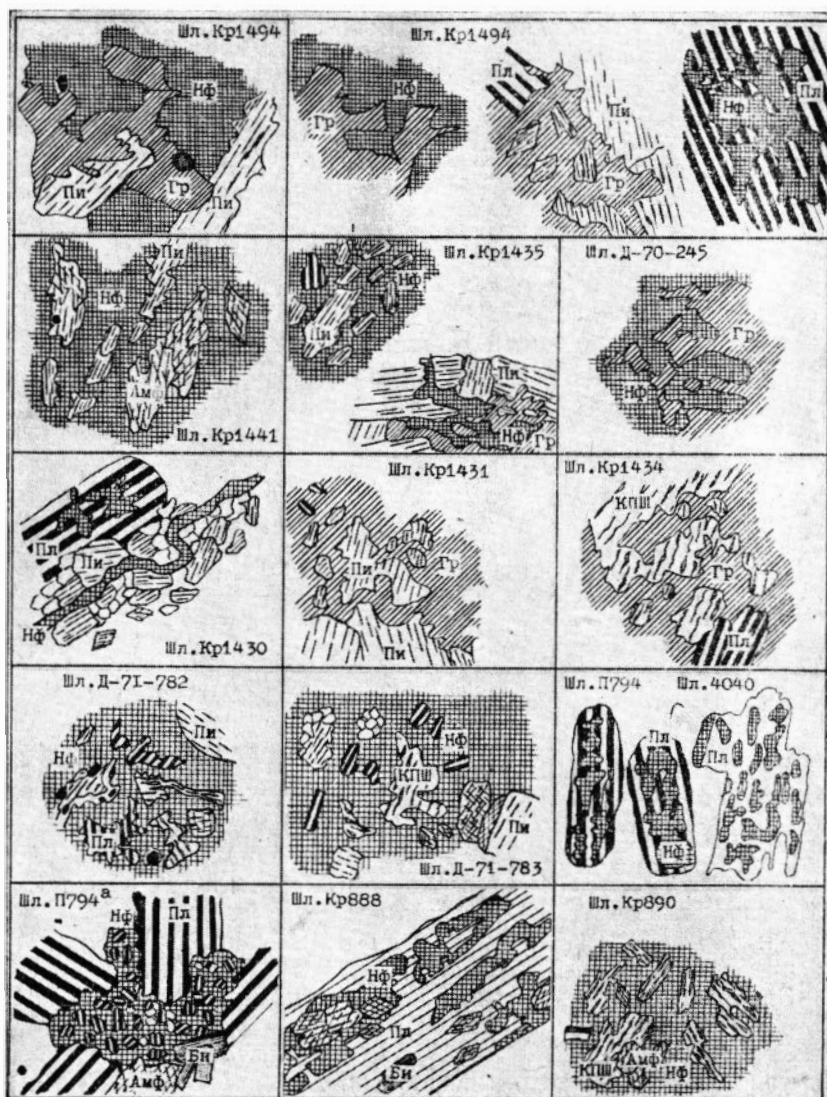


Рис. 4. Взаимоотношения породообразующих минералов в нефелиновых породах. Зарисовки шлифов. Увел. 25—50.

Кр — 1430—1494, Д — 70—245, Д — 71—782, Д — 71—783 — Уйбатский плутон. П794, П794^а, Кр888, 890, 4040 — Сырский плутон. Нф — нефелин; Пл — плагиоклаз; Кпш — каликатовый полевой шпат; Пн — пироксен; Амф — амфибол; Гр — гранат; Би — биотит.

Средние химические составы дайковых гранитов Сырского и Уйбатского плутонов

Окислы	Сырский (среднее из 3 анализов)	Уйбатский (среднее из 3 анализов)	Числовые ха- рактеристики	Сырский	Уйбатский
SiO ₂	66,83	69,75	<i>a</i>	18,2	15,8
TiO ₂	0,22	0,13	<i>c</i>	1,5	1,6
Al ₂ O ₃	17,65	16,82	<i>b</i>	5,1	6,1
Fe ₂ O ₃	1,11	0,39	<i>S</i>	75,2	76,5
FeO	1,40	1,31	<i>f'</i>	45	26
MnO	0,06	0,05	<i>m'</i>	13	13
MgO	0,35	0,49	<i>a'</i>	42	61
CaO	1,32	1,40	<i>n</i>	60	67
Na ₂ O	5,00	4,91	<i>Q</i>	+12,5	+19,8
K ₂ O	5,08	3,76			
П. п. п.	0,78	0,70			
Сумма . . .	99,80	99,66			

ют на себя внимание и выявляются лишь в процессе изучения обнажения, наблюдаются контактовые изменения. Они сводятся к появлению в известняках кварца, мелилита, редко волластонита, диопсида, салита, в одном случае (в контакте с нефелиновыми породами) флогопита и альбита. В доломитах возникают кварц, мелилит, в породах промежуточного состава между известняками и доломитами (в порядке убывания частоты встречаемости) — серпентин, мелилит, брусит, монтчеллит, форстерит, салит, кварц, флогопит.

В большинстве контактово-измененных карбонатных пород (в 14 случаях из 21; 43—82,8%) количество новообразованных минералов исчисляется от долей процента до 3—5%. В четырех случаях из 21 (5,4—41,9%) содержание новообразованных минералов более 5, но не выше 50%; в трех случаях (3,0—36,3%) их количество превосходит 50%. Таким образом, карбонатные породы на контактах с Сырским плутоном в целом испытывают незначительные изменения. Неизмененные и слабоизмененные карбонатные породы составляют здесь 63,1—91,6% (28 случаев из 35).

Наиболее четко контактовые изменения наблюдаются в породах промежуточного состава между известняками и доломитами (в 18 случаях из 21; 63,7—97,0%). В чистых известняках они зафиксированы в 6 случаях из 17 (14,2—61,7%), в чистых доломитах — в 3 из 10 (6,7—65,2%). В известняках и доломитах изменения могут быть квалифицированы как сла-

бые (не более 3—5% новообразованных минералов). Лишь очень редко в контактах с известняками наблюдаются сплошные, до 10 см мощностью оторочки, сложенные волластонитом с примесью диопсида.

Контактовые изменения в карбонатных породах прослеживаются на расстоянии максимум нескольких метров от контакта, очень редко до 10 метров и более (иногда до 50 м).

В контактах карбонатных пород с Сырским плутоном изредка встречаются магнезиальные скарны и кальцифиры. Нами они были отмечены в шести пунктах, из которых лишь один, как удовлетворяющий требованиям случайности, включен (в числе 35 других) в статистический подсчет по степени измененности карбонатных пород. Магнезиальные скарны и кальцифиры слагают тела, достигающие в поперечнике нескольких метров, изредка нескольких десятков метров. Встречаются они главным образом в юго-восточном контакте плутона, в районе Камыштинского железорудного месторождения. Эти породы иногда приурочены к непосредственному контакту Сырского плутона, иногда же встречаются на некотором удалении от него. Сложены они клинопироксеном (фассанит, салит, диопсид), везувинаном, шпинелью, меллилитом, серпентином, бруситом, флогопитом, кальцитом, редко форстеритом, тремолитом, монтчеллитом, шабазитом. Магнезиальные скарны развиваются, видимо, по доломитам.

В экзоконтактах Сырского плутона нередко обнаруживаются мелкие тела известковых, в основном широксен-гранатовых скарнов.

В северо-восточной части Уйбатского плутона протяженность контактов с карбонатными породами превосходит 40 км. Однако контакты эти сильно закрыты и изучены нами на участках общей длиной не более 7—8 км. В отличие от Сырского плутона здесь развиты в основном известняки. Они зафиксированы в 19 случаях из 23 (61,2—95,0%); в двух случаях встречены доломиты (1—27%) и еще в двух — породы промежуточного состава между доломитами и известняками.

Контактовые изменения в карбонатных породах отмечены во всех 23 точках (85,2—100%). Продукты этих изменений — меллилит (окерманит), серпентин, кварц, флогопит, тремолит, салит. В доломитах замечено только окварцевание. В 42,7—83,6% случаев (в 15 из 23) изменения могут быть квалифицированы как слабые, т. е. количество новообразованных минералов в породах весьма невелико — не более 2—3%. В трех случаях (2,8—33,6%) количество новообразованных минералов достигает 8—10%, в одном случае — 20—30%. Магнезиальные скарны и кальцифиры в контактах с Уйбатским плутоном не встречены. В четырех пунктах установлено присутствие известковых широксен-гранатовых скарнов. Изменения в карбонатных породах фиксируются на расстоянии не более чем 50—60 м от контакта.

Интересно проследить химические изменения карбонатных пород в контактах Сырского и Уйбатского плутонов. Содержание кремнезема, глинозема, щелочей, железа и титана в неизмененных, слабоизмененных и сильноизмененных, включая магнезиальные скарны, карбонатных породах приведены в табл. 6. Из нее видно, что в случае Сырского плутона изменение карбонатных пород начинается, прежде всего, с возрастания в них количества кремнезема. Даже в слабоизмененных карбонатных породах оно значительно выше, чем в неизмененных. Содержание глинозема в слабоизмененных карбонатных породах и в части сильноизмененных, представленное средним из девяти анализов, сохраняется таким же, как в исходных породах. В другой же части сильноизмененных карбонатных пород (четвертый анализ) количество глинозема возрастает. В измененных карбонатных породах увеличивается также содержание железа, титана. Содержание калия остается прежним, а содержание натрия даже несколько уменьшается.

В контактах с Уйбатским плутоном характер химических изменений в карбонатных породах иной. Здесь наблюдается одновременное увеличение в них содержания всех химических элементов, показанных в табл. 6.

С приближением к карбонатным контактам состав пород Сырского и Уйбатского плутонов испытывает определенные

Т а б л и ц а 6

Средние содержания некоторых элементов в неизмененных и измененных карбонатных породах

Наименование породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃ общее	TiO ₂
Сырский плутон						
Неизмененные карбонатные породы (15 анализов)	0,86	0,08	0,23	0,04	0,30	0,06
Слабоизмененные карбонатные породы с количеством новообразованных минералов до 3—5% (13 анализов)	2,04	0,07	0,24	0,03	0,22	0,09
Сильноизмененные карбонатные породы с 5—100% новообразованных минералов (9 анализов)	20,80	0,08	0,18	0,03	0,50	0,18
Сильноизмененные карбонатные породы с 5—100% новообразованных минералов (4 анализа)	28,38	8,64	0,12	0,04	3,52	0,54
Уйбатский плутон						
Слабоизмененные карбонатные породы с количеством новообразованных минералов до 2—3% (7 анализов)	1,36	0,11	0,26	0,07	0,48	0,12
Сильноизмененные карбонатные породы с 8—30% новообразованных минералов (2 анализа)	5,75	0,58	0,36	0,15	0,57	0,20

изменения. В таких контактах нередко отмечается возрастание щелочности сиенито-диоритов и известково-щелочных сиенитов с увеличением содержания в этих породах калинатового полевого шпата и уменьшением содержания кварца и плагиоклаза при одновременном понижении основности последнего.

В карбонатных контактах чаще, чем внутри плутона, встречаются щелочные сиениты. В эндоконтактах Сырского плутона они отмечены в 30 точках из 60, или 36,2—63,2%, тогда как внутри плутона — в 11 точках из 176, или 3,3—12%. В эндоконтактах Уйбатского плутона щелочные сиениты встречены в восьми пунктах из 21 (18,1—61,6%), внутри Уйбатского плутона — в трех пунктах из не менее чем 250 (не более 4%).

Только в карбонатных контактах обоих плутонов замечено появление нефелиновых пород и альбитовых, олигоклазовых и олигоклаз-салитовых пород. Нефелиновые породы, случайно или не случайно, но и в Сырском, и в Уйбатском плутонах появляются только в контактах с известняками. Известняки в таких контактах или совершенно не изменены или изменены слабо.

Местами в контактах с карбонатными породами наблюдается повышение основности пород плутонов до диоритов. Возникновение в контактах пород более основного состава, чем диориты, не отмечается, а если таковые иногда и фиксируются здесь, то в них легко угадываются останцы догранитных габбро когтахского комплекса. Впрочем, и часть диоритов может оказаться измененными догранитными габбро или останцами диоритов того же когтахского комплекса.

Таким образом, влияние карбонатного окружения на повышение щелочности пород Сырского и Уйбатского плутонов сказывается совершенно отчетливо. Каков же механизм этого влияния?

Слабые контактовые изменения карбонатных пород, отсутствие в эндоконтактах основных фаций указывают на то, что на фронте распространения магмы Сырского и Уйбатского плутонов карбонатные породы подвергались растворению с преимущественным выносом освобождающихся компонентов в сторону вмещающих пород. Заимствование кальция и магния, вероятно, здесь было, но масштабы его невелики. Простой подсчет показывает, что количество CaO и MgO в 1 м³ усредненной карбонатной породы из экзоконтактов Сырского плутона (по данным 15 анализов) равно 1143 и 256 кг соответственно. В Сырских же диоритах количество окиси кальция в 1 м³ породы не превосходит 255 кг, а окиси магния — 142 кг. В сиенито-диоритах и известково-щелочных сиенитах эти величины в среднем равны (по данным 6 анализов) 75 и 46 кг, а в щелочных сиенитах (по данным 24 анализов) 48 и 14 кг соответственно.

Аналогичные величины для Уйбатского плутона выглядят следующим образом: среднее содержание в карбонатных породах CaO — 1385 кг, MgO — 33 кг (по данным шести анализов слабоизмененных пород), в сениито-диоритах и известково-щелочных сениитах — CaO — 117 кг, MgO — 40 кг (по данным 14 анализов), в щелочных сениитах — CaO — 97 кг, MgO — 20 кг (по данным пяти анализов).

Можно заключить, что процесс воздействия магмы Сырского и Уйбатского плутонов на карбонатные породы осуществлялся так, как он описывается в случае явлений магматического замещения (Коржинский, 1952). Следовательно, и ответ на вопрос, каков механизм ощелочения магмы плутонов в результате взаимодействия с карбонатными породами, тоже следует искать в рамках концепции магматического замещения, привлекая для этих целей широко известную гипотезу Д. С. Коржинского (1955) и В. А. Жарикова (1960).

Согласно этой гипотезе, повышение щелочности гранитоидных пород в контактах с известняками и доломитами связано с возрастанием активности щелочей в сквозьмагматических растворах в результате растворения ими минералов карбонатных пород. Однако причина эта в некоторых случаях, вероятно, была не единственной. Так, отмеченное своеобразие в поведении кремнезема, глинозема и щелочей при замещении карбонатных пород в контактах с Сырским плутоном (см. табл. 6) может быть истолковано как результат того, что в карбонатные породы трансмагматическими растворами выносятся главным образом кремнезем, в ограниченном количестве Al_2O_3 и не выносятся или почти не выносятся натрий и калий. Это, естественно, влечет за собой повышение щелочности магмы в результате относительной обеднения ее SiO_2 и обогащения Al_2O_3 и щелочами. Инертность калия и натрия в данном процессе, вероятно, связана со способностью CO_2 понижать в некоторых случаях растворимость щелочей, по крайней мере, в водных растворах (Бэрнем, 1970). Слабая же подвижность Al_2O_3 при магматическом замещении — явление весьма распространенное.

Конечно, возможен и другой вариант толкования данных табл. 6, а именно, что в карбонатные породы выносятся все элементы, но фиксируется в них в основном лишь кремнезем. Низкое содержание щелочей в неизмененных карбонатных породах связано с явлениями отраженной щелочности. В этом случае никаких отступлений от схемы Д. С. Коржинского (1952, 1955) и В. А. Жарикова (1960) нет.

Одна из важных особенностей Сырского и Уйбатского плутонов как ощелоченных представителей раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау — присутствие в их составе щелочных сениитов. Преимущественная приуроченность этих пород к карбонатным контактам

свидетельствует о том, что своим возникновением они в основном обязаны процессам ошелочения магмы в результате взаимодействия ее с карбонатными породами.

В рамках принятой концепции причин повышения щелочности пород Сырского и Уйбатского плутонов появление щелочных сиенитов следует ожидать в тех участках контактов, где наблюдалось интенсивное выделение из магмы трансмагматических растворов. Но тогда должна наблюдаться, вероятно, какая-то корреляция между степенью измененности карбонатных пород и случаями появления в контактах щелочных сиенитов.

Можно ожидать, что в контактах с щелочными сиенитами карбонатные породы будут изменены сильнее, чем в контактах с другими породами Сырского и Уйбатского плутонов. Однако такой корреляции не существует. Щелочные сиениты встречаются в контактах как с неизменными, так и с измененными карбонатными породами, причем степень измененности бывает самой различной — от очень слабой до весьма интенсивной. Поэтому объяснить появление всех щелочных сиенитов в контактах плутонов как результат ошелочения магмы при взаимодействии ее с карбонатными породами в местах теперешнего обнаружения сиенитов нельзя.

Часть сиенитов, вероятно, произошла именно таким путем, другая же, видимо, главная часть, возникла вследствие локального обогащения магмы щелочами или вследствие сиенитизации уже затвердевших пород плутонов в результате поступления в том и другом случае растворов, обособлявшихся в процессе приконтактового ошелочения магмы на более глубоких горизонтах интрузии. В том, что часть щелочных сиенитов образовалась в послемагматическую стадию, убеждают такие факты, как развитие этих пород по альбитовым, олигоклазовым и олигоклаз-салитовым породам. Отмечаются также случаи пересечения (Уйбатский плутон) жилами щелочных сиенитов известковых скарнов, которые являются, несомненно, послемагматическими образованиями по отношению к сиенито-диоритам и известково-щелочным сиенитам. К выводу о послемагматической природе Уйбатских щелочных сиенитов на примере изучения их в более южных частях плутона по сравнению с описываемыми нами приходят Ю. А. Кузнецов и Е. С. Сергеева (Кузнецов и др., 1971).

Послемагматическими, во всяком случае в главной своей массе, являются и нефелиновые породы Сырского и Уйбатского плутонов. В этом отношении они сходны с послемагматическими щелочными сиенитами и подобно им появляются в результате щелочного метасоматоза сиенито-диоритов, известково-щелочных сиенитов и догранитных габбро. Растворы, вызывающие образование нефелиновых пород, вероятно, были те же, что и растворы, приведшие к возникновению щелоч-

ных сиенитов, но с более высоким содержанием щелочей. В случае метасоматического преобразования габбро появлению нефелина мог способствовать также относительный дефицит в замещаемых породах кремнезема.

* *
*

Ситуация, аналогичная той, с которой мы сталкиваемся при изучении Сырского и Уйбатского плутонов, т. е. преимущественно карбонатный состав вмещающих пород, ощелочение пород плутонов в контактах с известняками и доломитами, присутствие догранитных габбровых комплексов повышенной щелочности, имеет место и в связи с другими раннепалеозойскими гранитоидными плутонами восточной части Кузнецкого Алатау, например Саралинским, Салангинским (водораздел рек Урюп и Кургусуль на северо-востоке Кузнецкого Алатау), гранитоидными массивами центральной части Мартайги. Характер взаимодействия пород этих плутонов с известняками и доломитами выглядит в общем так же, как это имеет место в описанных нами случаях. Состав же пород габбровых комплексов несколько меняется, но повышенный щелочной фон этих комплексов сохраняется по-прежнему. В восточной и центральной частях Мартайги предшественники батолитовых гранитов — уже массивы раннепалеозойской сиенит-габбровой формации.

Наличие в восточных районах Кузнецкого Алатау предгранитных ощелоченных габбровых комплексов свидетельствует о том, что повышенная щелочность гранитоидов батолитовой формации не является здесь только прерогативой этой формации, а свойственна и другим магматическим комплексам, причем таким, увеличение щелочности которых, казалось бы, не может быть поставлено в зависимость от влияния карбонатной среды и объясняется спецификой развития глубинных процессов. Поэтому видеть причину повышения щелочности гранитоидов батолитовой формации только во взаимодействии этих гранитоидов с известняками и доломитами не представляется возможным. Чрезвычайно важным аргументом в пользу этого утверждения является и тот уже упоминавшийся факт, что повышенной щелочностью на востоке Кузнецкого Алатау обладают не только раннепалеозойские габбровые и гранитоидные комплексы, но и ряд других магматических комплексов. Однако останавливаться на этом вопросе здесь мы не будем, отослав интересующихся к монографии А. Ф. Белоусова и др. (1973) и нашим более ранним публикациям (Довгаль, 1969, 1973).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Е. А. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968.
- Баранова С. А., Геря В. И., Ионин Г. М. Апатитоносность южной части Уйбатского плутона.— В кн.: Материалы по металлогении и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1968, вып. 5.
- Белоусов А. Ф., Довгаль В. Н. История развития субщелочного и щелочного магматизма Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4.
- Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Поляков З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Довгаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1968.
- Довгаль В. Н. Основные особенности состава среднепалеозойских вулканоплутонических формаций Кузнецкого Алатау в связи с их тектоническим положением.— «Сов. геол.», 1969, № 11.
- Довгаль В. Н. Магматизм повышенной щелочности Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарноворудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955.
- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971.
- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И. и др. Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в раннепалеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972.
- Погоня-Стефанович Ю. Ф., Переломова В. Г. Морфологические черты трещинных интрузий Уйбатского района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961, вып. 2.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Станкевич Е. К. Щелочные и нефелиновые породы Булан-Куля (Кузнецкий Алатау) и их генезис.— «Петрогр. сборник ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1962, т. 73, № 4.
- Шохина О. И. Щелочные породы Булан-Кульского массива.— «Труды ИГиГ СО АН СССР», 1961, вып. 10.

**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ
ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС
ДЖИДИНСКОГО РАЙОНА**
(Юго-Западное Забайкалье)

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Джидинский горный район расположен на территории Бурятской АССР и занимает значительную по площади юго-западную часть Западно-Забайкальской области ранних каледонид. Эта область охватывает верхнее и среднее течение р. Джиды и является регионом большого развития разнообразных по составу и возрасту гранитоидов. Наибольшим распространением здесь пользуются крупные, сложные по составу полихронные плутоны домезозойского возраста.

Несмотря на многочисленные геологические исследования и планомерную геологическую съемку Западно-Забайкальской области, палеозойский гранитоидный магматизм этого региона до сих пор мало изучен. Прежде всего это объясняется тем, что главное внимание магматистов привлекают обычно рудоносные гранитоидные интрузии мезозоя. Изучение же палеозойского гранитоидного магматизма носит, как правило, отрывочный и чаще всего случайный характер и ограничивается сравнительно небольшими площадями.

Специальных петрографических исследований при этом почти не проводилось, и в группе разновозрастных палеозойских плутонов объединяются обычно различные по фациальному облику и формационной принадлежности гранитоиды.

Другая причина слабой изученности палеозойского гранитоидного магматизма — очень незначительная роль в стратиграфии Западного Забайкалья отложений палеозоя. Средне- и верхнепалеозойские отложения здесь отсутствуют вообще. Нижнепалеозойские отложения развиты лишь на юго-западе (Джидинский район) и северо-востоке (Удино-Витимский район) Западно-Забайкальской области и при этом фаунистически оказываются очень слабо охарактеризованными. В пределах Джидинского района остатки фауны встречены лишь в самых низах разреза нижнего палеозоя. Крупные гранитоидные плутоны, прорывающие эти отложения, перекрываются с размывом осадочно-вулканогенными толщами низов мезозоя. Таким образом, возможный возрастной интервал гранитоидов оказывается здесь чрезвычайно большим (от раннего кембрия и до позднего палеозоя), что дает основание для разного толкования возраста. Кроме того, выделение

и расчленение палеозойских интрузивных образований местами сильно затруднено и довольно широким развитием мезозойских интрузий.

В настоящее время к палеозойским интрузиям в Западном Забайкалье относят все наиболее крупные гранитоидные плутоны, протягивающиеся довольно широкой и протяженной (около 500 км) полосой от верховьев р. Джиды (на западе) к р. Селенге (в ее среднем течении) и далее на северо-восток, вплоть до Витимского плоскогорья. По сложившейся традиции, в западной половине области (Джидинская и Селенгинская зоны) названные плутоны вслед за П. И. Налетовым (1962) объединяются в один гранитоидный комплекс, называемый джидинским. Впервые этот комплекс был выделен П. И. Налетовым (1962). Он отнес к нему все крупные гранитоидные плутоны бассейнов рек Джиды и Селенги.

«Набор» включаемых в джидинский комплекс пород весьма обширен, очень разнороден и не везде одинаков. Возраст джидинского комплекса трактуется по-разному, в зависимости от тектонических воззрений исследователей: одним — как раннекаледонский (Хренов, 1961; Смолянский, 1964; Беличенко, 1969; Комаров, 1970; и др.), другим — как герцинский (Налетов, 1962; Дворкин-Самарский, 1965; Жалсабон и др., 1967; и др.). В последнее время работами П. М. Хренова (1961), П. М. Хренова и Е. Н. Смолянского (1964), Ю. В. Комарова (1970), В. Г. Беличенко (1969) и других показана принадлежность Юго-Западного Забайкалья к протяженной области ранних каледонид, только в мезозое испытавшей тектоно-магматическую активизацию. В соответствии с этим большинство исследователей относит сборный джидинский комплекс к проявлениям раннепалеозойского магматизма, хотя в отношении объема и возраста этой группы пород по-прежнему остается много неясного и неопределенного.

Более или менее детальные описания гранитоидов джидинского комплекса пока что можно найти лишь в работах П. И. Налетова (1962) и Е. Н. Смолянского (1964). П. И. Налетову принадлежит единственная и наиболее полная сводка по магматическим комплексам Бурятии. Специальным изучением палеозойских интрузивных образований Джидинского района занимался Е. Н. Смолянский (1958, 1964). Но и в названных работах петрографии гранитоидов уделяется сравнительно мало внимания.

Состав джидинского комплекса трактуется разными авторами неодинаково. Е. Н. Смолянский (1964) он описывается как многофазная интрузия, первая фаза которой представлена габбро, габбро-диоритами, диоритами, плагногранитами и гранодиоритами, вторая — сиенитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами, третья — порфиroidными гранитами и четвертая — лейкократовыми гранитами. Другие авторы

(Дворкин-Самарский, 1965; Петрова, 1972) выделяют только три фазы. Примерно аналогичную схему предлагают и геологи-съемщики (В. М. Афанасьев, Е. М. Багадаев и другие). Считая джидинский комплекс раннекаледонским, Е. Н. Смоленский (1964) в то же время допускает, что самые молодые из гранитоидов могут оказаться герцинскими. Весьма разнообразные по составу породы джидинского комплекса П. И. Налетов рассматривает как фации одной и той же интрузии.

Как видно, единой точки зрения на природу и возраст джидинского комплекса не существует, и вопросы о том, что относить в Джидинском районе к проявлениям раннепалеозойского гранитоидного магматизма, по сути дела, остается до сих пор открытым. Дело осложняется еще и тем, что в свое время для Джидинского района П. И. Налетовым (1962) был выделен еще один, более древний, чем джидинский, палеозойский гранитоидный комплекс. К этому комплексу, названному П. И. Налетовым нашитуйским, был отнесен один единственный Купчинский плутон на крайнем юго-западе Джидинского района.

Позже в других районах нашитуйский комплекс никем не отмечался, хотя в сводных работах некоторые авторы, ссылаясь на П. И. Налетова, упоминали этот комплекс как самый древний палеозойский гранитоидный комплекс Юго-Западного Забайкалья.

По данным некоторых геологов-съемщиков, работавших в последнее время в районе Купчин, нашитуйские гранитоиды ничем не отличаются от пород джидинского комплекса* (Е. М. Багадаев и др.). Таким образом, имеющиеся в настоящее время сведения о раннепалеозойском гранитоидном магматизме Юго-Западного Забайкалья довольно противоречивы.

