

Т Р У Д Ы ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 147. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 43). 1953

В. И. Гоньшакowa. О траппах Аюгдо-Илимского района (юго-западная часть Сибирской платформы). В. И. Гоньшакowa. Эффузивные породы нижнего палеозоя района хребта Чивгиз. Е. А. Кузнецов и А. Д. Зиновкин. Геологическое и петрографическое исследование Сысертского гранитного массива. Е. А. Кузнецов. К вопросу о петротектонике щелочных пород восточного склона Урала. Е. Д. Белякина. Химико-минералогическое исследование каликатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. А. П. Лебедев и И. В. Гинзбург. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части Центральной Тувы



Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 147. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 43). 1953

В. И. Гоньшак ова. О траппах Ангаро-Илимского района (юго-западная часть Сибирской платформы). В. И. Гоньшак ова. Эффузивные породы нижнего палеозоя района хребта Чингиз. Е. А. Кузнецов и А. Д. Зиновкин. Геологическое и петрографическое исследование Сысертского гранитного массива. Е. А. Кузнецов. К вопросу о петротектонике щелочных пород восточного склона Урала. Е. Д. Белянкина. Химико-минералогическое исследование каликатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. А. П. Лебедев и И. В. Гинзбург. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части Центральной Тувы.



Главный редактор академик Д. С. БЕЛЯНИН

Ответственный редактор *В. С. КОПТЕВ - ДВОРНИКОВ*

В. И. ГОНЬШАКОВА

**О ТРАППАХ АНГАРО-ИЛИМСКОГО РАЙОНА
(ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)****ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

По форме и условиям залегания среди собственно изверженных пород (толщи туфогенных пород, слагающих верхи тунгусской свиты, мы здесь не касаемся) в исследованной части района выделяются две фации: а) туфо-лавовая (эффузивная) и б) интрузивная.

А. Вулканогенные образования

Развитые среди песчано-сланцевой толщи продуктивного горизонта вулканогенные образования в исследованном районе представлены исключительно туфами основного состава. Они встречены в двух местах: в устье р. Илима на левом его берегу и на южном изголовье (хвостовая часть) о-ва Верхне-Каменного. В последнем случае они залегают в низах обнажающейся здесь песчано-сланцевой толщи продуктивного горизонта у самого уреза р. Ангара. Здесь же наблюдается секущая интрузия зернистых диабазов, имеющая резкие интрузивные контакты как с туфами, так и с вышележащей песчано-сланцевой толщей.

В устье р. Илима такой разрез не встречен, но, судя по близкому внешнему облику и тождеству под микроскопом с туфами о-ва Верхне-Каменного, туфы левобережья р. Илима следует отнести к периоду отложения толщи продуктивного горизонта ($C_3 + P_1$).

Среди туфов выделены агломератовые витро-лиито-кlastические туфы основных пород. Макроскопически туфы представляют собой темно-зеленые плотные породы со слабо различной зернистостью. Обломки обладают неправильной формой и имеют различные размеры: от 1 до 3—4 мм в поперечнике. Под микроскопом в породах различимы цемент и обломки, причем в одних случаях цемент настолько цеолитизирован и хлоритизирован, что трудно что-либо сказать о первоначальном его характере, в других же случаях обломки погружены в непрозрачную массу, состоящую из тончайших скоплений чешуек хлорита, рудных частиц и обломков измененного стекла, иногда как бы спекшегося и образующего агрегат из нескольких кусков. В таких случаях стекло почти не разложено, аморфно и состоит из непрозрачной бурой массы с показателем преломления $N = 1,561 \pm 0,004$. В буром, почти не

разложенном стекле в большом количестве наблюдаются мельчайшие поры, выполненные цеолитами.

Обломочный материал в аггломератовых разновидностях представлен почти исключительно диабазовыми порфиритами с витрофировой или гиаиновой основной массой, в которой наблюдаются лишь редкие лейсты плагиоклаза № 80—85, иногда нацело замещенного хлоритом или хлорит-серпентином. Иногда наблюдаются вкрапленники, принадлежащие, по всей вероятности, оливину, полностью замещенному иддингситом. В большом количестве в породах содержатся обломки миндалекаменных лав с пустотами округлой или миндалевидной формы, выполненными также хлорит-серпентином или цеолитами.

Туфы, цемент которых почти нацело хлоритизирован или цеолитизирован, обычно содержат более разнообразный обломочный материал. В нем наблюдаются обломки порфиритов с гиаиновой буроватой массой, в которой заметны редкие, но довольно крупные лейсты плагиоклаза № 76—85. Участками плагиоклаз почти полностью хлоритизирован и цеолитизирован. В большом количестве обнаруживаются также обломки порфиритов с микродолеритовой или пилотакситовой основной массой, вкрапленники которых также, как правило, значительно хлоритизированы. В обломках с микроофитовой основной массой, помимо вкрапленников плагиоклаза, наблюдаются полузамещенные хлорит-серпентином или иддингситом выделения оливина и большое количество пустоток, выполненных хлорит-серпентином и карбонатом.

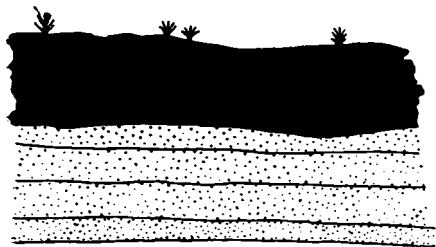
В цементирующей массе присутствуют также осколки плагиоклаза неправильной или лейстообразной формы, большое количество рудной пыли, а также осколки бурого неразложившегося стекла; показатель преломления стекла (N) в обломках равен $1,564 \pm 0,004$.

Судя по показателю преломления стекла и составу и структуре обломков, описываемые пирокластические породы, очевидно, следует относить к витро-лито-кластическим туфам базальтового состава.

Б. Породы интрузивного комплекса

По форме залегания породы интрузивного комплекса могут быть подразделены на три основных типа: пластовые, куполообразные и секущие.

Пластовая залежь в исследованном районе является основной формой залегания траппов. В районе выявлено несколько залежей, приуроченных, очевидно, к определенным горизонтам пород и залегающих на различных гипсометрических уровнях. Так, например, в бассейне р. Илима (район дер. Зятя) обнаружена залежь диабаза, лежащая на породах братского горизонта (S_1^3). В районе о-вов Верхне- и Нижне-Каменного, левобережья и правобережья р. Ангары, у устья р. Вереи, неоднократно наблюдались то верхние, то нижние контакты пластовых залежей с песчаниками продуктивного горизонта (фиг. 1),

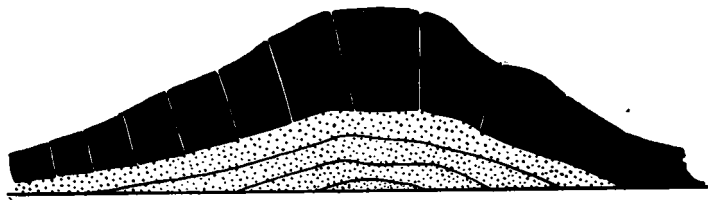


Фиг. 1. Пластовая залежь траппа на песчаниках продуктивного горизонта тунгусской свиты (обн. 414)

залегающими то горизонтально, то с пологим падением на ЮВ 120° под углами иногда до $15-20^\circ$.

В указанных пунктах пластовые залежи диабазов, вернее габбро-диабазов, прослежены на многие километры как вдоль одного и того

же берега, так и с переходами с одного берега на другой и на острова. В этих случаях залежи траппов строго выдерживаются в мощностях с соблюдением равнозначных гипсометрических отметок верхних контактов, что определяет совершенно ровную линию поверхности выходов. Мощность пластовых залежей непостоянна и в большинстве случаев не превышает 10—15 м, иногда же имеются раздувы до 40—60 м и более.



Фиг. 2. Пластовая залежь траппа, повторяющая слоистость в песчаниках (обн. 422)

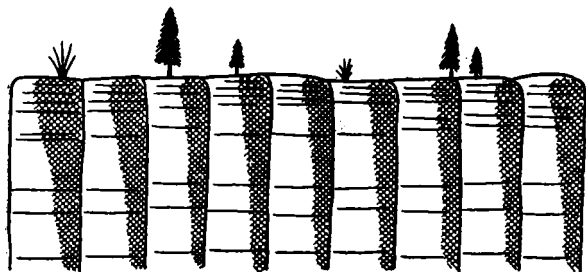
Нередко можно непосредственно наблюдать приуроченность пластовых залежей к мелким складчатым структурам вмещающих пород («антиклиналям» и «синклиналям»); в этих случаях трещины отдельности



Фиг. 3. Диабазы со столбчатой отдельностью. Поперечник столбов около 1 м

в интрузивных телах, располагающиеся обычно перпендикулярно к линиям контактов, также меняют свое направление (фиг. 2). Для пластового типа залежей характерны две системы трещин отдельности: параллельная с следующими элементами залегания: 1) пр. $350^\circ \rightarrow \text{СВ} \angle 80^\circ$; 2) пр. $60^\circ \rightarrow \text{СЗ} \angle 30^\circ$; 3) пр. $30^\circ \rightarrow \text{ЮВ} \angle 50^\circ$, и столбчатая в виде 4-, 5-, 6- и 8-гранных призм (р. Жерон, обнажение 121) с поперечником столбов до 1 м (фиг. 3). Столбчатая отдельность обычно располагается вертикально, т. е. перпендикулярно контактам горизонтально залегающих пластовых залежей, и лишь в некоторых

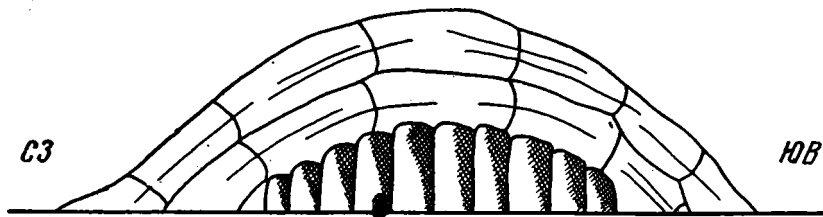
случаях бывает наклонна, что, очевидно, следует объяснять раздувами или наклонами залежей. Столбчатая отдельность в свою очередь, как правило, рассечена горизонтальной (или почти горизонтальной) отдельностью, которая у подножья столбов более разрежена и образует крупные блоки, ближе же к верхам обнажений становится более частой и создает тонкоплитчатую отдельность (фиг. 4).



Фиг. 4. Столбчатая отдельность в пластовой залежи траппа (обн. 124)

Такого типа пластовые залежи развиты во многих участках исследованного района, как то: на р. Жерон, в среднем течении р. Карапчанки, во многих пунктах правобережья р. Ангара, начиная от головной части о-ва Верхне-Каменного и до местности ниже дер. Кеуль.

Помимо описанных пластовых залежей, контакты которых нам удалось наблюдать непосредственно (в одном случае — залегание на породах братского горизонта, в других случаях — в продуктивной толще песча-



Фиг. 5. Куполообразная интрузия траппов с резко выраженными двумя системами трещин отдельности: столбчатой и параллелепipedальной (обн. 113—115)

ников), нами предположительно выделены еще две пластовые залежи диабазов, залегающие одна над другой с интервалом около 40 м. Так, например, в 400 м от устья р. Вереи, в направлении СВ 45°, на уровне 44 м над урезом реки (замеры anerоидом), в террасовидном уступе наблюдались выходы диабазов, резко обрывающиеся с запада и полого погружающиеся (с задернованной поверхностью) в восточном направлении. Далее, в 400 м по тому же азимуту, на высоте 80 м над урезом реки мы вновь наблюдали выходы диабазов с теми же морфологическими особенностями залегания. Таким образом, здесь можно наметить четыре пластовые залежи диабазов, залегающие на различных гипсометрических уровнях.

Куполообразный тип интрузий также довольно широко распространен в районе, но значительно меньше, чем пластовые залежи.

Купола могут быть выделены морфологически, по падению контактов в противоположные стороны под углом 30—35° (о. Сизов со стороны Глухой протоки, головная часть о-ва Средне-Каменного и др.). Кроме того, куполообразную форму интрузий прекрасно подчеркивает веерообразно расходящаяся система трещин столбчатой отдельности; последняя, как известно, обычно располагается перпендикулярно контактам.

Интрузии куполообразной формы иногда обладают сложной системой трещин отдельности: у основания входов наблюдается столбчатая

отдельность, резко отграниченная в верхней части параллелепипедальной отдельностью (головная часть о-ва Сизова; фиг. 5, 6). Куполообразные интрузии являются, по всей вероятности, образованиями лакколито-подобного типа.

С е к у щ и е т е л а д и а б а з о в — дайки — имеют в районе сравнительно небольшое распространение и в большинстве случаев обладают



Фиг. 6. Край куполообразной интрузии. У основания выходов наблюдается столбчатая отдельность, резко отграниченная в верхней части параллелепипедальной отдельностью

незначительной мощностью. Направление простираний и падений даек разнообразное. Большой частью они заполняют трещины отдельности: 1) пр. СВ $50^\circ \rightarrow$ ЮВ $\angle 10-30^\circ$ и 2) пр. $0^\circ \rightarrow$ В $\angle 85^\circ$ (что особенно характерно для верхней туфогенной толщи тунгусской свиты). В редких случаях дайки следуют по напластованию пород, иногда раздвигают пласты последних, образуя раздувы мощностью до 4—5 м, и представляют в этих случаях согласный тип интрузий. Мощность даек 30—40 см, иногда она достигает 2,5 м, а в некоторых случаях и нескольких десятков метров (до 50—60 м).

Дайки сложены порфиритами и, реже, диабазами. Контакты даек обычно строго параллельны, и по ним нередко наблюдается отложение кальцита и минералов из группы цеолитов в виде тончайших гребенчатых или сферолитоподобных образований. Кроме того, в ряде мест (головная часть о-ва Нижне-Каменного) приходилось наблюдать приуроченность даек порфирита к трещинам отдельности в пластовых залежах диабазов; в этих случаях по контактам даек порфирита и залежей диабазов также происходит отложение цеолитов в виде прожилков мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см. Пересечение интрузивных залежей диабазов и вмещающих их тунгусских отложений дайками свидетельствует о более позднем образовании последних.

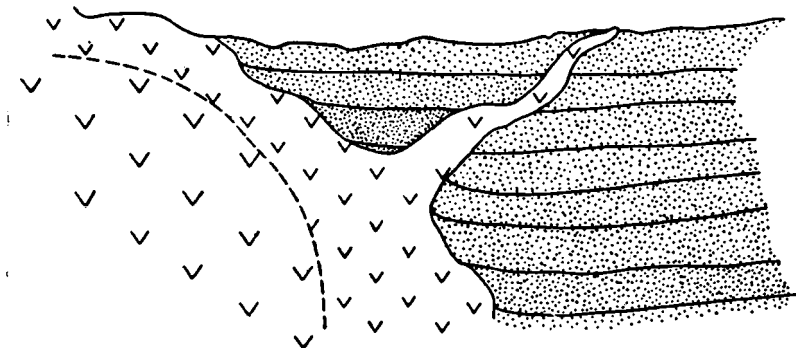
В одном случае (на правом берегу р. Илима, в 500 м ниже дер. Симахино) в диабазах (повидимому, пластового типа) были встречены прожилки лейкократовых пород, мощностью от 2—3 до 5—7 см. Границы их местами очень резкие, местами же постепенные; простирание прожилков

отвечает пологой отдельности диабазов. Вместе с тем в диабазах наблюдались шлиры, похожие по внешнему виду на диориты и лейкократовые габбро. Форма их неправильная и эллипсоидальная. Длина шлиров колеблется от 2—3 до 20—25 см. Они вытянуты примерно в широтном направлении и также следуют пологой отдельности диабазов.

Помимо даек, в районе наблюдались неправильные тела диабазов, типа штоков. Размер их колеблется от 75 до 100 м в поперечнике; они, как правило, прорывают песчаники продуктивного горизонта и дают в них апофизы мощностью до 20—30 см и протяженностью до 10—15 м (фиг. 7).

По внешнему виду интрузивные породы очень похожи одна на другую; по микроструктуре среди них могут быть выделены четыре типа.

1) К р у п н о з е р н и с т ы е габбро-диабазы (с размером зерен до 4 мм в поперечнике) меланократового облика, с большим количеством



Фиг. 7. Шток оливинowego диабазa с порфиритовой эндоконтактовой оторочкой, прорывающей песчаники продуктивного горизонта тунгусской свиты (обн. 31)

цветного минерала и пойкилоофитовой структурой, дающей при выветривании очень характерную «горошистую структуру».

2) С р е д н е з е р н и с т ы е диабазы (до плотных, мелкозернистых), окрашенные в серовато-зеленый цвет. Размер зерен колеблется в пределах 1—2 мм.

3) А ф а н и т о в ы е диабазы, в которых зерна невооруженным глазом уже трудно различимы, но чувствуется еще зернистость. Окраска их темная, зеленовато-серая.

4) П о р ф и р и т ы с плотной основной массой и обычно хорошо различимыми вкрапленниками плагиоклаза.

Диабазы первого типа — крупнозернистые габбро-диабазы — характерны для центральных частей куполообразных интрузий со столбчатой отдельностью, а также для штоков и мощных горизонтальных пластовых залежей и их раздувов.

Породы второго типа составляют значительную часть менее мощных силлов (до 5—6 м) и наблюдаются в местах выклинивания мощных пластовых залежей или ближе к их краевым частям и краевым частям куполообразных интрузий.

Породы третьего типа — афанитовые диабазы — развиты слабо. Они наблюдались главным образом в эндоконтактах среднезернистых диабазов, слагающих маломощные силлы. Мощность эндоконтактов не превышает 1 м.

Породы четвертого типа — порфириты — развиты в эндоконтактах штокообразных и пластовых тел или в маломощных дайках.

Микроскопическое исследование пород показало, что разнообразие их количественно-минералогического состава и структурных признаков представляет собой результат явлений дифференциации основной магмы. Обычно в интрузивных телах выделяется ряд слоев (от трех и более), породы которых различаются по структуре, по качественному и количественному составу минералов. При этом намечаются основные структурные разновидности пород, общие для всех интрузий.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

А. Структурные разновидности интрузивных траппов

По структуре интрузивные траппы могут быть подразделены на шесть групп:

- а) габбро-диабазы и пегматоидные диабазы;
- б) пикритовые диабазы;
- в) оливиновые и безоливиновые диабазы с пойкилоофитовой или офитовой структурой;
- г) толейитовые оливиновые диабазы, преимущественно с микротакситовой структурой: пойкилоофитовой и офитовой;
- д) порфириты и диабазовые порфириты с долеритовой структурой основной массы;
- е) порфириты и диабазовые порфириты с роговиковой структурой основной массы.

Первые две группы пород (а, б) наиболее характерны для секущих интрузий — штоков или мощных даек. Маломощные дайки сложены преимущественно породами группы д. Наиболее распространенные в районе пластовые и куполообразные интрузии сложены породами четырех последних групп (в, г, д, е).

Для всех указанных шести групп пород более или менее общим является минералогический состав, отличающийся лишь количественными вариациями главных минералов: плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Во избежание повторений, в дальнейшем при описании пород каждой группы для них приводятся лишь общие петрографические характеристики, с указанием их отличительных признаков.

а) Г а б б р о - д и а б а з ы и п е г м а т о и д н ы е д и а б а з ы. Они характеризуются меланократовым обликом и крупнозернистой структурой, которая может быть названа офитовой или призматически-офитовой. Хорошо различимы крупные призматические выделения пироксена и полевого шпата. При выветривании эти породы образуют специфическую «горохистую структуру», возникающую в результате разрушения, с распадом на полевошпатовую и цветную части. Нередко в осыпях у подножий коренных обнажений имеются скопления этого разрушенного материала.

Под микроскопом видно, что породы обладают типичной офитовой или призматически-офитовой структурой, особенно характерной для пегматоидных разновидностей. В первом случае отмечается резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к оливину и клинопироксену, выполняющим пространство между идиоморфными лейстами плагиоклаза. В последнем случае все составные части породы имеют более или менее призматическую форму (панидиоморфно-зернистая структура).

б) П и к р и т о в ы е д и а б а з ы. Породы этой группы встречаются редко. Они выделены по значительно большему, чем в других породах, содержанию оливина. Для них, так же как и для третьей группы оливиновых и безоливиновых диабазов, характерна главным образом пойкилоофитовая, реже — офитовая структура.

Минералогический состав их следующий (в объемн. %):

Плаггиоклаз	40,6
Оливин	37,6
Пироксен	17,1
Хлорит, иллингсит, рудный	4,7

Сумма 100,0

в) Оливиновые и безоливиновые диабазы. Отличаются от пород предыдущих групп более мелкозернистым строением; размер зерен в них обычно не превышает 2 мм. Окраска пород также темная, серовато-зеленая. Под микроскопом обнаруживается преимущественно пойкилоофитовая, реже — офитовая структура (фиг. 8). Пойкилоофитовая структура характеризуется тем, что крупные зерна пироксена включают беспорядочно ориентированные удлиненные идиоморфные лейсты плаггиоклаза. Участки между крупными выделениями пироксена выполнены мелкозернистым агрегатом, состоящим из плаггиоклаза и оливина. Иногда породы имеют микротакситовый характер: наряду с участками типичной пойкилоофитовой структуры наблюдаются участки с более мелко- и равномернозернистой офитовой структурой (фиг. 9). Эта группа пород распространена наиболее широко.

Породы с исключительно офитовой структурой распространены значительно меньше. Они характеризуются равными размерами зерен как плаггиоклаза, так и пироксена, но лейсты плаггиоклаза обладают идиоморфными очертаниями по отношению к неправильным выделениям пироксена. Приводим (в объемн. %) крайние содержания главных породообразующих минералов в оливиновых и безоливиновых диабазах.

Плаггиоклаз	48,9—50,5
Оливин	7,6—12,7
Пироксен	25,9—26,4

г) Толейитовые оливиновые диабазы. По внешнему виду эти породы аналогичны оливиновым диабазам третьей группы, но иногда более мелкозернисты. Под микроскопом видно, что они обладают микротакситовой структурой, обусловленной наличием участков с пойкилоофитовой и офитовой структурами, в которых промежутки между плаггиоклазом, пироксеном и оливином выполнены в той или иной степени раскристаллизованным стеклом. Количество мезостаза неодинаково и иногда довольно значительно. Ниже приводятся (в объемн. %) содержания главных породообразующих минералов в толейитовых диабазах.

Плаггиоклаз	50,4
Оливин	21,3
Пироксен	26,8

В стекле нередко можно наблюдать микролиты плаггиоклаза, обычно более кислого состава (№ 45) по сравнению с плаггиоклазом, включенным в пироксене и отвечающим битовниту № 70. К лейстам плаггиоклаза часто присоединяется некоторое количество бурого пироксена. Кроме того, можно наблюдать скелетные образования оливина и в еще большей степени — скелеты рудного минерала. Последний большей частью развит в виде игольчатых выделений, располагающихся параллельно и образующих подобие решетки (фиг. 10). Иногда основная масса имеет грязно-бурую окраску и слабо действует на поляризованный свет; в ней лишь едва заметны сферолитоподобное строение и редкие микролиты плаггиоклаза.



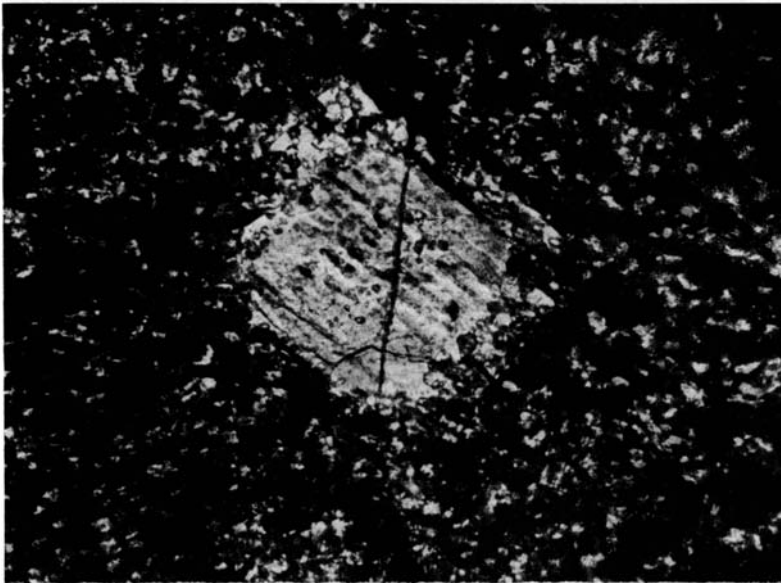
Фиг. 8. Пойкилофитовая структура оливинового диабаза.
Ув. 76; без анализатора



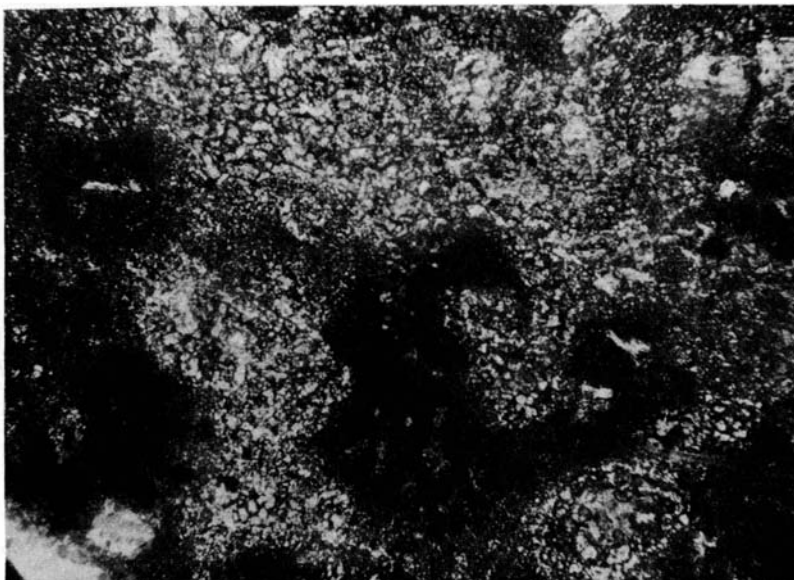
Фиг. 9. Микротакситовая структура оливинового диабаза.
Ув. 46; без анализатора



Фиг. 10. Остатки слабо разложившегося стекла в толеитовых оливиновых диабазах. Ув. 150; без анализатора



Фиг. 11. Диабазовый порфирит с роговиковой структурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза с каймой из мелких изометричных зерен пироксена. Ув. 150; без анализатора



Фиг. 12. Неоднородная структура диабазового порфирита, обусловленная наличием участков с микродацитово-роговиковой структурами. Ув. 46; без анализатора



Фиг. 13. Неоднородное строение диабазового порфирита, обусловленное кучным распределением материала. Ув. 46; без анализатора



Фиг. 14. Участок диабаза офитовой структуры в диабазовом порфирите с роговиковой основной массой. Ув. 46; без анализатора

д) Порфириты и диабазовые порфириты с долеритовой структурой основной массы. Внешне эти породы плотные, афанитовые. Цвет — обычный для траппов: темный серовато-зеленый. Под микроскопом структура пород порфировая или, чаще, гломеропорфировая; вкрапленники образованы главным образом основным плагиоклазом № 80 ($Ab_{20}An_{80}$) и реже оливином, обычно нацело замещенным иддингситоподобным минералом. Основная масса — типичная долеритовая и микродолеритовая, обычно мелкозернистая, с идиоморфными призматическими выделениями плагиоклаза значительно более кислого состава ($Ab_{55}An_{45}$ до $Ab_{64}An_{36}$), чем во вкрапленниках. Промежутки между выделениями плагиоклаза заполнены пироксеном и частично оливином, причем в этих промежутках наблюдается не одно или два зерна, а агрегат изометричных зерен оливина и пироксена.

Крайние содержания главных породообразующих минералов в диабазовых порфиритах с долеритовой структурой следующие:

Плагиоклаз	48,2—58,7
Оливин	7,8—13,1
Пироксен	23,9—34,8

е) Порфириты и диабазовые порфириты с рооговиковой структурой основной массы. Внешне порфириты и диабазовые порфириты представляют плотные породы темного зеленовато-серого цвета. Обычно даже и невооруженным глазом в них хорошо различимо как бы «обломочное строение», что заставляет иногда исследователя в поле отнести их к туфам. При этом «обломки», как правило, имеют более темную зеленоватую до черной окраску, форма их неправильная и размер не превышает 4 мм в поперечнике; границы чаще расплывчатые, нечеткие. Под микроскопом породы имеют много общего с предыдущей группой пород (д) диабазовых порфиритов. Они также характеризуются порфировой или гломеропорфировой общей структурой, с вкрапленниками, образованными главным образом плагиоклазом, в меньшей степени — оливином и пироксеном; при этом вкрапленники цветных минералов нередко обрастают каймой из мелких изометричных зерен пироксена, а в других случаях мелкие изометричные зерна пироксена образуют как бы кайму или ряд зон в краях фенокристаллов плагиоклаза (фиг. 11).

Состав вкрапленников плагиоклаза, сравнительно с вкрапленниками диабазовых порфиритов (д), отличается большей основностью и отвечает иногда анортиту № 95. Состав плагиоклаза в основной массе пород в этих случаях отвечает № 75. Иногда плагиоклазы бывают зональными и зональность имеет обратный характер.

Структура основной массы описываемых пород («цемент») в типичном виде отвечает рооговиковой, но она имеет много общего и с основной массой предыдущей группы пород (д), характеризуясь постепенными переходами от долеритовой, часто через микродолеритовую, к рооговиковой. Нередко в одном шлифе можно наблюдать результаты, очевидно, незаконченного роогоговирования с сохранением участков с микродолеритовой структурой основной массы (фиг. 12). Роогоговые участки отличаются чрезвычайной мелкозернистостью, зазубренностью контуров отдельных зерен и кучным распределением минералов, с которым, по нашему мнению, связано отмечавшееся «обломочное» строение пород.

Под микроскопом порода нередко имеет вид тонкозернистой малопрозрачной массы, почти не действующей на поляризованный свет (фиг. 13). Форма таких «сгустков» самая разнообразная: неправильно линзовидная,

округлая, угловатая, причем иногда центральные части этих «сгустков» бывают более раскристаллизованы, с хорошо различной зернистостью; в некоторых же случаях отмечается обратная картина, а в ряде случаев — и та и другая, что делает структуры пород неоднородными.

В более однородных и равномернозернистых разновидностях, структура которых является как бы переходной к микродолеритовой, иногда наблюдаются участки с типичной офитовой структурой, которые постепенно переходят в тонкозернистый роговиковый агрегат (фиг. 14).

Плаггиоклаз в более крупнозернистых офитовых участках значительно более основной, чем в мелкозернистых; очевидно, эти офитовые участки представлены рядом сегрегаций, успевших закристаллизоваться в более раннюю стадию.

Б. Минералогический состав выделенных разновидностей траппов

Как видно из подсчетов, состав всех траппов остается более или менее постоянным. Поэтому характеристику минералов мы дадим общую для всех траппов, отмечая лишь наиболее характерные особенности отдельных минералов для той или иной разновидности пород.

Главнейшими минералами, слагающими траппы, являются плаггиоклаз, оливин и клинопироксен; из аксессуарных больше всего распространены рудные минералы (магнетит и ильменит) и значительно меньше — апатит, циркон и сфен. По данным шлихового анализа, среди аксессуарных минералов встречены также флюорит, турмалин, гранат (бледно-розовый), большое количество титаномagnetита и пирит.

Из вторичных минералов широко развиты: хлорит, хлорит-серпентин, иддингсит или иддингситоподобные продукты (керолит и др.), серицит и цеолиты; в меньшей степени развиты эпидот, пренит и карбонат.

Плаггиоклаз

Плаггиоклаз — один из существенных компонентов траппов; крайние содержания его колеблются от 44 до 58%. Размеры и форма зерен разнообразны. Более крупные выделения плаггиоклаза с размером зерен от 1 до 3 мм обычно представлены призматическими индивидами с хорошо образованными гранями. Широко развиты также более мелкие призматические выделения, величиной до 0,8 мм в длину при ширине в 3—4 раза меньшей. Такие размеры выделений плаггиоклаза характерны для пойкилофитовых разновидностей диабазов, в которых плаггиоклаз образует пойкилитовые вроски в пироксене, а также для толейитовых и офитовых диабазов.

В порфиритовых разновидностях траппов плаггиоклаз основной массы представлен игольчатыми микролитами или лейстовидными, резко удлиненными выделениями. Для траппов с роговиковой или долеритовой структурой характерны округлая или неправильная форма зерен плаггиоклазов и значительно меньшие размеры, не превышающие 0,1 мм в поперечнике.

Плаггиоклаз — обычно свежий и прозрачный, с хорошо выраженным двойниковым строением, чаще всего по альбитовому, периклиновому или карлсбадскому законам. Сильное изменение плаггиоклаза, выражающееся в серицитизации, а главным образом в замещении иддингситоподобными минералами, отмечено для дайковой или жильной серии пород, а также для шпирообразных выделений. В последнем случае двойниковое строение в плаггиоклазах различимо слабо.

Для траппов с микродолеритовой или роговиковой основной массой характерно развитие (хотя и не широкое) зональных плаггиоклазов, со

Характеристика плагиоклазов

№ шифра	Порода	Форма интрузии	Угол погасания $N_{P_1}: (010)$ в зоне $\perp (010)$	% An	Примечание
93	Диабазовые порфириты с роговиковой основной массой	Пластовая залежь	40—43°	84—95	Во вкрапленниках
99	То же	» »	31—35	56—64	В основной массе
99	» »	» »	37	75	То же
99	» »	» »	32	60	Центральная часть зонального плагиоклаза
99	» »	» »	34	65	Периферия зонального плагиоклаза
101	Диабазовые порфириты с микродолеритовой основной массой	» »	37—38	78—80	В крупных порфировых выделениях
101	То же	» »	35	64	В мелких зернах основной массы
101	» »	» »	20—25	36—45	То же
66	Диабазы с такситовой структурой: офитовой и пойкилоофитовой (у подножия силла)	» »	42	90	Крупные самостоятельные выделения
66	То же	» »	35—36	65—66	То же
66	» »	» »	28	55	Пойкилитовые включения в пироксене
129	Толейитовые диабазы с пойкилоофитовой структурой	» »	42	88	Наиболее крупные выделения
126	То же	» »	31—35	58—64	То же
126	» »	» »	37	70	Пойкилитовые включения в пироксене
126	» »	» »	25	45	Выделения в стекле
12	Пикритовые диабазы	» »	36—37	70—75	—
12	» »	» »	34	62	—
411a	Диабазы с микродолеритовой структурой (эндоконтактная зона обр. 411)	Пластовая залежь; наблюдается на высоте 44 м относительно уреза р. Ангара	41—43	90—95	—
411	Диабаз с такситовой (пойкилоофитовой и офитовой) структурой (подножие силла)	То же	39	76	—
411	То же	» »	33	60	—

Таблица 1 (продолжение)

№ шифра	Порода	Форма интрузии	Угол по- гасания Np ₁ : (010) в зоне L (010)	% An	Примечание
412a	Диабазовые порфири- ты с роговиковой струк- турой (эндоконтакто- вая зона к обр. 412)	Пластовая залежь; наблюдается на высоте 77 м над урезом р. Ангара- ры	41°	86	—
412a	То же	То же	33—37	60—70	—
412a	» »	» »	30	56	Периферия зональ- ного плагиоклаза
412a	» »	» »	26	50	Центральная часть зонального пла- гиоклаза
412	Толейитовые диабазы с пойкилоофитовой струк- турой (централь- ная часть силла)	» »	37	75	—
412b	Диабазы с такситовой (пойкилоофитовой и офитовой) структурой (подшва силла)	» »	35	64	—
412b	То же	» »	30—32	56—58	—
45	Толейитовые диабазы с пойкилоофитовой струк- турой (централь- ная часть интрузии)	Куполообразная интрузия	30—34	56—60	—
44	Диабаз с такситовой структурой	То же	37	70	Наиболее крупные выделения 1-й генерации
44	То же	» »	32	58	Пойкилитовые вроски в широ- ксене
44	» »	» »	27—29	52—55	То же
214	Порфири- ты с пилотак- ситовой основной мас- сой (эндоконтактовая зона интрузии)	Шток (на контакте с туфами основ- ных пород)	48	85	—
214	То же	То же	37	75	—
214	» »	» »	35	64	—
215	Диабазовые порфири- ты с долеритовой струк- турой	Шток (в 40 см от контакта с туфа- ми основных по- род)	39—40	78—82	—
216	Диабаз с призматически- офитовой структурой (центральная часть ин- трузии)	Шток (вдали от контакта с ту- фами)	25	45	—
216	То же	То же	20	36	—
244	Порфирит с микродоле- ритовой структурой (эндоконтактовая зона интрузии)	Шток (в 40 см от песчаников про- дуктивного го- ризонта)	48	85	—
244	То же	То же	37	75	—
244	» »	» »	35	64	—

Таблица 1 (окончание).

№ шлифа	Порода	Форма интрузии	Угол погасания Np ₁ : (010) в зоне L (010)	% An	Примечание
243	Диабаз с такситовой структурой (пойкило-офитовой и офитовой)	Шток (в 2 см от контакта с песчаниками продуктивного горизонта)	29°	54	—
243	То же	То же	26—27	50—52	—
288	Порфирит с роговиковой основной массой	Дайка на контакте с силлом диабаз (непосредственный контакт)	37—38	70—75	—
269	То же	То же	30—34	56—64	—
269	» »	» »	40	84	—
275	Порфирит с микро- лериговой основной массой	Дайка на контакте с песчаником (в 50 см от контакта)	35 31—32	64 57—58	— —
207	Порфирит с микроофитовой основной массой	То же (в 2 м от контакта с песчаником)	34—36	62—68	—
233	То же	Дайка (мощность 2,5 м; центральная часть)	37	75	—
233	» »	То же	35	64	—
81	Диабаз	Прожилки в силлах диабазов	26—30	50—56	—
86	То же	То же	34	62	—
85	» »	» »	36	68	—
89	» »	Шлиры в силле диабазов	27	50	—
89	» »	То же	35	62	—
98	» »	» »	37	75	—

слабо выраженной, размазанной и, как правило, обратной зональностью: их краевые зоны содержат 65% анортитовой молекулы ($Ab_{35}An_{65}$), а в центральных частях содержание анортита не превышает 60% ($Ab_{40}An_{60}$).