Автором настоящей работы была предпринята попытка выявления особенностей раннепалеозойского гранитоидного магматизма Юго-Западного Забайкалья с целью сопоставления его с магматизмом изученных районов Кузнецкого Алатау. Для детальных исследований по расчленению палеозойских гранитоидов и выделению раннепалеозойского комплекса была выбрана Джидинская структурно-фациальная зона. Помимо этого, осуществлено знакомство с палеозойскими гранитоидами Селенгинской зоны — в хребтах Боргой, Моностой и Цаган-Дабан.

Материал, собранный нами в течение 1968—1971 гг., позволяет представить палеозойский магматизм Джидинского района в новом свете. Очевидно, что гранитоидный комплекс,

* Согласно последним исследованиям автора, гранитоиды Купчинского плутона принадлежат к тоналит-диоритовому комплексу.

известный в Западном Забайкалье под названием джидинского, — «сборный». Он объединяет в выделяемом большинством авторов объеме несколько разновозрастных и разнородных групп пород. К раннепалеозойскому гранитоидному комплексу следует относить лишь плутоны, сложенные главным образом породами тоналит-диоритовой ассоциации (первая фаза джидинской интрузии, по Е. Н. Смолянскому, 1964).

Тела существенно калишпатовых гранитоидов гранит-граносиенитового ряда, часто пространственно сопряженные с тоналит-диоритовыми плутонами, принадлежат к другому формационному типу. Это представители более молодых средне- или верхнепалеозойских комплексов. Раннепалеозойские гранитоидные плутоны при этом практически почти не выходят за пределы Джидинского синклинория (рис. 1). Гранитоидные плутоны, развитые восточнее его, в пределах Селенгинской зоны (хребты Боргой, Цаган-Дабан, Моностой), — уже представители более молодых палеозойских комплексов.

Эта мысль, по существу, уже высказывалась предыдущими исследователями (Налетов, 1962; Смолянский, 1964; Дворкин-Самарский, 1965; Афанасьев, 1954; и др.). Отмечался, например, более древний возраст диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов («I фаза» джидинского комплекса) и более молодой возраст существенно калишпатовых гранитов, граносиенитов и лейкократовых гранитов («II, III и IV фазы» джидинского комплекса). Была подмечена также приуроченность пород «первой фазы» главным образом к юго-западной части Западного Забайкалья. Однако отсутствие специальных исследований не позволило указанным авторам расчленить гранитоиды на самостоятельные в возрастном и формационном отношении комплексы. В какой-то мере этот пробел и пытаются восполнить автор настоящей работы. Краткие итоги проведенных в Джидинском районе исследований уже были опубликованы ранее (Дистанова, 1971).

Как выясняется и как будет описано, раннепалеозойский гранитоидный магматизм Джидинского района по особенностям проявления весьма сходен с раннекаледонским батолитовым гранитоидным магматизмом Кузнецкого Алатау и других регионов Алтае-Саянской складчатой области, но в то же время имеет и ряд своих специфических черт.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В результате проведенных в последние десятилетия геологических исследований накоплен большой материал, позволивший выделить на западе Байкальской горной области две крупные структурные единицы: область байкалид и область

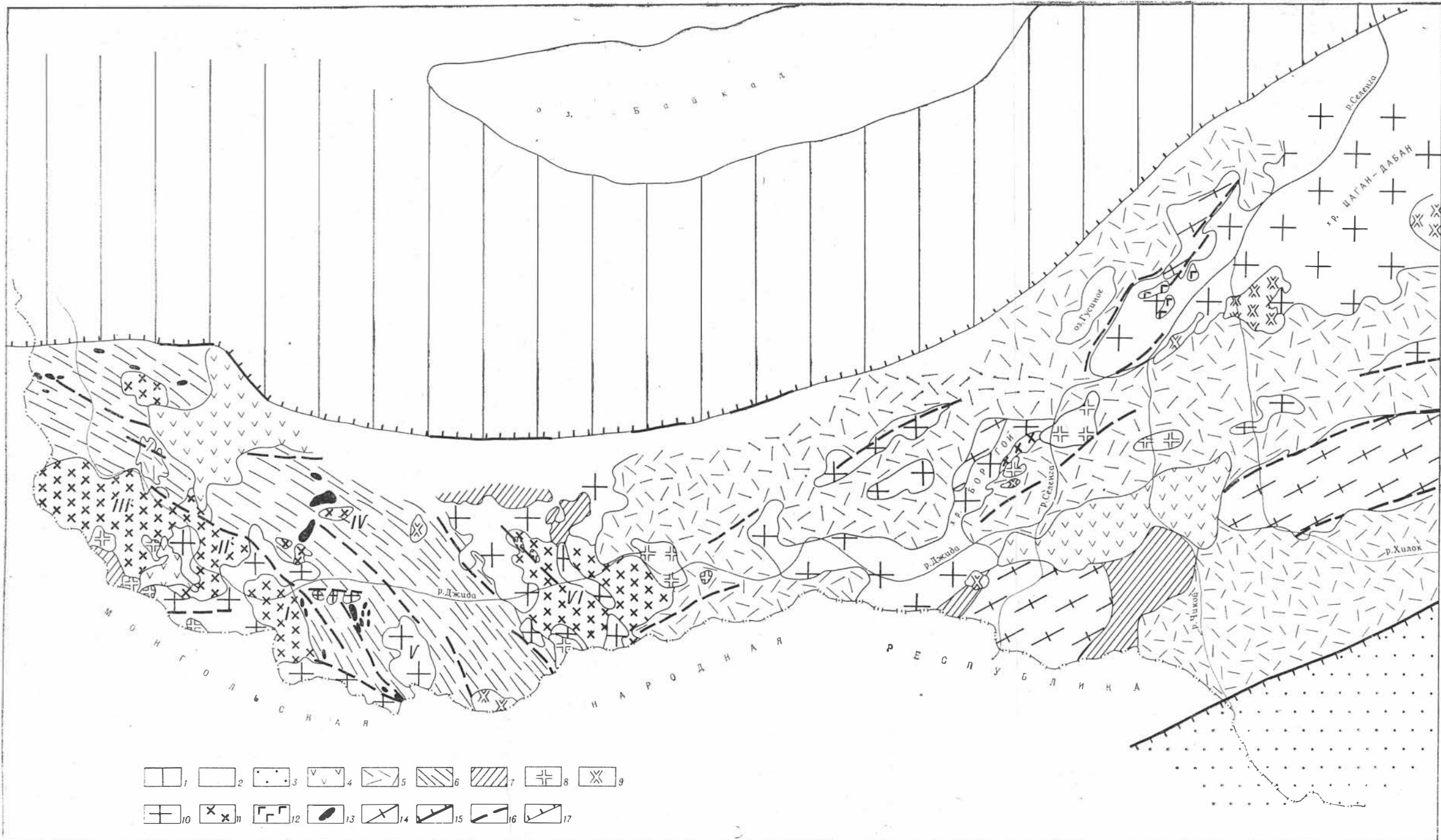


Рис. 1. Схема размещения палеозойских гранитоидов западной части Западного Забайкалья (составлена автором с использованием данных В. П. Арсентьева, Н. П. Михно, П. И. Налетова, Г. Л. Падалка, П. М. Хренова и др.).

1 — область байкальской складчатости, 2 — область раннекаледонской складчатости, 3 — область герцинской складчатости, 4 — кайнозойские базальты, 5 — мезозойские вулканогенные, реже терригенные отложения, 6 — нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения, 7 — докембрийские кристаллические сланцы, 8 — мезозойские граниты бичурского и гуджирского комплексов, 9 — мезозойские щелочные и субщелочные граниты малокуналейского комплекса, 10 — средне- и позднепалеозойские нерасчлененные гранитоиды, 11 — раннепалеозойские гранитоиды, 12 — раннепалеозойские габбровые породы, 13 — раннепалеозойские гнейзы, 14 — гранитоиды, гнейсы, гнейсограниты и мигматиты верхнепротерозойского (?) возраста, 15 — главные глубинные разломы, 16 — прочие разломы, 17 — границы областей.

Массивы: I — Модонкульский, II — Шараазаргинский, III — Купчинский, IV — Дархинтуйский, V — Шабартайский, VI — Уленчинский.

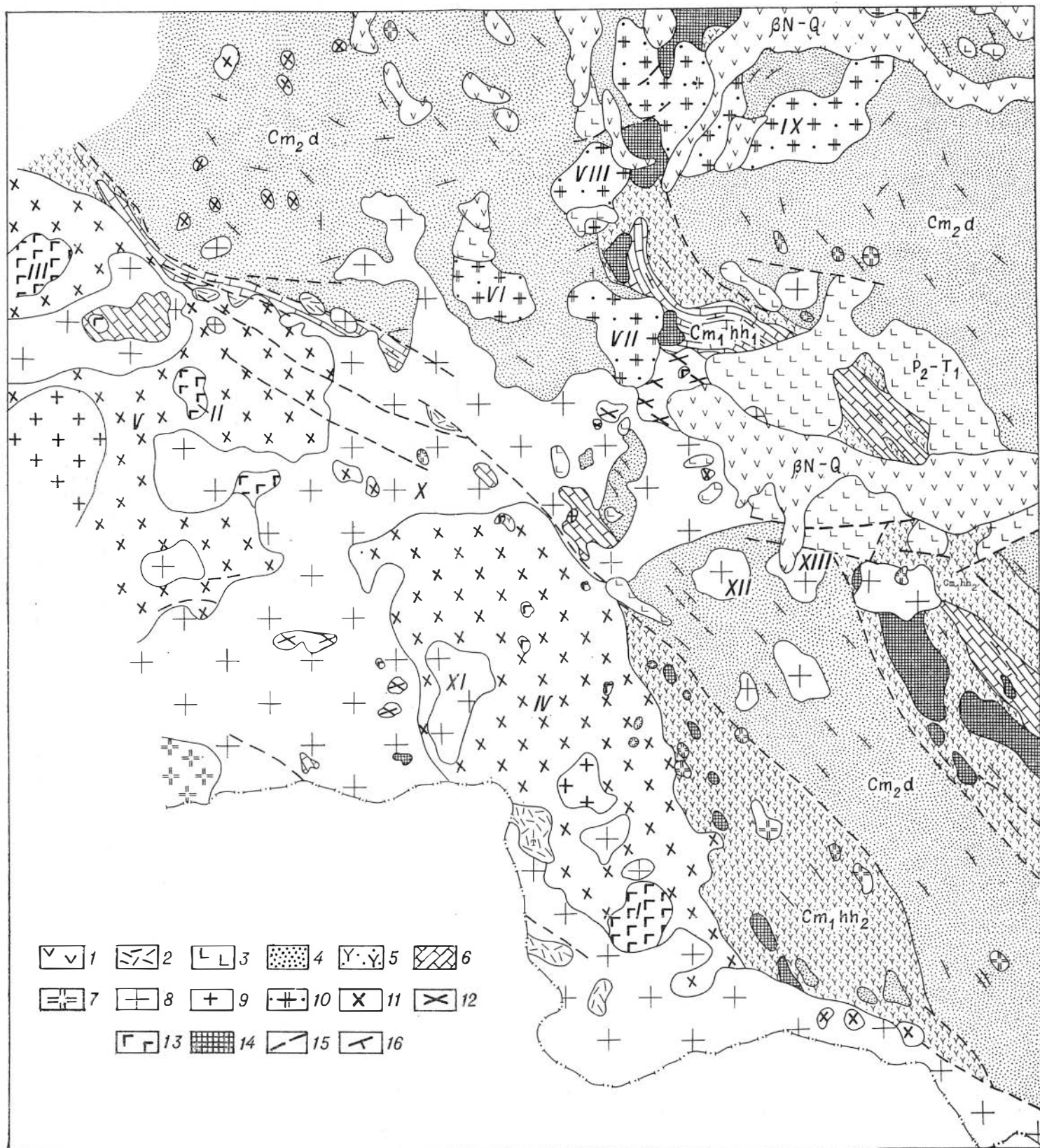


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Джидзидзинского района (составлена автором с использованием данных В. М. Афанасьева, П. И. Налетова, Е. Н. Смолянского и др.).

1 — кайнозойские базальты, 2 — мезозойские эффузивы кислого и субщелочного состава (цаганхунтейская свита Т), 3 — мезозойские эффузивы главным образом основного состава (ичетуйская свита P_2-T_1), 4 — флюидные отложения (джидзидзинская свита Cm_2^d), 5 — осадочно-вулканогенные отложения (хохюртовская свита, верхняя подсвита Cm_1hh_2p), 6 — карбонатные отложения (хохюртовская свита, нижняя подсвита Cm_1hh_1), 7 — мезозойские граниты (гуджирский комплекс J_3), 8 — гранитоиды дабакего гранит-граносиенитового комплекса ($Pz_2^?$), 9–12 — гранитоиды раннепалеозойского джидзидзинского тоналит-диоритового комплекса: 9 — граниты, 10 — тоналиты, реже кварцевые диориты, 11 — кварцевые диориты, кварцевые сиенито-диориты, реже диоритизированные роговки и метасоматизированные габбровые породы, 12 — сиенито-диориты, 13 — породы раннепалеозойского габбро-диоритового комплекса, 14 — породы цакрского гипербазитового комплекса, 15 — линии тектонических нарушений, 16 — элементы залегания.

Массивы: I — Холтосонский, II — Малашараазаргинский, III — Енгорбойский, IV — Модонкульский, V — Шараазаргинский, VI — Верхнебарунольский, VII — Барунольский, VIII — Верхнедархинтульский, IX — Дархинтульский, X–XIII — Дабанский, Иккульский, Зимкинский, р. Мыргешана.

ранних каледонид. Большинство исследователей рассматривают в настоящее время Западное Забайкалье как область ранних каледонид — часть единой обширной раннепалеозойской геосинклинали, которая охватывала территорию Западного Забайкалья, Северной Монголии и Алтае-Саянской области (Арсентьев, Хренов, 1966; Беличенко, 1969; и др.).

Западно-Забайкальская область ранних каледонид протягивается с юго-запада на северо-восток от верховьев р. Джиды через бассейн р. Джиды, среднес и нижнес течение р. Селенги в среднюю часть Витимского плоскогорья. Юго-западное продолжение Западно-Забайкальской области лежит на территории Монгольской Народной Республики. Южная граница области западнозабайкальских каледонид совпадает с Чикой-Ингодинским краевым швом (Падалка, 1960; Арсентьев, Хренов, 1966; Хренов, Комаров и др., 1966; Цырендоржиев, 1969; и др.).

Вопрос о северной границе области — до сих пор предмет дискуссии. Автором настоящей статьи принята схема тектонического районирования П. М. Хренова и др. (1966). Согласно этой схеме, Западно-Забайкальская область раннепалеозойской складчатости обгигает в виде пологой дуги Хамардабанскую зону байкалид Прибайкалья и отделяется от нее системой субширотных глубинных разломов (см. рис. 1). Северная граница Западно-Забайкальской области проводится по южным склонам хр. Хамар-Дабан и по хр. Улан-Бургасы (Флоренсов, 1960; Хренов и др., 1966; и др.). Некоторые исследователи склонны отодвигать ее далеко к северу, вплоть до южной береговой линии оз. Байкал (Нагибина, Лучицкий, 1948; Одинцов, 1953; Беличенко, 1969; и др.).

По данным П. М. Хренова, В. П. Арсентьева, В. Г. Беличенко, Ю. В. Комарова и других, Западно-Забайкальская область ранних каледонид разделяется на два основных крупных структурных элемента: Байкало-Витимскую область краевого геоантиклинального поднятия и внутреннюю область эвгеосинклинали (Арсентьев, Хренов, 1966; Беличенко, 1969; Комаров, 1970). Эвгеосинклиналиальная область распадается, в свою очередь, на две структурно-фациальные зоны: юго-западную, известную под названием Джидинской, и северо-восточную — Удино-Витимскую. Джидинская зона более всего соответствует, по мнению названных авторов, настоящим эвгеосинклиналиальным прогибам.

В геологическом развитии складчатой области Западного Забайкалья в настоящее время, согласно исследованиям Н. А. Флоренсова (1964), В. П. Арсентьева и П. М. Хренова (1966), Ю. В. Комарова (1970) и других, намечаются два крупных этапа: раннепалеозойский геосинклиналиальный и этап мезозойской тектоно-магматической активизации. Как следует из работ названных и многих других авторов (Боголепов,

1967; Соловьев 1968; и др.) область Западного Забайкалья к концу раннего палеозоя (не позже верхнего кембрия) уже представляла собой область консолидированных геосинклинальных структур и позже только в раннем мезозое претерпела процесс тектоно-магматической активизации. В развитии раннепалеозойского магматизма Западного Забайкалья Ю. В. Комаров (1970) намечает два этапа: а) начальный, или собственно геосинклинальный, и б) конечный, или орогенный. К собственно геосинклинальному Ю. В. Комаров относит в Джидинской зоне спилито-диабазовую формацию нижнего кембрия и гипербазитовую (цакирскую) формацию. К орогенному этапу принадлежит базитовая (атарханская или бирамьинская) формация, формация гранитных батолитов (ношутуйская) и гранитоидных батолитов «пестрого состава» (джидинская). У В. Г. Беличенко (1969) подразделение магматических раннепалеозойских формаций выглядит иначе. В формации орогенного раннепалеозойского этапа В. Г. Беличенко выделены ультраметаморфическая формация (хамардабанский и баргузинский комплексы) и интрузивная (джидинский комплекс). В отличие от других авторов В. Г. Беличенко относит к раннепалеозойским образованиям и гранито-гнейсовые мигматитовые комплексы (хамардабанский и баргузинский), которые до сих пор большинство исследователей считает верхнепротерозойскими. В. Г. Беличенко не выделяет соответственно и зон байкалид, считая ее внешней геосинклинальной зоной раннепалеозойской геосинклинали. Примерно аналогичные представления развиваются в последнее время для северо-востока Западно-Забайкальской области Б. А. Литвиновским и др. (1972).

Большинство исследователей выделяет на территории Западного Забайкалья лишь одну палеозойскую (раннепалеозойскую) формацию гранитоидов, представителем которой считают джидинский комплекс. По мнению тех авторов, которые называют этот комплекс герцинским, в верхнепалеозойское время раннекаледонские структуры не потеряли своей мобильности, чем и объясняется якобы исключительная роль среди гранитоидов Западного Забайкалья герцинских интрузий, распространившихся за пределы северной границы Зачикийской области герцинид.

Согласно геологическим данным, Западно-Забайкальская область уже в конце раннего палеозоя представляла устойчивую область, оставаясь кратоном в течение среднего и верхнего палеозоя, и лишь в раннем мезозое испытала перестройку в связи с тектоно-магматической активизацией этого региона. Выделяются два крупных мезозойских этапа в геологическом развитии описываемого региона (Флоренсов, 1964; Комаров, 1970; Михно, 1964; Боголепов, 1967; Соловьев, 1968; Жалсабон и др., 1969; и др.). Оба этапа протекали на фоне общего

сводового поднятия. В раннемезозойский ($T_1—J_2$) этап формировался ряд выполненных вулканогенными отложениями впадин и коагматичные им многочисленные интрузии. В позднемезозойское время ($J_3—C_{r1}$) образовались межгорные впадины, в которых накапливались главным образом терригенно-обломочные и реже вулканогенные осадки.

В кайнозойское время в связи с обилием разломов, преимущественно сбросового характера, на территории Западного Забайкалья происходило формирование впадин байкальского типа и изливались базальты щелочного уклона (Флоренсов, 1964; Белов, 1960).

Такова вкратце история геологического развития Западно-Забайкальского региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДЖИДИНСКОГО РАЙОНА

Джидинский район — юго-западная ветвь раннекаледонской геосинклинали Западного Забайкалья, именуемая Джидинской структурно-фациальной зоной. Она занимает бассейн верхнего и среднего течения р. Джиды и представляет собой вытянутый в северо-западном направлении синклиний, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями нижнего палеозоя (см. рис. 1). Протяженность Джидинской зоны около 200 км. С севера она ограничена системой разломов, отделяющих ее от Хамардабанской зоны байкалид. С запада и востока Джидинскую зону ограничивают массивы докембрийских кристаллических сланцев.

Стратиграфию Джидинского района в разное время изучали Л. А. Ячевский (1898), А. В. Львов, Б. Н. Артемьев, М. В. Бесова, К. А. Шалаев (1935), П. И. Налетов (1962), М. А. Лурье и С. В. Обручев (1952), Е. Н. Смолянский (1964), Н. П. Михно (1964), В. Л. Тихонов, В. М. Афанасьев, Е. М. Багадаев, В. Г. Беличенко (1969) и многие другие. В последние годы специальные исследования нижнего палеозоя бассейна р. Джиды проводила В. Г. Беличенко (1969).

Докембрийские образования (битуджидинская серия), представленные различными сланцами низкой степени метаморфизма, реже кварцитами и мраморами, согласно подстилают отложения нижнего кембрия и обнажаются главным образом за пределами района. Возраст их условно датируется верхним протерозоем или эопалеозоем. Выходы этих пород наблюдаются в восточном крыле Джидинского синклиория (район Улейгина).

Нижний палеозой района представлен отложениями двух свит — осадочно-эффузивной (хохюртовской) и флишовой (джидинской). Осадочно-эффузивные отложения хохюртовской свиты относятся на основании довольно многочисленных

фаунистических находок к нижнему кембрию (верхняя часть алданского и ленский ярус). Большинство исследователей эта свита подразделяется на две подсвиты: 1) более древнюю карбонатную и 2) более молодую вулканогенную, соответствующую, по В. Г. Беличенко (1969), спилито-диабазовой формации.

Карбонатные отложения свиты представлены в основном различными известняками. Из эффузивов главную роль играют порфириды основного состава. Заметное развитие имеют также туфобрекчии, туфоконгломераты и другие породы. С хохюртовской свитой пространственно (и, возможно, во времени) связаны тела ультраосновных пород.

Выше, в разрезе нижнего палеозоя, залегают фаунистически не охарактеризованные флишоидные толщи джидинской свиты. Все исследователи выделяют эту свиту в одинаковом объеме, но условный возраст ее, а в соответствии с этим и время консолидации Джидинской зоны оценивают по-разному. По мнению многих исследователей, джидинская флишонидная свита залегают на осадочно-эффузивной хохюртовской свите нижнего кембрия несогласно и с перерывом. В соответствии с чем и возраст флишоидной свиты по аналогии с соседними складчатыми районами считается верхнекембрийско-ордовикским (Смолянский, 1964; и др.).

По данным В. Г. Беличенко (1969), угловое и стратиграфическое несогласие между названными свитами отсутствует. Известные в основании джидинской свиты конгломераты (водораздел рч. Зун-Нарын и р. Зимки), относимые большинством исследователей к базальным, В. Г. Беличенко (1969) считает лишь внутрiformационными. Соответственно и возраст джидинской свиты В. Г. Беличенко понижает до среднекембрийского. В. М. Афанасьев и другие условно приписывают свите еще более древний нижнекембрийский возраст.

Флишоидная свита представлена разнообразными, тонко переслаивающимися известковистыми песчаниками и сланцами и известняками с примесью терригенного материала. Нижние части разреза флишоидной свиты представлены преимущественно песчано-сланцевыми отложениями, верхние — сланцево-карбонатными. По мнению Е. Н. Смолянского (1958, 1964), М. В. Бесовой (1939) и др., джидинская флишоидная свита имеет большое сходство с отложениями кембро-ордовика и ордовика соседних районов Монголии. Общая мощность нижнепалеозойских отложений Джидинского района по одним данным достигает 15 км, по другим — 10.

Отложения среднего и верхнего палеозоя в Джидинском районе, как и во всем Западном Забайкалье, отсутствуют. На нижнепалеозойских отложениях и прорывающих их гранитоидах с несогласием и размывом залегают эффузивы ран-

него мезозоя. Возраст их определяется по остаткам флоры, найденным главным образом в районах, лежащих к востоку от Джидинской зоны. Мезозойские отложения описываемого района формировались, как уже отмечалось выше, в течение периода тектоно-магматической активизации. Изучением их занимались П. М. Клевенский, М. С. Нагибина (1950), Н. А. Флоренсов (1964), П. И. Налетов (1962), Ю. В. Комаров (1970), Д. Ж. Жалсабон и др. (1969), В. А. Соловьев (1968), Н. П. Михно (1964), В. М. Скобло (1964), Д. Д. Сагалуев, В. Д. Ветров и многие другие.

Нижний мезозой ($T_1 - J_2$) представлен континентальными вулканогенными образованиями кислого и субщелочного, реже основного состава. Основные поля развития их (см. рис. 1) прослеживаются в виде полосы северо-восточного простирания к востоку от Джидинской зоны, в пределах которой раннемезозойские эффузивы встречаются лишь в виде небольших покровов и даек (чернояровская и цаганхунтейская свиты). Верхнемезозойские отложения относятся уже к существенно терригенным, нередко угленосным образованиям, формировавшимся в континентальных тектонических впадинах наложенного типа. Возраст этих пород (песчаники, грауелиты, конгломераты) датируется по остаткам флоры, фауны, пыльцы и спор как верхнеюрско-нижнемеловой.

Более молодые отложения Джидинской зоны представлены третичными и четвертичными базальтами, выделенными И. В. Беловым (1964) в кайнозойскую трахибазальтовую формацию. В изученном районе они слагают покровы, потоки и реже дайки. Самые молодые базальты относятся к «долинным», выполняя долины наиболее крупных рек и речек.

Нижнепалеозойские отложения описываемого района слагают крупный сложно построенный асимметричный синклиниорий, протягивающийся в северо-западном направлении (см. рис. 1) примерно на 200 км и являющийся частью крупного Монголо-Западно-Забайкальского геосинклинального прогиба, претерпевшего раннекаледонскую складчатость и испытавшего затем некоторую перестройку в связи с более поздними тектоническими движениями. Средняя ширина синклинория около 50 км. Южное окончание его лежит на территории МНР. Северная граница Джидинского синклинория изображается обычно в виде субширотного разлома.

Внутреннюю часть Джидинского синклинория слагают главным образом отложения флишовой свиты. Породы осадочно-эффузивной хохюртовской свиты выходят на поверхность преимущественно в крыльях синклинория. Породы, слагающие синклинорий, смяты в крупные линейные складки северо-западного простирания. По данным П. И. Налетова (1962), Е. Н. Смолянского (1964), В. Г. Беличенко (1969), В. М. Афанасьева, А. С. Киреева, Е. М. Багадаева и др., Жи-

динский синклинорий состоит из двух крупных синклинальных и двух сопряженных с ними антиклинальных структур: Хуртога-Хамнейская и Уленга-Дархинтуйская синклинали, Шабартайская и Уленга-Шараазаргинская антиклинали. Синклинали выполнены флишоидными отложениями, антиклинали сложены карбонатными и осадочно-эффузивными породами нижнего кембрия. Палеозойские гранитоидные плутоны приурочены, как правило, к ядрам и крыльям названных антиклиналей (рис. 2).

Строение синклинория осложнено северо-западными и, как видно, наиболее древними по заложению разломами, часто приуроченными к крыльям антиклиналей и контактам джидинской и хохюртовской свит. Разломы контролируют размещение тел гипербазитов, плутонов палеозойских гранитоидов и мелких тел мезозойских гранитов. Намечается несколько крупных зон разломов северо-западного направления: Шараазаргинская, Шабартайская, Хуртугинская (Булуктайская) и другие. Большой частью они носят характер сбросов. По мнению Е. Н. Смолянского (1964), В. М. Афанасьева, П. М. Хренова и др. (1966), эти разломы были заложены в нижнем палеозое, но позже неоднократно подновлялись в мезозое и кайнозое. Молодые мезокайнозойские разрывные нарушения имеют северо-западное, северо-восточное и часто субширотное направления. П. М. Хренов (1971), намечая по геологическим и геофизическим данным схему разрывов Юго-Западного Забайкалья, помимо отмеченных выше северо-западных, неоднократно подновлявшихся разрывных зон, выделяет в Джидинском районе еще ряд зон субмеридионального направления (Санагинскую, Уругудейскую и др.). Пересечения их с северо-западными зонами часто контролируют, по мнению П. М. Хренова (1971), размещение интрузивных массивов и излияний четвертичных базальтов.