В диабазовых порфиритах с роговиковой и микролериговой основной массой порфировые выделения плагиоклазов, как правило, значительно более основные сравнительно с плагиоклазом основной массы. Если в разновидностях с роговиковыми структурами содержание анортита во вкрапленниках достигает 95% и не бывает ниже 80% (последнее характерно для порфиритов с микролериговыми структурами), то в основной массе содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе не поднимается выше 64—75%.

Для траппов с полнокристаллическими структурами, т. е. для наиболее распространенных разновидностей траппов в районе, а именно: для

толейитовых диабазов с пойкилоофитовой структурой, для диабазов с такситовой структурой и призматически-офитовой — наиболее характерны плагиоклазы лабрадорного состава Ab_{35-40} , An_{65-80} , реже — лабрадор—битовнитового ряда. При этом в пойкилоофитовых разновидностях, в случае, когда плагиоклаз представляет пойкилитовые вроски в пироксене, основность его еще более понижается и содержание анортита падает до 50%. Плагиоклаз, наблюдаемый в пойкилитовых вросках, обладает, сравнительно с его более крупными и самостоятельными выделениями, чрезвычайно разнообразной, иногда неправильной формой выделений и относится, как увидим ниже, явно к более поздней, второй, генерации.

Плагиоклазы дайковой и жильной фаций траппов по составу не отличаются от плагиоклазов указанных выше разновидностей траппов, составляющих крупные пластовые и секущие тела. Следует отметить, что состав плагиоклазов (см. табл. 1) неодинаков не только в пределах той или иной выделенной разновидности пород, но нередко и в пределах одного шлифа. На объяснении этого явления мы остановимся несколько ниже. В табл. 1 приводится характеристика состава плагиоклазов, в которых измерение констант производилось в направлении $[100]$ в зоне $\perp (010)$.

О л и в и н

Образует в большинстве случаев прозрачные или очень слабо окрашенные в зеленоватый цвет зерна неправильной или округлой формы. По размеру они обычно раза в три-четыре меньше зерен пироксена и не превышают 0,1 мм в поперечнике. Иногда, вследствие выделения окислов железа, окраска становится желтоватой до оранжевой, чаще же это явление наблюдается вблизи трещинок минерала. Двупреломление высокое и в большинстве случаев отвечает зеленоватым тонам III порядка. Более мелкие зерна оливина (не превышающие 0,04—0,05 мм в поперечнике) обычно характерны для микродолеритовых порфиритов краевых частей интрузий. Знак минерала всегда отрицательный. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 66 до 88°. Для большей же его массы характерны углы $2V = -84^\circ, -86^\circ, -88^\circ$, что отвечает магнезиальному оливину или, по Винчеллу, Оллингу и Диру, — хризолиту с содержанием фаялитовой молекулы (Fe_2SiO_4) до 30%; увеличение содержания Fe_2SiO_4 (до 64%) обычно наблюдается в подопвешенной части интрузивных тел. Оптические константы оливинов помещены в табл. 2.

Приведенная таблица характеризует непостоянство состава оливинов как в пределах одной и той же выделенной разновидности пород, так и в различных интрузивных типах траппов. Резкость колебаний в составе оливина особенно показательна в шлифах (обр. 89, 90), но все же его состав, как уже было отмечено выше, колеблется в определенных границах, не выходя за пределы гялосидерита, и лишь как исключение приближается к гортонолиту.

П и р о к с е н

Образует короткопризматические кристаллы с разъеденными гранями или неправильные большие зерна. Такие выделения обычно содержат много пойкилитовых вросков плагиоклаза. Минерал бесцветен, реже окрашен в слабый коричневато-розовый цвет, без заметного плеохроизма. В более редких случаях приобретает очень слабый зеленоватый оттенок, характерный для пироксена краевых зон интрузий. Пироксены с коричневато-розовой окраской наблюдаются ближе к центральным частям этих зон. Размер зерен также возрастает по направлению к послед-

Характеристика оливинов

№ шлифа	Порода	Тип интрузии	2V	Содержание Fe_2SiO_4 , %	Примечание
126	Диабазы с такситовой (пойкилофитовой и офитовой) структурой	Пластовая залежь (у уреза реки)	—87, —88°	19—20	Ближе к кровле интрузии (высота по вертикали 30—35 м над урезом реки)
411	То же	Пластовая залежь (пласт на высоте 44 м над урезом реки)	—69	60	Подножие (мощность пласта 15 м)
411а	Диабазы с микродолеритовой структурой	То же	—88	19	Верхняя часть интрузии
412	Диабазы с такситовой структурой	То же (пласт на высоте 77 м над урезом реки)	—84	28	Подножие * (мощность пласта 12—15 м)
45	Толейитовые диабазы с пойкилоофитовой структурой	Куполообразная интрузия	—77	44	Средняя часть интрузии
44	Диабазы с такситовой структурой	То же	—68	64	У подножия интрузии
207	Порфириты с микроофитовой структурой	Дайка	—82	34	—
84	Диабаз с офитовой структурой	Прожилки мощностью 23 см	—80	36	—
89	Диабаз с пойкилоофитовой структурой	Шлир	—66	74	—
90	То же	»	—88	15	—

* Нижняя часть шилла не вскрыта, и подножие считается условным.

ним, в эндоконтактовых частях зерна различимы лишь при больших увеличениях.

Двупреломление минерала: $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,022 - 0,023$. Угол погасания с Ng в большинстве случаев равен $25 - 30^\circ$ при всегда положительном и довольно большом угле оптических осей $2V = +48^\circ, +52^\circ$. Небольшой угол оптических осей $2V = +16^\circ, +20^\circ, +22^\circ$ (характерный для пижонитов) наблюдался лишь в траппах с микродолеритовой структурой. Наоборот, в центральных частях интрузивных тел отмечается увеличение угла оптических осей до $+52^\circ$. Судя по оптическим данным, минерал принадлежит к клиноэнстатит-пижонитовому ряду.

Оптические константы пироксенов даны в табл. 3.

Характеристика пироксенов

№ шлифа	Порода	Тип интрузии	Оптические свойства			Минерал
			2V	cNg	Ng — Np	
96	Порфирит с роговиковой структурой	Пластовая залежь, наблюдаемая у уреза р. Ангара (эндоконтактная зона)	+16°	39°	0,022	Пижонит
99	То же	То же	+20	28	—	»
126	Толейитовые диабазы с пойкилофитовой структурой	То же (центральная часть)	+48	30	—	Клиноэнстатит-пижонитового ряда
129	То же	То же	+52	32	0,030	То же
251	Диабаз с такситовой структурой (пойкилофитовой и офитовой)	То же (ближе к подножию залежи)	+52	25	—	» »
411	Диабаз с такситовой структурой	Пластовая залежь, наблюдаемая на высоте 44 м над урезом р. Ангара (ближе к подножию залежи)	+36	32 Ng = 1,713 ± 0,004 Np = 1,690 ± 0,004		» »
412a	Диабазовые порфиристы с роговиковой структурой	Пластовая залежь, наблюдаемая на высоте 77 м над урезом реки (эндоконтактная зона в кровле интрузии)	+46	27	—	» »
412	Толейитовые диабазы с пойкилофитовой структурой	То же (ближе к подножию интрузии)	+50	23	—	» »
4126	Диабазы с такситовой структурой	То же (у подножия интрузии)	+49	22	—	» »
47	Диабаз с долеритовой структурой	Куполообразная интрузия (у кровли)	+19	28 Ng = 1,711 ± 0,002 Np = 1,686 ± 0,004		Пижонит
45	Толейитовые диабазы с пойкилофитовой структурой	То же (в центральной части)	+47	25 Ng = 1,697 ± 0,004 Np = 1,666 ± 0,004		Клиноэнстатит-пижонитового ряда

Таблица 3 (продолжение)

№ шлифа	Порода	Тип интрузии	Оптические свойства			Минерал
			2V	cNg	Ng — Np	
44	Диабазы с такситовой структурой	То же (у подножия выходов)	+46°	26°	—	То же
207	Порфирит с микрофитовой основной массой	Дайка (среди песчаников) мощностью 2,5 м	+50	31	—	» »
193	Диабаз с роговиковой структурой	То же	+52	47	—	Авгит
227	То же	Дайка мощностью 1,5 м	+49	40	—	»
223	Порфирит с микрофитовой основной массой	То же	+30	41	—	Клиноэвстатит пиджонитового ряда
89	—	Шпир в диабазе	+52	33	—	То же
90	—	То же	+50	25	—	

Иддингсит

Представлен выделениями разнообразной формы и величины; наблюдается в тесной ассоциации с рудным минералом. Окрашен в красноватые или желтовато-бурые тона; в редких случаях окраска его зеленая различных оттенков. Вторичный минерал по оливину. Сила двойного лучепреломления высокая, цвета III порядка. $2V. = -20^\circ$.

Серпентин

Вторичный минерал по оливину, буровато-зеленого цвета с низкой серовато-белой интерференционной окраской. Образует волокна или плотные скопления.

Хлорит

Распространен широко; развит главным образом по пироксену или замещает участки стекла, зажатые между выделениями плагиоклаза и пироксена. Обычен в ассоциации с рудным минералом и иддингситом. В некоторых случаях развивается по плагиоклазу. Образует мелкие чешуйки или их скопления, окрашенные в слабозеленые тона различных оттенков. Плеохроизм почти не заметен. Интерференционная окраска индигово-синяя. Низкое двупреломление позволяет отнести его к пеннину.

Рудные минералы

Представлены неправильными (в случае развития по оливину) или игловидными скелетными выделениями (за счет раскристаллизации стекловатых участков). Обе генерации руд в главной своей массе, судя по

железо-черному цвету и по резкому металлическому блеску в отраженном свете, относятся к магнетиту. Шлиховой анализ, помимо большого количества магнетита, указывает на присутствие в породах ильменита.

Акцессорные минералы играют в траппах незначительную роль. Из них под микроскопом отмечен лишь апатит.

В. Порядок выделения минералов

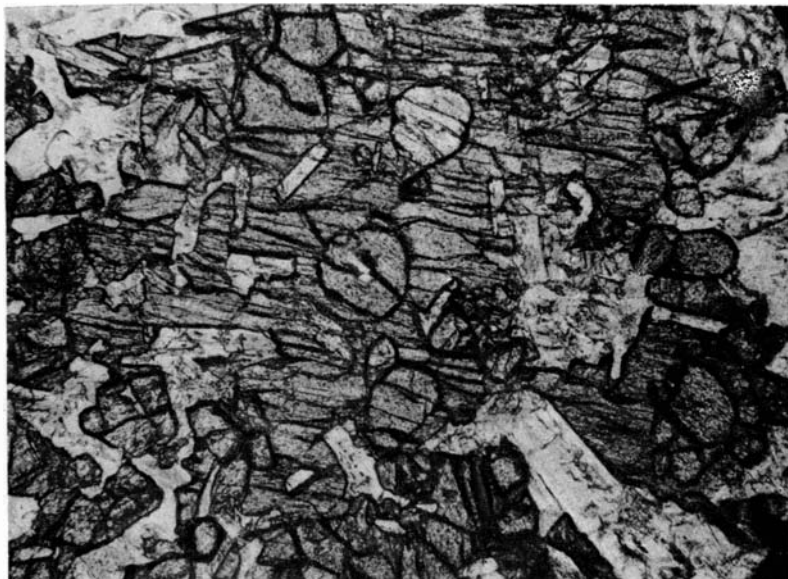
В изученных разновидностях траппов, начиная от мощных пластовых тел с офитовыми или пойкилоофитовыми структурами и кончая дайковой серией пород с резко выраженной порфировой структурой, вкрапленники в которых представлены исключительно плагиоклазом, последний везде характеризует начальные моменты кристаллизации. Плагиоклаз обладает наиболее идиоморфными очертаниями по отношению как к оливину, так и к пироксену. Более мелкие идиоморфные зерна плагиоклаза образуют пойкилитовые вроски в пироксене, также свидетельствующие о его раннем выделении по отношению к последнему. Частое нахождение зерен оливина почти правильной округлой формы (с как бы оплавленными краями) в крупных кристаллах пироксена (фиг. 15), а также выполнение зернами оливина промежутков между идиоморфными кристаллами плагиоклаза позволяют считать его выделившимся вслед за плагиоклазом (фиг. 16). О том же свидетельствует изредка наблюдаемая коррозия плагиоклаза оливином (фиг. 17).

Раскристаллизация стекла, выполняющего интерстиции между указанными выше минералами, относится к последним этапам формирования интрузий. Стекло раскристаллизовывается с образованием большого количества хлорита и рудных выделений, иногда образующих скелетные формы (толейитовые разновидности).

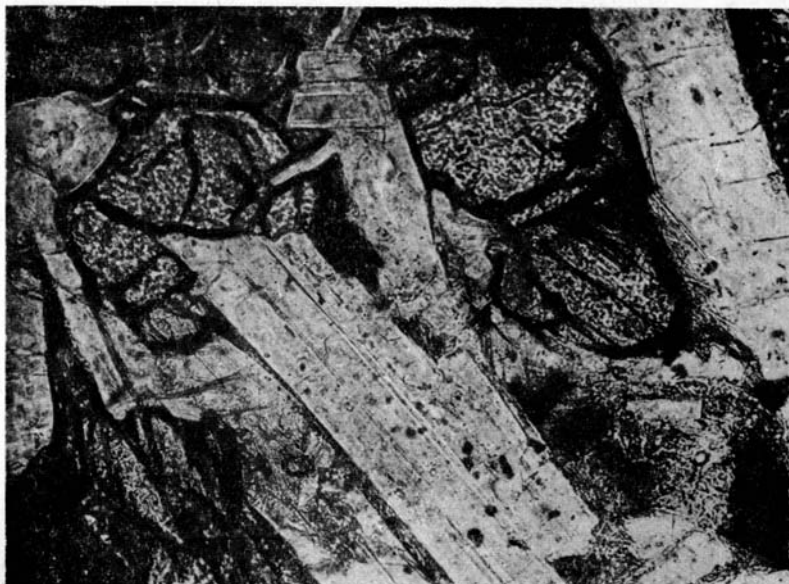
Если расположить различные типы пород по вертикали от кровли интрузий по направлению к их подошве, то в общем случае наблюдается следующая закономерность: диабазовые порфириты с роговиковой структурой слагают обычно эндоконтактные зоны интрузий (пластовых, куполообразных, дайковых) и более четко, как правило, проявлены в кровле интрузий. Мощность этих зон почти никогда не превышает 1 м, большей частью колеблясь в пределах 40—70 см. Вслед за разновидностями с роговиковой структурой (считая по направлению от верхнего контакта интрузий вниз) следуют диабазовые порфириты, чаще всего с гломеро-порфировой общей структурой и долеритовой и микродолеритовой структурами основной массы. Мощность этого «слоя» колеблется в пределах 5—7 м при общей видимой мощности интрузии в 40—50 м.

Ниже залегает слой такситовых (офитовых и пойкилоофитовых) диабазов, незаметно переходящих еще ниже в тесно связанные с ними толейитовые диабазы. В подошвенной части некоторых интрузий мы также наблюдали такситовые диабазы, вероятно, представляющие неперемешанную переходную разновидность к краевым частям интрузий — порфиритам с долеритовой и роговиковой структурами. Эта закономерность хорошо прослежена на примерах исследованных мощных даек с видимыми контактами.

Возникновение отмеченных структурных разновидностей пород следует объяснить главным образом быстротой охлаждения, количеством летучих и активностью движущейся магмы, а также и характером вмещающих пород. Замедленная кристаллизация дает офитовые и пойкилоофитовые структуры с первоначальным выделением центров кристаллизации плагиоклаза, а затем — пироксена с продолжающимся выделением плагиоклаза.



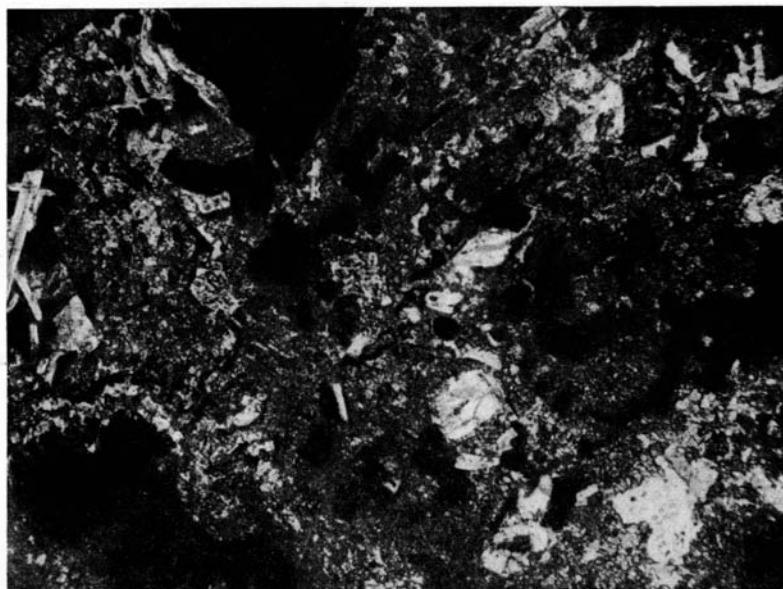
Фиг. 15. Оливиновый диабаз, включения оливина в пироксене, свидетельствующие о более раннем выделении оливина.
Ув. 150; без анализатора



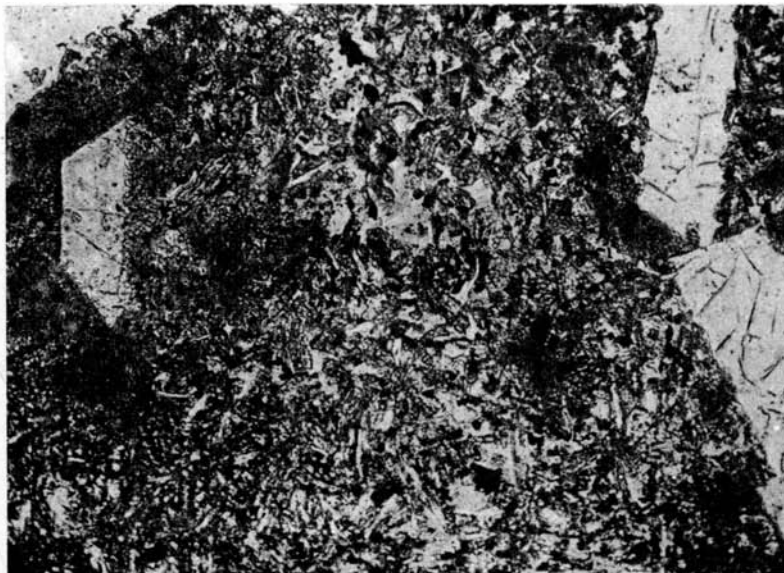
Фиг. 16. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к оливину.
Ув. 90; без анализатора



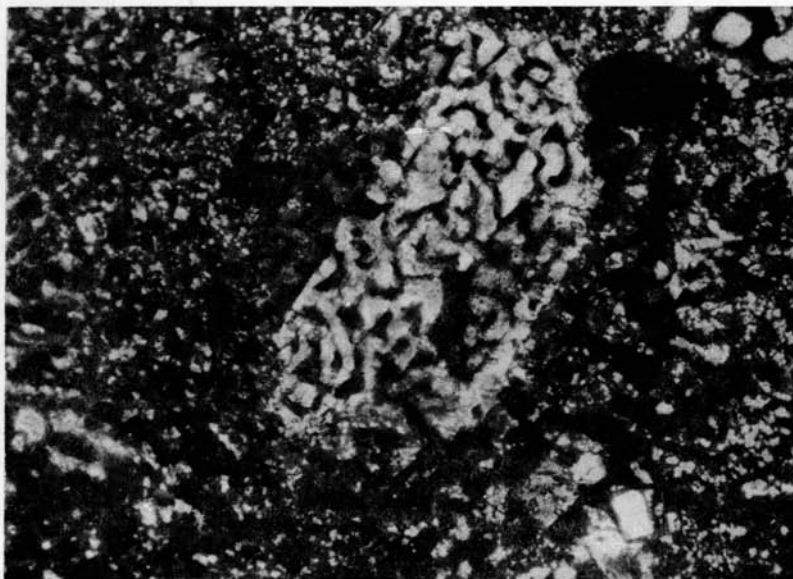
Фиг. 17. Коррозия плагиоклаза оливином, свидетельствующая о более позднем выделении последнего. Ув. 90; без анализатора



Фиг. 18. Непосредственный контакт дайки порфирита с диабазом; в дайке порфирита наблюдается неоднородность с кучным распределением материала. Структура породы роговиковая.
Ув. 46; без анализатора



Фиг. 19. Центральная часть дайки порфирита; структура породы микродолеритовая. Ув. 46; без анализатора



Фиг. 20. Диабазовый порфирит. Вкрапленники плагиоклаза с участками стекла, захваченного при кристаллизации. Ув. 150 без анализатора

Появление такситовых разновидностей пород в основном следует объяснить быстрым охлаждением и влиянием вмещающих пород. Последнее наиболее интенсивно сказалось на эндоконтактных частях интрузий, вызвав одновременное возникновение большого числа кристаллизационных центров для всех главных порообразующих минералов и образование долеритовых, а еще ближе к кровле — микродолеритовых структур с постепенными между ними переходами. В непосредственных же контактах с вмещающими породами образуются своеобразные и интересные породы, иногда с равномернозернистой роговиковой, иногда с такситовой (состоящей из участков, сложенных микродолеритовыми и роговиковыми разновидностями), а нередко и с «брекчиевидной»¹ структурами. Отмечены следующие особенности в пространственном распределении трех последних разновидностей роговиковых структур:

1) равномернозернистые роговиковые структуры развились преимущественно в эндоконтактных частях интрузий, вмещающими породами которых были осадочные породы низов тунгусской свиты;

2) такситовые и связанные с ними постепенными и незаметными переходами «брекчиевидные» роговиковые структуры характерны для участков интрузий, контактирующих с изверженными (интрузивными или вулканическими) породами; так, например, «брекчиевидные» разновидности диабазовых порфиритов были выделены только в тех местах (район устья р. Илама, южная оконечность о-ва Верхне-Каменного), где отмечается развитие пирокластических пород (туфы основных пород), служивших, по всей вероятности, кровлей для пластовых залежей диабазов. Фактом, до некоторой степени подтверждающим это предположение, является дайка порфирита мощностью 60 см (о-в Катский). Дайка вторглась по контакту диабазов и туфогенных песчаников. Под микроскопом видно, что в контакте с последними дайка сложена диабазовыми порфиритами с обычной более или менее равномернозернистой долеритовой структурой. На контакте же с самим диабазом дайка порфирита претерпела следующие изменения:

а) в непосредственном контакте отмечается слой мощностью в 10—15 см указанных выше типичных «брекчиевидных» пород с роговиковой структурой (фиг. 18);

б) далее от контакта «брекчиевидность» в породах постепенно исчезает, «обломки» становятся более редкими;

в) наконец, еще ближе к центру дайки развита типичная микродолеритовая (фиг. 19), а затем микроофитовая структура.

Эти факты позволяют высказать следующее предположение, хорошо согласующееся с экспериментальными данными по кристаллизации плавленого диабаза, полученными А. И. Цветковым (1937, стр. 209).

Дайка при внедрении в рыхлые породы встречалась с охлаждающей их поверхностью и претерпела раскристаллизацию с образованием равномернозернистых микродолеритовых структур. При соприкосновении с более плотными породами, к которым относятся афанитовые диабазы или витро- и литокластические туфы, дайка испытала значительно более сильное влияние — получился своего рода «отжиг» с преобразованием и, возможно, некоторыми элементами перекристаллизации породы. Как было отмечено выше, в этих участках наблюдались плагиоклазы с обратной зональностью. «Отжиг» создал в породах своеобразную «брекчиевидную» структуру, в которой «обломки» (при большом увеличении) представляют ту же цементирующую их роговиковую массу. Иногда «обломки» приобретают как бы флюидальное строение, вытягиваясь в полосы, чередующиеся

¹ Термин «брекчиевидный» понимается не в генетическом смысле, а только как структурный — в шлифе в структуре пород наблюдается некоторое подобие брекчиевидности.

с участками, имеющими роговиковую структуру. Наблюдавшиеся в последней вкрапленники плагиоклаза содержат внутри захваченные при кристаллизации участки стекла. Это явление также свидетельствует о большой скорости роста кристаллов плагиоклаза (фиг. 20). На основании экспериментальных исследований А. И. Цветков приходит к выводу, что, «варьируя условия отжига, можно было бы получить если не все, то, по крайней мере, большинство структурных типов, свойственных этим породам» (диабазам и базальтам).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТРАППОВ

Для интрузивных траппов исследованного района необходимо отметить следующие особенности химического состава. По ряду химических характеристик траппы исследованного района и района Нижней Тунгуски чрезвычайно близки как между собой, так и с траппами Деккана, почти точно отвечая среднему типу базальтов плато (по Вашингтону, Дели и Тиррелю), за исключением анализа № 5 (табл. 5) с содержанием 55,31% SiO_2 , который скорее принадлежит к андезито-базальтам.

Содержание FeO и отношение $\text{FeO} : \text{MgO}$ очень показательны для характеристики базальтов плато (см. Левинсон-Лессинг и др., 1932; Соболев, 1936). Сопоставляя значения FeO и отношения $\text{FeO} : \text{MgO}$ в исследованных траппах с таковыми пород Деккана и со средними числами для габбро и базальтов по Дели и Тиррелю, можно констатировать принадлежность траппов к базальтам плато (табл. 4), т. е. к массовым базальтовым излияниям, не достигшим поверхности (но обладающим полнокристаллической структурой, характерной для интрузивных образований).

Отношение $\text{FeO} : \text{MgO}$

Таблица 4

Порода	$\text{FeO} : \text{MgO}$
Мировой базальт плато (среднее из 37 анализов)	1,73
Габбро (среднее из 41 анализа)	0,79
Мировой базальт (среднее из 198 анализов)	1,0
То же (среднее из 161 анализа)	
Диабазы (среднее из 20 анализов)	1,15
Траппы исследованного района (среднее из 6 анализов, за исключением анализов № 1 и 5)	1,5

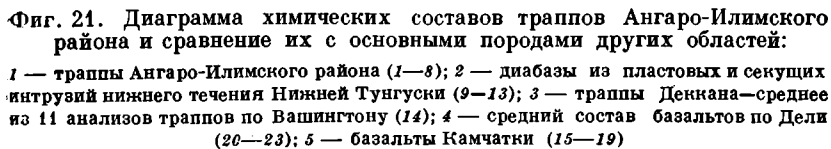
Небольшие отклонения от среднего типа плато-базальтов отмечаются почти для всех окислов наших пород (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO), причем для щелочей в большинстве случаев они не превышают долей процента (см. табл. 5 и диаграмму фиг. 21). Если сравнивать состав «подожженных» частей интрузии нашего района с составом пород верхних или краевых их частей, то наибольшие значения ($\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$) всегда будут приурочены к верхним частям интрузий, в то время как наиболее повышенные содержания MgO и FeO характерны для более низких частей интрузий. По классификации горных пород А. Н. Заварицкого, самые распространенные в нашем районе траппы, представляющие более низкие части интрузий с содержанием SiO_2 , равным 48,62—48,80% (анализы 2, 7), попадают в класс пород, слабо недосыщенных SiO_2 ($Q = -2,91$ до $-5,54$), тогда как породы более высоких частей интрузий и их эндоконтактные разновидности иногда попадают в класс насыщенных кремнеземом. Пикритовые разновидности траппов с содержанием SiO_2 ,

Сравнение химического состава траппов Сибирской платформы с траппами Деккана, с новыми лавами Камчатки, а также со средними типами базальтов и диабазов, по Дели
(содержание %)

№ анализа	№ образца	Порода	Район интрузии	Тип интрузии	Автор	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	-H ₂ O	+H ₂ O	Сумма	a	c	b	S	'a'	'r'
1	12	Пикритовый диабаз с пойкилоофитовой структурой	Н.-Илимск. район, бассейн р. Илима	Мощная пластовая залежь (подножье)	В. И. Гоньшакова	44,93	1,02	13,77	1,17	13,37	0,23	14,70	8,34	1,20	0,59	0,37	0,87	100,66	3,53	7,06	39,79	49,62	—	33,1
2	225	То же	Н.-Илимск. район, бассейн р. Ангара	Менее мощная залежь (близ подножья)	»	48,62	1,28	15,79	4,87	8,75	0,18	6,67	10,34	1,59	0,78	0,28	1,35	100,60	4,91	8,29	29,05	27,65	—	41,3
3	27	Диабазовый порфирит с долеритовой основной массой	Н.-Илимск. район, бассейн р. Илима	Пластовая залежь (ближе к кровле)	»	48,56	1,70	15,43	3,21	10,72	0,23	6,69	10,53	1,03	0,89	0,59	0,81	100,66	3,51	8,84	29,64	58,01	—	44,7
4	51	Диабазовый порфирит с микродолеритовой основной массой	Там же	Пластовая залежь (кровля)	»	52,80	1,14	16,29	1,00	10,77	0,18	5,90	9,40	1,55	0,90	0,20	0,49	100,62	4,88	8,71	24,66	61,75	—	46,6
5	217	То же	Н.-Илимск. район, бассейн р. Ангара	Шток (краевая часть)	»	55,31	1,02	15,52	1,18	8,60	0,16	5,89	8,71	2,28	0,64	0,37	0,93	100,61	5,52	7,72	22,49	64,27	—	42,0
6	151	»	Там же	Пластовая залежь (кровля) в 50 м по вертикали от обр. 153	»	49,93	1,38	14,97	5,18	8,13	0,19	5,91	11,44	1,94	0,61	0,85	0,50	100,73	5,11	7,59	28,77	58,53	—	43,6
7	153	Толейитовый оливковый диабаз	»	Пластовая залежь (подножье)	»	48,80	1,14	14,74	3,29	9,68	0,19	8,02	11,05	1,96	0,58	0,72	0,60	100,72	5,16	7,10	31,71	56,03	—	38,4
8	226	Порфирит	»	Дайка мощностью 30 см	»	49,02	1,81	13,40	4,72	10,67	0,26	5,98	10,53	2,09	0,78	1,05	0,66	100,76	5,95	6,09	30,88	57,08	—	47,2
9	—	Афанитовый трапп	Нижнее течение Нижней Тунгуски	Секущие траппы (дайки)	Н. Н. Мутафи, В. П. Теденьков и др.	47,41	1,87	16,58	3,80	9,13	6,81	0,20	10,34	1,44	1,14	1,58 ($<110^\circ$)	0,29 ($>110^\circ$)	100,46	4,96	9,03	28,47	57,50	—	44,2
10	—	Эндоконтактовая разнородность траппа	Там же	Пластовая залежь	»	49,39	1,23	15,44	3,59	8,52	0,17	5,28	10,05	1,77	0,94	0,56	2,74	99,63	6,26	8,12	26,21	59,41	—	45,8
11	—	Афанитовый трапп (преобладающе гиперстеновый диабаз)	»	?	»	50,65	0,98	14,10	2,24	8,81	0,13	6,25	10,05	1,93	1,43	1,09 ($<110^\circ$)	2,08 ($>110^\circ$)	99,71	6,33	6,33	27,63	59,71	—	38,5
12	—	Трапп, обогащенный оливином	»	—	»	48,04	0,60	19,74	1,10	9,67	0,05	12,43	12,53	1,48	0,32	0,15 ($<110^\circ$)	0,01 ($>110^\circ$)	106,42	3,50	6,92	37,51	52,07	—	25,9
13	—	Анортозитовая разнородность траппа	»	Шлирообразные обособления	»	49,12	0,22	28,95	1,90	1,71	0,02	2,17	13,24	2,14	0,48	0,20 ($<110^\circ$)	0,35 ($>110^\circ$)	100,50	6,24	18,96	9,28	65,52	12,10	41,3
14	—	Среднее из 11 анализов деканских траппов, по Вашингтону	Траппы Декана	Покровы флюидбазальтов (мощность 5—15 м)	Вашингтон	50,61	1,91	13,58	3,19	9,92	0,16	5,46	9,45	2,60	0,72	0,43	1,70	99,73	6,78	5,82	27,58	59,82	—	44,9
15	399	Базальт	Камчатка	Вулкан Авача	А. А. Меняйлов	52,22	1,00	17,64	4,52	4,41	0,10	6,66	8,85	3,18	1,00	0,20	0,27	100,05	8,4	7,7	22,8	61,1	—	36,0
16	486	»	»	»	»	52,56	0,68	16,89	3,68	4,59	0,11	6,80	10,32	2,83	0,94	0,24	0,20	99,94	7,5	7,6	21,7	60,7	—	31,4
17	558	»	»	»	»	52,83	0,62	15,63	5,85	2,95	0,10	7,92	10,25	2,45	1,30	0,20	0,07	99,87	7,5	4,2	27,9	60,4	—	27,4
18	361	»	»	»	»	53,90	0,95	15,52	4,24	4,18	0,31	6,93	9,05	2,88	1,13	0,00	0,38	99,62	6,7	3,5	29,9	59,9	—	25,9
19	408	»	»	»	»	53,96	0,90	18,48	4,29	3,96	0,06	4,70	8,06	3,50	1,07	0,68	0,28	100,24	10,2	7,6	18,4	63,8	—	42,0
20	—	Базальты	—	—	Дели	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	6,17	8,95	3,11	1,52	1,62	—	99,55	9,2	6,1	26,8	57,9	—	41,6
21	—	Плато-базальты	—	—	»	48,80	2,19	13,98	3,59	9,78	0,17	6,70	9,39	2,59	0,69	1,80	—	99,67	6,84	6,14	30,08	56,94	—	42,7
22	—	Оливиновый диабаз	—	—	»	48,54	1,31	15,24	3,06	8,88	0,21	8,08	9,38	2,69	0,98	1,35	—	99,72	7,5	6,4	20,0	56,1	—	37,4
23	—	Диабаз	—	—	»	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	0,20	5,79	8,94	3,07	0,97	1,89	—	99,75	8,3	6,2	25,9	59,6	—	41,5

Сравнение химического состава траппов Сибирской платформы с траппами Деккана, с новейшими лавами Камчатки, а также со средними типами базальтов и диабазов, по Дели
(содержание в %)

Автор	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	-H ₂ O	+H ₂ O	Сумма	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q	$\frac{a}{c}$	FeO : MgO
В. И. Гоньшакова	44,93	1,02	13,77	1,17	13,37	0,23	14,70	8,34	1,20	0,59	0,37	0,87	100,66	3,53	7,06	39,79	49,62	—	33,30	59,90	6,80	77,7	-11,88	0,5	—
»	48,62	1,28	15,79	4,57	8,75	0,18	6,67	10,44	1,59	0,78	0,28	1,35	100,60	4,91	8,39	29,05	37,65	—	44,30	39,80	15,80	71,3	-2,91	0,58	1,3
»	48,56	1,70	15,43	3,21	10,72	0,23	6,69	10,80	1,03	0,89	0,59	0,81	100,66	3,51	8,84	29,64	58,01	—	44,70	39,20	19,80	61,0	+0,16	0,29	1,6
»	52,80	1,14	16,29	1,00	10,77	0,18	5,90	9,40	1,55	0,90	0,20	0,49	100,62	4,88	8,71	24,66	61,75	—	46,60	41,20	12,20	71,4	+5,03	0,56	1,8
»	55,31	1,02	15,52	1,18	8,60	0,16	5,89	8,71	2,28	0,64	0,37	0,93	100,61	5,52	7,72	22,49	64,27	—	42,00	44,70	13,30	92,0	+9,78	0,71	—
»	49,93	1,38	14,97	5,18	8,13	0,19	5,91	11,14	1,94	0,61	0,85	0,50	100,73	5,11	7,59	28,77	58,53	—	43,60	35,10	21,20	83,7	-0,70	0,67	1,4
»	48,80	1,14	14,74	3,29	9,68	0,19	8,02	11,00	1,96	0,58	0,72	0,60	100,72	5,16	7,10	31,71	56,03	—	38,40	42,10	19,50	84,2	-5,54	0,70	1,2
»	49,02	1,81	13,40	4,72	10,67	0,26	5,98	10,32	2,09	0,78	1,05	0,66	100,76	5,95	6,09	30,88	57,08	—	47,20	31,10	21,60	79,0	-3,83	0,97	1,8
Н. Н. Мутафи, В. П. Тебеняков и др.	47,41	1,87	16,58	3,80	9,13	6,81	0,20	10,21	1,44	1,14	1,58 ($<110^\circ$)	0,29 ($>110^\circ$)	100,46	4,96	9,03	28,47	57,50	—	44,20	42,30	13,40	65,70	-4,01	0,54	—
»	49,39	1,23	15,44	3,59	8,52	0,17	5,28	10,00	1,77	0,94	0,56	2,74	99,63	6,26	8,12	26,21	59,41	—	45,80	36,30	17,90	73,6	-1,82	0,77	—
»	50,65	0,98	14,10	2,24	8,81	0,13	6,25	10,02	1,93	1,43	1,09 ($<110^\circ$)	2,08 ($>110^\circ$)	99,71	6,33	6,33	27,63	59,71	—	38,50	39,60	21,90	67,20	+0,43	0	—
»	48,04	0,60	19,74	1,10	9,67	0,05	12,43	12,83	1,48	0,32	0,15 ($<110^\circ$)	0,01 ($>110^\circ$)	106,42	3,50	6,92	37,51	52,07	—	25,90	53,30	20,80	88,80	-9,78	0,5	—
»	49,12	0,22	28,95	1,80	1,71	0,02	2,17	13,24	2,14	0,48	0,20 ($<110^\circ$)	0,35 ($>110^\circ$)	100,50	6,24	18,96	9,28	65,52	12,10	41,30	46,60	—	87,20	-0,40	0,33	—
Вашингтон	50,61	1,91	13,58	3,19	9,92	0,16	5,46	9,45	2,60	0,72	0,43	1,70	99,73	6,78	5,82	27,58	59,82	—	44,90	34,10	21,00	76,7	+0,26	1,1	—
А. А. Меняйлов	52,22	1,00	17,64	4,52	4,41	0,10	6,66	8,85	3,18	1,00	0,20	0,27	100,05	8,4	7,7	22,8	61,1	—	36,0	50,1	13,9	82,0	-3,8	1,14	—
»	52,56	0,68	16,89	3,68	4,59	0,11	6,80	10,22	2,83	0,94	0,24	0,20	99,94	7,5	7,6	24,7	60,7	—	31,4	47,9	20,7	82,0	-1,3	1,0	—
»	52,83	0,62	15,63	5,85	2,95	0,10	7,92	10,25	2,45	1,30	0,20	0,07	99,87	7,5	4,2	27,9	60,4	—	27,4	41,4	31,2	82,0	+4,0	1,0	—
»	53,90	0,95	15,52	4,24	4,18	0,31	6,93	9,05	2,98	1,18	0,00	0,38	99,62	6,7	3,5	29,9	59,9	—	25,9	44,6	29,5	73,7	+0,3	1,34	—
»	53,96	0,90	18,48	4,29	3,96	0,06	4,70	8,00	3,80	1,07	0,68	0,28	100,24	10,2	7,6	18,4	63,8	—	42,0	44,7	13,3	83,6	-0,4	1,3	—
Дели	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	6,17	8,95	3,11	1,52	1,62	—	99,55	9,2	6,1	26,8	57,9	—	41,6	39,8	18,6	75,8	-8,7	1,5	—
»	48,80	2,19	13,98	3,59	9,78	0,17	6,70	9,29	2,59	0,69	1,80	—	99,67	6,84	6,14	30,08	56,94	—	42,7	38,7	18,6	85,7	-5,94	1,11	1,5 (по Дели)
»	48,54	1,31	15,24	3,06	8,88	0,21	8,08	9,59	2,69	0,98	1,35	—	99,72	7,5	6,4	20,0	56,1	—	37,4	45,8	16,8	80,0	-0,2	1,17	—
»	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	0,20	5,79	8,88	3,07	0,97	1,89	—	99,75	8,3	6,2	25,9	59,6	—	41,5	39,8	18,7	81,7	-3,6	1,34	—



равным 44,93%, характеризуют класс недосыщенных SiO_2 пород ($Q = -14,88$). Эта особенность лишней раз подчеркивает те закономерности по «расслаиванию» интрузий, которые уже были ранее нами подмечены при минералогическом исследовании траппов.