Интрузивные образования Джидинского района разделяются на группу палеозойских и группу мезозойских. К палеозойским относятся раннепалеозойские гипербазиты, выделяемые в цакирский комплекс, и разнообразные нерасчлененные гранитоиды, слагающие крупные полихронные плутоны и объединяемые обычно в составе одного джидинского комплекса. Домезозойские гипербазиты и гранитоиды изучались в разные годы П. И. Налетовым (1962), К. А. Шаляевым (1935), М. В. Бесовой (1939), Л. М. Афанасьевым (1954), Е. Н. Смолянским (1958), Г. В. Пинусом (1963), З. И. Петровой (1972) и многими другими. Главное внимание исследователей в Джидинском районе привлекали мезозойские интрузии. Изучением их в Джидинском районе занимались в разные годы Л. М. Афанасьев (1954), В. И. Игнатович (1959), Я. А. Косалс (1969), Ю. В. Комаров (1970), Д. Ж. Жалсабон и др. (1969), Н. П. Михно (1964), П. И. На-

летов (1962), Е. Н. Смолянский (1958, 1964), М. М. Повилайтис (1957) и многие другие.

Мезозойские интрузивные массивы и дайковые образования принадлежат, по данным названных исследователей, к следующим комплексам: а) малокуналейскому комплексу щелочных и субщелочных пород (J_1), б) гуджирскому комплексу лейкократовых рудоносных гранитов (J_3), в) алтачейскому (Cr) и г) хурайбайбинскому (Cr) комплексам малых дайковых интрузий. Многие из мезозойских интрузий являются эквивалентами мезозойских эффузивов. Самые поздние дайки в Джидинском районе — фациальные аналоги кайнозойских базальтов.

На основании данных, полученных автором, и с учетом данных других исследователей для Джидинского района могут быть выделены следующие, последовательно сменяющие друг друга палеозойские интрузивные комплексы: а — гипербазитовый комплекс (Pz_1); б — габбро-норитовый комплекс (Pz_1); в — тоналит-диоритовый комплекс (Pz_1); г — гранит-граносиенитовый комплекс ($Pz_2?$); д — комплекс лейкократовых гранитов ($Pz_3?$).

В настоящей работе рассматриваются особенности раннепалеозойского тоналит-диоритового комплекса и взаимоотношения его с другими интрузивными образованиями. Описания других палеозойских комплексов приводятся лишь в самом общем виде. Комплекс лейкократовых гранитов ($Pz_3?$) в данной работе не рассматривается.

ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Массивы раннепалеозойского гипербазитового (цакирского) комплекса развиты только в пределах Джидинской структурно-фациальной зоны. В других частях Западно-Забайкальской области породы этого комплекса не встречаются.

Специальные исследования гипербазитов принадлежат Е. Н. Смолянскому (1958), П. И. Налетову (1962), М. В. Богидаевой, Г. В. Пинусу и Ю. Н. Колеснику (1963) и некоторым другим.

По данным этих исследователей, гипербазитовые массивы прослеживаются в виде полосы северо-западного простираения от границы с Монгольской Народной Республикой в верховья рек Цакирки и Джиды (см. рис. 1). Этот гипербазитовый пояс, названный Г. В. Пинусом и Ю. Н. Колесником (1963) Джидинским, разделяется на две параллельные ветви.

Площадь крупных гипербазитовых тел измеряется десятками квадратных километров. Мелкие тела достигают всего 20—30 м. Форма тел удлиненная, часто линзовидная. Располагаются они линейно, согласно со структурами вмещающих

их толщ и приурочены к зонам крупных глубинных разломов (см. рис. 1 и 2).

В пределах описываемого района гипербазитовые массивы залегают только в породах осадочно-вулканогенной хохюртовской свиты нижнего кембрия и, по-видимому, весьма близки по времени формирования к эффузивам этой свиты. В северо-восточной части гипербазитового пояса его тела выходят, кроме того, в метаморфические породы докембрия. Гипербазитовые тела нигде не прорывают флишеидную джидинскую свиту. По данным Н. П. Михно (Смолянский, 1964), гипербазиты не моложе отложений этой свиты, поскольку галька гипербазитов была встречена в конгломератах низов этой свиты. Г. В. Пинус и Ю. Н. Колесник (1963) считают возраст гипербазитов среднекембрийским. Согласно исследованиям этих авторов, гипербазиты Джидинского района неотличимы от гипербазитов Алтае-Саянской области и по вещественному составу, и по геолого-структурной обстановке размещения, и по времени формирования, и должны быть отнесены к гипербазитовой формации.

Массивы цакирского гипербазитового комплекса сложены в основном серпентинитами. Первичномагматические породы (душиты, гарцбургиты и изредка лерцолиты) встречаются в них очень редко в виде реликтовых участков. Изредка встречаются пироксениты и пироксен-плагиоклазовые породы. Е. Н. Смолянский (1958) считает их породами второй фазы комплекса, Г. В. Пинус и Ю. Н. Колесник (1963) — аллометаморфическими образованиями.

По данным исследований Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника (1963), Джидинский гипербазитовый пояс продолжается на юг и юго-запад на сопредельную территорию Монголии. Полоса гипербазитовых массивов прослеживается на территории Монголии и к западу от Джидинского района — в Прикосоголье (Прикосогольский гипербазитовый пояс), где они локализируются в раннекаледонских складчатых структурах, являющихся продолжением Джидинской зоны. Прикосогольский гипербазитовый пояс Монголии — связующее звено между Джидинским гипербазитовым поясом Юго-Западного Забайкалья и гипербазитовыми поясами Тувы. Таким образом, доказана связь Джидинского гипербазитового пояса с гипербазитовыми поясами Алтае-Саянской области (Пинус, Колесник, 1963).

ГАББРО-НОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Описываемые ниже палеозойские интрузивные комплексы, следующие во времени после гипербазитов, часто оказываются пространственно сопряженными друг с другом, образуя места-

ми единые полихронные плутоны, благодаря чему их и объединяют обычно в одну джидинскую интрузию.

По нашим данным, в описываемом ниже районе в составе этой сложной интрузии выделяются (Дистанова, 1971) три самостоятельных в формационном и возрастном отношении комплекса: габбро-норитовый (Pz_1), диорит-тоналитовый (Pz_1) и гранит-граносиенитовый ($Pz_2?$). Рассматриваемый ниже район развития этих комплексов (см. рис. 2) охватывает бассейн р. Джиды и ее притоков — рек Модонкуль, Бол. и Мал. Шара-Азарга, Гинджиген, Нурта, Мыргеншана, притока р. Хамней — р. Дархинтуй и других.

Как видно на схеме (см. рис. 2), выходы пород гранитоидных комплексов нередко образуют как бы спаянные между собой массивы, составляющие один крупный сложный плутон, продолжающийся на юг и юго-запад, на территорию прилегающей Монголии. К западу от рассматриваемого района этот плутон сливается с Купчинским плутоном палеозойских гранитоидов, прорезаемый притоками р. Эгин-Гол. Распространение тел габбро-норитового комплекса ограничивается, как правило, полями развития диоритовых и кварц-диоритовых пород диорит-тоналитового комплекса. Тесная пространственная связь габбровых пород с более молодыми гранитоидами диоритового ряда послужила основанием для объединения тех и других в составе ранней фазы джидинской интрузии (Смолянский, 1964; и др.).

Результаты проведенных наблюдений показывают, что тела основных пород представляют собой остатки некогда более крупных массивов самостоятельного базитового комплекса — предшественника раннепалеозойских гранитоидов — и обнаруживают в связи с влиянием последних метасоматоз и перекристаллизацию.

Догранитный раннепалеозойский базитовый комплекс отмечается для Юго-Западного Забайкалья в последнее время многими исследователями: Е. Н. Смолянским (1964), В. П. Арсентьевым и П. М. Хреновым (1966), В. Г. Беличенко (1969), Д. Ж. Жалсабоном (1969), Ю. В. Комаровым (1970) и др. Он известен в Западном Забайкалье под названием бирамьинского (реже атарханского или моностойского) комплекса. Одни относят этот комплекс к габбро-пироксенит-дунитовой, другие — к габбро-диорит-диабазовой формации.

Массивы бирамьинского комплекса располагаются главным образом за пределами Джидинского района — к северу и северо-востоку от него (хребты Хамар-Дабан и Моностой). Отдельные тела основных пород достигают там площадей в десятки квадратных километров. В составе этого комплекса описываются габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-диориты, анортозиты и троктолиты; отмечается повышенная титаносодержательность комплекса (Смолянский, 1964). Для Джидинского

района указываются лишь очень мелкие тела пород основного состава (габбро и габбро-диориты), располагающиеся в пределах палеозойских гранитоидных плутонов и рассматривающиеся потому как ранние производные гранитоидной интрузии.

В пределах описываемого района (см. рис. 2) древние основные породы слагают мелкие реликтовые тела, сохранившиеся в полях развития диоритов, кварцевых диоритов и реже сиенито-диоритов раннепалеозойского гранитоидного комплекса и образующие вытянутую в северо-западном направлении узкую цепочку. Они наблюдаются в бассейнах рек Джиды, Модонкуля и Шара-Азарги и в структурно-тектоническом плане приурочены к бывшим антиклинальным структурам, выполненным отложениями нижнего кембрия.

Размеры реликтовых габбровых тел варьируют от долей квадратного километра до 5—6 км² (Холтосонский и Енгорбойский массивы). Самые мелкие реликтовые участки габбро улавливаются уже лишь при микроскопических наблюдениях гранитоидов.

Границы габбровых тел обычно расплывчаты с постепенными переходами от гранитоидов к метасоматизированным и перекристаллизованным в связи с их влиянием габбровых породам. В диоритах и кварцевых диоритах вблизи остаточных габбровых тел содержатся в свою очередь измененные реликтовые включения габбро. Резкие контакты габбро и гранитоидов нигде не наблюдаются.

Первоначальный состав древних габбровых массивов большей частью восстанавливается лишь приблизительно. Наименее измененные габбровые породы встречаются, как правило, только в наиболее крупных телах. На рассматриваемой площади к ним относятся четыре маленьких массивчика (см. рис. 2): 1 — по р. Модонкуль выше с. Верхн. Холтосон (Холтосонский); 2 — по р. Джиде выше устья р. Айнек; 3 — по р. Мал. Шара-Азарга (Малашараазаргинский) и 4 — северо-восточнее с. Енгорбой (Енгорбойский). В наименее измененных участках габбро данного комплекса представляют средне- и крупнозернистые, нередко трахитоидные темные породы с массивной, часто округлой отдельностью. По составу они большей частью соответствуют мезократовым габбро-норитам, оливниновым и роговообманковым габбро-норитам, реже пойкилитовым пироксен-роговообманковым габбро. В наиболее крупных телах (Енгорбойский, Холтосонский) намечаются признаки расслоенности, и наряду с мезократовыми габбро и габбро-норитами появляются более лейкократовые разности, вплоть до анортозитов, образующих здесь маломощные (от нескольких сантиметров до 0,3 м) послонные и реже секущие ветвящиеся жилы.

В большинстве тел преобладают обычные или оливнин-содержащие габбро-нориты (Холтосонский, Модонкульские

и другие). В массивчике по р. Джиде выше Айнека (см. рис. 2) заметное развитие в габбро-норитах имеют также коричневая роговая обманка, оливин и ильменит (?). Еще севернее, в Енгорбойском массиве, преобладают уже пойкилитовые пироксен-роговообманковые габбро и сопровождающие их анортозиты.

Габбро-нориты обычно близки к эвкритовым разностям и состоят из незонального очень основного (№ 85—95) плагиоклаза, авгита ($2V = +51-53^\circ$, $c : Ng = 42-43^\circ$) и гиперстена ($c : Ng = 5^\circ$, $2V = +54-60^\circ$). Преобладает авгит, оливин редок. Роговая обманка близка к керсутиту ($2V = -80-88^\circ$) и характеризуется коричневыми или оранжево-коричневыми тонами окраски. Встречается ильменит (?). Ближе к контактам с гранитоидами одновременно с явлениями катаклаза и грануляции наблюдаются новообразованные актинолит, биотит, зеленая роговая обманка, кварц и иногда калишпат.

Одновременно с этим плагиоклаз оказывается все более деанортизированным. В зернах его появляется характерная вторичная пятнистая зональность, и основность соответственно падает при этом вплоть до № 40—35, что видно в наиболее метасоматизированных, приближающихся по составу к диоритам и кварцевым диоритам разностях. Наиболее отчетливо все эти преобразования, наложенные в связи с формированием гранитоидов, видны в более мелких реликтовых телах габбро-норитов.

Пироксен-роговообманковые пойкилитовые габбро, кроме варьирующего по составу от № 83 до № 65 плагиоклаза и коричневой керсутитовой роговой обманки ($2V = -81-85^\circ$), содержат еще моноклинный и реже ромбический пироксен и оливин, обычно включенные в крупных зернах роговой обманки. Влияние гранитоидов выражается примерно так же, как и в габбро-норитах.

В анортозитах плагиоклаз варьирует по составу примерно от № 55 до № 38. Цветные минералы в них содержатся в небольшом (5—10%) количестве и чаще всего разложены. Довольно часты явления катаклаза.

Помимо общих, повторяющихся в разных габброидных телах особенностей первичного состава, намечаются и некоторые различия. Они видны ниже из более детальной характеристики некоторых реликтовых габбровых тел.

Холтосонский реликтовый массив, расположенный на юге района, в верховьях р. Модонкуль, залегает в южном окончании Модонкульского диоритового массива и срезается с юга рвущими его граносиенитами и сиенитами молодого палеозойского комплекса. Площадь тела около 4 км². В его северном «экзоконтакте» обнажаются обрывки вмещающей вулканогенной толщи нижнего кембрия, представленной основными порфиритами, ороговикованными и диоритизированными в

связи с влиянием Модонкульского диоритового массива. В габбро-норитах встречаются здесь ксенолиты порфиритов размером от нескольких сантиметров до 1—2 м.

Холтосонский массив сложен средне- и крупнозернистыми трахитоидными мезократовыми габбро-норитами. Местами намечается слабая полосчатость, обусловленная чередованием прослоев разной лейкократовости и разной зернистости. Мощность прослоев 5—10 см. Породы состоят из незонального очень основного (№ 86—95) плагиоклаза, моноклинным авгитовым пироксеном ($2V = +52$, $c : Ng = 42^\circ$), гиперстеном, оливином и рудным минералом (ильменитом?). Август преобладает над гиперстеном. Кое-где попадаются остатки бурокоричневой или коричневой роговой обманки ($2V = -80^\circ$), замещенной актинолитом. Гиперстен и оливин очень часто замещены серпентином и идингситом.

Анортозиты встречаются главным образом в северной части массива. Коренные выходы их наблюдались нами в правом борту р. Модонкуль в 1—1,5 км выше устья рч. Молохотый. Анортозиты залегают здесь в частично катаклазированных и актинолитизированных габбро-норитах в виде послонных, местами слабветвящихся жил и жилок и имеют вид светло-серых или грязно-серых мелкозернистых пород. Контакты жил нерезкие. Более чем на 90% анортозиты сложены незональным лабрадором № 50—52. В некоторых жилах плагиоклаз отвечает андезиту № 35—40. Бледно-зеленоватый тонковолокнистый актинолит выполняет псевдоморфозы по пироксену. Часто видны следы катаклаза.

Породы Холтосонского реликтового тела во многих участках обнаруживают следы воздействия гранитоидов. Изменения со стороны массива гранит-граносиенитового комплекса очень слабые и выражаются, как видно, в южном окончании габбро-норитового тела в незначительной актинолитизации и появлении небольших количеств светлого биотита.

Более существенны изменения, связанные с формированием Модонкульского диоритового массива. Они прослеживаются в северной половине Холтосонского тела и выражаются в следующем. С приближением к полям развития диоритов в габбро-норитах усиливаются следы катаклаза, наблюдается отчетливое увеличение содержания актинолита, появление, а затем дальнейшее возрастание количеств новообразованных зеленой роговой обманки и местами биотита. Эти минералы не только замещают пироксены, но и плагиоклаз. Последний часто подроблен, гранулирован и деанортизирован с появлением в нем характерного пятнисто-зонального угасания. Состав плагиоклаза при этом неустойчив, колеблется в пределах штуфа и даже шлифа от № 82—77 до № 53—50. Пироксены в сильно измененных габбро-норитах сохраняются лишь в реликтовых ядрах среди замещающих

его актинолита и зеленой роговой обманки. Последняя образует местами пегматоидные шлиры. Одновременно с этим таблицы плагиноклаза приобретают зубчатые, расплывчатые очертания, и габбровые структуры преобразовываются в пластические. Наиболее измененные габбро-нориты состоят из деанортизированного до состава андезина, плагиноклаза и новообразованной роговой обманки и уже не отличаются от постепенно сменяющих их диоритовых пород Модонкульского массива.

В связи с формированием гранитоидов особые изменения обнаруживают местами анортозиты. Как и габбро-нориты, вблизи диоритовых «полей» анортозиты частично катаклазированы, разгнейсованы и актинолитизированы; наблюдаются участки, где раздробленный плагиноклаз частично замещен роговой обманкой, а иногда и биотитом. Местами появляется новообразованный кварц, благодаря чему породы приобретают иногда внешнее сходство с плагиогранитами. В анортозитах, содержащих заметные (до 25%) количества этого кварца, состав плагиноклаза становится более кислым и очень неустойчивым, колеблясь в пределах шлифа от № 52 до 33. Более основной (№ 52—50) плагиноклаз является, судя по всему, первичным. Он не зонален, местами почти нацело сожуритизирован и образует группы зерен и мономинеральные обособления, окруженные корродирующим их кварцем. Присутствующий здесь же более кислый (№ 40—33) и очень свежий плагиноклаз является новообразованным. Он образует погруженные в кварц обособленные группы зональных зерен. Местами краевые зоны этого плагиноклаза имеют заливистые, сложные очертания, замещая более основную ядерную часть зерна в виде прихотливых заливов. Кое-где попадаются одиночные зерна плагиноклаза с тонкой ритмической зональностью. Они ничем не отличаются от плагиноклаза в более молодых кварцевых диоритах. Вблизи диоритового массива измененные габбро-нориты и анортозиты Холтосонского тела кое-где прорваны одиночными, маломощными, отчетливо секущими жилами более поздних плагиогранит-пегматитов, относящихся к образованиям тонилит-диоритового комплекса.

К северу от Холтосонского массива в междуречье рек Джиды и Модонкуля среди диоритов и кварцевых диоритов Модонкульского массива встречаются уже лишь мелкие реликтовые тела глубоко метасоматически измененных габбро-норитов (см. рис. 2). Размеры их — доли километра. Породы содержат реликты моноклинного, реже ромбического пироксенов, совершенно аналогичных описанным выше, и активно замещающихся новообразованными зеленой роговой обманкой и биотитом, часто образующим здесь лапчатые пойкилобласти. Изредка сохраняются псевдоморфозы идингсита по оли-

вину. Первичный плагиоклаз еще сохраняет длиннопризматический габитус субпараллельно ориентированных, но нередко уже деформированных, изогнутых и гранулированных таблиц. Обычно он выглядит очень свежим и характеризуется неправильной пятнистой зональностью, являющейся результатом деанортизации.

Основность плагиоклаза очень непостоянна и варьирует в среднем от № 55 до № 40, а в более метасоматизированных разностях она падает вплоть до № 35. Остальные минералы — зеленая (местами слегка подщелоченная) роговая обманка, коричневый биотит, кварц и иногда нерешетчатый микроклин — ничем не отличаются от минералов диоритов и кварцевых диоритов и явно новообразованы.

Общее содержание их местами составляет не менее 50% от объема пород. Они корродируют и метасоматически замещают первичные пироксены и плагиоклаз. Калишпат присутствует, как правило, лишь в незначительных (не более 1%) количествах. В интенсивно измененных габбро-норитах заметную роль играет биотит (до 5—7%). Он замещает плагиоклаз и пироксен, образуя довольно крупные, четко различимые простым глазом пойкилообласты. Как видно под микроскопом, в отдельных участках среди кварца появляются также очень мелкие правильные таблички новообразованного концентрически-зонального плагиоклаза № 35—38. Местами к нему в мелких правильных зернах присоединяется роговая обманка. Такие породы обычно являются уже переходными разностями к породам тоналит-диоритового комплекса.

Остатки аналогичных оливинсодержащих габбро-норитов встречаются и среди сиенито-диоритов Хурайцакирского гранитоидного массива (см. рис. 2). Характер изменений этих реликтовых габбро отличается здесь лишь большей ролью биотитизации и более заметным проявлением калишпатизации деанортизированного (до № 38—33) плагиоклаза.

В Шараазаргинском гранитоидном массиве остатки габброидов образуют сравнительно мелкие (в десятки метров) выходы. Наряду с остатками габбро-норитов, аналогичных Холтосонским, здесь прослеживаются также и реликты оливин-пироксен-роговообманковых пойкилитовых габбро. У северо-западной границы района также роговообманковые габбро слагают уже сравнительно крупное (около 6 км²) тело, описанное ниже под названием Енгорбойского массива. Мелкие останцы пойкилитовых роговообманковых (керсутитовых) габбро встречаются в северо-восточной части Шараазаргинского массива (правый склон р. Бол. Шара-Азарга) среди диоритизированных роговиков и кварцевых диоритов этого массива. Чаще всего габбро довольно сильно амфиболизированы и перекристаллизованы, постепенно сменяясь гранитоидными породами, в которых залегают. Но попадаются и участки

малоизмененных разностей, состоящие из незонального лабрадора № 70, коричневой типа керсутита роговой обманки ($2V = -79-81^\circ$) и немногочисленных реликтов пироксена и оливина.

В западной половине Шараазаргинского массива в полях развития пород диоритового сиенито-диоритового состава прослеживаются мелкие (метры — десятки метров) выходы остаточных габбро-норитовых тел. Сильноизмененные разности обычно устанавливаются лишь при микроскопическом изучении диоритов и сиенито-диоритов по содержащимся в этих породах реликтам деанортизированного и перекристаллизованного плагиоклаза и пироксенов, а также по реликтам трахитоидных текстур.

Наиболее крупное (около 2 км²) реликтовое тело подобных метасоматически измененных габбро-норитов оконтурено нами в правом борту р. Мал. Шара-Азарга. Оно описывается ниже под названием Малошараазаргинского реликтового тела (см. рис. 2). Оно слагается амфиболизированными, биотитизированными, окварцованными и реже калишпатизированными трахитоидными габбро-норитами, сохраняющими реликты первичных минералов. Это — темно-серые среднезернистые трахитоидные породы, внешне сходные с габбро-норитами, но с хорошо макроскопически различимыми лапчатыми пойкилобластами вторичного биотита и ориентированными согласно трахитоидности скоплениями биотита и роговой обманки.

Под микроскопом отчетливо видны реликты первичного авгита и реже гиперстена, не отличающихся от пироксенов неизмененных габбро-норитов, следы первоначальной габбровой структуры и трахитоидного сложения. Трахитоидность осложняется вторичной гнейсовидностью, обусловленной «послойным» размещением новообразованных биотита и роговой обманки. Общее содержание их достигает 10—20%. Эти минералы замещают не только пироксены, но и первичный плагиоклаз. Последний образует крупные вытянутые, деформированные, а нередко и гранулированные таблицы и деанортизирован с появлением пятнисто-зонального строения. Состав ядер ближе всего соответствует первичной основности плагиоклаза (№ 46—50). Основность неясных, чередующихся по составу краевых зон колеблется в пределах № 33—38.

В ряде участков вместе с новообразованным кварцем появляются мелкие идиоморфные зерна свежего андезина № 35—37. Он приурочен к промежуткам между таблицами деанортизированного первичного плагиоклаза. Помимо новообразованных биотита, роговой обманки и кварца местами присутствует также микроклин. Последний кое-где образует редкие мелкие пойкилобласты, замещающие плагиоклаз. Содержание кварца и микроклина обычно не превышает 10% от общего объема породы. Местами наблюдается много вто-

ричного магнетита и сфена. Содержания всех этих новообразованных минералов варьируют в широких пределах.

Характер и последовательность метасоматических преобразований габбро-норитов аналогичны тем, которые указывались выше: а — грануляция и деанортизация плагиоклаза и амфиболизация пироксенов; б — биотитизация; в — окварцевание и калишпатизация. Отличие — более заметный здесь масштаб биотитизации и микроклинизации. Более глубоко метасоматически преобразованные габбро-нориты Малошараазаргинского тела постепенно сменяются с переходом к гранитоидам неоднородными по составу и строению кварцевыми сиенито-диоритами. К западу от р. Мал. Шара-Азарга эти породы сменяются постепенно сначала гранодиоритами, а затем существенно плагиоклазовыми гранитами.

Метасоматизированные габбро-нориты описываемого Малошараазаргинского тела во многих участках прорываются даечками и жилами плагиогранит-пегматитов и существенно плагиоклазовых гранитов, принадлежащих, судя по всему, к образованиям тоналит-диоритового комплекса. Мощность даечек 20—25 см. Простирание субмеридиональное. Контакты четкие, обычно секущие трахитоидность. Структуры мелко- и крупнозернистые. Изредка в плагиогранит-пегматитах встречаются грубозернистые пегматоидные обособления кварца и калишпата.

В одной глыбе наблюдались секущие пегматит мало-мощные жилки кварца. Внутри даечек прослеживаются местами постепенные взаимопереходы от плагиогранит-пегматита к граниту, что указывает на единство их происхождения. Плагиогранит-пегматиты сложены содержащимися в равных количествах плагиоклазом № 15—17 и кварцем. Присутствуют редкие чешуйки хлоритизированного биотита. Микроструктура типичная пегматитовая. Но нередко наблюдаются следы метасоматического замещения плагиоклаза кварцем. Такие прорастаемые кварцем зерна плагиоклаза местами обнаруживают следы деформации и субпараллельной ориентировки зерен и очень напоминают в этом случае плагиоклаз вмещающих метасоматизированных габбро-норитов. В таких участках плагиоклаз и кварц уже не имеют строгой и четкой взаимориентировки зерен, и подобная пегматитовая структура выглядит скорее как результат метасоматической перекристаллизации.

Граниты, слагающие описываемые даечки, имеют существенно плагиоклазовый состав и слабопорфировидную гломерокристаллическую монцонитовую и монцонитовоподобную структуру. Они состоят главным образом из зонального кислого (№ 20—25) плагиоклаза и кварца. Микроклин и биотит содержатся в небольших (10—20%) количествах. Слаборешетчатый микроклин лишен пертитов и образует редкие одиноч-

ные, но довольно крупные пойкилобласты с включениями остатков зерен плагиоклаза и биотита. Описываемые граниты — типичные представители гранитов тоналит-диоритового комплекса. Они не отличаются от гранитов, слагающих жилы и дайки в диоритизированных роговиках.

В южном окончании Малошараазаргинского тела среди метасоматически измененных габбро-норитов наблюдалась серия субпараллельных, ориентированных согласно трахитондности маломощных (несколько сантиметров) жил тонкозернистых гнейсовидных пород, которые тоже отвечают по составу существенно плагиоклазовым гранитам, но имеют иное строение. Они сложены пятнисто-зональным и гранулированным плагиоклазом, кварцем, микроклином, биотитом и зеленой роговой обманкой. Отчетливо видно, что развитый в виде цепочек биотит приурочен к зонкам дробления и оконтуривает первоначально более крупные, а теперь гранулированные зерна плагиоклаза. Роговая обманка присутствует только в реликтовых ядрах среди замещающего ее биотита. Микроклин образует редкие пойкилобласты с остатками замещенного плагиоклаза и биотита. Кварц выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и частично замещает его.

Микроструктуры катакластические, лепидогранобластовые и реакционные. Структура и состав данных пород свидетельствуют об образовании их путем перекристаллизации и метасоматоза более древних существенно плагиоклазовых пород — быть может, анортозитов. В этой связи следует напомнить о сходных метасоматических изменениях в анортозитовых жилах Холтосонского массива и об ассоциирующих с этими жилами даечках плагиогранит-пегматитов.