Особенностью исследованных траппов является более или менее резкое преобладание содержания Na_2O над K_2O , причем содержание K_2O повышается в верхних частях интрузивных тел. Количество SiO_2 и других окислов в наиболее поздних проявлениях траппового вулканизма — в дайках — почти ничем не отличается от такового более ранних этапов, давших мощные пластовые и штокообразные тела.

Указанные изменения в химическом составе интрузий наблюдаются не только по вертикали, но, как свидетельствуют химические анализы и ранее приведенные данные по количественно-минералогическим подсчетам, и по их простираанию. Изменения эти, однако, чисто локальные. К ним относится образование пикритовых и анортзитовых разновидностей траппов. В случае пикритовых разновидностей содержание SiO_2 может падать до 44,9% (см. анализ 1), в то время как в анортзитовых диабазах содержание FeO и MgO резко уменьшается.

ЭКЗОКОНТАКТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Песчаники продуктивного горизонта на контакте со штокообразными и пластовыми интрузиями оливиновых диабазов

Экзоконтактовое воздействие штокообразных и пластовых тел траппов на песчаники продуктивного горизонта особенно хорошо видно в районе бассейна р. Илима близ Симахинского порога, а также в бассейне р. Ангара на западной стороне о-ва Нижне-Каменного и в изголовье о-ва Верхне-Каменного.

Внешне песчаники почти не изменяют свойственного им серовато-желтого цвета, если не считать очень слабых, еле заметных следов появления несколько более темной зеленовато-бурой окраски и более плотной, как бы более массивной монолитной структуры. Ширина экзоконтактовых ореолов почти никогда не превышает 50 см и обычно колеблется в пределах 20—30 см.

По данным микроскопического изучения пород контактного ореола, внедрение магмы было настолько активным, что изменялись не только условия залегания описываемых отложений, но произошло и сильное их дробление, причем некоторые зерна кварца и полевого шпата обладают волнистыми погасением. В цементе песчаников экзоконтактового ореола отмечается интенсивное развитие мелкочешуйчатого агрегата идингситоподобных минералов вместо хлорита и хлорит-серпентина, обычно наблюдаемых в песчаниках, залегающих вдали от контактов. Такому же изменению подвергаются и обломки вулканических пород, пустотки в которых и вкрапленники плагиоклаза также вместо хлорита и хлорит-серпентина замещены идингситоподобным минералом, с яркой интерференционной окраской цветов III порядка. С этим, несомненно, связано изменение окраски пород экзоконтактовых ореолов, от обычной серовато-желтой до зеленовато-бурой.

Песчаники тунгусской свиты на контакте с маломощными дайками траппов

В противоположность только что описанным явлениям, в песчаниках как продуктивного, так и туфогенного горизонтов на контактах с развитой в исследуемом районе маломощной дайковой серией траппов (мощностью 20—30 см) и макроскопически, и под микроскопом никаких изме-

нений не обнаруживается. Не наблюдается в них и следов воздействия динамометаморфизма. Однако вблизи более мощных даек диабазов появляются те же признаки «иддингситизации», которые отмечены выше.

С внедрением дайковой серии пород связана, несомненно, цеолитизация песчаников, которая особенно сильно проявилась непосредственно в контактах. Цеолиты выполняют нередко все свободное пространство между обломочным материалом песчаников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трапповая формация в исследованном районе, расположенном в юго-западной части Сибирской платформы, представлена как вулканогенными (туфовыми), так и интрузивными образованиями. Прослеживая пространственное распространение интрузивных образований, следует отметить приуроченность интрузий секущего типа (штоков, даек) к местам развития вулканических выбросов. Это наблюдение позволяет (хотя и с большой осторожностью) предполагать, с одной стороны, что вулканическая деятельность была приурочена к отдельным определенным пунктам извержений и, с другой стороны, что питающие каналы как для вулканических проявлений, так и для интрузивных были общими.

Из изложенного выше фактического материала видно, что вулканическая деятельность проявлялась неоднократно: 1) в начале пермского периода ($C_3 + P_1$), во время отложения песчано-сланцевой толщи продуктивного горизонта; 2) в послепермское время — в начале триаса, с созданием мощной толщи туфогенных образований, среди которых пирокластический материал пользуется наибольшим развитием.

Каждому этапу вулканизма соответствовали, очевидно, и свои интрузивные проявления. Об этом свидетельствует в первом случае (пермский этап) наличие большого количества галек интрузивных пород в толще туфогенных песчаников пермо-триаса, а во втором случае — инъекция слоистости и пересечение песчаников большим количеством траппов дайковой серии.

Просмотр под микроскопом трапповых галек из верхней туфогенной толщи тунгусской свиты показал, что они чрезвычайно сходны, как по минералогическому составу, так и по структурам, с траппами, выделенными в исследованном районе. Это обстоятельство, конечно, далеко еще не решает вопроса о возрасте исследованных нами траппов. Требуются еще дополнительные геологические наблюдения, но все же этот факт позволяет высказать предположение о одновременности проявления интрузивного траппового вулканизма в районе. Образование маломощной дайковой серии пород не принимается в расчет, так как они, безусловно, образовались позднее мощных пластовых и других выделенных интрузивных тел, которые секутся дайками.

Петрографическое исследование показало, что как по минералогическому составу, так и по химизму траппы не однородны. Если провести детальный и конкретный разбор того или иного типа интрузий и сравнительное сопоставление их пород как по вертикальному разрезу, так и по простиранию, то отмечается, с одной стороны, некоторое разнообразие в их составе и структурах, а с другой стороны, — определенная система в расположении структурных минеральных разновидностей.

Для главных типов интрузий (пластовые и куполообразные залежи) установлено повышенное содержание плагиоклаза и анортитовой молекулы в нем вблизи кровли интрузий, т. е. в диабазовых порфиритах с долеритовыми структурами. В последних содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе достигает 80—90%, в то время как в более глубоких частях интрузии оно не превышает 58—64%.

Сравнительная характеристика содержания и состава породообразующих минералов

Тип интрузии	Разновидность породы и структура	Процентное содержание минералов в породах		
		плагиоклаз	оливин	пироксен
Пластовая залежь (мощность 50 м)	Диабазовые порфиристы с долеритовой структурой основной массы	Преимущественно $Ab_{35}An_{65}$ до $Ab_{20}An_{80}$ 48,2—58,7	Обычно 19—20% Fe_2SiO_4 (вблизи кровли тела) 7,8—13,1	Пижонит 23,9—34,8 *
То же	Оливиновые и безолиновые диабазы с такситовой (офитовой и пойкилоофитовой) структурой	$Ab_{45}An_{55}$ до $Ab_{35}An_{65}$ 48,9—50,5	28% Fe_2SiO_4 ** (у подножия пласта) 7,6—12,7	Клиноэнстатит-пижонитового ряда 25,9—26,4
" "	Такситовые оливиновые диабазы с пойкилоофитовой структурой и оливиновые диабазы с офитовой структурой	$Ab_{43}An_{57}$ до $Ab_{35}An_{65}$ 46,5—51,1	60% Fe_2SiO_4 (у подножия пласта) 14,2—15,1	Клиноэнстатитового ряда 28,0—31,2
Куполообразная интрузия	Диабазовые порфиристы с микродолеритовой основной массой (переходящие ниже в такситовые)	$Ab_{46}An_{54}$ до $Ab_{42}An_{58}$ 48,2—50,2	44% Fe_2SiO_4 11,8—13,1	Пижонит 23,9—28,7
То же	Толейитовые оливиновые диабазы с пойкилоофитовой структурой (переходящие ниже нередко снова в такситовые)	$Ab_{45}An_{55}$ до $Ab_{30}An_{70}$ 50,4	64% Fe_2SiO_4 21,3	Клиноэнстатитового ряда 26,8
Отдельные участки и шпирообразные обособления в интрузиях	Пикритовые диабазы с офитовой структурой	$Ab_{38}An_{62}$ до $Ab_{25}An_{75}$ 40,6	37,6	17,1
То же	Лейкократовые шпирсы	$Ab_{50}An_{50}$ 51,0	15% Fe_2SiO_4 (в меланократовых разновидностях до 74% Fe_2SiO_4) 5,8	Клиноэнстатитового ряда 39,3
Дайки мощностью 2 м	Диабазы и диабазовые порфиристы	$Ab_{42}An_{58}$ до $Ab_{25}An_{75}$ 45,0	34% Fe_2SiO_4 10,0	Авгит 36,4
Прожилки мощностью 2—3 см	Лейкократовые (в пластовых залежах)	$Ab_{50}An_{50}$ до $Ab_{38}An_{62}$ 68,3—71,2	36% Fe_2SiO_4 3,1—16,5	Авгит 10,0—32,3

* Остаток до 100% отвечает содержанию вторичных минералов (иддингсит, хлорит, хлорит-серпентин) и руды.

** Непосредственного контакта интрузивного тела с вмещающими породами в подошвенной части не наблюдалось.

В отношении оливина наблюдается обратная картина. Содержание оливина, а также содержание в нем Fe_2SiO_4 увеличивается при переходе к более глубоким частям интрузии. В верхних частях интрузии содержание оливина составляет 7—8%, в то время как по направлению к подошве его количество увеличивается иногда до 15%. Содержание Fe_2SiO_4 в оливине соответственно в верхних частях интрузивных тел составляет около 20%, а в более глубоких достигает 60%. Содержание пироксена и его оптические свойства остаются более или менее постоянными, с некоторой тенденцией к большей его концентрации (в пределах 5—8%) в центральных частях интрузии.

Химические анализы пород также свидетельствуют о накоплении FeO и MgO в более глубоких частях интрузий, что строго соответствует результатам количественно-минералогических подсчетов и составу главных породообразующих минералов.

В сводной табл. 6 сопоставлены составы главных породообразующих минералов и их содержания в отдельных разновидностях пород по типам интрузий. Породы расположены в направлении от кровли интрузий к их центральным частям.

Таким образом, с определенной долей вероятности можно говорить о «расслаивании» интрузий, т. е. о происходящих в них явлениях дифференциации. Отделяются три основных слоя различного состава (сверху вниз): 1) эндоконтактовые диабазовые порфириты с долеритовой структурой; 2) такситовые диабазы; 3) толейитовые диабазы. Последние отвечают наиболее глубоким частям интрузий, которые непосредственно в подошвенной части нередко переходят вновь в такситовые и долеритовые разновидности.

Эндоконтактовые изменения в подошвенных частях интрузий, сравнительно с их верхними краевыми частями, проявляются слабее. В верхних краевых частях образуются микродолеритовые, а нередко и типичные роговиковые структуры с большими мощностями зон эндоконтактов. В подошвенной части интрузий эти явления иногда даже вообще отсутствуют, ограничиваясь развитием полнокристаллических такситовых или пойкилоофитовых структур. Это обстоятельство, вероятно, следует поставить в связь с большими или меньшими возможностями удаления из магмы летучих, о наличии которых свидетельствует иногда значительное содержание апатита в породах.

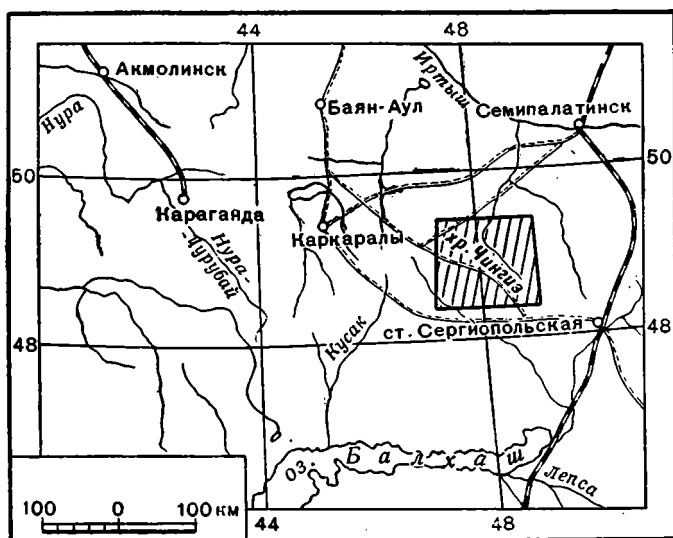
ЛИТЕРАТУРА

- А н и к е е в Н. П. Геология и минералогия Ангаро-Илимских железорудных месторождений.— Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1936, вып. 19.
- И в а н о в Б. А. Геологические исследования южной окраины Тунгусского бассейна. М., Госгеолиздат, 1947.
- К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Геология Ангаро-Илимского железорудного района.— Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1935, вып. 12.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., Д и л а к т о р с к и й Н. Л. и Г и н з б е р г А. С. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири.— Тр. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Сибирская, 1932, вып. 1.
- М о о р Г. Г. К петрографии траппов низовья р. Н. Тунгуски.— Тр. Аркт. инст. 1939, № 126.
- О б р у ч е в С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная часть), т. 1. Геологический очерк.— Тр. Всесоюз. геол. объедин., 1932, вып. 164.
- П а в л о в с к и й Е. В. и Ц в е т к о в А. И. Материалы к петрографии траппов.— Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1935, вып. 6.
- С о б о л е в В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Тр. Аркт. инст. 1936, 23.
- У н к с о в В. А. Траппы района рек Уды — Чуны — Тасеевой, Восточная Сибирь.— Тр. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Сибирская, 1934, вып. 18.
- Ц в е т к о в А. И. Некоторые данные по кристаллизации плавленого диабаза.— Тр. II Совещ. по эксперим. мин. и petr., М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.

В. И. ГОНЬШАКОВА
ЭФфуЗИВНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ
РАЙОНА ХРЕБТА ЧИНГИЗ

ВВЕДЕНИЕ

В 1936—1938 гг. в районе хребта Чингиз (Центральный Казахстан) Казахстанской экспедицией Академии Наук СССР было проведено стратиграфическое расчленение нижнепалеозойских и протерозойских вулканогенных и осадочных толщ на площади около 1000 км² (фиг. 1).



Фиг. 1. Обзорная карта Центрального Казахстана. Заштрихована площадь, описываемая в работе

Настоящая статья представляет краткое изложение работы, законченной автором в 1947 г., причем использованы новые данные Н. Г. Марковой по геологии хребта Чингиз.

Район хребта Чингиз хорошо обнажен и дает полный стратиграфический разрез, позволяющий ближе подойти к истории формирования складчатого древнепалеозойского фундамента. Хребет Чингиз — типичная форма рельефа горной страны, обусловленная тектоническими особенностями

местности. Это зона древнего антиклинального поднятия. Ориентировка хребта согласна с простиранием слагающих его широко распространенных вулканогенных пород кембро-силура. Хребет представляет собой вытянутую в северо-западном направлении горную гряду, объединяющую ряд мелких гребней и крупных сопок, разделенных большим количеством логов, ключей и речек, часто с обрывистыми скалистыми берегами. Характерной чертой района является широтное течение рек, рассекающих слагающие хребет породы почти вкрест их простираения. Хребет в своем строении асимметричен: северо-восточный склон его круто обрывается, юго-западный — более пологий.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вулканогенные образования нижнего палеозоя широко распространены в пределах Центрального Казахстана и, в частности, в его Чингизской зоне. Общая мощность нижнепалеозойских и протерозойских отложений в районе хребта Чингиз достигает 15 000 м, из которых до 10 000 м приходится на вулканогенные образования. Наличие мощных вулканогенных толщ протерозоя — нижнего кембрия и силура — свидетельствует о том, что в указанный промежуток времени вулканическая деятельность была весьма интенсивной. Область развития нижнепалеозойских пород характеризуется системой изоклинально построенных складок, простирающихся в северо-западном направлении и опрокинутых то на юго-запад, то на северо-восток под углами 65—70°. Каледонский тектогенез обусловил образование основных геологических структур района хребта Чингиз.

Собранный материал позволяет выделить в нижнепалеозойском цикле три этапа излияний: нижнекембрийский (протерозой — нижний кембрий), нижнеордовикский ($S_1^1 + S_1^2$) и верхнеордовикский ($S_1^4 + S_2^1$). Это деление основывается не только на геологических данных (условия залегания, структурное положение выделенных комплексов, внешний облик пород, характер метаморфизма), — оно нашло свое подтверждение и при петрографическом исследовании эффузивов.

Протерозой — нижний кембрий

Хребет Чингиз — одна из главных областей распространения кембрийских пород в Центральном Казахстане. Это крупная антиклинальная складка, ядро которой сложено сильно дислоцированными, метаморфизованными отложениями древнего палеозоя (протерозой — нижний кембрий). Эти отложения представлены вулканогенной зеленокаменной толщей, которая по петрографическим признакам может быть разделена на две согласно залегающие свиты:

а) свиту зеленых сланцев (мощность 1500 м), образовавшихся главным образом за счет туфов основных порфиритов (туфов диабазовых, реже — пироксеново-плагноклазовых и плагноклазовых порфиритов), с подчиненным развитием лав;

б) залегающую выше свиту альбитофировых сланцев (мощность 1000 м), которая образована также преимущественно из туфового материала альбитофиров и, реже, из альбитофиров и кварцевых альбитофиров.

Общая мощность вулканогенной толщи около 2500 м.

Следует отметить, что в свите зеленых сланцев имеются тонкие прослои серицитовых сланцев, образовавшихся за счет альбитофиров, а в залегающей выше альбитофировой свите — тонкие прослои хлоритовых сланцев, возникших за счет порфиритов.