В 5—6 км к северо-западу от Малошараазаргинского массива небольшое (около 1 км²) тело слабоизмененных мелкозернистых трахитоидных габбро и анортозитов прорывает мраморизованные известняки нижнего кембрия.

Еще далее к северо-западу в диоритизированных породах северной части Шараазаргинского гранитоидного массива оконтуривается еще одно сравнительно крупное (около 6 км²) реликтовое тело основной интрузии, названное нами Енгорбойским массивом (см. рис. 2). Он сложен пойкилитовыми оливин-пироксен-роговообманковыми габбро и анортозитами при подчиненной роли габбро-норитов. Во многих участках эти породы оказываются в той или иной степени измененными в связи с формированием Шараазаргинского гранитоидного массива. Они катаклазированы, ороговикованы, амфиболлизированы и перекристаллизованы вплоть до появления такситовых диоритовидных пород, относящихся уже к образованиям тоналит-диоритового комплекса.

Выходы слабоизмененных габбровых пород находятся в 2—2,5 км к северу от с. Енгорбой в правом борту р. Джиды.

Здесь, несмотря на многочисленные зонки дробления, орого-
вирования и амфиболитизации, сохраняются первичные массив-
ные пойкилитовые оливин-пироксен-роговообманковые габбро
с «прослоями» и «пятнами» лейкократовых и местами пегма-
тоидных габбро. Все эти породы пересечены довольно много-
численными (то послойными, то секущими и изменчивыми по
простираанию) жилками анортозитов мощностью до 10—15 см.
Устанавливаются, таким образом, признаки расслоенности.
Пойкилитовые роговообманковые габбро сложены незональ-
ным битовнитом № 83—85 (местами № 65—70) и коричневой
типа керсутита роговой обманкой ($c : Ng = 9^\circ$, $2V = -85-88^\circ$),
образующей крупные зерна с включениями табличек плагио-
клаза и редких мелких зерен оливина и пироксенов. Нередко
отмечается заметное (до 5%) содержание ильменита (?). Он
ассоциирует с керсутитом. Содержание цветных минералов —
не менее 40%. В лейкократовых разностях содержание их не
превышает примерно 20%, и плагиоклаз имеет основность
порядка № 55—65. Анортозиты слагаются лабрадором № 55—
60 и содержат примесь керсутита.

Изменения в габбро, связанные с формированием Шара-
азаргинского гранитоидного плутона, сводятся к метасомати-
ческому замещению керсутита зеленой роговой обманкой
(иногда актинолитом), к перекристаллизации, амфиболитизации
и деанортитизации плагиоклаза вплоть до появления участ-
ков пятнистых плагиоклаз-роговообманковых роговиков. Они
сложены буро-зеленой роговой обманкой ($c : Ng = 13-14^\circ$,
 $2V = -78-80^\circ$), слегка зональным плагиоклазом № 45—50
и магнетитом (?). В частично ороговикованных габбро рого-
вая обманка приобретает в краях зерен бурые, зеленова-
то-бурые и характерные зеленые тона окраски, что сопро-
вождается соответственным изменением оптических констант.
Появляются бластические агрегаты зеленой роговой обманки
и магнетита. Плагиоклаз частично перекристаллизован в рого-
виковый агрегат, а частично деанортитизирован и характери-
зуется как бы расплывающимися двойниками и пятнисто-
зональным строением. В анортозитах связанные с воздей-
ствием гранитоидов изменения выражаются в дроблении,
грануляции и деанортитизации плагиоклаза и замещении кер-
сутита зеленой роговой обманкой. Основность плагиоклаза
снижается при этом до № 37—45.

В северной и восточной частях Енгорбойского габбрового
массива эти преобразования становятся более интенсивными.
Ороговикованные габбро сменяются здесь гнейсовидными
пятнисто-полосчатыми диоритоподобными породами с релик-
товыми «прослоями» роговиков. Среди всех этих рогово-
обманково-плагиоклазовых пород сохраняются иногда места
останцы слабоизмененных массивных или трахитоидных
габбро и габбро-норитов, аналогичных рассмотренным выше.

В лейкократовых, существенно плагиоклазовых «прослоях» диоритовидных пород распознаются иногда измененные анортозиты. В других случаях такие лейкократовые диоритовидные породы являются уже, по-видимому, результатом осветления и перекристаллизации роговиков, в том числе и роговиков по эффузивам. Все эти породы в конце концов переходят в типичные для гранитоидов Шараазаргинского массива такситовые пятнисто-полосчатые биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты.

Контактовое воздействие на породы Енгорбойского массива тел молодого гранит-граносиенитового комплекса сводится к незначительным и относительно низкотемпературным изменениям, приуроченным кое-где к зонам дробления (бесцветный тонковолокнистый актинолит и пренит, изредка отдельные чешуйки светлого биотита и вторичный альбит).

Помимо рассмотренных выше реликтовых габбровых тел, приуроченных к полям развития пород гранитоидного комплекса, к северу от описываемого района наблюдались два самостоятельных габбровых массива площадью в 4 и 6 км² каждый. Они ориентированы в субмеридиональном направлении и прорывают здесь флишoidные отложения джидинской свиты. Прорыв габбровыми телами этих наиболее молодых отложений нижнего палеозоя указывает на относительно небольшой временной разрыв между формированием раннепалеозойских гранитоидов и предшествующих им габбро. В то же время характерный вещественный состав и самостоятельная структурно-тектоническая позиция габбровых тел, несомненно, свидетельствуют о том, что они принадлежат к самостоятельной догранитной интрузии.

Из наблюдаемых фактов метасоматоза и перекристаллизации в габбро следует, что тела их в гранитоидах представляют остатки первоначально более крупных тел габбро-норитового комплекса, занимавших до формирования гранитоидов довольно значительные площади и испытавших в связи с последними метасоматические преобразования. Наблюдения гранитоидов показывают, что во многих случаях догранитные габбро играли в Джидинском районе роль субстрата при формировании массивов тоналит-диоритового комплекса. О более значительных площадях развития и о первоначально более крупных размерах габбро-норитовых тел говорят такие факты, как выдержанность и совпадение ориентировки элементов расчлененности и трахитоидности в соседних реликтовых телах (0—50° СВ); повторяющийся в разных телах состав неизменных габбро и часто обнаруживающиеся, довольно многочисленные микровключения габбро в диоритоподобных породах гранитоидных массивов.

Ассоциирующие с гранитоидами тоналит-диоритового ряда габбровые породы встречаются и за пределами описываемого

района. К северо-западу от него в верховьях р. Холдон-Хошун геологами-съемщиками отмечаются (без указания деталей минерального состава) небольшие (не более 4 км²) тела роговообманково-пироксеновых габбро и габбро-диоритов, залегающие среди гранитоидов (В. М. Афанасьев и др.). Одно из таких тел, прорываемое граносиенитовым интрузивом, располагается в непосредственной близости от Енгорбойского габбрового массива и, несомненно, является его продолжением.

Еще далее к северо-западу в верховьях р. Джиды тела габбро и габбро-диоритов встречаются среди гранитоидов Купчинского плутона. По-видимому, они также относятся к описываемому комплексу. К востоку от рассматриваемого в данной работе района, в восточном крыле Джидинского синклинория мелкие (не более 3 км²) тела каких-то пироксен-роговообманковых лабрадоровых габбро картируются среди диоритов юго-западной краевой части сложного Улейгчинского плутона и во вмещающих его флишеидных отложениях джидинской свиты (р. Булуктай), где составляют небольшую цепочку тел северо-западного простирания (В. М. Афанасьев и др.). Подробности состава не указаны. Е. Н. Смоленский (1964) считает эту группу габбровых тел единственным представителем бирямьинского базитового комплекса в Джидинском районе.

Однако как показывают исследования, в Джидинском районе массивы раннепалеозойской базитовой интрузии имели до формирования гранитоидов тоналит-диоритового комплекса довольно широкое развитие, являясь их непосредственными предшественниками. Формационный тип рассмотренного габбро-диоритового комплекса не вполне ясен. Вполне возможно, что в наблюдаемых телах он представлен неполно.

Связанные с формированием раннепалеозойских гранитоидов преобразования догранитных габбро очень сходны с преобразованиями пород древних базитовых комплексов, наблюдавшимися в гранитоидных плутонах Кузнецкого Алатау (Кузнецов и др., 1971). Прослеживается та же последовательность перекристаллизации и метасоматоза, но со значительно более слабым проявлением калишпатизации.

ТОНАЛИТ-ДИОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Тела раннепалеозойского тоналит-диоритового комплекса развиты только в юго-западной части Западно-Забайкальской области и практически не выходят за пределы Джидинского синклинория, где прорывают все слагающие его нижнепалеозойские отложения (см. рис. 1). Изучение этого комплекса осложняется нередко тесной пространственной сопряженностью его с интрузивами более молодого гранит-граносиенитового

комплекса. Наблюдаемые тоналит-диоритовые массивы нередко представляют собой лишь фрагменты бывших крупных, рассеченных этими молодыми интрузивами плутонов.

Массивы описываемого комплекса размещаются преимущественно в крыльях Джидинского синклинория (см. рис. 1). К западному крылу его приурочены Модонкульский, Шараазаргинский и другие сопровождающие их массивы и протягивающийся к западу от них Купчинский плутон, также являющийся в главной своей части представителем данного комплекса. В восточном крыле синклинория тела раннепалеозойских гранитоидов входят в состав сложного и разновозрастного Улейгинского плутона. К троговой части синклинория тяготеют лишь несколько весьма мелких раннепалеозойских гранитоидных тел бассейна р. Дархинтуй. Размещающийся в троговой части синклинория Шабартайский плутон (см. рис. 1) сложен преимущественно гранитоидами молодого гранит-граносиенитового комплекса и раннепалеозойских гранитоидов в своем составе не содержит.

За пределами восточной границы Джидинского синклинория раннепалеозойские гранитоиды практически не встречаются. Начиная с Армакской (по Хренову, 1971) зоны разломов и далее к востоку, в Селенгинской зоне широкое развитие получают вулканогенные и интрузивные образования мезозоя. Ядра мезозойских горст-антиклинальных структур слагаются здесь крупными плутонами молодых палеозойских комплексов (хребты Боргой, Цаган-Дабан, Моностой). Лишь кое-где в них встречаются единичные, ничтожные по размерам (доли километра — первые километры) тела более древних гранитоидов, являющихся по нашим наблюдениям, вероятными аналогами пород раннепалеозойского комплекса Джидинского района.

Из образований тоналит-диоритового комплекса в Джидинском районе нами наиболее детально изучена (и описывается ниже) группа тел, включающая Модонкульский (около 200 км²), Шараазаргинский (около 150 км²), Барунгольский (около 25 км²), Верхнебарунгольский (8 км²), Дархинтуйский (70—75 км²) и Верхнедархинтуйский (около 10 км²) массивы. Почти все они ориентированы в северо-западном направлении, примерно совпадающем с простиранием вмещающих нижнепалеозойских толщ и главных тектонических нарушений. Массивы имеют сложное зональное, местами концентрически-зональное строение. Слагающие их гранитоиды весьма характерны по внешнему облику и представляют собой серые гнейсовидные, реже массивные существенно плагиоклазовые породы с непостоянным содержанием цветных минералов и весьма изменчивой зернистостью. По составу породы принадлежат к ряду тоналит-кварцевый диорит — диорит. Преобладают кварцевые диориты и диориты.

Как показывают наблюдения, диориты обычно представляют собой метасоматически преобразованные боковые породы. Большое развитие нередко имеют тоналиты. Граниты представлены существенно плагиоклазовыми разновидностями и играют небольшую роль. Изредка встречаются гранодиориты и сиенито-диориты. Количественные соотношения перечисленных пород непостоянны, хотя главные особенности минерального состава (отсутствие или очень низкие содержания калишпата и существенно плагиоклазовый состав) и главные черты химизма пород (натровый уклон щелочности и сравнительно высокие значения «с» и «в») повторяются во всех изученных массивах данного комплекса.

По некоторым особенностям состава и строения и по соотношениям с боковыми породами рассматриваемые массивы тоналит-диоритового комплекса разделены нами на две группы. В первую группу отнесены наиболее крупные (150—200 км² и более) массивы, являющиеся, судя по всему, фрагментами когда-то единого крупного плутона, имевшего продолжение на запад и юго-запад за пределы района. Данные массивы (Модонкульский, Шараазаргинский, Хурай-Цакирский) обнаруживают, по нашим данным, многие признаки формирования их на месте. Об этом говорят прежде всего следующие факты: неустойчивость состава и строения пород, неомогенный состав гранитоидов, массовое присутствие в них макро- и микроскопических реликтовых включений и останцов метасоматизированных боковых пород (очень часто габбро), широкое развитие участков метасоматизированных и гранитизированных боковых пород, являющихся остатками краевых зон плутона и постепенные переходы этих зон в поля более однородных кварцевых диоритов и тоналитов.

Вторая выделенная нами группа гранитоидных массивов объединяет сравнительно мелкие (20—100 км²) тела довольно выдержанных по составу гранитоидов, основность которых не поднимается выше основности кварцевых диоритов. Для этих массивов характерны слабые эндо- и экзоконтактные изменения и редкое присутствие в гранитоидах реликтовых включений боковых пород. К массивам данной группы принадлежат Барунгольский, Верхнебарунгольский, Дархинтуйский и Верхнедархинтуйский массивы. Они располагаются ближе к троговой части синклиория (см. рис. 2), залегая главным образом во флишоидных отложениях джидинской свиты.

МАССИВЫ ПЕРВОЙ ГРУППЫ. МОДОНКУЛЬСКИЙ МАССИВ

Модонкульский массив занимает бассейн правого притока р. Джиды — р. Модонкуль и представляет собой вытянутое в плане в северо-западном направлении неправильное тело.

Площадь его около 200 км². В структурно-тектоническом плане массив приурочен к Уленга-Шараазаргинской антиклинали Джидинского синклиория. На востоке Модонкульский массив контактирует с метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями хохюртовской свиты нижнего кембрия; на севере, западе и юге он обрывается прорывающими его гранитами и граносиенитами молодого палеозойского массива. Три рвущих тела пород этого комплекса залегают внутри Модонкульского массива (см. рис. 2). На восточной окраине массива фиксируется также несколько очень мелких (менее 1 км²) штокообразных тел мезозойских гранит-порфиров гуджирского комплекса.

Слагающие Модонкульский массив породы характеризуются гнейсовидным сложением и весьма «пестрым» внешним обликом. Он определяется непостоянной, широко варьирующей от участка к участку зернистостью и изменчивостью содержания цветных минералов. Главную роль играют породы кварцево-диоритового и диоритового состава. Какой-либо четкой зональности в пространственном размещении тех и других не наблюдается. Намечается некоторое преобладание кварцевых диоритов в северной половине массива (р. Джиды), а диоритов — в восточной (правый склон р. Модонкуль). Выделить те и другие на карте не представляется возможным.

Обычно выходы кварцевых диоритов и пород диоритового состава незакономерно и часто чередуются между собой на всей площади массива и постепенно сменяют друг друга. Изредка наблюдаются местные постепенные переходы от кварцевых диоритов к лейкократовым кварцевым сиенито-диоритам или к гранодиоритам, а еще реже — к существенно плагиоклазовым гранитам. Однако роль этих более кислых пород в строении массива весьма ничтожна. Они залегают в кварцевых диоритах в виде небольших (метры) «пятен» или в виде мелких неправильных жил- и дайкообразных тел, как правило, не имеющих четких контактов.

Микроскопическое изучение диоритовых пород привело к выводу, что они не являются магматическими образованиями, а представляют собой перекристаллизованные и метасоматизированные габбро-нориты и роговики.

Присутствие в Модонкульском массиве реликтовых тел и многочисленных включений метасоматизированных древних габбро-норитов уже отмечалось при описании габбро-норитового комплекса. Самые мелкие и многочисленные реликтовые включения этих пород устанавливаются при микроскопическом наблюдении гранитоидов, залегающих вблизи габбровых тел. Метасоматизированные в связи с формированием гранитоидов габбро-нориты постепенно сменяются диоритовыми и кварцево-диоритовыми разновидностями пород, сохраняющими реликты первичных минералов габбро-норитов и остатки тра-

хитоидных текстур и, как правило, содержащими характерные пойкилобласты биотита. Ориентировка гнейсовидности в этих гранитоидах обычно совпадает с ориентировкой трахитоидности в габбровых телах ($0-20^\circ$ СВ). Это видно по р. Модонкуль—рч. Инкур, в междуречье рек Джиды и Модонкуля, в левобережье р. Джиды ниже устья Инкура и в других местах.

Помимо древних габбро-норитов среди кварцевых диоритов Модонкульского массива довольно часто встречаются также останцы и реликтовые включения диоритизированных роговиков, в которых нередко удается распознать измененные вулканогенные породы. В других случаях первичная природа этих диоритовых пород остается неясной. Мелкие включения диоритизированных роговиков местами переполняют кварцевые диориты. Ориентированы они согласно с гнейсовидностью кварцевых диоритов, которая повторяет в этих случаях элементы залегания вмещающих вулканогенных толщ ($330-340^\circ$ СЗ). Крупные участки диоритизированных роговиков тяготеют главным образом к бывшим краевым частям массива (приток р. Джиды—рч. Инкур, рч. Симка, верхнее течение р. Модонкуль и т. д.). Здесь в ряде участков можно проследить постепенные переходы от слабоороговикованных порфиритов или туфосланцев к обычным скрытокристаллическим и далее к диоритизированным, т. е. к перекристаллизованным до диоритоподобных пород роговикам, постепенно сменяющимся затем в глубь массива сравнительно однородными кварцевыми диоритами.

Одним из примеров зоны диоритизированных роговиков могут служить выходы пород, вскрывающиеся на юго-западной окраине массива в верховьях левого притока р. Монокуль—рч. Симки. Южное окончание зоны скрыто под «нашлепкой» мезозойских эффузивов.

Крупные скальные выходы измененных роговиков, начинаясь у поворота рч. Симки, продолжают на север и северо-восток и тянутся примерно на 1,5 км, сменяясь, в конце концов, кварцевыми сиенито-диоритами и кварцевыми диоритами.

Вначале обнажаются очень темные, плотные массивные роговики. Нередко в них сохраняются реликты сосюритизированных плагиоклазовых вкрапленников, указывающих на то, что роговиковой перекристаллизации подверглись порфириты. Роговики сложены слегка зональным плагиоклазом № 34—38, густо-зеленой роговой обманкой ($2V = -65-68^\circ$, $c!Ng = 15^\circ$), коричневым биотитом и рудным минералом с оторочкой лейкоксена. Микроструктура немагнотитовая; микротекстура однородная, часто слабогнейсовидная.

Выше по рч. Симка те же роговики во многих участках пронизываются довольно светлыми жилкообразными и пятнистыми обособлениями серых тонко- и мелкозернистых диоритоподобных пород. Размер обособлений достигает снача-

да всего нескольких сантиметров. Особенности строения и состава вмещающих их пород приводят к выводу, что они — результат перекристаллизации («диоритизации») роговиков. Эти диоритоподобные породы, называемые нами по сходству с обычными диоритами «диоритизированными роговиками», сложены в основном теми же минералами, что и вмещающие их исходные роговики, но отличаются более крупнозернистым пойкило- и порфиробластовым строением и спорадическим присутствием небольших количеств кварца и изредка микроклина. В связи с последними кое-где появляются лейкократовые участки с гипидиоморфнозернистой структурой. Под микроскопом они выделяются на фоне бластического биотитроговообманково-плагиоклазового агрегата светлыми кварцево-плагиоклазовыми или реже микроклин-плагиоклазовыми пятнами, имеющими характер «выпотов». В главной биотитроговообманково-плагиоклазовой массе описываемых диоритизированных роговиков хорошо видны следы сегрегации роговой обманки и реже биотита — скопления и сростки зерен, пойкилобласты и порфиробласты. Зерна плагиоклаза при этом часто довольно идиоморфны, а состав более кислый, чем состав плагиоклаза в роговиках (№ 32—30). Роговая обманка та же.

С переходом к центру массива (вверх по рч. Симка) участки серых диоритизированных роговиков становятся крупнее, достигая нескольких метров, а вмещающих плотных черных роговиков — меньше. Участки диоритизированных роговиков имеют здесь форму ветвящихся заливистых жил, пятен и гнезд. Слагающие их диоритовидные породы выглядят более светлыми и более крупнозернистыми, чем в начале описываемого разреза. По составу и строению они часто уже почти не отличаются от кварцевых диоритов и кварцевых сиенитодиоритов центральной части массива, но очень неоднородны и содержат массу мелких (0,2—3 см) неправильных по форме и полурастворенных реликтовых включений роговиков. Контакты таких кварцево-диоритовых жил и пятен с вмещающими их роговиками, как правило, расплывчатые и постепенные; никаких зон закалки не наблюдается. Таким образом, все эти кварцево-диоритовые участки выглядят как образования «in situ». Это подтверждается, на наш взгляд, и микроскопическими наблюдениями. Роговики, содержащие данные «пятна» и жилы, также нередко имеют пятнистое сложение, хотя местами в них сохраняются еще вкрапленники разложенного первичного плагиоклаза. Под микроскопом в роговиках хорошо видны следы собирательной перекристаллизации. Характер постепенных переходов, наблюдаемых под микроскопом между пятнистыми роговиками и кварцевыми диоритами, иллюстрирует приводимый пример. Роговик, содержащий многочисленные скопления и сростки роговой обманки, у контакта с кварцевым диоритом содержит пойкилобласты биоти-

та, частично замещающего роговую обманку. Далее, ближе к кварцевому диориту, роговик заметно осветляется за счет уменьшения содержания цветных минералов. Величина зерен в нем почти не меняется, но зато появляется довольно отчетливая трахитоидность. Она выражается в субпараллельной ориентировке табличек плагиоклаза. Роговая обманка при этом уже почти полностью замещена биотитом, образующим скопления и пойкилобласти. И биотит, и «потоки» субпараллельно ориентированных табличек плагиоклаза часто бывают здесь включены в некрупные пойкилобласти свежего микроклина. Биотитизированный и калишпатизированный таким образом трахитоидный роговик сменяется затем без резкого контакта довольно лейкократовым мелкозернистым кварцевым диоритом. Зональные идиоморфные таблички плагиоклаза имеют в нем у контакта ту же субпараллельную ориентировку, что и в роговике; сохраняются реликты биотитизированных пойкилобласт роговой обманки. Для данного случая средний состав плагиоклаза в пятнистом роговике соответствует № 35—37, в биотитизированном трахитоидном роговике — № 32—33, в кварцевом диорите — также № 32. Рассмотренный переход (наблюдавшийся на интервале менее 1 см) свидетельствует о метасоматозе и гранитизации роговика и об образовании кварцевого диорита на месте. Аналогичные или сходные явления видны и во многих других участках с той разницей, что микроклин там нередко отсутствует.

Выше по рч. Симка «пятна» и «заливы» кварцевых диоритов и кварцевых сиенито-диоритов становятся в диоритизированных роговиках все крупнее. При этом в них сохраняются многочисленные, неясно очерченные включения измененных роговиков. При дальнейшем возрастании роли кварцево-диоритового материала эти неоднородные пятнистые мигматитоподобные породы незаметно сменяются, наконец, относительно однородными и довольно выдержанными по составу средними крупнозернистыми слаботрахитоидными и гнейсовидными кварцевыми сиенито-диоритами и кварцевыми диоритами, которые тоже содержат довольно многочисленные включения измененных роговиков.

Структура пород разнозернистая, гипидиоморфнозернистая, местами бластическая. Более чем на 50% породы слагаются зональным (местами ритмически-зональным) плагиоклазом, состав которого варьирует от № 35 до 29. Довольно заметным (около 10—15%) развитием пользуется кварц. Спорадически встречается лишенный пертитов свежий калишпат с $2V$, равным $—60—66^\circ$. Он образует неравномерно разбросанные кое-где мелкие пойкилобласти, замещающие плагиоклаз. Роговая обманка несколько подщелочена по сравнению с роговой обманкой роговиков ($2V = -62^\circ$, $c : Ng = 15^\circ$). Она образует пойкилобласти и скопления неправильных зерен, т. е. имеет

явно «метаморфогенный» реликтовый облик. Частично она замещается биотитом. Местами в заметном количестве присутствуют в качестве минералов-примесей магнетит и сфен. Характерно довольно широкое развитие структур реакционного замещения минералов (роговой обманки биотитом, плагиоклаза биотитом и калишпатом и т. д.). Оно указывает на неравновесность состава пород.

На западной окраине Модонкульского массива, в 4—5 км к северо-северо-западу от описанного участка, в правобережье правого притока р. Джиды рч. Инкур располагаются выходы диоритизированных и осветленных роговиков, очень сходных с рассмотренными. Здесь диоритизированные роговики сменяют развитые восточнее кварцевые диориты с останцами габбро. В роговиках местами сохраняются структуры и минералы исходных нижнекембрийских порфиритов. Они содержат реликты вкрапленников сосюритизированного основного плагиоклаза и замещенного роговой обманкой и биотитом первичного цветного минерала, судя по очертаниям замещенных зерен, пироксена. Основная масса порфиритов превращена в биотито-роговообманково-плагиоклазовый роговиковый агрегат. Вмещающие эти остатки порфиритов темные гнейсовидные роговики сложены андезином № 39—40, роговой обманкой, биотитом и рудным минералом. Темные роговики во многих участках постепенно сменяются диоритизированными роговиками. Это меланократовые тонко- и мелкозернистые диоритовидные породы неоднородного пятнистого сложения. Очень часто они содержат некрупные (1—2 мм) одиночные или скученные порфиробласты плагиоклаза и всюду пронизаны неравномерной сетью светлых неправильных, прихотливых и как бы расплывающихся жилков и жил неоднородного существенно плагиоклазового состава. В них видны многочисленные мелкие неперемещенные включения роговиков.

Породы, выполняющие жилы, обычно имеют состав кварцевого диорита или тоналита, изредка плагиогранита. Состав плагиоклаза в них варьирует примерно от № 38 до 29. Калишпат очень редок. Пронизанные светлыми жилками и жилами и разбитые ими на блоки диоритизированные роговики часто приобретают здесь облик эруптивных брекчий. Местами встречаются редкие даечки и жилы (мощностью до 1 м) довольно однородных мелкозернистых существенно плагиоклазовых гранитов. Калишпата в них мало (10—20%). Он соответствует микроклину ($P_{001}Nm=18^\circ$, $2V=-64-68^\circ$), обычно лишен пертитов и образует довольно мелкие неправильные зерна или пойкилобласты. Плагиоклаз содержит 14—20% анортита. Описанная зона осветленных диоритизированных роговиков, по-видимому, является продолжением зоны диоритизированных роговиков с рч. Симка. Проследить здесь переходы к развитым восточнее «полям» кварцевых диоритов не уда-

ется. В 0,5—1 км к западу отсюда располагается Инкурский среднепалеозойский (?) шток гранитов (см. рис. 2). Поэтому выходы роговиков кое-где осложняются здесь присутствием маломощных (до 1,5 м) апофиз ярко-розовых существенно калишпатовых порфирированных гранитов и кварцевых сиенитов среднепалеозойского (?) возраста. Однако контактовое влияние их ничтожно.

Измененные кембрийские порфириды, вмещающие Модонкульский массив, можно встретить и в южном окончании массива. Здесь в правом борту р. Модонкуль, близ устья руч. Молохотый, вблизи северного края Холтосонского тела древних габбро-норитов обнажаются образованные по основным порфиритам пятнистые неоднородные породы. Они имеют своеобразные структуры, напоминающие структуры эруптивных брекчий, и состоят из многочисленных, явно перемещенных, очень тесно сближенных, темных «обломков» роговиков. Промежутки между ними выполнены серой диоритоподобной породой. Тончайшие прожилки ее нередко проникают и внутрь «обломков». Блоки роговиков вытянуты в одном направлении и имеют уплощенную, с округлоовальными или слегка угловатыми очертаниями форму. Размер их в среднем 1—4 см.