Зеленые сланцы образуют на поверхности мелкие гребешки и гривки, обычно вытянутые в северо-западном направлении. Это зеленые и серовато-

зеленые, сильно хлоритизированные породы, рассланцованные нередко до типичных тонколистоватых хлоритовых сланцев. Среди мощной зеленосланцевой свиты участки с хлоритовыми сланцами образуют узкие, быстро-выклинивающиеся по простиранию полосы и линзы. В низах разреза, образуя ряд неправильных прослоев и линз мощностью до 50—75 м, встречаются менее измененные породы, представленные диабазовыми и пироксеново-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами; последние явно преобладают. Соотношение зеленых сланцев, порфиритов и их туфов (часто наблюдающиеся постепенные переходы одних в другие и замещение по простиранию) свидетельствует о тесной генетической связи, существующей между ними. В верхах зеленосланцевой свиты небольшим развитием пользуются плагиоклазовые порфириты и их туфы, так же сильно рассланцованные, как и зеленые сланцы, но с хорошо различимыми крупными, сплюснутыми по сланцеватости вкрапленниками полевого шпата. Мощность прослоев и линз плагиоклазовых порфиритов достигает в среднем 100—200 м.

Общей чертой для пород, относимых к свите зеленых сланцев, является почти полное уничтожение первичных структур и первоначального минералогического состава. Диабазовые порфириты — темнозеленые плотные рассланцованные породы. В состав их входят следующие минералы: плагиоклаз — вторичный альбит, эпидот, хлорит, серицит, карбонат, вторичный кварц, гематит и лейкоксен. Диабазовая структура основной массы порфиритов сохранилась в очень слабой степени. Породы состоят из мелкозернистой массы альбита, тонкозернистого агрегата эпидота и чешуек хлорита; местами сохранились вкрапленники плагиоклаза и скопления хлорита, имеющие призматическую форму, развившиеся, повидимому, на месте пироксена. Из элементов первичной структуры сохраняются пустотки, выполненные кварцем.

Плагиоклазовые порфириты представлены сильно измененными рассланцованными породами светлозеленой окраски, имеющими характер сланцев; они состоят главным образом из плагиоклаза — вторичного альбита. Большим развитием пользуются хлорит, серицит, карбонат и гематит. Плагиоклаз во вкрапленниках настолько сильно серицитизирован, что от него остаются лишь контуры. Основная масса обладала типичной андезитовой структурой, но в результате изменения содержавшегося в ней стекла превратилась в агрегат чешуек хлорита, пропитанных мелкими выделениями гематита, а микролиты плагиоклаза оказались целиком серицитизированными. Породы сильно рассланцованы. Все составляющие компоненты ориентированы строго в одном направлении, параллельно друг другу, и в массе создают слабо заметную пloyчатость.

Зеленые сланцы по минералогическому составу и структурам близко стоят к описанным выше диабазовым порфиритам и, вероятно, являются наиболее рассланцованными их разновидностями. Они состоят из мелкозернистой массы альбита, проросшего серицитом и хлоритом. В эту массу погружены вытянутые по сланцеватости крупные чешуйки хлорита и неправильные линзообразные вкрапленники вторичного альбита. Местами количество хлорита настолько увеличивается, что породы приобретают характер типичных хлоритовых сланцев.

Среди туфов порфиритов наблюдаются разновидности, отличающиеся как по минералогическому составу, так и по зернистости. К туфам плагиоклазовых порфиритов относятся: 1) аггломератовые разновидности, характеризующиеся грубообломочным строением; 2) зернистые, сильно рассланцованные и перемятые туфы и 3) плотные туфы с тонкозернистой структурой. По составу туфы обычно очень близки к соответствующей группе порфиритов. Туфы плагиоклазовых порфиритов состоят из вторичного альбита, эпидота, хлорита, серицита, карбоната, вторичного кварца,

магнетита и гематита. В туфах диабазовых порфиров наблюдается большое количество вторичных продуктов изменения темноцветных — эпидота и хлорита, содержание которых достигает 75—80% от всей массы породы. Обломки иногда представлены диабазовыми порфирами, чаще же осколками плагиоклаза и измененных цветных минералов. Цементирующим веществом является тонкозернистая перекристаллизованная пепловая масса, состоящая преимущественно из зерен вторичного альбита и из низкоугловатой массы эпидота, хлорита и гематита. Обломочный материал распределен неравномерно, образует скопления, вытянутые по сланцеватости.

В составе свиты зеленых сланцев резко преобладают продукты изменения туфового материала.

Породы зеленосланцевой свиты сильно метаморфизованы, и часто в них обнаруживаются пльчатость и гофрировка. Углы падения сланцеватости не меньше 80—85°. Наблюдается большое количество мелких сколов и подвижек, по которым, так же как и по сланцеватости, сильно развиты явления карбонатизации и окварцевания. Помимо того, нередко наблюдаются прожилки кварца и карбоната, образующие сложно переплетающиеся пучки, а иногда и полосы до 50 см мощности, согласно залегающие с вмещающими их породами. Более мощные кварцевые жилы обычно охристы, содержат натёки медной зелени, а нередко и вкрапленность халькопирита.

Непосредственно на зеленых сланцах залегает свита альбитофировых сланцев. В состав ее входят альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. В подчиненном количестве среди них встречаются прослои серицитовых и кварцево-серицитовых сланцев. Породы этой свиты отличаются от подстилающих пород значительно менее интенсивным метаморфизмом, что несомненно объясняется более устойчивым их составом. По внешнему виду альбитофиры представляют собой смятые и рассланцованные породы серого цвета с зеленоватым оттенком. В их состав входят: плагиоклаз № 3—5, эпидот, хлорит, серицит, карбонат, гематит и кварц. Порфировая структура пород обычно еще хорошо заметна. Структура основной массы большей частью микролитовая.

Выходы свиты приурочены преимущественно к юго-восточному и северо-западному склонам хребта Чингиз, где она образует узкие вытянутые полосы.

Свиту альбитофировых сланцев характеризуют следующие особенности:

1. Наличие, преимущественно в низах разреза, среди толщ измененных альбитофиров и их туфов, прослоев зеленых и хлоритовых сланцев, по составу совершенно аналогичных, как показали микроскопические исследования, сланцам нижележащей свиты. Это обстоятельство, с одной стороны, указывает на постепенность перехода между обеими свитами, а с другой — свидетельствует об излияниях наряду с кислыми эффузивами и основных.

2. Преобладание кварцевых альбитофиров в верхних частях данной свиты.

3. Преобладание пирокластического материала над лавами (широкое развитие аггломератовых, грубозернистых и среднезернистых туфов альбитофиров). Углы падения свиты альбитофировых сланцев достигают 80—85 и 90°. Простираение пород колеблется в пределах 280—290°.

Средний кембрий

Расположенная выше осадочная толща среднего кембрия (См₂) сложена мощными песчаниково-конгломератовыми отложениями, вверху сменяющимися глинисто-кремнистыми сланцами с тонкими прослоями

известняков и туфов порфиристов. Осадочная толща трансгрессивно и несогласно залегает на подстилающей вулканогенной, перекрывая породы то альбитофировой свиты, то свиты зеленых сланцев.

Мощность всей осадочной толщи среднего кембрия около 2000 м. Нижняя ее часть, представленная обычно песчаниками и конгломератами, имеет мощность около 800—900 м, верхняя же достигает 1200 м; она сложена глинистыми песчанистыми и кремнистыми сланцами. Это тонколистоватые зеленые и серовато-зеленые, иногда серые и черные породы, напоминающие по внешнему виду грифельные сланцы. Выходы их очень однообразны и прослеживаются на больших расстояниях в виде мелких гривок или вертикальных обрывов с громадными осыпями характерной остроугольной щебенки. В редких случаях среди сланцев встречаются прослои песчаников, известняков и, еще реже, порфиристов.

Мощность отдельных прослоев известняков, наблюдаемых среди осадочных пород, непостоянна и колеблется от 5—10 м до 50—75 м. Фауна, найденная ранее А. К. Мейстером¹ (1932) в известняках р. Чемалдык, а затем нами² в 1938 г. на р. Капе (хребет Чингиз), позволила отнести описываемые отложения к верхам среднего кембрия. Здесь обнаружены: *Agnostus fallax* Zin., *A. brevifrons* Ang., *Agnostus* sp., *Anomocare* cf. *convexa* Wol., *Conocoryphe venulosa* Salt., *Solenopleura* sp. (nov. sp.?), *Ptychoparia* sp. (nov. sp.?), *Erbia spinulosa* nov. gen. et sp. Кроме трилобитов, в небольшом количестве найдены мелкие брахиоподы и обломки *Hyolithes*.

Породы нижней части осадочной толщи по внешнему облику отличаются отчетливо выраженным зеленым цветом, перематы и рассланцованы. Обломочный материал часто сплюснен, но хорошо окатан; размеры галек достигают 2 см в поперечнике. По составу гальки очень разнообразны, но преимущественно среди них представлены, как показали микроскопические исследования, подстилающие эффузивные породы протерозоя — нижнего кембрия: диабазовые, пироксеново-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты и их туфы, альбитофиры и их туфы, а также кремнистые туффиты и обломки жильного кварца, слюдяно-кварцитовых сланцев, кварцитов и др.

Следует отметить, что эффузивные породы, наблюдаемые в гальках конгломератов, хотя и очень близки к породам подстилающей вулканогенной свиты, но значительно слабее метаморфизованы и в них легко различимы первичные вулканические микроструктуры. Это позволяет заключить, что главная фаза метаморфизма пород протерозоя — нижнего кембрия относится к более позднему времени, чем время накопления описываемых кластических пород среднего кембрия. В верхах кембрийской осадочной толщи наблюдаются прослои (мощностью до 75 м) пироксеново-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиристов, прослеживаемые на довольно значительные расстояния. Они позволяют говорить также о довольно значительных вулканогенных проявлениях, имевших место в момент отложения осадочной среднекембрийской толщи.

Для всех кембрийских пород, как осадочных, так и вулканогенных, типична мелкая изоклиальная складчатость с очень крутыми (до 80—86°) углами падения на юго-запад. Следует отметить, что, несмотря на интенсивную перематость осадочной толщи кембрия, метаморфизм подстилающих вулканогенных пород значительно сильнее. Для последних очень характерны интенсивная пloidчатость и гофрировка, обычно отсутствующие в глинистых сланцах. Кроме того, и степень изменения осадочных пород совсем иная — среди них нередко можно наблюдать массивные, сравнительно свежие разновидности с очень слабыми следами гидротермального метаморфизма, свойственного вулканогенным породам кембрия.

¹ Определения Е. В. Лермонтовой.

² Определения В. Н. Вебера.

Вышележащая свита вулканогенных пород относится к ордовика и частично к самым низам готландия. В районе хребта Чингиз породы силура залегают несогласно на породах кембрия.

Нижнесилурийские отложения подразделяются на три свиты: свиту нижнего ордовика ($S_1^1 + S_1^2$), свиту среднего ордовика (альбитофирная толща) (S_1^3) и свиту верхнего ордовика ($S_1^4 + S_2^1$).

1) Свита нижнего ордовика

В районе хребта Чингиз нижняя порфиритовая свита начинается горизонтом базальных конгломератов мощностью до 200 м, который резко трансгрессивно залегает на породах кембрия и чаще всего непосредственно на его нижней свите — зеленых сланцах.

Нижняя порфиритовая свита представлена массивными породами зеленого цвета с мелкозернистым туфогенным цементом, заключающим большое количество крупнообломочного материала размером до 5 см. Обломки имеют угловатую неправильную форму и принадлежат главным образом альбитофирам, порфиритам и их туфам, кремнистым породам и кремнистым сланцам.

Обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев не отличимы от развитых в осадочной толще кембрия. Гальки порфиритов внешне массивны, свежи и по виду отличаются от пород протерозоя — нижнего кембрия, о чем более подробно будет сказано ниже, при разборе явлений метаморфизма. Эти породы, как и располагающаяся выше свита основных эффузивов, имеют крутое падение (около 70°) и северо-западное ($310-320^\circ$) простирание, слагая хорошо прослеживающиеся полосы шириной до 500 м.

Среди базальных конгломератов нижней свиты ордовика встречен прослой известняка с фауной мелких трилобитов, что позволило отнести описываемую свиту к аренигскому ярусу нижнего силура¹.

Выше, на конгломератах, залегает мощная толща переслаивающихся пироксеново-плаггиоклазовых и плаггиоклазовых порфиритов с подчиненными им диабазовыми порфиритами и их туфами. Макроскопически диабазовые и пироксеново-плаггиоклазовые порфириты имеют вид зеленых и зеленовато-серых пород; они довольно массивны, обычно сильно кливажированы и легко разбиваются на остроугольные куски и глыбы. Плаггиоклазовые порфириты обладают более светлой окраской с мелкими, довольно хорошо заметными простым глазом вкрапленниками, принадлежащими исключительно плаггиоклазу. Массивный характер описываемых пород и отсутствие признаков сланцеватости и плейчатости резко отличают их от нижележащих вулканогенных пород протерозоя — нижнего кембрия. Другими отличительными признаками от пород протерозоя — нижнего кембрия являются менее крутые углы падения и широко развитая в них эпидотизация, которая локализуется в полосах и зонах шириной до 1,5—2 км и прослеживается на десятки километров. Под микроскопом видно, что пироксеново-плаггиоклазовые порфириты состоят из вторичного альбита и пироксена, являющихся главными минералами. Акцессорные минералы представлены магнетитом и титаномagnetитом. В очень небольшом количестве встречается апатит. Большим развитием пользуются вторичные минералы: эпидот, хлорит, серицит, кварц, карбонат и лейкоксен.

Кристаллизация основной массы прошла с образованием андезитовой структуры, признаки которой сохранились в отдельных случаях. Зеленокаменные явления сильно изменили облик порфиритов. Вся полевошпатовая

¹ Определения В. Н. Вебера.

часть почти нацело соссюритизирована, превращена в агрегат мелких зерен эпидота, эпидота и лейст-альбита. Цветные минералы во вкраплениях в большинстве случаев замещены хлоритом, в ассоциации с которым мы наблюдаем скопления зерен вторичного кварца.

Результатом более поздней гидротермальной деятельности является широкое развитие процессов серицитизации, карбонатизации и окварцевания пород. Карбонатизация проявляется в виде скоплений зерен кальцита. Иногда карбонат заполняет трещины и пустоты. В результате окварцевания в основной массе пород образуются тонкозернистые агрегаты кварца. Кроме того, изредка последний образует прожилки мощностью до 0,5 м.

Кварцево-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириды отличаются более светлой окраской, которая обусловлена небольшим содержанием цветных минералов. Структура пород — порфировая, с андезитовой основной массой.

Туфы пироксеново-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов по структуре очень сходны и отличаются только некоторыми колебаниями в минералогическом составе. Первые содержат больше цветных минералов и продуктов их изменения, вторые — несколько меньше.

Для описываемых туфов порфиритов характерно незначительное содержание крупнообломочного материала и преобладание цемента. Последний представлен тонкозернистой массой из альбита и эпидота, в которой развиты прорастающие их многочисленные чешуйки хлорита и серицита. Обломочный материал представлен преимущественно осколками минералов (плагиоклаза и пироксена) и, редко, обломками пироксеново-плагиоклазовых порфиритов с реликтами типичной андезитовой структуры.

2) Свита среднего ордовика

Постепенно, без угловых или эрозионных несогласий, порфиритовая толща сменяется альбитофировой (свита среднего ордовика) мощностью до 1500—2000 м. Альбитофировая толща представлена почти исключительно туфами то грубозернистыми, то тонкозернистыми. В редких случаях среди них встречаются прослои туфов порфиритов, мощность которых не превышает 15—20 м.

Аггломеративные туфы альбитофиров образуют скопления угловатых, не окатанных и не сортированных обломков, принадлежащих главным образом альбитофирам и их туфам, в меньшей степени — пироксеново-плагиоклазовым порфиритам. Цемент пород также грубозернистый, не сортированный, состоит преимущественно из осколков различных минералов; местами он почти отсутствует, а местами составляет преобладающую часть породы.

Плотные туфы и туффиты альбитофиров имеют светлосерую, иногда зеленоватую окраску. Чередование темных и светлоокрашенных прослоев придает им полосчатый характер. Мощность плотных туфов и туффитов среди грубозернистых разновидностей составляет около 15—20 м, изредка достигая 30 м и лишь в отдельных случаях 100 м.

Альбитофиры и их туфы, по сравнению с порфиритами нижней свиты ордовика, значительно более массивны, часто дают скалистые выходы и в рельефе образуют отдельные сопки с крутыми склонами.

По стратиграфическому положению эту свиту альбитофиров относят к среднему ордовику (S_1^3). Как по условиям залегания пород, так и по метаморфизму она мало чем отличается от подстилающих пород нижнего ордовика (аренигский и тремадокский ярусы). Углы падения пород альбитофировой свиты не превышают 50—55° (на СЗ, реже на ЮВ); простирание северо-западное, в среднем около 320°.

3) Свита верхнего ордовика

Верхи ордовика — карадокский ярус — характеризуются новым этапом в развитии вулканогенных процессов, давших большое количество средних эффузивов — андезитовых пироксеново-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов и их туфов — и закончившихся мощным по своему размаху поднятием и размывом подстилающих толщ, доходящим местами непосредственно до нижних горизонтов протерозоя — нижнего кембрия. Об этом свидетельствует состав галек в конгломератах, включающих самые разнообразные породы подстилающих толщ.

Породы, слагающие вулканогенную свиту карадокского яруса, резко отличаются от всех ранее описанных: они более массивны, свежи и почти не содержат следов кливажа; образуют высокие, со сглаженными вершинами сопки и гребни, по расположению которых трудно бывает судить о простирании пород. Лишь местами они представлены отдельными низкими гребешками, высыпками обломков и более или менее крупной щебенкой. На характере обнаженности нижнего силура, повидимому, сказался литологический состав свиты, в которой главную роль играют сравнительно легко выветривающиеся туфы. Мощность всей вулканогенной свиты колеблется от 2000 до 3000 м; из них большая часть падает на туфогенные образования и значительно меньшая — на порфириты. Разрез нижнего силура венчается довольно мощной (до 1100 м) толщей туфо-песчаников и туфо-сланцев.

Породы, слагающие вулканогенную свиту карадокского яруса, по характеру и последовательности выделения имеют некоторые общие черты с нижней порфиритовой свитой. Как и там, в основании описываемой свиты расположены более основные породы, представленные преимущественно пироксеновоплагиоклазовыми порфиритами, реже — диабазовыми порфиритами, вверху сменяющимися более кислыми плагиоклазовыми разновидностями. Эти породы образуют довольно мощные покровы, прослеживающиеся на значительные расстояния в виде отдельных горизонтов.

Макроскопически верхнеордовикские ($S_1^4 + S_2^1$) породы — более свежие, лучшей сохранности и почти без следов сланцеватости. Порфириты, из которых наибольшим распространением пользуются плагиоклазовые и пироксеново-плагиоклазовые и меньшим — диабазовые, представляются плотными, с очень слабыми признаками смятия. Вся эта серия порфиритов по характеру метаморфизма однообразна. Различие заключается в их составе, структурах и количестве вторичных продуктов. Так, например, в минералогическом составе **д и а б а з о в ы х п о р ф и р и т о в** главная роль принадлежит пироксену и, в меньшей степени, плагиоклазу. Из вторичных минералов преимущественным развитием пользуются актинолит, эпидот и хлорит и значительно меньшим — кальцит, серицит, кварц и лейкоксен.