При изучении пород, слагающих «обломки», выясняется, что это перекристаллизованные в разной степени порфириды. Границы обломков хорошо различаются лишь с поверхности выветривания. На свежем сколе они представляются обычно очень неясными и расплывчатыми. В некоторых обломках сохраняются не полностью перекристаллизованные порфириды. В них уцелели вкрапленники основного (большей частью разложенного) плагиоклаза и сильно замутненного моноклинного пироксена. Встречаются псевдоморфозы по первичному цветному минералу тонковолокнистого актинолита или новообразованной зеленой роговой обманки и изредка биотита. Основная масса порфириды почти полностью превращена в рогово-обманково-плагиоклазовый роговик с магнетитом и биотитом. Биотита очень немного. Плагиоклаз роговикового агрегата основной массы соответствует или № 50—51 или № 38—39. Кроме того, сохраняются следы пилотакситовой структуры и флюидальной текстуры. Более измененные обломки порфиритов представляют собой уже настоящие роговики, сложенные плагиоклазом № 38—40, густо-зеленой роговой обманкой ($2V = -68-70^\circ$), иногда также вторичным моноклинным пироксеном, частично замещенным этой роговой обманкой, коричневым биотитом и магнетитом.

Иногда в этих роговиках встречаются реликты вкрапленников плагиоклаза и различаются реликты флюидальности. Глубокоизмененные обломки роговиков уже почти не отличаются от включающих их диоритоподобных пород. Последние переполнены микровключениями роговиков и слагаются всегда

очень свежим (в отличие от замутненного иногда плагиоклаза роговиков) слабозональным плагиоклазом № 36—38, роговой обманкой, аналогичной роговой обманке в роговиках, и очень незначительными, переменными количествами биотита и кварца. Цветных минералов значительно меньше, чем в роговиках. Структуры мелко- и среднезернистые. В отличие от наблюдаемых в роговиках обычных гранобластовых структур они пойкило- и гипидиобластовые, часто очень близкие к структурам магматических диоритов.

В участках с кварцем плагиоклаз идиоморфен, и тогда наблюдается гипидиоморфнозернистое строение, очень близкое к строению кварцевых диоритов. В крупных обломках роговиков на контакте их с диоритоподобными породами наблюдается отчетливое укрупнение зернистости с появлением пойкилобласт роговой обманки и плагиоклаза. Местами появляются мелко- и среднезернистые гипидиобластовые структуры, близкие к структурам диоритоподобных пород. Поэтому переходы от роговиков к последним оказываются всюду весьма постепенными. Особенности строения рассмотренных брекчиевидных пород свидетельствуют о том, что это результат роговиковой и собирательной перекристаллизации и метасоматоза? подробленных порфиритов. В ряде участков рассмотренные породы пересекаются многочисленными поздними эпидотовыми жилками и одиночными маломощными (до 10—15 см) жилками и жилами гранит-пегматитов тоналит-диоритового комплекса. К северу от описанной зоны развиты «поля» разнообразных по облику кварцевых диоритов и диоритов.

Наиболее полные разрезы от неизмененных вулканогенных вмещающих пород до диоритизированных роговиков и сменяющих их гранитоидов можно проследить кое-где в восточном контакте Модонкульского массива (см. рис. 2). В то же время именно этот контакт его довольно неблагоприятен для наблюдений из-за невыдержанности состава вмещающих толщ, а также из-за приуроченных к этой части района мелких тел мезозойских гранит-порфиритов, часто сопровождающихся зонами тектонических нарушений.

В пределах этих зон все домезозойские породы часто катаклазированы, вторично разгнейсованы и изменены. В кембрийских толщах эти изменения (хлоритизация, окварцевание, эпидотизация) часто сильно затушевывают те преобразования, которые связаны с формированием раннепалеозойских гранитоидов. Неизмененные, вмещающие Модонкульский массив толщ представлены основными порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и туффитами, местами содержащими маломощные линзы и прослои кремнистых пород и известняков. По мере приближения к массиву в этих породах появляются и неравномерно нарастают признаки роговиковой перекристаллизации.

Начальные изменения отмечаются примерно на расстоянии 1—1,5 км от массива. Они выражаются в появлении в породах микрозернистых сегрегаций кальцита, эпидота, актинолита, хлорита, иногда биотита и кое-где роговиковых агрегатов плагиоклаза, актинолита и хлорита. Вкрапленники плагиоклаза в порфиритах (№ 65—80) частично гранулированы и актинолитизированы. В туфопесчаниках и туффитах сохраняется тонкообломочный материал плагиоклаза и кварца, в порфиритах — миндалины и реликты первичной структуры. Лишь в отдельных участках основная масса порфиритов бывает здесь превращена в настоящий гранобластовый роговиковый агрегат плагиоклаза, роговой обманки ($2V = -65^\circ$, $c:Ng = 16^\circ$), биотита, магнетита и сфена.

В 600—650 м от контакта вмещающие породы оказываются частично перекристаллизованными. В туфопесчаниках еще сохраняются обломки кварца, а в порфиритах — реликты вкрапленников плагиоклаза. Остальная же масса бывает превращена обычно в неравномернозернистый роговиковый агрегат плагиоклаза, кварца, эпидота, актинолита, хлорита и магнетита. Как видно, все эти изменения еще сравнительно низкотемпературны.

Лишь где-то в 100—200 м от выходов такситовых кварцевых диоритов Модонкульского массива появляются массивные гнейсовидные роговики и тонкозернистые, похожие на амфиболиты диоритизированные роговики, аналогичные описанным. Выходы диоритизированных такситовых роговиков то и дело беспорядочно сменяются здесь выходами очень неоднородных и непостоянных по составу кварцевых диоритов, а местами и тоналитов. Часто видно, что кварцевые диориты содержат многочисленные останцы и мелкие реликтовые включения диоритизированных роговиков. Размеры некоторых таких останцов, имеющих обычно биотит-роговообманково-плагиоклазовый состав, достигают иногда десятков метров (левый склон пади Зун-Нарын и др.).

В породах останцов различаются иногда реликты порфировой структуры или следы слоистости. Наряду с останцами перекристаллизованных порфиритов, туфопесчаников и других пород здесь часто встречаются и останцы метасоматизированных габбро-норитов. Резкие контакты между диоритизированными роговиками и кварцевыми диоритами и зонки закалки в последних здесь нигде не наблюдаются. Среди образованных по вулканогенным породам диоритизированных роговиков часто наблюдаются разности, переходные по составу и строению к кварцевым диоритам. Они состоят из плагиоклаза (около 55%), густо-зеленой роговой обманки (не менее 30%), биотита и кварца (около 5%). Плагиоклаз образует здесь зональные и нередко довольно идиоморфные таблички и отвечает по составу андезину

№ 40—47. Роговая обманка типичная для диоритизированных роговиков ($2V = -67-68^\circ$, $c : Ng = -16-17^\circ$). Микроструктуры бластические с участками гипидноморфнозернистых; микротекстуры пятнистые с многочисленными сегрегациями плагиоклаза и роговой обманки.

Обращает внимание довольно небольшая (не более 250 м) ширина описываемой зоны диоритизированных роговиков. Узость этой зоны не соответствует обилию измененных останцов и материала реликтовых включений в кварцевых диоритах. Это объясняется, на наш взгляд, относительно крутым падением восточного контакта, а также нарушением его поздними тектоническими подвижками.

Кварцевые диориты Модонкульского массива почти всюду содержат многочисленные останцы и включения диоритизированных роговиков или метасоматизированных габбро-норитов, будучи связаны с этими породами постепенными взаимопереходами. Кварцевые диориты слагаются плагиоклазом (60—67%), кварцем (5—12%), роговой обманкой (12—16%) и биотитом (6—15%). Содержания этих минералов очень непостоянны. В качестве минералов-примесей присутствуют магнетит, апатит и сфен. Кое-где в небольших количествах отмечаются калишпаты и пироксен.

Плагиоклаз представлен зернами двух генераций. К первой генерации принадлежат крупные удлиненные, призматические или неправильные зерна зонального (иногда ритмически-зонального, иногда пятнисто-зонального) строения. Местами они изогнуты и деформированы. Как показывают наблюдения, плагиоклаз I часто деанортизирован (и «дооформлен») реликтовым плагиоклазом древних габбро-норитов или же представляет собой измененные, «дооформленные» пойкилобласты роговиков. Местами он замутнен и очень часто корродируется кварцем. Иногда плагиоклаз I выглядит очень однородным, и установить его реликтовую природу в этих случаях бывает невозможно.

Ко второй генерации плагиоклаза относятся мелкие зональные и всегда идиоморфные и свежие таблички. Состав плагиоклаза I и плагиоклаза II обычно примерно одинаков, но нередко плагиоклаз I оказывается более основным.

Состав плагиоклазов варьирует (даже в пределах шлифа) от № 33 до 38. Чаще всего он соответствует в среднем № 36—38. В центре крупных зерен плагиоклаза I основность повышается примерно до № 45. В краях зерен обеих генераций основность падает до № 29—27.

Количественные соотношения плагиоклаза I и плагиоклаза II очень непостоянны. Нередко плагиоклаз I составляет основной структурный каркас кварцевых диоритов. В других случаях содержания плагиоклаза I и плагиоклаза II равны, изредка плагиоклаз II несколько преобладает.

Кварц распределен очень неравномерно и часто слагает целые «поля» в промежутках между зернами плагиоклаза. Он корродирует плагиоклаз I, роговую обманку I, иногда также биотит, и ксеноморфен к плагиоклазу II и роговой обманке II.

Количество роговой обманки и биотита варьирует в самых широких пределах и сильно возрастает в случаях повышенного содержания в породах реликтовых включений. Роговая обманка имеет характерную густо-зеленую окраску. По константам она несколько отличается от роговой обманки диоритизированных роговиков и относится, по-видимому, к слегка подщелоченным (?) разновидностям. Угол оптических осей $2V$ равен в ней $-60-62^\circ$, угол погасания $c : Ng = 15-16^\circ$. Изредка $2V = 6.5-66^\circ$, а $c : Ng = 13-15^\circ$. Как и для плагиоклаза, намечаются две генерации роговой обманки. По составу они одинаковы, различаясь лишь по форме выделения. Роговая обманка I образует бластические агрегаты и сростки неправильных, обычно крупных и прихотливых по форме зерен, в том числе явные пойкилобласты, имеющие лапчатую форму зерен и содержащие включения плагиоклаза. Иногда пойкилобласты оказываются частично кристаллографически оформленными. В кварцевых диоритах, содержащих включения габбро-норитов, в центре крупных пойкилобласт роговой обманки нередко сохраняются мелкие остаточные ядра моноклинного пироксена ($2V = +54-55^\circ$) или бесцветного тонковолокнистого амфибола. В одном шлифе в ядрах зерен роговой обманки наблюдались густые коричневато-бурые эттенки, возможно, свидетельствующие о замещении керсутита. Встречаются также неравномерно окрашенные пятнистые зерна.

Главную массу роговой обманки в кварцевых диоритах составляет, таким образом, роговая обманка первой генерации. Судя по всему, она метаморфогенна. Роговая обманка второй генерации встречается в незначительных количествах. Она представлена включенными в кварц очень мелкими (десятые доли миллиметра) короткопризматическими идиоморфными зернами.

Биотит обычно ассоциирует с роговой обманкой и представлен темно-коричневой разностью с m_m , равным 1,637--1,638. Нередко он разложен с образованием хлорита и эпидота. Биотит образует характерные крупные лапчатые пойкилобласты, замещающие роговую обманку I и плагиоклаз I. Кроме того, биотит присутствует в виде агрегатов и скопления мелких чешуек вместе с замещаемой им роговой обманкой. Количественные соотношения биотита и роговой обманки различные.

Калишпат встречается в кварцевых диоритах довольно редко и в очень незначительных количествах (не более 1—

2%). Он представлен сравнительно свежим, но неоднородным по строению и лишенным пертитов промежуточным микроклином ($P_{001}Nm=10-16^\circ$) с непостоянной величиной угла $2V=62-79^\circ$ и образует многочисленные мелкие и неправильные зерна и некрупные пойкилобласти, замещающие плагиоклаз.

Кварцевые диориты характеризуются микроструктурами смешанного типа, варьирующими от бластических до гипидиоморфных и призматически-зернистых. Чаще преобладают призматически-зернистые гломерокристаллические монцитовоподобные структуры с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу. Большую роль играют и явления реакционного замещения минералов. Микротекстуры всегда очень неоднородные гнейсовидные или с элементами трахитоидности. В случае более отчетливой трахитоидности в породах почти обязательно присутствуют реликтовые минералы габбро-норитов.

Кое-где с увеличением содержаний кварца и калишпата кварцевые диориты постепенно переходят в отдельных участках в кварцевые сиенито-диориты и в редких единичных случаях — в гранодиориты. С возрастанием в кварцевых диоритах роли цветных минералов и реликтового плагиоклаза породы сменяются метасоматизированными габбро-норитами или диоритизированными роговиками, слагающими рассмотренные выше останцы измененных боковых пород.

Ниже приводится краткая характеристика содержащихся в кварцевых диоритах измененных реликтовых включений, имеющих вид меланократовых шлиров. Размер их от нескольких миллиметров и нескольких сантиметров до 10—15 см, а местами до 1—1,5 м. Очень распространены и включения микроскопических размеров. Форма включения вытянутая и округло-овальная без четких границ. Ориентированы они в общем согласно с гнейсовидностью в кварцевых диоритах. Ту же ориентировку имеет и гнейсовидность в породах реликтовых включений, повторяя таким образом, как отмечалось выше, элементы залегания вмещающих кембрийских толщ или направление трахитоидности в остаточных телах габбро-норитов.

Степень изменения мелких реликтовых включений неодинакова. Слабоизмененные включения (включения не полностью перекристаллизованных в роговики порфиритов и частично ороговиконных или слабометасоматизированных габбро-норитов), однако, очень редки.

Чаще всего породы включений бывают преобразованы до стадии тонко- и мелкозернистых диоритизированных роговиков, примерно аналогичных описанным, но с еще более четко выраженными явлениями собирательной перекристаллизации. Это выражается в большом развитии мономинераль-

ных обособлений минералов и порфири- и пойкилобласт роговой обманки, плагиоклаза и биотита. Макроскопически это проявляется обычно в распространенности пятнистых «рябчиковых» текстур. Главные минералы пород: плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Содержание биотита и роговой обманки составляет обычно не менее 30—35%. Спорадически присутствуют кварц, магнетит, апатит и сфен. Несмотря на сравнительно интенсивное преобразование исходных пород, сохраняются иногда реликты первичных структур и первичных минералов, например, реликты первичного пироксена габбро ($2V = +55^\circ$).

Плагиоклаз в рассматриваемых породах обычно слабозональный с более основным ядром. Состав его очень непостоянен и варьирует от № 33 до 40, иногда до № 43—45. Чаще он на несколько номеров основное плагиоклаза вмещающих кварцевых диоритов.

Примечателен весьма выдержанный состав роговой обманки, всюду отличающейся от роговой обманки вмещающих кварцевых диоритов ($2V = -68-69^\circ$, вместо $-60-62^\circ$; $c:Ng = 17-18^\circ$). Эти различия, свидетельствующие о неравновесности составов минералов в гранитоидах и измененных включениях, по-видимому, не могут быть свойственны гранитоидам интрузивного происхождения (Büsch, 1966). Микроструктуры пород, слагающих включения, гетеробластовые-нематогранобластовые, пойкилобластовые и гипидиобластовые. В участках, где есть кварц, изредка отмечаются гипидиоморфозернистые структуры. Контакты включений с вмещающими их кварцевыми диоритами постепенные, без зон закалки.

Местами реликтовые включения бывают представлены своеобразными «игольчатыми» диоритами. Для них также характерны явления собирательной перекристаллизации. По составу они примерно близки описанным выше диоритизированным роговикам, отличаясь почти обязательным присутствием незначительных (несколько процентов) количеств кварца и кальшпата. Это — тонко- и мелкозернистые породы с характерными сильно удлиненными неправильными, часто как бы «изъеденными» пойкилобластами роговой обманки ($2V = -67-68^\circ$, $c:Ng = +14-15^\circ$), содержащими включения плагиоклаза и биотита.

Очень характерны мономинеральные обособления плагиоклаза. Плагиоклаз (№ 33—40) очень свежий и представлен в виде удлиненных зональных, довольно правильных табличек, близких по форме к плагиоклазу II в кварцевых диоритах. Биотит обычно разложен. Кварц и микроклин приурочены к промежуткам между зернами плагиоклаза и нередко ксепоморфны к нему. Местами микроклин образует характерные и довольно редкие некрупные пойкилобласты, как бы

пропитывающие роговообманково-плагноклазовую массу породы и цементирующие мелкие идиоморфные кристаллы роговой обманки II и плагноклаза. Микроструктуры «игольчатых» диоритов пойкилобластовые и гипидиобластовые, переходящие в гипидиоморфнозернистые, довольно близкие к микроструктурам кварцевых диоритов и гранодиоритов. Контакты с вмещающими кварцевыми диоритами постепенные. Микротекстуры неоднородные. По характеру микроструктур «игольчатые» диориты ближе к кварцевым диоритам, чем диоритизированные роговики, и, возможно, фиксируют какое-то переходное состояние между теми и другими.

Обилие в кварцевых диоритах измененных местных реликтовых включений боковых пород и особенности их преобразований, а также специфика состава и строения самих кварцевых диоритов, несомненно, свидетельствуют о том, что они образовались на месте в результате преобразования пород, слагающих останцы и реликтовые включения, и не являются продуктами кристаллизации гомогенной расплава.

Наименьшее развитие имеет в Модонкульском массиве группа пород, включающая гранодиориты и граниты. Выше уже отмечались встречающиеся кое-где в кварцевых диоритах небольшие (метры — десятки метров) участки состава кварцевых сиенито-диоритов и изредка гранодиоритов. Помимо этого, в кварцевых диоритах иногда встречаются еще более мелкие, но довольно обособленные жилы и дайкообразные тела мелкозернистых пород, имеющих состав лейкократовых кварцевых сиенито-диоритов, гранодиоритов и существенно плагноклазовых гранитов. Единичные их выходы можно встретить в междуречье рек Джиды и Инкур, в левобережье р. Модонкуль и по р. Джиде ниже устья р. Нурты. Как видно по условиям их залегания, названные тела — сравнительно поздние образования топазит-диоритового комплекса, хотя никогда не имеют четких и резких контактов или зон закалывания, а носят, скорее, характер образований „*in situ*“. Они залегают в виде жилы и дайкообразных тел шириной в 10—20 см. Помимо кварцевых диоритов они встречаются также в «игольчатых» диоритах и иногда в метасоматизированных габбро-норитах (междуречье рек Инкур и Модонкуль). Породы данной группы характеризуются весьма лейкократовым (цветных минералов не более 5%) и сравнительно однородным составом. Реликтовые включения в них, как правило, не встречаются, но текстуры пород не вполне однородны. По характеру минералов породы почти не отличаются от кварцевых диоритов.

Лейкократовые кварцевые сиенито-диориты слагаются зональным и иногда пятнисто-зональным плагноклазом № 36—40, кварцем, густо-зеленой роговой обманкой ($2V=$

$=-68^\circ$), лишенным пертитов слабо решетчатым микроклином ($2V=-76^\circ$, $P_{001}Nm=7-15^\circ$) и биотитом. Основную массу объема пород составляют плагиоклаз и кварц. Содержание микроклина сравнительно невысокое (не более 10%). В зернах роговой обманки встречаются иногда остаточные ядра пироксена. Микроструктура более однородная, чем в кварцевых диоритах, монцититовоподобная, обусловленная отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза к кварцу. Большое развитие имеют структуры реакционного замещения минералов. Биотит и микроклин (а местами и роговая обманка) нередко присутствуют в виде пойкилобласт.

Гранодиориты отличаются от лейкократовых кварцевых сиенито-диоритов более высоким содержанием кварца. В остальном состав примерно тот же. Плагиоклаз имеет близкую основность (№ 30—38). В некоторых зернах ядро имеет основность около 43% анортитовой молекулы. Роговая обманка примерно та же, что и в кварцевых диоритах ($2V=-63-65^\circ$, $c:Ng=14-15^\circ$). Она образует агрегаты зерен, пойкилобласты (иногда с остатками пироксена) и идиоморфные мелкие таблички. Микроклин представлен в виде пойкилобласт с включениями замещенных плагиоклаза, биотита и табличек роговой обманки, а иногда и кварца. Это поздний минерал.

Нередко биотит тоже присутствует в виде неправильных пойкилобласт. К минералам-примесям принадлежат сфен, магнетит и апатит. Микроструктуры гранодиоритов аналогичны микроструктурам лейкократовых кварцевых сиенитовых диоритов, иногда они слабо порфириовидные. Микротекстуры такситовые.

Существенно плагиоклазовые граниты представляют значительно более однородные породы, лишенные реликтовых включений. Тела гранитов имеют сравнительно четкие контакты, но без зон закалки. Роговая обманка чаще всего не встречается. Наблюдались кое-где отдельные зерна ее с реликтовыми пятнами пироксена. Обычно граниты состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и микроклина. Присутствуют иногда магнетит и сфен.

Плагиоклаз резко преобладает над микроклином. Обычно он представлен альбит-олигоклазом № 21—22, но встречаются также зерна с более основным разложенным ядром. Форма зерен короткопризматическая. Часто наблюдаются следы неясной концентрической зональности. Характерно групповое расположение зерен. Нередко встречаются блок-кристаллы. Микроклин нерешетчатый и неясно решетчатый ($2V=-61-83^\circ$, $P_{001}Nm=15^\circ$) и ксеноморфен к плагиоклазу, а нередко и к кварцу и является, по-видимому, позднематическим. Местами он частично замещает плагиоклаз, но пойкилобласты микроклина редки.

Биотит присутствует в небольших количествах в виде отдельных чешуек и большей частью разложен. Микроструктуры пород неравнозернистые, иногда слабопорфировидные, гломерокристаллические с характерным отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза к кварцу и местами к калишпату. Встречаются иногда участки микрогранофировой структуры.

Из пород, слагающих жилко- и дайкообразные тела в кварцевых диоритах, существенно плагиоклазовые граниты представляют собой наиболее гомогенные магматические образования. Они как бы завершают тот естественный ряд гранитоидов, который начинается с диоритизированных и метасоматизированных боковых пород.

К рассмотренной группе пород мы относим также расположенное в нижнем течении рч. Симки сравнительно крупное (около 3 км²) штокообразное и, по-видимому, рвущее кварцевые диориты тело массивных крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов. Судя по их составу и строению, они тоже принадлежат к тоналит-диоритовому комплексу.

К поздним образованиям комплекса следует относить и встречающиеся изредка жилки гранит-пегматитов, аналогичных тем, которые были отмечены при описании измененных габбро-норитов.

Как видно из рис. 2, западная, северная и южная границы Модонкульского массива являются контактами с рвущими его существенно калишпатовыми гранитоидами гранит-граносиенитового комплекса. Взаимоотношения с ними наблюдались нами на водоразделе падей Бильчир и Дабан, по р. Джиде к востоку от с. Нурта и в других местах. Кварцевые диориты и диориты в контактах с рвущими их телами гранит-граносиенитового комплекса обнаруживают отчетливые следы дробления и пересекаются здесь инъекциями слегка «загрязненных» и имеющих зону закалки ярко-розовых порфировидных пород, имеющих состав граносиенитов, гранитов и кварцевых сиенитов. Однако контактное воздействие их на раннепалеозойские гранитоиды очень незначительно. Следы его наблюдаются лишь в очень узких приконтактных зонах и сводятся к появлению в гранитоидах незначительных количеств кварца, калишпата и биотита.

ШАРААЗАРГИНСКИЙ МАССИВ

Шараазаргинский массив располагается в правобережье р. Джиды, в бассейне р. Бол. Шара-Азарга. Западная часть массива, прорываемая телами среднепалеозойских (?) гранитоидов, лежит за пределами района. Шараазаргинский и

располагающийся по соседству с ним Модонкульский массивы разделяются между собой «языками» рвущих их среднепалеозойских (?) гранит-граносиенитовых интрузивов и являются, судя по всему, «блоками» единого бывшего плутона. Шараазаргинский массив отличается при этом значительно большим развитием в нем тоналитов, гранодиоритов и гранитов. В западной половине Шараазаргинского массива (см. рис.2) оконтуривается довольно большое (около 15 км²) тело гранитов, которое продолжается на юго-запад за границы изученного района и, по-видимому, фиксирует бывшую центральную часть плутона. Примерная площадь рассматриваемой части Шараазаргинского массива составляет около 150 км². Конфигурация его границ представляется довольно сложной благодаря рассекающим массив прихотливым «заливам» молодой гранит-граносиенитовой интрузии. Контакты с этими гранитоидами служат юго-восточными ограничениями массива.

Шараазаргинский массив располагается в пределах Уленга-Шараазаргинской антиклинали Джидинского синклинория. Останец слагающих эту антиклиналь нижнекембрийских карбонатных толщ картируется внутри массива к востоку от с. Енгорбой. Выходы вмещающих карбонатных толщ прослеживаются также в северо-восточном обрамлении массива. На северо-западе (главным образом за пределами района) массив контактирует с вулканогенными породами.

Внутри Шараазаргинского массива встречаются рвущие его мезозойские дайки сиенит-порфиров, ортофиров и кварцевых порфиров.

Несмотря на большую пестроту и невыдержанность состава слагающих Шараазаргинский массив гранитоидов, в строении его удается проследить некоторую зональность. Ближе к контактам массива с вмещающими его толщами преобладают неоднородные пятнисто-полосчатые диоритизированные роговики и непрерывно чередующиеся с ними неоднородные мелкозернистые кварцевые диориты. С удалением от контактов по направлению на запад и юго-запад эти породы вытесняются отчетливо гнейсовидными и довольно меланократовыми кварцевыми диоритами и кварцевыми сиенито-диоритами, содержащими останцы и реликтовые включения метасоматизированных габбро-норитов. Меланократовые кварцевые сиенито-диориты сменяются далее гранодиоритами, которые, в свою очередь, постепенно переходят в мелкозернистые порфировидные граниты.

Граничащие с массивом на северо-востоке различные известняки, известковистые конгломераты и песчаники нижнего кембрия обычно не обнаруживают следов воздействия со стороны гранитоидов. Вблизи контактов в известковистых песчаниках лишь кое-где наблюдается слабая мраморизация,

появление эпидота, граната и биотита, а местами очень слабое ороговикование. Однако и эти изменения, скорее всего, не связаны с влиянием раннепалеозойских гранитоидов и вызваны контактовым воздействием молодых интрузивов. С неизменными таким образом карбонатными толщинами здесь непосредственно граничат неоднородные пятнисто-полосчатые или брекчиевидные породы, главную массу объема которых слагают диоритизированные роговики. Они пронизываются и пересекаются неясно очерченными жилообразными и прихотливыми по форме телами тацититовых кварцевых диоритов, содержащих реликты этих диоритизированных роговиков.

В слабоизмененных диоритизированных роговиках встречаются, в свою очередь, реликты древних габбровых пород. С увеличением в диоритизированных роговиках кварцево-диоритового материала они постепенно сменяются во многих участках сравнительно однородными, но содержащими массу мелких реликтовых включений кварцевыми диоритами. Это можно наблюдать по правому склону р. Бол. Шара-Азарга выше с. Шара-Азарга и по правому склону рч. Шибэртуй. Диоритизированные роговики и чередующиеся здесь с ними и постепенно сменяющие их кварцевые диориты в общем не обнаруживают в своем размещении какой-либо четкой зональности по отношению к контактам массива, но в целом намечается вполне определенное, хотя и очень неравномерное, уменьшение роли кварцевых диоритов с приближением к контактам.