П и р о к с е н о в о - п л а г и о к л а з о в ы е п о р ф и р и т ы, по сравнению с диабазовыми, содержат значительно больше плагиоклаза и акцессорных минералов — апатита и магнетита. В связи с этим количество темноцветных минералов уменьшается. Их основная масса обладает типичной андезитовой структурой.

Интересно отметить, что по сравнению с нижнеордовикскими аналогичными эффузивами описываемая группа пород содержит значительно меньше вторичных продуктов изменения (в особенности — кальцита и вторичного кварца).

Т у ф ы п о р ф и р и т о в слабо смяты, реже — массивны. Среди них главную роль играют зернистые разновидности с подчиненными прослоями грубозернистых брекчиевидных туфов. Они состоят из

плагиоклаза, энстатит-авгита, актинолита, эпидота, хлорита, вторичного кварца, серицита и магнетита. В мелкозернистую массу цемента, образовавшуюся, повидимому, за счет пеплового материала порфиритов, погружены осколки зерен плагиоклаза, пироксена, а также обломки порфиритов.

Таким образом, в верхнеордовикских эффузивах мы можем констатировать уже относительно хорошую сохранность как их первичных структур, так и составляющих компонентов. Процессы зеленокаменного изменения в них развиты значительно слабее, в связи с чем нередко сохраняется первоначальный плагиоклаз (Ab_{61-60} , An_{38-40}). Пироксен, там, где он присутствует, также или сохраняется, или замещен актинолитом. Структура пород — типичная андезитовая, характерная для лав средней основности.

Позднейшие гидротермальные процессы сказались преимущественно в сильной эпидотизации пород с образованием системы прожилков. Карбонатизация и окварцевание также происходили, но в очень слабой степени; по интенсивности они далеко уступают тому, что мы видели в кембрийских и нижнеордовикских образованиях. Здесь оба процесса протекали одновременно и вызвали образование прожилков, центральные части которых выполнены карбонатом, а зальбанды состоят из тонкозернистых кварцевых оторочек. Иногда прожилки кварца переходят в карбонатные.

Мощность прослоев некоторых разновидностей порфиритов и их туфов колеблется от 100 до 200 м, причем наибольшие цифры дают пироксеново-плагиоклазовые порфириты. Наблюдающееся переслаивание эффузивных и туфогенных образований свидетельствует о повторности излияний. Вулканические процессы, повидимому, то усиливались, то ослабевали и ограничивались взрывной деятельностью, во время которой отлагались туфы.

Залегающая выше туфогенная толща очень разнообразна по составу: в ней в большом количестве встречаются туфы пироксеново-плагиоклазовых порфиритов, туфогенные конгломераты и песчаники. Широко распространенные грубообломочные разновидности туфов порфиритов наблюдаются преимущественно в нижних частях описываемой толщи; в верхних, наоборот, наибольшее значение приобретают тонкозернистые туфы порфиритов, туфогенные песчаники и кремнистые туффиты.

Туфогенные конгломераты представлены грубообломочными серовато-зелеными, часто фиолетовыми, вследствие гематитизации, породами, с крупной (от 3 до 20 см в поперечнике), прекрасно окатанной галькой. Последняя состоит главным образом из пироксеново-плагиоклазовых порфиритов, ничем не отличающихся от порфиритов нижней и верхней свит ордовика.

Помимо того наблюдается большое количество галек кремнистых пород и кремнистых туффитов альбитофиров, подобных тем, которые слагают альбитофировую и порфиритовую свиты нижнего силура. Реже встречаются обломки известняков и песчаников, очевидно, принадлежащие осадочной свите кембрия. Все это указывает на глубокий разрыв, предшествовавший отложению описываемой толщи, и объясняет частое сопряжение ее с различными по возрасту породами. Гальки в конгломератах распределены неравномерно. Местами они переполняют породы, местами же почти отсутствуют, и тогда конгломераты переходят в зернистые туфы порфиритов, часто замещающие их по простиранию. Конгломераты иногда образуют строго выдержанные, постоянные горизонты, но большей частью наблюдаются в виде линз или неправильных маломощных прослоев.

Туфы пироксеново-плагиоклазовых порфиритов, переслаивающиеся с туфогенными породами, макроскопически сходными с встречавшимися в нижней порфиритовой свите ордовика, отличаются от них большей массивностью и довольно интенсивной гематитизацией и эпидотизацией.

Туфогенные песчаники, развитые преимущественно в верхних частях

толщи, представляют собой зернистые, часто яснослоистые породы зеленой и фиолетовой окраски. Они состоят из мелких зерен, по составу близких к обломочному материалу конгломератов. Местами в виде прослоев в них встречаются тонкоплитчатые песчанистые, а иногда глинистые и глинисто-мергелистые сланцы. В одном из таких прослоев в районе хребта Чингиз (по р. Ак-Байтал) в самых верхах толщи Н. Г. Марковой и мной найдена обильная фауна брахиопод, которая позже была просмотрена и определена Н. Г. Марковой. Фауна оказалась характерной для самых верхних горизонтов карадокского яруса. Это позволило нам отнести образование всей вулканогенной толщи, как туфогенной, так и порфиритовой, к карадокскому времени.

Переходя к залеганию и характеру метаморфизма туфо-конгломератовой свиты, отметим, что для нее характерны сравнительная свежесть и массивность пород. Кливаж участками довольно интенсивен. Он способствует образованию плоскостей отдельности, но не вызывает той сильной раздробленности пород, которая наблюдалась в нижних свитах ордовика.

Второй отличительной чертой туфо-конгломератовой свиты является развитая в ней весьма интенсивная гематитизация, очень слабо проявленная в подстилающих отложениях. Не только обломочные, сравнительно легко проницаемые породы — туфогенные конгломераты, туфогенные песчаники и туфы порфиритов, но также и наиболее плотные разновидности плагиоклазовых и пироксеново-плагиоклазовых порфиритов подвергаются иногда очень сильной гематитизации. Зоны гематитизированных пород прослеживаются иногда на несколько километров. В меньшей степени, но также достаточно интенсивно, здесь развиты процессы эпидотизации, обуславливающие появление сравнительно мощных (1—2 м) жил эпидота.

Что касается залегания пород, то в их простирациях, судя по вытянутости отдельных горизонтов на карте, преобладают направления СЗ 320° — 330°. Углы падения не превышают 50—55°.

Выше описанных толщ залегает мощная (до 3500 м) свита плагиоклазовых порфиритов, которую мы, по данным А. К. Мейстера, относим к низам готландия.

Верхний силур

В хребте Чингиз верхний силур представлен мощной толщей плагиоклазовых порфиритов, связанной постепенными переходами с подстилающей ее туфо-конгломератовой толщей карадокского времени. Н. Г. Марковой и мной она отнесена к самым низам готландия — лландоверийскому ярусу. Основанием для этого послужили ее большая мощность (3,5 км) и постепенный переход, связывающий эту толщу с карадоком.

По внешнему виду плагиоклазовые порфириты верхнего силура совершенно не отличимы от плагиоклазовых порфиритов в основании разреза карадокских отложений. Развите среди них пироксеново-плагиоклазовые порфириты и их туфы представляют собой незначительные по мощности прослои. Условия залегания и характер метаморфизма этой толщи также не отличимы от условий подстилающей вулканогенной свиты карадокского яруса.

Выше толщи плагиоклазовых порфиритов расположены отложения осадочных кластических пород. В основании их обычно залегает конгломерат, в состав галек которого входят все нижележащие породы. Конгломераты сменяются вверх зеленовато-серыми граувакковыми песчаниками, чередующимися с редкими линзами и маломощными прослоями светлых мраморизованных известняков, глинистых и кремнистых сланцев и туффитов. В верхней части толщи часто преобладает более тонкозернистый

обломочный материал. В прослоях известняков и известковистых песчаников, развитых в нижней и в верхней частях толщи, была найдена фауна (Мейстер, 1932), которая и позволила отнести описываемые отложения к готландию. Здесь найдены гастроподы, среди которых главная роль принадлежит *Platysisma* sp. и *Pleurotomaria* sp. Кроме того, были обнаружены: *Dalmanella* типа *D. honorata* Barr., *Conocardium* sp. и многочисленные, совершенно не поддающиеся определению глабели трилобитов.

Конгломераты верхнего силура обыкновенно слагают вершины холмов, вытянутых в направлении простирания пород (СВ 25°, реже СВ 45—50°, при углах наклона на СЗ и ЮВ 35—45°, реже 20—30°). Быстрое местное литологическое изменение описываемой осадочной толщи как по вертикали разреза, так и по простиранию, свидетельствует о сравнительно быстром накоплении обломочного материала в условиях мелких бассейнов при наличии расчлененного рельефа и меняющихся условий размыва и накопления.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Если проследить развитие вулканизма в районе хребта Чингиз с протерозоя—нижнего кембрия до конца верхнего силура включительно, легко прийти к следующим выводам. Эпоха протерозоя—нижнего кембрия отмечена мощными проявлениями вулканической деятельности, давшей большое количество основного вулканического материала. Преимущественно развиты пирокластические образования: туфы диабазовых, реже — пироксеново-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов; лавы играют подчиненную роль. Они представлены покровами, метаморфизованными и уплотненными последующей неоднократной складчатостью, обусловившей, в частности, современный вид кембрийских пород. В районе хребта Чингиз отложения протерозоя—нижнего кембрия, по сравнению с другими районами Центрального Казахстана, представлены наиболее полно, имеют большие мощности и содержат большое количество пирокластического материала, характерного для очагов центрального типа.

Граница между ниже- и среднекембрийской эпохами отмечена размывом, создавшим мощные толщи обломочных пород. Вулканическая деятельность в эпоху среднего кембрия резко сократилась. Происходило отложение весьма значительной по мощности толщи осадочных образований. Преимущественное развитие среди них грубообломочных пород свидетельствует об их отложении в условиях мелководного бассейна.

К концу среднего кембрия, по всей вероятности, происходило некоторое углубление бассейна, в результате чего отлагался более тонкозернистый, преимущественно песчано-сланцевый материал.

Несмотря на явное ослабление вулканической деятельности в эпоху среднего кембрия, говорить о полном ее прекращении мы все же не можем, так как среди осадочных образований наблюдаются достаточно многочисленные тонкие покровы пироксеново-плагиоклазовых и плагиоклазовых андезитовых порфиритов и прослои их туфов.

Нижнесилурийские отложения залегают с некоторым несогласием на кембрийских отложениях; разрез нижнего силура начинается толщей туфогенных конгломератов с сравнительно хорошо окатанным обломочным материалом.

Вулканическая деятельность, несколько ослабевшая к концу кембрия, в нижнем силуре вновь возобновилась с большой интенсивностью. В это время произошло образование наиболее мощных толщ эффузивных пород с преимущественным развитием пирокластического материала и частым

и быстрым выклиниванием отдельных прослоев по простирацию. Эпоха среднего ордовика характеризуется появлением мощных покровов кислых лав — кварцевых альбитофиров, альбитофиров и их туфов, с преимущественным развитием последних.

Излияние кислых лав лландейло предшествовало грандиозному по размаху орогеническому циклу карадокского времени, создавшему мощные толщи туфогенных конгломератов (мощностью 3000—4000 м), представляющих результат размыва порфириров нижней части карадокского яруса и более низких горизонтов нижнего палеозоя.

В течение карадокского времени широко проявлялась вулканическая деятельность с образованием покровов эффузивов средней основности. Карадокское время отчасти является повторением нижеордовикского: после тектогенеза и последующего размыва произошли интенсивные излияния вначале относительно более основных лав (пироксеново-плаггиоклазовые порфириды — ср. эпоху нижнего ордовика), сменившиеся затем несколько более кислыми (исключительное развитие плаггиоклазовых порфиридов), с одновременными выбросами туфового материала, как и на всех более ранних этапах вулканического процесса.

К концу карадокского времени вулканическая деятельность затухает и отлагаются очень мощные песчано-сланцевые осадки.

Дальнейшие проявления вулканизма относятся к низам готландия — лландоверийскому ярусу; они выразились в образовании мощной толщи порфиридов.

Конец лландоверийского времени характеризуется сильным тектогенезом. Эта фаза тектогенеза, повидимому, отвечает основной складчатости нижнего палеозоя. К этому времени кембрийская зеленосланцевая формация получила почти полностью свой современный облик. Об этом свидетельствуют гальки метаморфизованных вулканогенных пород протерозоя — нижнего кембрия, встреченные в верхнесилурийских конгломератах.

История верхнего силура, в сущности, уже менее сложна. Здесь во время уинлока и лудлоу господствовали условия мелководного бассейна — отлагались осадочные, преимущественно грубообломочные породы. Как уже отмечалось ранее, обломочный материал верхнесилурийских отложений содержит породы всех нижележащих свит нижнего палеозоя, что свидетельствует о грандиозном размыве района.

Таким образом, геосинклинальный режим в районе хребта Чингиз существовал в течение всего нижнего палеозоя, который характеризовался особенно большим количеством колебательных движений. Каждое опускание и прогибание дна геосинклинали сопровождалось, по всей вероятности, усиливавшейся эффузивной деятельностью; по трещинам и расколам, образовавшимся в морском дне при его прогибании, происходили излияния: базальтовых лав — в эпоху протерозоя — нижнего кембрия, магмы андезитового состава — в силуре.

Подводя итоги всей истории нижнего палеозоя, мы должны отметить, что в результате вулканических процессов на протяжении времени от протерозоя — нижнего кембрия до верхнего силура образовывались мощные толщи вулканогенных пород.

С моментами поднятия страны, которые отвечали наиболее энергичным орогеническим движениям (Cm_3 — S_1 ; S_1^3 — S_1^4 ; S_2^1 — S_2^2), связано разрушение созданных ранее вулканических образований.

Породы кембро-силура сильно дислоцированы, собраны в крутые уплотненные складки, нередко с разрывами. Складки нижнепалеозойских пород протягиваются по простирацию часто на многие десятки километров, образуя такие мощные складчатые хребты, как Чингиз, Ак-Бастау и др.

Исключительной сложностью геологического строения исследованный район обязан отмеченным нами проявлениям тектогенеза: 1) в конце

нижнего кембрия, 2) в конце среднего кембрия, 3) в середине среднего ордовика (карадокское время, S_1^4), 4) в верхнем силуре ($S_2^1 - S_2^2$).

По литературным данным, тектогенез проявлялся в отмеченные промежутки времени не только в районе хребта Чингиз, но и в ряде других мест Центрального Казахстана и в среднем Западно-Сибирском крае.

Готландский этап тектогенеза ($S_2^1 - S_2^2$) обусловил метаморфизм нижнепалеозойских толщ и их зеленокаменное перерождение, интенсивное по сравнению с более молодыми, значительно слабее метаморфизованными средне- и верхнепалеозойскими образованиями. К аналогичным заключениям о времени проявления и интенсивности этапов тектогенеза пришли и другие исследователи, детально изучавшие многочисленные районы Центрального Казахстана (В. С. Коптев-Дворников, Н. Г. Маркова, Н. А. Штрейс, П. Н. Кропоткин). Более подробно, с изложением фактического материала, мы остановимся на этом вопросе при разборе явлений метаморфизма.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Всем изученным эффузивным породам района хребта Чингиз свойственны метаморфические преобразования, которые можно расчленить на два типа: 1) зеленокаменный (ранний) метаморфизм, 2) динамогидротермальный (позднейший) метаморфизм.

З е л е н о к а м е н н ы й м е т а м о р ф и з м, который понимается как процесс длительного закономерного преобразования эффузивов в геосинклинальных условиях, распадается на две стадии — автогидротермальную и динамометаморфическую. В первую из этих стадий преобразование структур и состава эффузивных пород совершалось под действием минерализаторов, которые не успели отделиться от магматического расплава вследствие быстрого его охлаждения.

В последующую стадию доминирующим фактором преобразования являются напряжения, вызываемые стрессом.

Изменения в эффузивах, связанные с зеленокаменным метаморфизмом, таковы:

- 1) распад вулканического стекла с образованием хлорита, гематита и других минералов;
- 2) замещение цветных минералов хлоритом, эпидотом и актинолитом;
- 3) соскоритизация средних и основных плагиоклазов и серицитизация кислых.

Зеленокаменное перерождение не сопровождается сколько-нибудь значительным привнесом вещества.

Представление о динамогидротермальном метаморфизме заимствовано нами у Е. А. Кузнецова (1939). При этом процессе новообразованиями являются минералы, которые свойственны низшей ступени метаморфизма: альбит, актинолит, уралит, эпидот, хлорит и серицит. Они образуются при наличии динамических нарушений и под влиянием действия гидротермальных растворов, связанных с теми или иными магматическими источниками. В условиях хребта Чингиз наименьшее количество вторичных продуктов изменения обычно содержат кварцевые и бескварцевые альбитофиры, а наибольшее — порфириты; при этом самые древние из них, например кембрийские, изменены значительно интенсивнее. Они оказываются наиболее расщепленными, сильнее серицитизированными, карбонатизированными и окварцованными. Геологическая обстановка, в которой наблюдаются проявления этих процессов, свидетельствует о том, что последние, повидимому, связаны с древнепалеозойскими интрузиями габбро, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранитов. О существовании древних гидротермальных изменений свиде-

тельствуют факты нахождения нижнепалеозойских пород с признаками серицитизации и карбонатизации в гальках туфо-конгломератов верхнего силура.

Следует отметить, что результаты динамогидротермального метаморфизма и ассоциация характерных для него минералов в нижнепалеозойских эффузивах хребта Чингиз весьма сходны с описанными Е. А. Кузнецовым для эффузивов восточного склона Урала, с тем лишь отличием, что для казахстанских пород мало типичны уралит и актинолит.

Вулканогенные породы, относимые к протерозою и кембрию, отличаются почти полным отсутствием следов первичных структур и более или менее глубокими изменениями первоначального минералогического состава. Явления серицитизации, карбонатизации и окварцевания настолько универсальны и распространены, что выделить и описать собственно зеленокаменный метаморфизм невозможно (табл. 1).

Таблица 1

Характер метаморфических изменений в порфиритах протерозоя — нижнего кембрия, нижнего ордовика, верхов ордовика и низов готландия и в альбитофирах среднего ордовика

Порода	Первичные структуры	Зеленокаменная стадия	Эпитермальные процессы
Альбитофиры среднего ордовика (S_1^3)	Микролитовые и, реже, фельзитовые	Серицит, гематит и в очень небольшом количестве хлорит	Кварц, карбонат
Порфириты верхов ордовика и низов готландия (S_1^4 — S_2^1)	Андезитовые, реже — пилотакситовые	Актинолит (редко), хлорит, альбит, эпидот, цоизит, карбонат, кварц, серицит, гематит	Эпидот, реже кварц и карбонат (выполнение трещин)
Порфириты нижней порфиритовой свиты ордовика (S_1^1 — S_1^2)	Андезитовые, пилотакситовые (редко сохраняются)	Хлорит, альбит, эпидот (цоизит), гематит, серицит, кварц, карбонат (разделить невозможно)	
Порфириты из свиты зеленых сланцев (Pg — Cm ₁)	Не сохранились	Альбит, хлорит, серицит, карбонат, кварц	

Процесс серицитизации особенно широко развит в породах свиты зеленых сланцев. Среди них встречаются прослой типичных серицитовых сланцев со следами сильного смятия, создавшего в породах плейкатость со строгой ориентировкой минералов. Местами, вследствие обжатия основной массы вокруг вкрапленников полевого шпата и кварца, развиваются очковые текстуры. Плагноклаз серицитизированных пород представлен вторичным альбитом, темноцветные минералы нацело хлоритизированы; породы содержат большое количество серицита, карбоната и гематита. Интенсивность серицитизации различна. Рассланцованные породы оказались сильнее серицитизированными, а менее рассланцованные подверглись серицитизации в слабой степени.