В наименее измененных роговиках кварцево-диоритовый материал представлен в виде сети пересекающихся довольно маломощных (от долей сантиметра до полуметра) и не имеющих резких контактов жил и жилок, пронизывающих крупные угловатые блоки диоритизированных роговиков в размер от долей метра до нескольких метров. В жилах содержатся непеременные мелкие включения этих пород, а местами прослеживаются постепенные изменения состава до тоналитового и даже плагиогранитового. Иногда наблюдаются ответвляющиеся от кварц-диоритовых жил маломощные (1—5 см) единичные жилки плагиогранит-пегматита. Изредка встречаются отчетливо секущие жилы весьма однородного тоналита или плагиогранита мощностью 10—20 см.

Как уже отмечалось при описании габбро-норитового комплекса, в рассматриваемой части массива среди диоритизированных роговиков сохраняются мелкие (в первые метры) реликтовые тела сравнительно слабо измененных исходных габбро-норитов или пойкилитовых оливин-пироксен-рогово-обманковых габбро. В большинстве случаев они оказываются, однако, сильно преобразованными и, будучи превра-

ценными в диоритизированные роговики, обнаруживают лишь немногочисленные реликты первичных минералов. Это видно по р. Бол. Шара-Азарга, выше с. Шара-Азарга, на южном склоне хребта с отметкой 1501,0. Здесь вскрываются довольно меланократовые, похожие на горнблендиты крупнозернистые диоритоподобные породы с порфиристо- и пойкилобластовой структурой. Более чем на 60% они состоят из плагиоклаза; общее содержание амфибола в них не менее 30—35%. Отмечается довольно большое количество сфена, встречаются биотит и кварц. Породы содержат многочисленные и довольно крупные (до 0,5 см) порфиристо- и пойкилобласты густо-зеленой роговой обманки. В центре их часто сохраняются остатки коричневого амфибола габбро с $2V$, примерно равным — 80° . В замещающей этот амфибол зеленой роговой обманке в краях зерен содержатся мелкие включения плагиоклаза и биотита. В промежутках между пойкилобластами роговой обманки видны мелкие и довольно идиоморфные зерна слабозонального плагиоклаза № 33—39 и мелкие зерна зеленой роговой обманки. Она аналогична той, которая образует пойкилобласты ($2V = -67-69^\circ$, $c:Ng = 11^\circ$). Очень характерны при этом мономинеральные обособления зерен. В случае присутствия кварца взамен гипидиобластических развиваются гипидиоморфнозернистые структуры. Кое-где они получают весьма заметное развитие.

Рассмотренные порфириобластовые диоритоподобные породы обычно не имеют большого распространения и постепенно вытесняются тонко- и мелкозернистыми меланократовыми биотит-роговообманково-плагиоклазовыми породами гнейсовидного сложения, которые содержат лишь очень редкие реликты коричневой роговой обманки и почти ничем не отличаются от диоритизированных роговиков Модонкульского массива.

Контакты жилообразных зон кварцевых диоритов с пересекаемыми ими диоритизированными роговиками всегда очень расплывчаты, с постепенными переходами от одних к другим. Слагающие жилообразные тела кварцевые диориты весьма изменчивы по составу и строению. Содержание биотита и роговой обманки в них довольно высоки и варьируют чаще всего примерно в пределах 25—30%, содержание плагиоклаза составляет в среднем 50—60%, кварца — 10—15%. Породы слагаются очень свежим зональным (часто ритмически-зональным) плагиоклазом, состав которого колеблется от № 30 до 39 (достигая в краях зерен № 27), кварцем, зеленой роговой обманкой и биотитом. Показателен неустойчивый (даже в пределах шлифа) состав роговой обманки ($2V = -63-68^\circ$, $c:Ng = 15-17^\circ$). Микроклин встречается очень редко. Присутствуют магнетит и сфен; встречается ортит. Микротекстуры крайне неоднородны. Микро-

структура гломерокристаллическая, чаще всего гипидиоморфнозернистая, монцонитовоподобная с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза к кварцу. Часто встречаются реликтовые участки с бластической структурой. И почти во всех шлифах отмечаются микровключения диоритизированных роговиков в виде реликтов порфиرو- и пойкилобласт зеленой роговой обманки.

Некоторые из пересекающих диоритизированные роговики жил слагаются породами, которые почти не содержат кварца и имеют состав лейкократовых диоритов. На 75—90% они состоят из слабозонального или пятнистого андезина и имеют гипидиобластовое и реже пойкилобластовое строение. В некоторых случаях в них различаются следы призматически-зернистых структур. Такие породы очень сходны с метасоматизированными древними анортозитами.

Результат более глубокого преобразования диоритизированных роговиков — своеобразные породы, неоднородные, с пятнисто-линзовидной текстурой, в которых материал реликтовых включений диоритизированных роговиков составляет уже только 30—40% от общего объема пород. Главная масса их представлена кварцевыми диоритами. Включения имеют сильно удлиненную лентовидную и уплощенно-линзовидную форму и часто напоминают выклинивающиеся прослойки. Размер их от нескольких сантиметров до долей метра. В слагающих эти включения породах отчетливо видны следы собирательной перекристаллизации и метасоматоза. Очень распространены порфиро- и пойкилобласты биотита, роговой обманки и плагиоклаза. Состав пород включений уже сравнительно близок к составу вмещающих их кварцевых диоритов: плагиоклаза — около 60%, биотита и роговой обманки — до 25%, кварца — до 5%. В наиболее типичных случаях породы включений слагаются довольно идиоморфным слабозональным плагиоклазом № 30—37, зеленой роговой обманки ($2V = -66-68^\circ$, $c:N_g = 15-16^\circ$), биотитом, кварцем и магнетитом. Микротекстура гнейсовидная, трахитоидная, совпадающая по ориентировке с гнейсовидностью вмещающих кварцевых диоритов. Микроструктуры пойкило- и гипидиобластовые, переходящие в гипидиоморфнозернистые. Последние наблюдаются в небольших участках, где присутствует кварц. Он образует неравномерно разбросанные пятна пойкилобласт и содержит включения идиоморфных зерен плагиоклаза.

Вмещающие кварцевые диориты в общем не отличаются от описанных выше и обычно имеют с включениями очень расплывчатые контакты. Как видно под микроскопом, вблизи включений кварцевые диориты нередко обнаруживают довольно отчетливую (и, очевидно, унаследованную) трахитоидность, как бы продолжающуюся в породах включений.

При наиболее глубоком преобразовании диоритизированных роговиков появляются мелко- и среднезернистые такситовые гнейсовидные кварцевые диориты. Они постепенно сменяют породы с пятнисто-линзовидной текстурой и всюду переполнены многочисленными, неясно очерченными, вытянутыми согласно гнейсовидности мелкими (от 1—2 мм до 1—2 см) включениями овально-округлой и линзовидной формы. Изредка встречаются более крупные включения размером до 20—25 см. Породы включений чаще всего слагаются своеобразными, довольно светлыми тонкозернистыми трахитоидными породами, которые напоминают по структуре «игольчатые» диориты и очень близки по составу к вмещающим их кварцевым диоритам. По особенностям состава и строения эти породы можно рассматривать, очевидно, как переходные к кварцевым диоритам образования. Они характеризуются смешанными гипидиобластическими и гипидиоморфнозернистыми структурами и трахитоидным сложением. Породы слагаются плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, кварцем, магнетитом и сфеном. Как и в кварцевых диоритах, плагиоклаз представлен в зернах двух генераций: I — пойкило- и порфиробласты и пятнисто-зональные зерна, II — довольно идиоморфные, очень мелкие вытянутые таблички.

Плагиоклаз большей частью слабозонален и имеет основность порядка 33—38% анортитовой молекулы. В ядрах крупных зерен основность повышается иногда до 50—53% анортитовой молекулы. Роговая обманка близка роговой обманке в кварцевых диоритах ($2V = -66^\circ$, $c : Ng = 15-16^\circ$) и большей частью слагает довольно крупные пойкило- и порфиробласты (роговая обманка I), реже встречаются идиоморфные, часто игольчатые зерна (роговая обманка II). Биотит присутствует в виде лапчатых пойкилобласт, содержащих включения плагиоклаза, роговой обманки, магнетита.

Структурные соотношения пойкилобласт плагиоклаза и биотита указывают на более раннюю кристаллизацию плагиоклаза. Кварц распределен очень неравномерно — в виде пятнистых ойкокриталлов, обуславливая появление неясно очерченных плагиоклазово-кварцевых участков, напоминающих «выпоты» в гранитах. Кварц здесь резко ксеноморфен к содержащимся в нем табличкам плагиоклаза II и зернам роговой обманки II. Местами размеры таких участков сильно возрастают. Чаще всего это наблюдается в краях включений.

В таких переходных участках пойкилобласты и зерна пятнистого плагиоклаза обрастают вторичной концентрически-зональной каймой. Кварцевые диориты на контакте с описываемыми включениями часто содержат, в свою очередь, многочисленные реликтовые пойкилобласты биотита и роговой обманки и наследуют трахитоидность, выражающуюся в субпараллельной ориентировке табличек плагиоклаза.

Кварцевые диориты в общем очень сходны с кварцевыми диоритами Модонкульского массива. Они состоят из зонального, часто концентрически-зонального плагиоклаза № 32—38, кварца, слегка подщелоченной роговой обманки ($2V = -63^\circ$), биотита, магнетита и сфена.

Биотит обычно разложен. Изредка кое-где присутствует неяснорешетчатый микроклин ($2V = -61^\circ$, $P_{001}Nm = 15^\circ$), образующий «зачатки» пойкилобласт. Содержание плагиоклаза составляет не менее 50—55%. Содержание кварца чаще всего не превышает 10—15%, но местами возрастает до 20% и более, соответствуя таким образом его содержаниям в тоналитах.

Микроструктуры кварцевых диоритов смешанного типа: 1 — гипидиоморфнозернистые с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза и 2 — участками пойкило- и гипидиобластовые. Обычно преобладают первые. Но местами очень распространены остатки пойкилобласт зеленой роговой обманки ($2V = -67-69^\circ$). В центре некоторых из них сохраняются изредка реликты коричневой роговой обманки ($2V = -79^\circ$). Одновременно с последней встречаются и остатки перекристаллизованного моноклинного пироксена и более основного, чем обычно, плагиоклаза № 40—42.

Присутствие этих минералов указывает, очевидно, на неполное преобразование древних габбро. В наиболее типичных разностях описываемых кварцевых диоритов намечаются, как и в породах преобразованных включений, две и иногда даже три генерации минералов. Совершенно очевидно, что минералы первой генерации относятся к метаморфогенным. Очень показательным совпадением ориентировки гнейсовидности во включениях и вмещающих их кварцевых диоритах.

Особенности состава и строение рассмотренных кварцевых диоритов и обилие в них реликтового материала диоритизированных роговиков свидетельствуют, на наш взгляд, об образовании их на месте. Как можно судить по сохраняющимся среди диоритизированных роговиков останкам и реликтам первичных пород, исходными были, очевидно, главным образом древние габбро. К западу и северо-западу от описываемого участка они слагают довольно крупные тела, в том числе Малошараазаргинский и Енгорбойский реликтовые массивы.

Северная краевая часть Шараазаргинского массива (левобережье р. Джиды ниже устья р. Цакирки), сложенная различными пятнисто-полосчатыми диоритизированными роговиками, — продолжение описанной зоны. Севернее с. Енгорбой в ней залегает Енгорбойский анортозит-габбровый реликтовый массив. Как уже отмечалось, слагающие его породы несут отчетливые следы преобразований, связанных

с формированием пород тоналит-диоритового комплекса, и постепенно сменяются пятнисто-полосчатыми диоритизированными роговиками. В этих породах содержатся весьма многочисленные реликты исходных роговообманковых габбро, габбро-норитов и анортозитов. Интересно, что в анортозитах явления роговиковой перекристаллизации проявлены значительно слабее, чем в габбро и габбро-норитах. Анортозиты часто сохраняют основу своего структурного «каркаса», претерпевая главным образом лишь метасоматические изменения (деанортизация плагиоклаза, появление кварца и т. д.). В результате среди превращенных в роговики роговообманковых габбро и габбро-норитов сохраняются иногда «прослой» сравнительно слабоизмененных анортозитов. В более измененных породах метасоматизированные анортозиты уже не отличаются от лейкократовых пород тех жиллообразных зон осветления, которые являются результатом преобразования роговиков.

Часть диоритизированных роговиков Енгорбойского участка является, по-видимому, продуктом изменения кембрийских вулканогенных пород. Об этом свидетельствуют, на наш взгляд, наблюдающиеся здесь местами колебания азимутов простираения плоскостей гнейсовидности (от 60—65° СВ до 340° СЗ). Однако выделить диоритизированные роговики, образованные по порфирирам, не представляется возможным.

Большая часть западной половины Шараазаргинского массива (р. Мал. Шара-Азарга, приустьевая часть р. Бол. Шара-Азарга) слагается сравнительно однообразными по облику среднезернистыми гнейсовидными породами, варьирующими по составу от кварцевых диоритов до кварцевых сиенито-диоритов и содержащими довольно многочисленные останцы и реликты древних габбро. Выходы этих пород служат, как видно, продолжением северной части Модонкульского массива. Помимо останцов измененных древних габбро-норитов здесь встречаются также отдельные выходы неоднородных диоритизированных роговиков.

Характер преобразования древних габбровых пород уже отмечался при описании Малошараазаргинского габбро-норитового реликтового тела. Отмечались пересекающие его жилы и даечки существенно плагиоклазовых гранитов и плагиогранит-пегматитов, являющихся образованиями тоналит-диоритового комплекса.

У начала большой излучины р. Джиды, ближе к гранитам, слагающим западное окончание рассматриваемого массива, в кварцевых диоритах и сменяющих их здесь то и дело кварцевых сиенито-диоритах постепенно увеличиваются содержания микроклина и кварца, уменьшаются содержания роговой обманки и биотита, и породы приобретают постепенно

состав гранодиоритов. Гранодиориты, в свою очередь, далее на запад постепенно сменяются существенно плагиоклазовыми и порфиридовидными гранитами. Указанные переходы лучше всего прослеживаются в левом склоне р. Джиды, начиная от устьевой части р. Бол. Шара-Азарга.

Кварцевые сиенито-диориты представляют собой среднезернистые гнейсовидные и весьма меланократовые породы. Они слагаются плагиоклазом (~60%), кварцем (около 5%), калишпатом (1—2%), биотитом, зеленой роговой обманкой, магнетитом, сфеном и апатитом. Обращает внимание высокое содержание сфена (до 1%) и цветных минералов (25—30%). Главная масса плагиоклаза представлена весьма крупными, субпараллельно вытянутыми, часто изогнутыми и деформированными таблицами реликтового плагиоклаза габбро-норитов. Он деанортизирован (№ 35—37) и часто обнаруживает характерную пятнистую зональность. В краях зерен наблюдается грануляция и замещение плагиоклаза биотитом, роговой обманкой, кварцем и калишпатом. В отдельных зернах намечаются следы неясной, как бы просвечивающей ритмической зональности. Иногда сохраняются реликты первичного моноклинного пироксена.

В отдельных участках встречается новообразованный свежий плагиоклаз № 28—30. Он приурочен к кварцу и слагает очень мелкие, слабозональные, оформленные таблички. Роговая обманка и биотит обычно образуют похожие на псевдоморфозы компактные сростания и шлировидные, вытянутые по гнейсовидности скопления и цепочки зерен.

Реже встречаются пойкилобласты. Роговая обманка аналогична подщелоченной роговой обманке кварцевых диоритов ($2V = -60-62^\circ$), но нередко имеет пятнистую окраску. Микроструктуры пород главным образом бластические, с реакционным замещением одних минералов другими, и лишь в отдельных небольших участках — гипидиоморфнозернистые. Микротекстура неоднородная, гнейсовидная с элементами трахитоидности.

С приближением к гранитам, т. е. с перемещением в сторону центра бывшего плутона, состав кварцевых сиенито-диоритов постепенно меняется. Появляется больше ритмически-зонального плагиоклаза, увеличивается роль новообразованного более кислого плагиоклаза, возрастают содержания кварца и калишпата. Основность реликтового плагиоклаза (плагиоклаз I) понижается до 32—33% аортитовой молекулы, основность новообразованного плагиоклаза (плагиоклаз II) — до 27—28% аортитовой молекулы. Взамен сростков и скоплений роговой обманки и биотита большое развитие получают «дырчатые» пойкило- и порфиробласты роговой обманки и замещающие ее пойкилобласты биотита. С ними ассоциируют обильные сфен и магнетит.

Сфен образует местами пойкилобласты размером до 1 мм. Большое развитие приобретают гипидиоморфнозернистые структуры. С дальнейшим уменьшением содержаний биотита и роговой обманки и увеличением содержаний кварца и микроклина породы переходят в лейкократовые гнейсовидные кварцевые сиенито-диориты. Плагноклаз в них активно замещается микроклином с появлением характерных, содержащих мирмекиты «кружевных» зерен плагноклаза. Лейкократовые кварцевые сиенито-диориты постепенно сменяются затем гранодиоритами.

Гранодиориты представляют собой гнейсовидные мелкозернистые порфировидные породы с довольно большим (более 0,5%) содержанием сфена. Сохраняются местами элементы трахитоидности. Состав пород следующий: плагноклаз (около 40%), микроклин (около 25%), кварц (до 20%), биотит и роговая обманка (5—10%). Крупнотаблитчатый реликтовый плагноклаз (плагноклаз I) играет уже сравнительно небольшую роль. К тому же часто он «дооформлен» и имеет правильную форму зерен. Главную массу плагноклаза составляет новообразованный плагноклаз II. Средний состав его варьирует от № 24 до 30. Микроклин представлен нерешетчатой разностью ($2V = -77-80^\circ$, $P_{001}Nm = 15^\circ$) и местами содержит точечные пертиты. Всюду он активно замещает плагноклаз, образуя некрупные пойкилобласты. Микроструктуры главным образом гипидиоморфнозернистые и реакционные.

Местами среди гранодиоритов сохраняются реликтовые участки, сложенные кварцевыми сиенито-диоритами. Размер участков до нескольких метров.

С дальнейшим возрастанием содержаний кварца и резким уменьшением содержаний роговой обманки и биотита гранодиориты сменяются постепенно серыми мелкозернистыми, слабoporфировидными и вполне однородными гранитами, имеющими слабогнейсовидное сложение. Они вполне гомогенны, не содержат реликтовых включений и реликтовых минералов. Граниты состоят из 35—50% плагноклаза № 23—27, 30—35% кварца, 10—20% микроклина, 1—2% биотита и менее 1% роговой обманки. Показательно умеренное содержание микроклина. Встречаются в незначительном количестве сфен и магнетит. Плагноклаз образует таблитчатые, весьма идиоморфные зональные зерна разного размера; часто наблюдаются кучные скопления и сростки зерен. Встречаются отдельные зерна с пятнистым или разложенным основным ядром, окруженным каймой из ритмически повторяющихся зон. Микроклин соответствует упорядоченным разностям ($2V = -76-82^\circ$, $P_{001}Nm = 11-15^\circ$) и иногда содержит небольшие точечные пятна пертитов. Он образует неправильные порфировые выделения размером до 0,5—1 см и содержит включения зе-

рен плагиоклаза, биотита, роговой обманки и иногда кварца. Очень характерно реакционное замещение микроклином плагиоклаза с образованием мирмекитов. Кварц часто образует изометричные крупные поля, которые принимаются макроскопически за порфиновые вкрапленники; реже встречаются отдельные идиоморфные зерна. Местами он корродирует плагиоклаз и микроклин. Биотит встречается в виде неправильных мелких чешуек и часто тяготеет к промежуткам между зернами плагиоклаза. Изредка в виде единичных, мелких неправильных зерен присутствует роговая обманка, она замещается биотитом и корродируется кварцем. Микроструктура пород порфиroidная, гломерокристаллическая, гранитовая и в отдельных участках гранулитовая. Реакционные соотношения минералов в общем нехарактерны.

В отдельных участках в описываемых гранитах встречаются пегматоидные обособления микроклина, плагиоклаза и кварца. Содержащиеся в этом микроклине включения плагиоклаза и кварца свидетельствуют о позднемагматическом образовании микроклина. Местами в гранитах наблюдаются небольшие гнездовидные скопления порфириовых выделений микроклина. Размер обособлений около 2—5 см. Границы зерен микроклина неровные. Внутри зерен содержатся мелкие неправильные включения плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки и сфена и отчетливо видны следы замещения плагиоклаза. Судя по всему, микроклин является метасоматическим.

Граниты пересекаются кое-где маломощными одиночными жилами лейкократовых анлитовидных гранитов и гранит-пегматитов. Жильные граниты слагаются плагиоклазом № 15—17, микроклином, кварцем и незначительным количеством биотита. Встречаются сфен и ортит. Судя по составу и строению пород, они являются дополнительными инъекциями порфиroidных гранитов.

Как показывают наблюдения, и кварцевые сиенито-диориты, и гранодиориты, и порфиroidные граниты составляют вместе один эволюционный ряд гранитоидов. В то же время очевидно, что кварцевые сиенито-диориты и связанные с ними гранодиориты — негомогенные магматические образования и представляют собой не полностью преобразованные на месте древние габбровые породы. Напрашивается вывод, что порфиroidные граниты — конечный член данного ряда, и образовались они главным образом путем магматического замещения (Коржинский, 1952; Кузнецов, 1964). Небольшое (менее 1 км²) тело аналогичных гранитов наблюдалось нами восточнее — среди диоритизированных роговиков (рч. Мал. Шара-Азарга) и, возможно, является там интрузивным.

Прорывающие Шараазаргинский массив среднепалеозойские (?) существенно калишпатовые граниты и граносиениты

не оказывают на породы массива заметного воздействия. Контактные изменения в них наблюдаются лишь в узких приконтактных зонах, ограниченных главным образом первыми метрами. Это можно наблюдать по р. Джиде ниже с. Енгорбой и в левобережье р. Джиды выше устья р. Бол. Шара-Азарга. В контактовых зонах видно, что раннепалеозойские кварцевые сиенито-диориты подроблены и инъецированы сетью жил, имеющих зонки закалывания. Жилы сложены существенно калишпатовыми граносиенитами и местами «загрязнены» зашваченным материалом кварцевых сиенито-диоритов. Вблизи инъекций в кварцевых сиенито-диоритах отмечаются небольшие количества свойственных граносиенитам светлого биотита, гранофириподобных зерен кварца и калишпат-пертита. Наблюдаются местами новообразованные участки гранофиривого агрегата кварца и калишпата. Изредка встречается также характерная для граносиенитов бледно-зеленая роговая обманка ($2V = -71, -73^\circ, c:Ng = 18^\circ$).

МАССИВЫ ВТОРОЙ ГРУППЫ

Диорит-тоналитовые массивы этой группы занимают несколько обособленное положение. Залегая во флишоидных толщах условного среднего кембрия, они тяготеют к троговой части синклинория (Уленга-Дархинтуйская синклиналь). Барунгольский и Верхнебарунгольский массивы расположены в бассейне рч. Барунгол, а Верхнедархинтуйский и Дархинтуйский занимают бассейн правого притока р. Хамней — р. Дархинтуй. Слагающие эти тела гранитоиды повторяют все главные черты вещественного состава гранитоидов Модонкульского и Шаразаргинского массивов. В то же время наблюдается целый ряд особенностей, заставляющих выделять данную группу тел. Основные из них следующие: а) небольшие размеры, б) довольно простое строение тел, в) относительная выдержанность состава, г) сравнительно кислый состав гранитоидов, д) немногочисленность или практическое отсутствие ксенолитов боковых пород и е) слабые изменения боковых пород.

К телам выделяемой второй группы относятся Верхнебарунгольский (8 км²), Барунгольский (25 км²), Верхнедархинтуйский (10 км²) и Дархинтуйский (70—75 км²) массивы (см. рис. 2). Верхнебарунгольский и Барунгольский массивы ориентированы в северо-западном направлении примерно согласно с простиранием вмещающих нижнепалеозойских толщ. Верхнедархинтуйский и Дархинтуйский массивы по отношению к ним — секущие. Форма тел в плане большей частью удлиненная, приближающаяся к овальной. Исключение составляет Дархинтуйский массив, имеющий довольно сложную

форму. Массивы залегают во флишондных песчаниково-сланцевых и известняково-сланцевых толщах джидинской свиты среднего (?) кембрия. Барунгольский и Верхнедархинтуйский массивы приурочены к границам раздела осадочно-эффузивной и флишондной свит и, возможно, являются межформационными телами.

Все массивы лежат в стороне от интрузивов среднепалеозойских гранитоидов и не прорываются ими, но нередко частично перекрываются покровами мезозойских эффузивов и четвертичных базальтов. Кое-где массивы прорываются связанными с базальтовыми покровами молодыми дайками.

Соотношения рассматриваемых тел с массивами первой группы решаются на примере Барунгольского тела. Юго-восточная часть его (падь Дундуго) контактирует с разнообразными по облику сиенито-диоритовыми породами, содержащими реликтовые тела и включения метасоматизированных древних габбро-норитов и очень близкими к тем, которые представлены в Модонкульском и Шараазаргинском массивах. Слагаемое этими сиенито-диоритами тело (участок Хурай-Цакир) — очевидно, еще один блок первоначального раннепалеозойского гранитоидного плутона. Два сравнительно крупных останца аналогичных пород (см. рис. 2) оконтуриваются среди среднепалеозойских гранитов и граносиенитов к юго-востоку от с. Хурай-Цакир. Непосредственный контакт сиенито-диоритов с кварцевыми диоритами Барунгольского массива не виден, но с приближением к нему в кварцевых диоритах устанавливается совершенно отчетливое постепенное уменьшение зернистости и некоторое возрастание основности. Это свидетельствует, очевидно, о более позднем формировании гранитоидов Барунгольского массива.

Рассматриваемые массивы характеризуются весьма простым строением. Слагающие их гранитоиды отличаются довольно выдержанным и однообразным внешним видом, который повторяется в каждом массиве. Они представлены весьма однородными средне- и мелкозернистыми, местами слабопорфировидными светло-серыми породами массивного (очень редко слабогнейсовидного) сложения и имеют состав биотитового или роговообманково-биотитового кварцевого диорита и тоналита, лишь в очень редких случаях отклоняются местами до гранодиорита. Для пород в целом характерен существенно плагиоклазовый состав и отсутствие (или очень низкие содержания) калиевого полевого шпата. Эндоконтактовые изменения проявлены очень слабо и сводятся главным образом к появлению более мелкозернистых слабопорфировидных структур. Изменения в составе при этом очень незначительны и лишь изредка сопровождаются появлением небольшого количества ксенолитов. Последние вообще встречаются довольно редко.

Химический состав пород ранне

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
<i>Модонкульский</i>						
1	56,94	1,10	16,64	2,70	4,54	0,14
2	59,32	1,22	15,13	2,03	4,84	0,14
3	59,00	1,08	17,20	2,02	5,71	0,26
4	60,00	0,94	16,30	2,07	4,30	0,18
5	59,00	0,92	15,00	2,54	5,19	0,20
6	60,00	1,00	16,40	3,22	4,53	0,18
7	58,00	1,02	16,05	2,06	6,31	0,14
8	59,50	0,98	15,50	2,41	4,45	0,24
9	52,50	1,60	14,13	5,36	5,49	0,26
10	48,00	1,46	18,20	4,78	6,38	0,26
11	56,00	1,35	15,20	3,43	5,79	0,18
12	57,00	0,91	16,30	2,60	5,27	0,20
13	58,16	1,22	16,42	3,46	5,07	0,16
14	55,06	1,25	16,64	2,37	5,45	0,14
15	58,00	0,90	17,60	2,53	5,34	0,16
16	67,00	0,62	13,80	1,66	3,49	0,12
17	65,00	0,62	16,20	2,31	3,26	0,10
18	65,00	0,23	17,20	0,94	2,15	0,05
<i>Шараазаргинский</i>						
19	50,00	1,15	14,40	3,58	7,20	0,26
20	50,00	1,32	18,68	4,07	5,16	0,12
21	57,92	0,92	16,66	3,00	4,93	0,09
22	56,48	1,25	18,15	2,70	4,54	0,11
23	60,00	1,18	14,70	2,65	4,60	0,20
24	63,80	0,71	12,50	1,78	4,38	0,14
25	63,00	0,75	15,20	2,12	2,89	0,18
26	62,00	0,72	12,40	2,34	4,60	0,18
27	58,76	0,74	17,35	2,63	4,41	0,09
28	65,00	0,62	15,70	1,93	3,49	0,14
29	65,52	0,66	16,08	1,22	2,70	0,04
30	66,60	0,62	15,73	1,47	2,16	0,03
31	71,18	0,28	14,58	0,93	1,85	0,03
32	70,60	0,32	14,70	0,83	1,55	0,05

палеозойского гранитоидного комплекса

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
<i>массив</i>							
3,57	5,91	4,05	1,94	0,24	0,30	1,60	99,67
4,08	4,73	4,30	1,73	0,26	0,37	1,52	99,72
3,70	5,50	4,14	0,81	—	—	1,22	100,64
3,20	5,10	4,36	1,84	—	—	1,46	99,75
4,20	5,36	3,67	1,75	—	—	1,88	99,71
3,15	4,90	3,90	1,47	—	—	1,56	100,31
3,40	5,70	4,14	2,03	—	—	0,90	100,75
4,10	5,30	5,10	2,40	—	—	0,90	100,88
5,20	5,40	3,91	1,33	—	—	4,46	99,64
6,10	8,50	3,24	0,81	—	—	1,76	99,49
4,60	7,40	3,83	0,96	—	—	1,20	99,94
5,20	4,80	3,93	1,64	—	—	2,40	100,25
3,23	6,15	4,15	1,62	—	0,35	0,56	100,55
4,08	6,86	3,98	1,95	0,22	0,25	1,80	100,05
2,50	5,10	4,12	1,71	—	—	2,62	100,58
2,30	3,80	3,97	2,25	—	—	0,84	99,85
1,90	4,20	4,18	1,26	—	—	0,80	99,83
1,30	5,30	4,83	1,52	—	—	1,24	99,76
<i>массив</i>							
8,00	8,10	2,90	0,90	—	—	3,14	99,63
5,88	6,05	4,30	1,40	0,54	0,12	3,09	100,73
3,37	5,18	4,09	1,69	0,34	0,10	2,29	100,58
2,72	6,86	4,37	1,20	0,14	0,40	1,08	100,0
4,20	6,40	3,97	1,56	—	—	0,94	100,4
3,48	8,13	3,58	0,56	—	—	1,04	100,1
2,70	5,10	5,50	0,92	—	—	1,34	99,70
4,00	6,50	4,35	1,14	—	—	1,68	99,91
3,02	6,17	4,03	1,53	0,34	0,09	1,53	100,65
2,07	3,40	4,84	1,61	—	—	1,28	100,08
2,13	3,33	4,69	2,31	0,18	0,10	1,00	99,96
1,73	2,82	5,13	2,91	0,20	0,15	0,86	100,41
0,68	1,79	4,40	2,57	0,36	0,04	0,89	99,58
1,24	1,98	4,50	2,91	0,12	0,06	0,89	99,75

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
<i>Хурайцакирский</i>						
33	58,26	1,02	16,64	2,86	3,79	0,16
<i>Верхнебарунгольский</i>						
34	64,68	0,46	16,80	1,07	2,77	0,06
35	68,10	0,20	15,50	0,16	2,23	0,03
<i>Барунгольский</i>						
36	65,60	0,50	16,85	1,77	2,65	0,08
37	65,66	0,52	16,42	1,14	2,50	0,05
38	67,00	0,46	16,70	1,28	2,75	0,06
<i>Дархунтуйский</i>						
39	66,40	0,50	16,66	0,70	2,85	0,03
40	64,36	0,50	17,08	1,40	2,85	0,05
41	64,40	0,54	16,66	1,21	3,02	0,05
42	66,36	0,46	16,66	0,93	2,63	0,04
43	67,80	0,32	17,06	1,04	2,23	0,03
44	66,04	0,46	17,06	1,21	2,39	0,05
45	69,30	0,36	14,69	0,93	2,01	0,05
46	64,44	0,50	17,28	0,82	2,93	0,05
47	73,14	0,08	12,86	2,59	1,15	0,03
<i>Верхнедархунтуйский</i>						
48	64,62	0,54	16,95	1,32	2,77	0,05
49	63,84	0,50	17,12	1,30	2,85	0,05

Примечания: 1—18 — породы Модонкульского массива: 1 — среднезернистый рч. Инкур); 2 — то же (правобережье р. Джиды, водораздел рек Джиды и Модон то же (левый борт р. Джиды, близ устья рч. Инкур); 5 — то же (левобережье (левый борт р. Джиды, близ устья рч. Нурты); 9 — то же (правобережье р. Джиды, в кварцевом диорите (левый борт р. Джиды, выше устья рч. Инкур); 11 — мелкозернистый р. Джиды, в устье рч. Нурты); 12 — диоритизированный роговик (рч. Симка); 13 — 14 — то же (правый борт р. Модонкуль, напротив устья рч. Симка); 15 — то же р. Модонкуль в 4,5 км выше устья); 17 — неравнозернистый биотит роговообман- стый биотит-роговообманковый гранодиорит (водораздел рек Джиды и Модонкуль), (ср. теч. р. Бол. Шара-Азарга); 20 — диоритизированный роговик (там же); 21 — роговик (там же); 23 — среднезернистый гнейсовидный биотит-роговообманковый (там же); 27 — среднезернистый биотит-роговообманковый кварцевый диорит (правый манковый тоналит (среднее течение р. Бол. Шара-Азарга); 29 — среднезернистый устья р. Бол. Шара-Азарга); 30 — среднезернистый гнейсовидный биотит-роговообман- нит (там же); 32 — среднезернистый роговообманковый биотитовый гранит (рч. Мал. кир). 34—35 — породы Верхнебарунгольского массива: 34 — среднезернистый роговооб- порфировидный гранодиорит (там же). 36—38 — породы Барунгольского массива: 36 — обманково-биотитовый тоналит (там же); 38 — то же (там же). 39—47 — породы Дар (междуречье рч. Цакирка и р. Дархунтуй); 40 — среднезернистый слабопорфировидный 41 — мелкозернистый слабопорфировидный роговообманково-биотитовый кварцевый порфировидный роговообманково-биотитовый кварцевый диорит (левый борт рч. (водораздел рек Цакирка и Дархунтуй); 44 — среднезернистый слабопорфировидный ка); 46 — мелкозернистый слабопорфировидный роговообманково-биотитовый тоналит (среднее течение р. Дархунтуй). 48—49 — породы Верхнедархунтуйского массива: 48 — (верхнее течение р. Дархунтуй); 49 — мелкозернистый роговообманково-биотитовый нены в химико-аналитической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН метре в Институте геологии и геофизики СО АН СССР М. И. Зеркаловой под руковод

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
<i>массив</i>								
	2,89	4,73	5,00	3,93	—	0,29	0,54	100,11
<i>массив</i>								
	2,61	4,26	4,40	1,49	0,26	0,14	0,95	99,95
	1,07	3,21	4,87	3,19	0,26	0,03	0,81	99,66
<i>массив</i>								
	1,53	4,49	4,83	1,48	0,10	0,15	0,70	100,70
	1,53	4,49	4,40	1,50	0,18	0,35	0,86	99,58
	1,60	3,00	4,50	1,25	—	—	0,82	99,42
<i>массив</i>								
	1,87	3,27	5,04	1,60	0,24	0,10	1,02	100,28
	2,27	3,52	4,49	1,59	0,36	0,12	1,30	100,04
	2,44	3,88	4,39	1,44	0,36	0,10	1,40	99,89
	2,08	3,45	4,98	1,59	0,14	0,09	1,15	100,56
	1,33	2,53	5,37	1,37	0,28	0,17	0,85	100,38
	1,19	3,64	5,07	1,51	0,18	0,09	0,95	99,82
	1,73	2,47	4,98	1,85	0,26	0,09	1,02	99,74
	2,22	3,58	4,87	1,40	0,30	0,09	1,17	99,65
	—	0,74	3,34	5,73	0,26	0,01	0,75	100,68
<i>массив</i>								
	2,31	3,60	4,88	1,62	0,28	0,11	1,27	100,32
	2,13	4,00	4,88	1,55	0,24	0,10	2,00	100,56

биотит-роговообманковый кварцевый диорит (правобережье р. Джиды близ устья куль); 3 — то же (левобережье р. Джиды, водораздел падей Бильчир и Дабан); 4 — р. Джиды выше с. Хужир); 6 — то же (там же); 7 — то же (там же); 8 — то же (водораздел рек Модонкуль и Джиды); 10 — диоритизированный роговик из включения нистый «игольчатый» диорит из включения в кварцевом диорите (левый борт среднезернистый биотит-роговообманковый кварцевый сениито-диорит (рч. Симка); (рч. Симка); 16 — среднезернистый биотит-роговообманковый гранодиорит (левый борт ковый гранодиорит (левый борт р. Джиды, близ устья рч. Нурта); 18 — среднезерни-19 — 32 — породы Шараазаргинского массива: 19 — меланократовый диорит мелкозернистый гнейсовидный кварцевый диорит (там же); 22 — диоритизированный кварцевый диорит (там же); 24 — то же (там же); 25 — то же (там же); 26 — то же (приток р. Бол. Шара-Азарга — рч. Шибэртуй); 28 — среднезернистый биотит-роговооб-гнейсовидный биотит-роговообманковый кварцевый сениито-диорит (р. Джиды, выше ковый гранодиорит (там же); 31 — мелкозернистый порфириовидный биотитовый гра-Шара-Азарга). 33 — биотит-роговообманковый сениито-диорит (к северу от Хурай-Цаманково-биотитовый тоналит (верх. р. Бол. Шара-Азарга); 35 — лейкократовый слабо-среднезернистый биотитовый тоналит (рч. Барун-Гол); 37 — среднезернистый рогово-хинтуйского массива: 39 — среднезернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит роговообманково-биотитовый тоналит (среднее течение р. Дархинтуй, правый склон); Диорит (правый склон р. Дархинтуй, среднее течение); 42 — среднезернистый слабо-Цакирка); 43 — мелкозернистый порфириовидный роговообманково-биотитовый тоналит роговообманково-биотитовый тоналит (там же); 45 — то же (левый склон рч. Цакир- (водораздел рек Дархинтуй и Цакирка); 47 — лейкократовый аллитовидный гранит слабопорфириовидный среднезернистый роговообманково-биотитовый кварцевый диорит кварцевый диорит (там же). Анализы № 1—2, 13—14, 20—22, 27, 29—37, 39—49 — выпол-СССР П. А. Сердюковой. Анализы № 3—12, 15—19, 23—26, 28, 38 выполнены на кварц-ством Н.В. Арнаутова.

При всем большом сходстве в строении рассматриваемых массивов намечаются и некоторые, в общем совершенно незначительные черты различия. Так, например, гранодиориты встречаются только в самом крупном Дархинтуйском массиве. Особенность этого массива — присутствие в эндоконтактных зонах лейкократовых гранитов жильной серии и редких даек кварцевых диорит-порфиритов, являющихся дайковыми образованиями второго этапа. Одиночные жилы лейкократовых гранитов отмечены, кроме того, у северо-восточного контакта Барунгольского и в западном эндоконтакте Верхнебарунгульского массивов; в Верхнедархинтуйском они отсутствуют.

Породы главной фации массивов, слагающие большую часть площади каждого из них, представлены средне- и реже мелкозернистыми, часто слабопорфировидными тоналитами. К ним мы относим породы, состоящие в среднем из 55—60% плагиоклаза (андезина и олигоклаз-андезина), 20—25% кварца и примерно 5—15% биотита и роговой обманки. По содержанию плагиоклаза и его основности эти породы соответствуют примерно кварцевым диоритам, но по количеству кварца они отвечают гранодиоритам или даже гранитам. По петрохимическим параметрам ($a = 11—13,5$; $n = 70—86$; $S = 74—88$) они располагаются между кварцевыми диоритами и гранодиоритами по Дэли (табл. 1). Более чем на 50% тоналиты слагаются зональным, часто ритмически-зональным плагиоклазом, образующим характерные кучные скопления, сложные сростки зерен и правильные блок-кристаллы с рядом общих краевых зон. Обращает внимание правильная идиоморфная форма зерен. Размер их самый различный: от крупных (3—7 мм) до очень мелких (десятые доли миллиметра). Плагиоклаз порфировых выделений (плагиоклаз I) имеет повторяющуюся зональность и образует сростки из нескольких зерен. Число четких ритмов нередко равно десяти; общее число различных зон доходит до 40—50. При этом наблюдается иногда несколько ядер.

Интересно, что ближе к краям в ритмически-зональных зернах встречаются включения мелких зерен роговой обманки и иногда включения неправильных мелких зерен слабо-зонального плагиоклаза. Все это указывает, вероятно, на очень быструю кристаллизацию ритмически-зонального плагиоклаза. В некоторых случаях ядра и отдельные промежуточные зоны имеют пятнистое угасание. Иногда концентрическая зональность представляется очень неясной, как бы просвечивающей. В некоторых разностях тоналитов Дархинтуйского и Барунгольского массивов наблюдались следы связанной с полисинтетическим двойникованием гомогенизации плагиоклаза. Хорошо видно, как в намечающихся внутри ритмически-зонального плагиоклаза двойниковых полосок зональность исчезает и плагиоклаз выглядит здесь вполне однородным.

Это подтверждает, очевидно одновременность полисинтетического двойникования плагиоклаза и его упорядочения (Марфунин, 1962). Основность плагиоклаза I варьирует от 35—38% анортитовой молекулы в центре зерен до 24—27% анортитовой молекулы в краях. Менее крупные зерна имеют аналогичную или несколько меньшую основность (29—33% анортитовой молекулы). Мелкие таблички плагиоклаза II имеют очень небольшое число зон. Они отвечают в среднем плагиоклазу № 25—27 или № 21—22. Кварц образует довольно большие «поля» и ксеноморфен ко всем минералам. Ближе к контактам массива он обнаруживает местами следы катаклаза с появлением мозаичных структур.

Содержание биотита, как правило, всюду превышает содержание роговой обманки. Он представлен темно-коричневой разностью с n_m , равным 1,630—632, и нередко образует в тоналитах характерные, довольно крупные, часто деформированные пластинки размером до 4—6 мм. Чаще всего биотит приурочен к стыкам плагиоклазовых зерен и обрастает их. Изредка присутствуют пойкилобласты биотита; встречаются шлировидные скопления. Биотит идиоморфен к кварцу или корродируется им.

Роговая обманка встречается в тоналитах обычно в очень небольших по сравнению с биотитом количествах в виде небольших скоплений мелких зернышек. В единичных случаях встречались, кроме того, одиночные, сравнительно крупные зерна. Нередко роговая обманка частично замещается биотитом. Представлена она довольно густой по цвету зеленой разностью. Состав и свойства ее варьируют в разных массивах. Так, в Верхнебарунгольском и Барунгольском массивах она аналогична роговой обманке гранитоидов Шараазаргинского и Модонкульского массивов ($2V = -60-66^\circ$, $c : Ng = 15-16^\circ$). В Дархинтуйском массиве роговая обманка представлена сильно подщелоченной разностью и характеризуется заметными слабо-синеватыми оттенками. Величина угла оптических осей $2V$ варьирует в ней от -52 до -62° ; $c : Ng = 15-19^\circ$. В Барунгольском и Верхнедархинтуйском массивах встречается, кроме того, довольно светлая роговая обманка с $2V$, равным $-72-73^\circ$; $c : Ng = 14-15^\circ$.

Калишпат присутствует в ничтожных количествах лишь в разностях, переходных к гранодиоритам.

К минералам-примесям в тоналитах относятся сфен, магнетит и апатит. Встречаются ортит и эпидот.

Микроструктуры тоналитов очень характерные — гломерокристаллические, слабопорфиroidные монцититоподобные, с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза к кварцу и с групповым распределением плагиоклаза и кварца. Реакционные взаимоотношения минералов нехарактерны. Микроструктура сравнительно однородная, массивная.

Гранодиориты связаны с тоналитами постепенными переходами, встречаются в центральной части Дархинтуйского и Верхнебарунгольского массивов. Они характеризуются среднезернистыми структурами и близки к тоналитам, отличаясь от них присутствием калишпата (не более 10%) и иногда несколько более высоким (20—30%) содержанием кварца. Характерно постоянное присутствие ортита. Изредка отмечается также циркон. Калишпат представлен нерешетчатым или неяснорешетчатым микроклином ($2V = -87-88^\circ$, $P_{001}Nm = 8-11^\circ$) и иногда содержит точечные пятна пертитов. Он образует мелкие зерна. Местами он частично замещает плагиоклаз с образованием мирмекитов, а местами образует ксеноморфные к плагиоклазу зерна, что указывает, по-видимому, на магматический характер микроклина. Очень редко встречаются мелкие пойкилобласты. Появление микроклина сопровождается обычно появлением довольно большого (до 10%) количества сравнительно крупных лепешковидных пластинок биотита.

С приближением к контактам содержание кварца в тоналитах постепенно уменьшается, и наблюдается некоторое обогащение цветными минералами — главным образом за счет увеличения содержания роговой обманки. Состав плагиоклаза при этом почти не меняется. Породы становятся более мелкозернистыми, одновременно с этим увеличивается количество порфириновых выделений ритмически-зонального плагиоклаза; изредка появляются также одиночные порфириновые выделения роговой обманки. В результате всех этих изменений тоналиты сменяются постепенно мелкозернистыми порфировидными кварцевыми диоритами эндоконтактной фации. Иногда в них присутствует небольшое (2—3%) количество микроклина. В непосредственном контакте с вмещающими породами кварцевые диориты приобретают иногда резко порфировидные структуры и переходят в породы типа кварцевых диорит-порфиритов. Характерной особенностью гранитоидов эндоконтактной фации является обилие в них эпимагматических минералов: эпидота, хлорита, серицита.

Местами в кварцевых диоритах встречаются ксенолиты. В Верхнедархинтуйском и Барунгольском массивах они практически отсутствуют. В Дархинтуйском массиве они встречаются главным образом близ северного и юго-западного контактов. Размер ксенолитов до нескольких сантиметров. Форма овальная или угловатая. Границы весьма четкие. Судя по составу, ксенолиты не являются местными. Породы ксенолитов представлены микро- и тонкозернистыми биотитизированными роговообманково-плагиоклазовыми роговиками. В краях ксенолитов присутствуют пойкилобласты кварца и изредка микроклина. Для пород сильноизмененных ксенолитов очень характерны пойкилобласты и порфириновые выделения много-

зонального плагиоклаза, а также порфиروبласты роговой обманки и пойкилобласты биотита. Глубокоизмененные включения очень близки к «игольчатым» кварцевым диоритам. Они представляют существенно плагиоклазовые породы, близкие или переходные к вмещающим их кварцевым диоритам. Содержащиеся в породах этих ксенолитов порфиновые выделения многозонального плагиоклаза не отличаются местами от порфириновых выделений в кварцевых диоритах. Часто наблюдаются также монцититовоподобные структуры, и нередко встречаются пойкилобласты микроклина. В некоторых случаях породы ксенолитов оказываются обогащенными эпимагматическими эпидотом, хлоритом, серицитом.

Вмещающие породы изменены очень слабо. Признаки контактовых преобразований обычно появляются в них практически лишь у самого контакта. Ширина контактового ореола не превышает сотни метров. Это относится не только к контактам с флишоидными толщами, но и с порфиритами (Верхнедархинтуйский массив). Породы вмещающих флишоидных толщ представлены главным образом плагиоклаз-кварцево-известковистыми песчаниками, алевролитами и сланцами и известняками с примесью обломочного материала. Наиболее измененные породы представляют роговики и мраморы, которые не обнаруживают каких-либо существенных следов метасоматоза или собирательной перекристаллизации и относятся к «классическим» микрозернистым роговикам. Они имеют серый, зеленовато-серый и черно-зеленый цвет. В роговикованных тонко переслаивающихся породах хорошо видно, что состав роговиков определялся исключительно исходным составом первоначальных осадочных образований. Это видно в унаследовании текстурами роговиков первичной слоистости пород. Состав таких полосчатых роговиков часто варьирует от «слоя» к «слою» не только в одной глыбе, но и в одном образце и даже в одном шлифе, меняясь от плагиоклаз-диопсид-клиноцоизитовых, плагиоклаз-роговообманково-диопсидовых и кальцит-диопсид-клиноцоизитовых до биотит-роговообманково-плагиоклазовых, кальцит-биотит-роговообманковых, биотит-кварц-плагиоклазовых и других разностей. Нередко здесь же встречаются весьма слабо роговикованные разности песчаников с небольшим количеством новообразованных биотита и роговой обманки. Обломочный материал кварца и плагиоклаза в них не изменен. С удалением от контактов уже на расстоянии примерно 200—300 м в качестве возможных новообразований в известковистых породах отмечается лишь слабая мраморизация и появление редких жилок светлого или темного (с углистыми включениями) кальцита. Непосредственный контакт гранитоидов с роговиками, образованными по породам флишоидной свиты, наблюдался нами на юго-восточной окраине Дархинтуйского массива. Измененные боковые

породы представлены здесь различными мраморами и известково-силикатными роговниками с диопсидом, энидотом, роговой обманкой и биотитом. Кварцевые диориты в контакте с ними становятся резкопорфировидными и переходят в породы типа кварцевых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров. Они несут при этом следы довольно интенсивного катаклаза. От контактирующих с ними роговников они отделены своеобразной лейкократовой оторочкой гранит-пегматита или лейкократового аплитовидного гранита, от которого кое-где ответвляются пересекающие роговики кварцевые прожилки. Ширина лейкократовой оторочки не более 5 см. Слабые изменения гранитондов в контактах, небольшая ширина контактового ореола и, наконец, слабое развитие высокотемпературных минеральных ассоциаций в контактовых породах рассмотренных массивов свидетельствуют о сравнительной «сухости» контактов и слабой химической активности гранитондов.

Как уже отмечалось, в эндоконтактных зонах Дархинтуйского и в некоторых эндоконтактных участках Барунгольского и Верхнебарунгольского массивов встречаются маломощные даечки лейкократовых аплитовидных гранитов и микрогранит-пегматитов. Изредка вместе с ними ассоциируют одиночные жилки кварца. Названные жильные граниты пользуются довольно заметным развитием в Дархинтуйском массиве. Мощность даечек от 1—2 до 10—15 см, изредка до 30—35 см. Они представлены лейкократовыми биотитовыми аплитовидными и пегматоидными гранитами и микрогранит-пегматитами и пересекают вмещающие их кварцевые диориты и тоналиты с четкими и резкими контактами. Чаще всего зоны закалывания не наблюдаются. Нередко вместо них встречаются микропегматитовые оторочки. Местами в зальбандах наблюдается некоторое увеличение содержания калишпата. Состав слагающих названные даечки гранитовых пород довольно непостоянен и варьирует от состава существенно плагиоклазового гранита до состава нормального гранита. Чаще всего плагиоклаз, калишпат и кварц содержатся примерно в равных количествах, но иногда содержание плагиоклаза возрастает почти до 50%, а количество калишпата соответственно падает при этом почти до 10%. Породы слагаются однородным или реже зональным плагиоклазом № 11—24, кварцем, микроклином и незначительной примесью биотита и магнетита. Встречаются сфен, ортит и изредка роговая обманка. Биотит часто обесцвечен. Микроклин представлен неяснорешетчатой разновидностью и нередко содержит немногочисленные редкие жилки пертитов. Микроструктура мелко- и тонкозернистая и варьирует (нередко в пределах одной жилы) от аплитовой и гранитовой до микропегматитовой. В некоторых разновидностях существенно плагиоклазовых гранитов намечается слабопорфировидная структу-

ра. Особенности минерального состава жильных гранитовых пород и взаимоотношения их с вмещающими кварцевыми диоритами и тоналитами свидетельствуют о том, что они являются дополнительными инъекциями более кислого гранитоидного расплава.

В эндоконтактных зонах Дархинтуйского массива помимо даечек лейкократовых гранитов и гранит-пегматитов встречаются, кроме того, дайки кварцевых диорит-порфиров. Они пересекают кварцевые диориты и тоналиты и прорывающие их лейкократовые жильные граниты и изредка выходят в экзоконтактную зону массива. Мощность даек достигает нескольких метров. Порфиновые выделения в дайках представлены чаще всего многозональным плагиоклазом № 32—35, темно-коричневым биотитом, зеленой подщелоченной и нередко зональной роговой обманкой и кварцем. Главную массу вкрапленников составляет плагиоклаз. Иногда намечаются две генерации вкрапленников плагиоклаза. Очень часто они образуют группы зерен и сростки. Встречаются также гломеропорфиновые образования и срастания вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки, плагиоклаза и биотита. Плагиоклаз и биотит совершенно аналогичны плагиоклазу и биотиту кварцевых диоритов и тоналитов. Роговая обманка в краях зерен сильно подщелоченная, с отчетливым синеватым оттенком. Иногда количество кварцевых вкрапленников очень незначительно, а в некоторых дайках они отсутствуют вообще. Встречаются оплавленные округлые вкрапленники кварца и плагиоклаза. Вкрапленники роговой обманки нередко частично или полностью метасоматически замещаются с краев биотитом. Некоторые порфиновые выделения биотита являются, таким образом, псевдоморфозами по роговой обманке. Иногда биотит во вкрапленниках отсутствует, и в основной массе пород присутствует тогда калиевый полевошпат.

Основная масса кварцевых диорит-порфиров представляет собой фельзитоподобный, аллотриоморфнозернистый и изредка микропойкилитовый агрегат плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Встречаются магнетит, апатит, кальцит и эпидот. Очень часто основная масса обнаруживает четкую флюидалность, обусловленную наличием «потоков» из чешуек биотита, иголочек амфибола и изредка табличек плагиоклаза. Ориентировка вкрапленников обычно не подчиняется флюидалности.

Контакты описанных даек с вмещающими их кварцевыми диоритами и тоналитами отчетливо интрузивные, с зонами закалывания. В некоторых случаях в контактах с дайками кварцевые диориты и тоналиты оказываются трещиноватыми и инъецированными тонкими жилками кварцевых диорит-порфиров. Все это указывает, таким образом, на то, что

формирование даек происходило уже после консолидации массива и что источник расплава был расположен сравнительно глубоко. В то же время отчетливое сходство особенностей состава и строения кварцевых диорит-порфиритов с особенностями состава и строения кварцевых диоритов и тоналитов однозначно свидетельствует об их генетической связи. Описанные дайки следует считать, очевидно, дайковыми образованиями второго этапа.

Рассматриваемые особенности вещественного состава, строения и условий залегания массивов второй группы позволяют отнести их к интродуцированным телам. Об этом свидетельствуют выдержанность состава гранитоидов и наличие глубинных ксенолитов, отсутствие зависимости состава гранитоидов от состава вмещающих толщ и некоторые другие особенности. В то же время рассмотренные гранитоиды аналогичны соответствующим разностям пород Шараазаргинского и Модонкульского массивов. Это доказывается общими особенностями их минерального состава, характером породообразующих минералов и одинаковыми микроструктурными особенностями и подтверждается, наконец, общностью петрохимических черт гранитоидов (см. табл. 1, анализы 16—18, 28, 31—32 и 34—49). Различие состоит в том, что тоналиты и гранодиориты Модонкульского и Шараазаргинского массивов в отличие от пород массивов второй группы большей частью образованы на месте и поэтому характеризуются неоднородными текстурами и присутствием реликтовых включений диоритизированных роговиков.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ТОНАЛИТ-ДИОРИТОВОГО КОМПЛЕКСА ДЖИДИНСКОГО РАЙОНА

Формирование раннепалеозойского тоналит-диоритового комплекса связано во времени с консолидацией Джидинской структурно-фациальной зоны. Тела раннепалеозойских гранитоидов не выходят за пределы Джидинской зоны и прорывают все смятые в складки нижнепалеозойские отложения, залегая в то же время грубо согласно с региональным простираем нижнепалеозойских толщ и главных тектонических нарушений, принадлежащих, по данным П. М. Хренова (1971), Л. М. Щупака (1971), к крупным длительно развивавшимся разломам. Тоналит-диоритовый комплекс относится, таким образом, к проявлениям сининверсионного позднеорогенного гранитоидного магматизма (Кузнецов, 1967).

Модонкульский и Шараазаргинский массивы представляют собой блоки первоначально единого крупного плутона, распо-

ложенного в западном крыле синклиория и формировавшегося, судя по всему, главным образом на месте путем магматического замещения (Коржинский, 1952; Кузнецов, 1964). В ряде случаев некоторые контакты этих блоков, по-видимому, являются сорванными. Более мелкие гранитоидные тела, к которым принадлежат Дархинтуйский, Верхнедархинтуйский, Барунгольский и Верхнебарунгольский массивы, являются интродуцированными. Они тяготеют к троговой части синклиория и расположены на пересечении выделенных по геофизическим данным крупных разломов, приуроченных к зонам сочленения разных блоков фундамента (Щупак, 1971).

Раннепалеозойский гранитоидный комплекс довольно пестрый по составу. Ассоциирующие с гранитоидами габбровые породы не принадлежат, однако, к этому комплексу, являясь представителями более древней самостоятельной интрузии. Гранитоидный комплекс содержит в своем объеме породы диоритового состава, кварцевые диориты, тоналиты, существенно плагиоклазовые граниты и гранодиориты. Тот же тип ассоциации прослеживается к западу и востоку от рассмотренного района в составе Купчинского и Улейгчинского плутонов. Особенность состава комплекса — практически полное отсутствие в нем нормальных гранитов. Они встречаются только в жильной серии. Комплекс не является многофазным в обычном понимании этого слова. Намечаемые в его составе группы гранитоидов связаны между собой постепенными переходами и не являются продуктами последовательных «фаз внедрения».

По минеральному составу и условиям образования можно выделить несколько главных типов пород, составляющих вместе один эволюционный ряд: а — диоритовидные породы; б — кварцевые диориты; в — тоналиты, гранодиориты, существенно плагиоклазовые граниты, г — лейкократовые жильные граниты и гранит-пегматиты.

Диоритовидные породы играют довольно большую роль в строении массивов первой группы и являются измененными боковыми породами — диоритизированными роговиками или метасоматизированными древними габбро. Кварцевые диориты массивов первой группы — не чисто магматические образования. Это продукты кристаллизации образованного на месте неомогенного расплава, которые содержат массу макро- и микровключений реликтового материала. В массивах второй группы кварцевые диориты представляют собой уже весьма однообразные и выдержанные по составу разновидности, связанные с тоналитами и являющиеся фаціальными разновидностями последних.

Тоналиты, гранодиориты и существенно плагиоклазовые граниты — вполне гомогенные магматические образования. В Модонкульском и Шараазаргинском массивах они слагают лишь отдельные небольшие участки и жилообразные и дайко-

подобные тела, которые не имеют определенных контактов, содержат измененные реликтовые включения боковых пород и залегают главным образом на месте своего образования. В строении массивов второй группы тоналиты играют главную роль. При этом почти не содержат ксенолитов.

Лейкократовые биотитовые жильные граниты и гранит-пегматиты являются самыми поздними и самыми кислыми, хотя и довольно непостоянными по составу, гомогенными магматическими образованиями тоналит-диоритового комплекса. К ним относятся нормальные и существенно плагиоклазовые разновидности гранитов. Особенности их состава и строения и условия залегания свидетельствуют о том, что они принадлежат к дополнительным инъекциям существенно плагиоклазовых гранитов, кварцевых диоритов и тоналитов. Данная группа пользуется, однако, весьма незначительным развитием. Исключение составляет лишь Дархинтуйский массив.

Гранитоиды с щелочным уклоном также не имеют в данном комплексе какого-либо заметного распространения. Они встречаются очень редко и представляют собой результат метасоматического преобразования древних габбровых пород (западная часть Шараазаргинского массива и массив Хурай-Цакир).

Почти все гранитоиды раннепалеозойского тоналит-диоритового комплекса — существенно плагиоклазовые породы. Калишпат в них — редкий минерал. Заметным количественным развитием пользуются роговая обманка и биотит. Плагиоклаз характеризуется высоким содержанием анортитовой молекулы и имеет своеобразное зональное (часто пятнисто-зональное или ритмически-зональное) строение. Намечается несколько генераций плагиоклаза, в том числе деанортизированный реликтовый или метаморфогенный плагиоклаз. Встречающийся местами калишпат отвечает промежуточному или максимальному микроклину с разной степенью упорядоченности, о чем свидетельствуют разные значения величины угла $2V$. Микроклин чаще всего лишен пертитов или же содержит лишь мелкие точечные пятна их. Характер выделений микроклина свидетельствует о его метасоматическом или позднем магматическом образовании. Свойства и условия кристаллизации роговых обманок непостоянны и варьируют в зависимости от принадлежности их к той или иной группе гранитоидов. Намечаются два типа роговых обманок: более ранняя метаморфогенная с довольно высоким содержанием актинолитовой молекулы и более поздняя, кристаллизовавшаяся из жидкости-расплава, подщелоченная.

По числовым петрохимическим характеристикам А. Н. Заварицкого, гранитоиды рассматриваемого раннепалеозойского комплекса принадлежат к слабопересыщенным и пересыщенным SiO_2 ($Q=5-24$) и богатым $(a/c=3-6)$ и умеренно

богатым ($a/c=2-4$) щелочами породам. Значения параметра « a » варьируют в среднем от 11 до 13. При этом для всех пород характерен натровый уклон щелочности ($n=75-88$), что ставит данный комплекс в ряд гранитоидных ассоциаций натровой линии. Величина параметра « S » меняется от 65—70 в кварцевых диоритах до 75 в тоналитах и 80 в лейкократовых жильных гранитах. Значения параметра « b » варьируют в широких пределах от 16—20 в диоритизированных и измененных боковых породах и кварцевых диоритах до 6—9 в тоналитах. Для тоналитов характерна нередко пересыщенность глиноземом ($a^1 = 3-20$). В соответствии с классификацией Р. Дэли, составы большей части гранитоидов располагаются ближе всего к составам кварцевых диоритов. Другие гранитоиды, как, например, тоналиты и существенно плагиоклазовые граниты, не имеют соответствующих аналогов среди типов пород, по Дэли. Тоналиты располагаются между кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Микроструктурные особенности гранитоидов определяются довольно заметным развитием в массивах первой группы участков бластических структур и структур реакционного замещения минералов. Для всех более однородных гранитоидов очень характерны своеобразные монцититовоподобные гломерокристаллические структуры с четким идиоморфизмом плагиоклаза к кварцу.

Гранитоидам, слагающим Модонкульский и Шараазаргинский массивы, свойственны ориентированные текстуры, являющиеся результатом унаследования элементов залегания боковых пород. В гранитоидах интродуцированных тел текстуры, как правило, массивные.

Перечисленные особенности комплекса позволяют высказать некоторые предположения об условиях его генезиса. В этом отношении обращают особое внимание следующие установленные нами в Модонкульском и Шараазаргинском массивах особенности: а) постепенные переходы между различными группами гранитоидов; б) характер преобразования вмещающих порфиритов и габбро-норитов; в) обилие в гранитоидах реликтовых включений и останцов измененных порфиритов, древних габбро-норитов и других пород; г) унаследованность текстур этих пород и одинаковая, совпадающая с гнейсовидностью, ориентировка включений; д) зональность в размещении гранитоидов разного состава по отношению к выходам измененных боковых пород; е) постепенные переходы от измененных боковых пород ко все более однородным гранитоидам и ж) отсутствие признаков перемещенности главной массы гранитоидов.

В связи с этим крупные массивы можно рассматривать, очевидно, как блоки бывшего единого плутона, сформировавшегося главным образом на месте. Исходным субстратом

служили основные вулканогенные породы нижнего кембрия и прорывающие их древние габброидные интрузивы. Последние первоначально занимали, как видно, сравнительно большие площади. Флишоидные известково-терригенные толщи при формировании тоналит-диоритовых тел оставались инертными. Примерная последовательность преобразований порфириров и древних габбровых пород была, по-видимому, следующей: а) частичная или полная роговиковая перекристаллизация; б) метасоматоз и перекристаллизация (часто собирательная перекристаллизация); в) частичное, а затем более полное магмообразование и г) дальнейшая гомогенизация расплавов. Необходимость привноса при этом Na_2O , K_2O и SiO_2 подтверждается сравнением химизма пород. Существуют факты, свидетельствующие о том, что роговиковой перекристаллизации и метасоматозу предшествовали деформация и катаклаз боковых пород. Предполагается соответствующая тектоническая подготовка исходных пород. Некоторая часть наиболее гомогенизированных, образованных на месте расплавов в результате последующих тектонических подвижек могла затем выжиматься по разломам — или в более высокие горизонты или в сторону троговой части синклинория, — образуя там интродуцированные тела Дархинтуйского и других массивов. Расплавы были при этом уже в значительной степени раскристаллизованными.

В крупных интродуцированных телах могли сохраняться условия для дальнейшей гомогенизации расплавов и отделения от них (при продолжающемся привносе с глубин щелочей и кремнезема) лейкократовых гранитов дополнительных инъекций. Присутствующие в Дархинтуйском массиве поздние дайки кварцевых диорит-порфириров можно считать, по-видимому, последними проявлениями магматических очагов.

ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ И ИХ АНАЛОГИ

Рассмотренные особенности тоналит-диоритового комплекса Джидинского района свидетельствуют, что этот комплекс — еще один пример батолитовых гранитоидных формаций пестрого состава, впервые выделенных Ю. А. Кузнецовым (1964). Несмотря на то, что объем тоналит-диоритового комплекса соответствует лишь части выделяемого большинством исследователей «джидинского комплекса», представляется целесообразным сохранить впредь это название для описанной в данной работе раннепалеозойской ассоциации гранитоидов.

Большие площади, занятые в Джидинской зоне выходами гранитоидов джидинского комплекса в выделяемом объеме, продолжают к западу и юго-западу от рассмотрен-

ного района. На территории сопредельной Северной Монголии в раннекаледонских структурах, являющихся, по данным В. А. Амантова и др. (1966), продолжением структур Джидинской зоны, развиты аналогичные раннепалеозойские гранитоидные плутоны, выделяемые указанными авторами под названием тохтогеншильского комплекса. В него включаются габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты.

Сравнение джидинского тоналит-диоритового комплекса с тохтогеншильским комплексом Северной Монголии (исключая габбро) показывает очень большое их сходство, что уже отмечалось нами ранее (Дистанова, 1971). Оно выражается в одинаковой структурно-тектонической позиции комплексов, в однотипности состава и строения плутонов и в одинаковых петрохимических чертах гранитоидов.

Другой ближайший аналог раннепалеозойских гранитоидов Джидинской зоны — тэлминский комплекс юга Северной Монголии, описанный В. А. Благоднавым и Е. Е. Федоровым (1970). К западу и северо-западу от Северо-Монгольской зоны каледонид аналогичные по составу, химизму и условиям залегания гранитоидные плутоны располагаются в пределах Тувинских раннекаледонских структур Алтае-Саянской складчатой области, где они известны под названием таннуольского комплекса (Пинус, 1961; и др.). Гранитоидную часть этого комплекса также можно рассматривать как формационный и возрастной аналог джидинского тоналит-диоритового комплекса. Кроме того, с ним можно, очевидно, параллелизовать и раннепалеозойские гранитоиды западной части Вост. Саяна (Ольховский комплекс, Поляков, 1971; и др.).

Тоналит-диоритовый комплекс Джидинской зоны является, наконец, формационным и довольно близким возрастным аналогом изучавшейся нами раннепалеозойской батолитовой гранитоидной формации Кузнецкого Алатау (Кузнецов и др., 1971). Особенно близок он мартайгинскому и тельбескому комплексам западного склона Кузнецкого Алатау и повторяет многие их особенности (вещественный состав и характер строения плутонов, характер преобразования вмещающих пород и в том числе древних габбро и т. д.). В то же время намечаются и некоторые специфические черты выделенного комплекса: а) существование в Джидинской зоне явно интродуцированных и несколько более поздних тел однородных тоналитов; б) очень небольшое развитие гранитоидов с щелочным уклоном; в) недоразвитость гранитоидного магматизма из-за ничтожной роли гранитов; г) сугубо натровый уклон гранитоидов.

По «набору» и составу пород раннепалеозойский джидинский комплекс в формационном и возрастном отношении, очевидно, лучше всего параллелизуется с раннекаледонскими гранитоидными ассоциациями Северо-Монгольской и Тувин-

ской зон. Это сходство объясняется, по-видимому, единством раннепалеозойской геологической истории Джидинской и названных зон. Как отмечается теперь рядом исследователей (Хренов и др., 1966; Беличенко, 1969; Амантов и др., 1966), Алтае-Саянская, Северо-Монгольская и Западно-Забайкальская области составляли в раннем палеозое единый геосинклинальный пояс и прошли, судя по всему, единый или однотипный путь развития. Проявления раннекаледонского гранитоидного магматизма в этом поясе не были, однако, вполне синхронными. В Юго-Западном Забайкалье консолидация раннекаледонских структур и совпадающий с нею по времени батолитовый гранитоидный магматизм были сравнительно ранними, по-видимому, среднекембрийскими.

Возрастным и формационным (но в другом проявлении) аналогом тоналит-диоритового комплекса Джидинской зоны может оказаться также и какая-то часть витимканского гранитоидного комплекса Удино-Витимской зоны (Беличенко и др., 1962).

**ВЗАИМООТНОШЕНИЯ
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА
ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ
С ГРАНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВЫМ КОМПЛЕКСОМ
СРЕДНЕГО (?) ПАЛЕОЗОЯ**

Раннепалеозойские гранитоидные плутоны Джидинского района часто сопряжены пространственно с гранитоидами гранит-граносиенитового комплекса, которые прорывают их, образуя довольно большой по площади (около 600 км²) и как бы разветвляющийся Дабанский плутон и ряд сопровождающих его довольно мелких тел. Другие массивы (Инкурский, Зимкинский, рч. Мыргеншана и др.) прорывают осадочно-вулканогенные и флишоидные толщи нижнего палеозоя (см. рис. 2). Выходы гранитоидов продолжаются и к западу от рассматриваемого района. К востоку от него они слагают самостоятельный и весьма крупный Шабартайский плутон (см. рис. 1).

Как уже отмечалось, породы гранит-граносиенитового ряда относились большинством предыдущих исследователей ко второй и третьей фазам джидинской интрузии. Нами эта группа пород была выделена в самостоятельный дабанский гранит-граносиенитовый комплекс (Дистанова, 1971). О самостоятельности его свидетельствует прежде всего особая структурно-тектоническая позиция и характерная, мало подчиняющаяся простирацию нижнепалеозойских структур, форма гранит-граносиенитовых тел. Последнее указывает на внедрение их во вполне жесткие консолидированные структуры.

Характерные черты гранит-граносиенитовой группы пород — их лейкократовый существенно калиевополевошпатовый минеральный состав и специфика структурно-текстурных особенностей, обуславливающие характерный облик гранитоидов (ярко-розовый цвет, порфириовидные структуры, массивное сложение и т. д.).

Гранит-граносиенитовый комплекс включает граносиениты, граниты, кварцевые сиениты и сиениты. Наибольшее развитие имеют лейкократовые биотитовые граносиениты и граниты. Биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые кварцевые сиениты и сиениты относятся главным образом к породам эндоконтактной фации плутонов. Часть лейкократовых биотитовых гранитов принадлежит к дополнительной интрузии (Инкурский массив и другие). Представителями жильной серии дабанского комплекса являются аплитовидные и пегматоидные аляскитовые граниты.

Главную массу пород (40—70%) составляет пертитовый и аптитертитовый калиевый полевой шпат. Содержания плагиоклаза (№ 13—29) не превышают 20—25%, содержание кварца варьирует от 30—40% до нескольких процентов. Количество цветных минералов не превышает 5—10%. По особенностям минерального состава данные гранитоиды существенным образом отличаются от пород джидинского тоналит-диоритового комплекса.

Самостоятельность гранит-граносиенитового комплекса подтверждается, наконец, и резко отличными петрохимическими чертами пород. По значениям параметров Q (19—24) и a/c (17—20, иногда до 40) гранитоиды относятся к пересыщенным SiO_2 и богатым щелочами породам. Величина характеристики « a » равна 15—19. Характерен при этом калиевый уклон щелочности ($n = 46—57$). Величины « c » и « b » имеют низкие значения ($c = 0,2—1,6$; $b = 3,2—6,3$), несколько возрастающие в кварцевых сиенитах эндоконтактной фации. Характерны, наконец, довольно большие значения параметра f' (67—79), также отличающиеся от значений его в раннепалеозойских гранитоидах (33—47). По химическому составу породы гранит-граносиенитового комплекса соответствуют щелочным гранитам и щелочно-земельным сиенитам, по Р. Дэли, приближаясь иногда к составу нордмаркита.

В экзоконтактах гранит-граносиенитовых тел наблюдается ороговикование. Нередко встречаются инъекции и апофизы гранитового, граносиенитового и кварцево-сиенитового составов, которые имеют зоны закаливания. Как уже отмечалось выше, раннепалеозойские гранитоиды в контактах с гранит-граносиенитовыми массивами оказываются подробленными и слабометасоматизированными. Эти изменения ограничиваются обычно лишь узкими приконтактными зонами. Несколько более интенсивные метасоматические изменения прослежива-

ются в останцах раннепалеозойских диоритов, залегающих в приапикальных частях Дабанского плутона.

Все изложенное свидетельствует о невозможности объединения гранит-граносиенитовой и тоналит-диоритовой ассоциаций в составе одного комплекса и доказывает самостоятельность гранит-граносиенитовой группы пород, которая принадлежит к другому формационному типу. Судя по всему, дабанский комплекс соответствует формации субвулканических гранитов, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). Гранит-граносиенитовый комплекс, очевидно, следует относить к проявлениям сводово-глыбового гранитоидного магматизма (Кузнецов, 1970).

Возможными ближайшими аналогами дабанского гранит-граносиенитового комплекса Джидинской зоны можно считать, по-видимому, тэсский и нумургинский комплексы соседней Северо-Монгольской зоны каледонид (Амантов и др., 1966). Об этом говорит очень большое сходство состава, особенностей строения плутонов и тождество петрохимических черт. Поскольку для тэсского и нумургинского комплексов доказывается временная, пространственная и, вероятно, генетическая связь с раннедевонскими эффузивами, можно предполагать, следовательно, что и гранит-граносиенитовый комплекс Джидинского района является девонским. Его можно, вероятно, параллелизовать также с девонским субвулканическим комплексом юга Восточного Саяна (Гордиенко, 1969) и бреньским комплексом Тувы, связанными, как и тэсский комплекс, с формированием среднепалеозойских сводово-глыбовых структур. Вполне возможно, таким образом, что аналогичный девонский магматизм в интрузивном выражении имел место и в Джидинской зоне. Намечается и присутствие здесь еще более молодых гранитов позднего палеозоя.

Имеющиеся у нас данные калий-аргонового датирования некоторых палеозойских гранитоидов изученного района (данные определений по валовому составу Л. В. Фирсова, ИГиГ СО АН СССР, 1972) указывают на герцинский возраст всех гранитоидов (табл. 2).

Все рассмотренные геологические факты об относительном возрасте различных гранитоидов Джидинской зоны свидетельствуют о том, что полученные цифры не соответствуют времени формирования палеозойских комплексов. Значительное омоложение возраста является, очевидно, следствием многократных тектонических подвижек и связанной с ними магматической деятельности.

В палеозое Джидинская зона претерпела неоднократный гранитоидный магматизм. Вопреки установившемуся в последнее время мнению о том, что после нижнего палеозоя вплоть до начала раннемезозойской тектоно-магматической активизации Джидинская зона оставалась устойчивой амаг-

Данные определений возраста калий-аргоновым методом

Комплекс	Массив	Порода	Число определений	Возраст пород, млн. лет
Гранит-граносиенитовый	Дабанский	Лейкократовый гранит	2	259±9
Тоналит-диоритовый	Модонкульский	Кварцевый сиенито-диорит	4	234±3
		Кварцевый диорит	3	226±4
	Шараазаргинский	Тоналит	2	377±5
	Барунгольский		2	282±2

матичной областью, имеются, как видно из изложенного, вполне определенные данные, доказывающие существование здесь по меньшей мере двух различных по возрасту и формационному типу палеозойских гранитоидных комплексов. Существование в Джидинском районе плутонов молодого среднепалеозойского (?) гранит-граносиенитового комплекса косвенно указывает на проявившийся здесь в среднем (или верхнем) палеозое сводово-глыбовый тектогенез.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Лувсан-Данзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А.** Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии— «Материалы по геол. Монгольской Народной Республики», М., «Недра», 1966.
- Арсентьев В. П., Хренов П. М.** Структурно-металлогенические зоны Центральной части Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966.
- Афанасьев Л. М.** Гранитоиды бассейна реки Джиды и основные черты их металлогени.— В кн.: Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Беличенко В. Г.** Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969.
- Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А.** Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье)— «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та. Вып. 8», М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Белов И. В. Кайнозойская базальтовая формация Прибайкалья и некоторые общие вопросы химического состава основных формаций мира.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 3.
- Белов И. В. Кайнозойский вулканизм.— В кн.: Геология СССР. Т. 35. М., «Недра», 1964.
- Бесова М. В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения.— В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 1. Изд. АН СССР, 1939.
- Благонравов В. А., Федоров Е. Е. Гранитоидные интрузии каледонид Центральной Монголии.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 2.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Гордиенко И. В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1969.
- Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.
- Дистанова А. Н. К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья. Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов.— В кн.: Материалы к симпозиуму. Свердловск, 1971.
- Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перина Э. П., Язмир М. М., Кузьмин И. Я. Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геол. конф., посвящ. 50-летию Советского государства и 10-летию Бур. геол. упр., Улан-Удэ, 1967.
- Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перина Э. П., Язмир М. М. Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969.
- Игнатович В. И. Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение).— «Сб. геолого-произв. информ.», Улан-Удэ, 1959, № 3.
- Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1970.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2.
- Косалс Я. А. Геохимические условия образования редкометального рудения в процессе становления многофазных гранитных массивов.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А. Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9.
- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971.
- Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. Новые данные об Ангаро-Витимском батолите (Западное Забайкалье).— «Докл. АН СССР», 1972, вып. 203, № 3.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 1.
- Марфуин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— «Труды Ин-та геол. рудн. местор., петр., минер. и геохимии АН СССР», М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 78.
- Михно Н. П. Мезозойский интрузивный магматизм Западного Забайкалья.— В кн.: Геология СССР. Т. 35. М., «Недра», 1964.
- Нагибина М. С. О возрасте вулканогенной формации Забайкалья.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 5.
- Нагибина М. С., Лучицкий Н. В. О структурном расчленении Забайкалья.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 2.

- Налетов П. И.** Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Одинцов М. М.** Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезокайнозойское время.— «Тр. Иркутск. гос. ун-та. Сер. геол.», 1953, т. 9, вып. 1—2.
- Падалка Г. Л.** Некоторые вопросы тектоники, магматизма и металлогении Забайкалья.— «Инф. сб. ВСЕГЕИ, геология и методы исследов.», 1960, № 41.
- Петрова З. И.** Петролого-геохимическая характеристика джидинского интрузивного комплекса.— В кн.: Геохимия редких элементов в магмат. комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972.
- Пинус Г. В.** Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск, 1961.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.** Джидинский гипербазитовый пояс.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963.
- Повилайтис М. М.** Соотношения оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джидинского месторождения).— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 1.
- Поляков Г. В.** Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971.
- Скобло В. М.** Меловая система.— В кн.: Геология СССР. Т. 35. М., «Недра», 1964.
- Смолянский Е. Н.** К металлогении Джидинского рудного района.— В кн.: Труды 1-го совещания по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Смолянский Е. Н.** Палеозойский магматизм Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Геология СССР. Т. 35. М., «Недра», 1964.
- Соловьев В. А.** Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968.
- Флоренсов Н. А.** Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— «Труды Вост.-Сиб. фил. Сиб. отд. АН СССР. Вып. 19. Сер. геол.», М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А.** Общие черты мезозойских отложений.— В кн.: Геология СССР. Т. 35. М., «Недра», 1964.
- Хренов П. М.** Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении.— В кн.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П.** Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966.
- Хренов П. М.** Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформы (на примере юга Восточной Сибири).— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971.
- Цырендоржиев Ц. Ц.** Основные структурные элементы Западного Забайкалья в свете гравиметрических и магнитометрических данных.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969.
- Шалаев К. А.** Геологический очерк района среднего течения р. Джиды.— «Тр. ВСГРТ», 1935, вып. 15.
- Щупак Л. М.** Районирование аномального магнитного поля в связи с геологическим строением Южного Прибайкалья и Западного Забайкалья.— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971.
- Ячевский Л. А.** Предварительный отчет об исследованиях, произведенных в местности, прилегающей к южной части Байкала.— «Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д.», 1898, вып. 7.
- Büsch W.** Petrographie und Abfolge der Granitisation in Schwarzwald.— In: Neues Jahrbuch für Mineralogie. Bd. 104, H. 2, Stuttgart, 1966.

СОДЕРЖАНИЕ

Е. С. Сергеева. Саксырский (Сырский) гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау)	5
В. Н. Довгаль, В. И. Богнибов, В. А. Широких. О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау	23
А. Н. Дистанова. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье)	49

CONTENTS

E. S. Sergeeva. The Saksyr (Syr) granit pluton (Kuznetsk Alatau)	5
V. N. Dovgal, V. I. Bognibov, V. A. Shirokin. On the main factors increase of the alkalinity rock of the early paleozoic association granit batholiths of Kuznetsk Alatau	23
A. N. Distanova. The early paleozoic granitoid complex of the Dgida region (south-Western Zabaikalye)	49

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Ответственный редактор
Юрий Алексеевич Кузнецов

Редакторы *Л. Ф. Кирюшкова, В. Г. Прохорова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растегаев*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *Н. Г. Примогенова, В. К. Михайлова*

Сдано в набор 28 января 1975 г. Подписано к печати 15 августа 1975 г. МН 00208.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 7,75 печ. л.+вкл., 8,7 уч.-изд. л. Тираж
830 экз. Заказ № 426. Цена 87 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099. Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УДК 551.22/551.732.2.34.(571.15)

Саксырский (Сырский) гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау).
Сергеева Е. С. «Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 5—23.

В статье приводится описание Саксырского гранитоидного плутона и его сравнение с Туимским и Уйбатским плутонами. На основании этого определяется его принадлежность к уэльс-туимскому комплексу формации гранитоидных батолитов пестрого состава. Подтверждается догранитный возраст габброидов, пространственно связанных с уэльс-туимским комплексом.

Табл. 1, илл. 2, библи. 11.

УДК 552.33(571.1)

О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау. Довгалт В. Н., Богнибов В. П., Широких В. А. «Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 23—48.

В статье содержатся геологические доказательства того, что повышение щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау определяется двумя причинами: спецификой развития глубинных процессов, приводящих к формированию этих гранитоидов, и взаимодействием гранитоидов с карбонатными породами. Табл. 6, илл. 4, библи. 17.

УДК 552.33(571.1)

Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье). Дистанова А. Н. «Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 49—122.

В работе рассматриваются особенности состава и строения ряда гранитоидных плутонов Джидинской зоны, относящихся к выделяемому автором раннепалеозойскому тоналит-диоритовому комплексу. Доказывается принадлежность его к батолитовым гранитоидным формациям пестрого состава. Показаны взаимоотношения этого комплекса с древним габбро-оритовым и среднепалеозойским (?) гранит-граносиенитовым комплексами. Табл. 2, илл. 2, библи. 51.