В эффузивах нижнего силура довольно часто сохраняются андезитовые и пилотакситовые первичные структуры. В порфиритах большая часть

цветных минералов сохранилась неизменной; из вторичных минералов значительную роль приобрел эпидот. Плаггиоклаз испытал сосюритизацию. Цветные минералы местами хлоритизированы, а вулканическое стекло подверглось распаду с образованием хлорита и гематита. Плойчатость в них совершенно не наблюдалась. Позднейшие гидротермальные изменения выражаются в окварцевании и карбонатизации. Карбонат часто замещает породы полностью; кроме того, породы нередко бывают пронизаны большим количеством прожилков кварца и карбоната.

В порфиритовой свите верхов ордовика нередко удавалось наблюдать достаточно хорошо сохранившиеся структуру и первичные минералы. Процессы зеленокаменных изменений в этой свите развиты значительно слабее, в связи с чем часто сохраняется первоначальный состав плаггиоклаза (№ 34—38). Пироксены или слабо изменены, или замещены актинолитом, редко превращены в хлорит. Породы сохранили реликты типичной андезитовой структуры, характерной для лав средней основности.

Позднейшие гидротермальные процессы, связанные с послесилурийскими орогеническими и интрузивными циклами, сказались преимущественно в эпидотизации и гематитизации отдельных участков эффузивов. Карбонатизация и окварцевание проявились здесь в очень слабой степени и по интенсивности далеко уступают аналогичным изменениям в нижележащих силурийских и кембрийских образованиях. Карбонатизация и окварцевание протекали одновременно. Центральные части прожилков бывают vyplнены карбонатом, а их зальбанды состоят из тонкозернистых кварцевых оторочек; иногда прожилки кварца переходят в карбонатные.

В серии вулканогенных пород от протерозоя и кембрия до верхнего силура включительно минералы, образовавшиеся в результате метаморфических изменений, пользуются наибольшим развитием в кембрийской толще пород, в эффузивах же более молодого возраста количество их заметно уменьшается. Если в породах нижнего и, в особенности, верхнего силура зеленокаменную стадию изменения мы можем отделить от гидротермальной, то в кембрийских, где последние проявляется очень интенсивно, разделение их становится невозможным.

Следует отметить, что эффузивы протерозоя — нижнего кембрия и, в меньшей степени, нижнего силура отличаются от верхнесилурийских не только характером метаморфизма, но и текстурой. Плойчатость и сланцеватость, характерные для кембрийских и частично нижнесилурийских образований, в верхнесилурийских породах не наблюдаются. Наоборот, характерный для последних катаклиз не свойственен эффузивам кембрия.

Это явление следует объяснить интенсивностью складчатых процессов в конце кембрия и в нижнем силуре. Высказанное предположение подтверждают следующие факты:

- 1) наличие в конгломератах верхнего силура галек зеленых сланцев, аналогичных развитым в зеленосланцевом комплексе протерозоя — нижнего кембрия;

- 2) отличие в условиях залегания нижнесилурийских и кембрийских пород от вышележащих, значительно более спокойно дислоцированных, пород готландия.

Следует отметить, что нахождение среди обломочного материала готландия пород, аналогичных зеленым сланцам протерозоя и кембрия, заставляет предполагать, что современный вид зеленых сланцев протерозоя — нижнего кембрия был обусловлен процессами складкообразования, происшедшими в промежутке времени от верхнего кембрия до верхнего силура включительно. Возможно, главную роль сыграли движения в готландии, в пользу чего говорит отсутствие галек зеленых сланцев, ни разу не обнаруженных при тщательном просмотре обломочного материала в толще нижнего силура.

Кроме того, по наблюдениям Фурмарье (1939), образование сланцеватости может происходить в тех складчатых районах, в которых имеется достаточная статическая нагрузка, присоединяющаяся к тангенциальным давлениям. По произведенным в некоторых складчатых районах измерениям отложений палеозоя Фурмарье установил, что «для начала появления сланцеватости требуется, повидимому, нагрузка в среднем около 6000 м». По нашим данным, суммарная мощность отложений кембрия и ордовика составляла к концу нижнего силура около 6000—7000 м.

Современный вид кембрийских пород и резкое отличие их от пород нижнего силура в структурном и в текстурном отношении ясно свидетельствуют о том, что первые претерпевали воздействие тектогенеза как до образования силурийских толщ, так и после их отложения. Совокупность указанных воздействий, повидимому, и обусловила современный вид мощной толщ зеленых сланцев.

В табл. 2 приводятся пересчеты химического состава нижнепалеозойских пород на минералогический состав с целью продемонстрировать изменения в количестве эпигенетических минералов и их соотношениях. При пересчете анализов взяты условные формулы минералов.

Если проследить анализы от более молодых и свежих пород (обр. 326) к более древним (обр. 32), то можно отметить, что состав порфиритов изменяется в сторону увеличения содержания минералов гидротермальной фазы — хлорита, карбоната, кварца, эпидота. Увеличение содержания последнего частично следует отнести за счет повышающейся интенсивности изменения плагиоклаза и цветных минералов, частично же за счет привноса.

Обращает на себя внимание в анализах этих пород избыточный кремнезем; по всей вероятности, объясняется это привносом кремнезема с образованием вторичного кварца, который наблюдается в виде тонкозернистых агрегатов и микроскопически тонких прожилков почти во всех породах и, в особенности, в кембрийских. Наблюдаемое повышенное содержание CaO в породах протерозоя — кембрия следует связывать также главным образом с привносом: кальцит весьма часто образует густую сеть микроскопических прожилков, наподобие паутины пронизывающих всю массу пород. Наоборот, в порфиритах нижней порфиритовой свиты готландия значительное содержание CaO следует, повидимому, объяснить повышенным содержанием анортитовой молекулы в первичном плагиоклазе. Количество эпидота, являющегося преимущественно продуктом сосюритизации плагиоклаза, достигает в них местами 9%, содержание же карбоната не превышает 2%.

Из приведенной таблицы видно, что первоначальный минералогический состав пород в результате зеленокаменных и последующих гидротермальных процессов сильно изменился. Это особенно бросается в глаза, если сравнивать эти породы с более молодыми, слабее измененными эффузивами других районов, например с верхнепалеозойскими эффузивами Калбинского хребта (см. табл. на стр. 48—49 работы Н. А. Елисеева, 1938). Параллелизовать последние породы с нашими нам позволяет близость в содержании главных окислов (SiO_2 , Al_2O_3), а также приведенное Н. А. Елисеевым описание, из которого следует, что они в общем по минералогическому составу и по структурам близко стоят к породам хребта Чингиз.

Если мы сопоставим содержание таких окислов, как CaO , K_2O , Na_2O , в наиболее измененных порфиритах протерозоя — нижнего кембрия хребта Чингиз и в порфиритах Калбинского хребта, то увидим, что привнос вещества и изменение первоначального состава чингизских пород шли главным образом за счет появления карбоната (привноса CaO) и в меньшей степени за счет серицита (K_2O).

Пересчеты химического состава нижнепалеозойских пород на минералогический состав*

Окис- лы	Обр. 32		Обр. 549		Обр. 555		Обр. 326					
	рассланцованный порфирит Pг — Сп		пироксеново- плагиоклазо- вый порфирит из нижней порфировой свиты ордови- ка $S_1^1 + S_1^2$		пироксеново-плагио- клавовый порфирит из нижней порфиро- товой свиты ордови- ка $S_1^1 + S_1^2$		плагиоклазовый порфирит $S_1^1 + S_1^2$					
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.				
SiO ₂	46,66	777	51,30	855	54,94	915	54,46	907				
TiO ₂	0,55	7	0,93	11	0,78	10	0,86	11				
Al ₂ O ₃	13,40	131	14,50	142	15,97	157	18,00	177				
Fe ₂ O ₃	2,05	13	6,09	38	3,45	22	3,58	23				
FeO	3,88	54	3,09	43	5,37	75	3,27	46				
MnO	0,15	2	0,14	2	0,15	2	0,10	1				
CaO	11,95	213	10,26	182	5,52	98	6,35	113				
MgO	5,22	130	5,86	145	4,96	123	3,00	74				
K ₂ O	0,33	3	0,95	10	0,33	3	3,28	35				
Na ₂ O	4,02	66	3,42	56	3,20	53	4,14	67				
H ₂ O	3,01	167	2,26	125	3,30	183	1,79	99				
CO ₂	8,90	202	0,88	20	0,96	22	0,83	19				
P ₂ O ₅	0,43	3	0,48	3	0,59	4	0,95	6				
Сумма	100,55	1768	100,16	1632	99,62	1667	100,61	1578				
№ образца	Апатит	Титаномаг- нетит		Гематит	Серпигит	Альбит	Анортит	Кальцит	Хлорит	Вторичный кварц	Пироксен	Эпидот
		магне- тит	иль- менит									
В весовых процентах												
32	0,93	—	1,1	1,9	2,36	34,6	0,8	20,1	23,42	15,78	—	—
549	0,93	0,7	1,7	—	7,83	29,3	1,4	1,8	7,91	8,9	11,90	20,48
555	1,24	2,8	1,5	—	1,33	27,8	1,1	2,1	23,21	22,8	—	13,56
326	1,86	3,5	1,7	—	9,4	47,4	2,2	1,9	9,1	7,9	6,1	9,0

* Анализы произведены в Химической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР химиком Н. А. Шишовой.

Из пересчетов анализов видно, что, помимо указанных окислов и минералов, резкое колебание процентного состава пород происходит за счет эпидота, содержание которого сильно варьирует: в порфиритах протерозоя — кембрия он почти совершенно отсутствует, в породах силура количество его достигает 15—20%.

Это обстоятельство ставится нами в связь с общим ходом метаморфических преобразований нижнепалеозойской эффузивной толщи и объясняется следующим образом: наложение динамогидротермального метаморфизма на зеленокаменно измененные породы способствовало переносу окиси кальция (СаО) из насыщенных ею основных порфиров протерозоя — кембрия в вышележащие нижнесилурийские толщ. Привнесенная окись кальция шла главным образом на образование эпидота и в значительно меньшей степени других Са-содержащих минералов (карбонатов и т. п.). Это находит прямое подтверждение в сильной насыщенности эпидотом и

в очень равномерном его распределении во всей порфиритовой толще, непосредственно налегающей на породы кембрия. Эпидот в нижней порфиритовой свите ордовикского яруса не образует больших эпидотизированных полос или зон, как это мы видим в вышележащих порфиритовых свитах ордовика и готландия, а распределяется равномерно по всей массе пород. Повидимому, вынесенный из кембрийских толщ кальций отлагался в самых низах ордовика и равномерно насыщал породы.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЛАВ

Несмотря на сильный метаморфизм нижнепалеозойских толщ и резкое колебание в содержании отдельных окислов, мы можем установить первоначальный состав, исходя из содержания «инертных компонентов»: глинозема, кремнезема и т. д.; эти величины, по мнению Д. С. Коржинского (1940), могут рассматриваться как независимые переменные, позволяющие определять первоначальный характер пород. Такие компоненты, как H_2O и CO_2 , Д. С. Коржинский относит к «подвижным компонентам», колебания в количестве которых, как увидим ниже, в различных породах кембросилура бывают довольно значительными.

При анализе состава описываемых пород мы пользуемся пересчетом по методу А. Н. Заварицкого. Из данных пересчета видно, что часть пород, развитых в районе хребта Чингиз, принадлежит к базальтовой магме, а часть кандезитовой и липаритовой магмам. Широко распространенные породы зеленосланцевой толщи протерозоя — нижнего кембрия и порфиритовой свиты нижнего ордовика (преимущественно диабазовые и пироксеново-плагноклазовые порфириты) относятся к базальтовым магмам (содержание SiO_2 не превышает 46—48%). Порфириты нижнего силура, главным образом его верхние горизонты, представленные преимущественно плагноклазовыми, реже — пироксеново-плагноклазовыми порфиритами, принадлежат к андезитовым магмам ($SiO_2 = 51—52\%$), а менее широко распространенные породы кислой ветви — альбитофиры и кварцевые альбитофиры — относятся к липаритовым и липаритацитовым магмам ($SiO_2 = 60—62\%$).

Нижнепалеозойский вулканический цикл, начинающийся излиянием основных лав, характеризуется низким содержанием щелочей и повышенным содержанием магния и железа ($RO : R_2O = 3 : 1$).

К концу нижнепалеозойского цикла картина несколько меняется. С повышением кислотности увеличивается щелочность пород и в то же время резко сокращается содержание щелочных земель (табл. 3 и 4). При этом в альбитофирах, например, характерной особенностью является повышенное содержание K_2O при отсутствии калиевого полевого шпата, что объясняется, повидимому, наличием в альбите (альбито-олигоклазе) примеси K_2O , а также позднейшими процессами серицитизации альбита в результате привноса K_2O .

Из сопоставления составов наиболее широко развитых в районе хребта Чингиз горизонтов пироксеново-плагноклазовых порфиритов на протяжении всего нижнего палеозоя, от протерозоя и кембрия до низов готландия включительно, следует, что к концу палеозоя в порфиритах постепенно возрастают значения SiO_2 и Al_2O_3 и уменьшается роль железо-магнезиальных окислов, что, как мы видим, полностью повторяет картину одного из вулканических циклов (кембрийского, силурийского), являющихся частью крупного этапа магматической деятельности на протяжении всего нижнего палеозоя.

Таким образом, изменение в составе магмы на протяжении всего нижнего палеозоя шло в сторону повышения кислотности и щелочности и уменьшения отношения CaO к MgO и FeO .

Сопоставление химического состава нижнепалеозойских эффузивов

Возраст	№ по порядку	Порода, район исследования, автор	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Протерозой — нижний кембрий (РгСм)	1 (обр. 32, табл. 2)	Рассланцованный порфирит, РгСм (район хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова)	46,66	0,55	13,40	2,05
	2	Пироксеново-плагиоклазовый порфирит, РгСм (район рудника Боше-Куль, В. И. Гоньшакова)	48,06	0,80	17,30	4,51
Нижний ордовик (S ₁ ¹ + S ₁ ²)	3	Андезитовый порфирит, S ₁ (Еремень-Тау, Н. Г. Сергиев)	48,08	0,74	14,60	3,59
	4	Андезитовый порфирит, S ₁ (Еремень-Тау, Н. Г. Сергиев)	49,90	1,06	11,12	3,57
	5 (обр. 549, табл. 2)	Пироксеново-плагиоклазовый порфирит, S ₁ ¹ +S ₁ ² (хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова)	51,30	0,93	14,50	6,09
Средний ордовик	6	Альбитофир, S ₁ ³ (район среднего течения р. Селеты, В. И. Гоньшакова)	62,81	0,60	14,86	3,59
	7	Альбитофир, S ₁ ³ ? (Семиз-Бугу, Н. Г. Сергиев)	64,79	0,72	16,35	2,43
	8	Кварцевый альбитофир, S ₁ ³ ? (Кара-Мурун, Караганда, А. А. Богданов)	70,98	0,78	13,28	2,39
Верхний ордовик (S ₁ ⁴ +S ₂ ¹)	9	Диабазовый пироксеново-плагиоклазовый порфирит, S ₁ ⁴ + S ₂ ¹ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	46,56	0,94	17,95	4,38
	10	Диабаз, S ₁ ⁴ + S ₂ ¹ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	51,98	2,53	16,20	9,49
	11	Андезитовый порфирит, S ₁ ⁴ (район Караганды, А. А. Богданов)	52,33	0,89	17,48	3,01
	12	Андезитовый порфирит, S ₁ ⁴ (район Караганды, А. А. Богданов)	52,07	1,36	18,72	3,27
	13 (обр. 326, табл. 2)	Плагиоклазовый порфирит, S ₁ ⁴ + S ₂ ¹ (хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова)	54,46	0,86	18,00	3,58
	14	Пироксеново-плагиоклазовый порфирит, S ₁ ⁴ + S ₂ ¹ (район рудника Боше-Куль, В. И. Гоньшакова)	56,60	0,70	16,96	2,76
	15	Диабаз, S ₁ ⁴ + S ₂ ¹ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	59,18	0,78	13,82	6,02
	16	Роговоостанковый порфирит, S ₁ ⁴ + S ₂ ¹ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	62,28	0,49	16,23	5,22
	17	Пироксеново-плагиоклазовый порфирит, S ₁ ⁴ + S ₂ ¹ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	62,04	1,10	16,38	3,20

Таблица 3

хребта Чингиз и эффузивов других районов Центрального Казахстана

FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Cl	CO ₂	(+) H ₂ O	(-) H ₂ O	Сумма
3,88	0,15	11,95	5,22	0,33	4,02	—	0,43	—	8,90	3,01	—	100,55
7,98	0,28	10,38	4,62	0,80	2,33	—	0,28	—	—	2,48	0,07	99,89
8,02	0,14	10,08	8,01	0,43	2,91	—	0,09	—	—	3,67	—	100,36
8,76	0,19	9,82	9,10	0,33	2,43	—	0,08	—	—	3,78	—	100,14
3,09	0,14	10,26	5,86	0,95	3,42	—	0,48	—	0,88	2,26	—	100,16
2,89	0,14	3,66	2,89	2,43	4,06	—	0,10	—	—	1,71	0,05	99,79
1,46	0,11	1,37	0,39	4,39	6,37	—	0,19	—	—	1,48	—	100,05
3,24	0,12	1,27	0,86	0,69	5,66	—	0,23	—	—	1,05	—	100,55
5,39	0,18	11,14	6,25	0,48	2,83	0,14	0,36	нет	0,08	3,43	0,22	100,33
2,54	0,09	9,45	2,82	0,54	2,96	0,09	0,24	—	0,49	0,79	0,26	100,47
6,48	0,15	8,40	4,68	0,98	2,68	0,14	0,89	0,01	—	3,15	0,20	101,47
6,03	0,15	9,32	2,61	0,64	3,71	0,02	0,40	следы	—	2,02	0,08	100,40
3,27	0,10	6,35	3,00	3,28	4,14	—	0,95	—	0,83	1,79	—	100,61
5,23	0,18	4,55	2,38	4,77	4,00	—	0,61	—	—	1,37	0,06	100,17
2,93	0,11	5,54	3,58	0,38	6,59	0,03	0,40	—	—	0,74	0,16	100,26
1,74	0,07	3,93	1,73	1,51	5,72	0,22	0,27	—	—	0,81	0,18	100,40
2,25	0,15	3,08	1,50	3,24	4,94	0,18	0,36	0,01	—	1,30	0,25	100,09

Пересчеты химических анализов нижнепалеозойских эффузивов
(по А. Н. Заварицкому)

Таблица 4

Возраст	№ по пор.	Порода, район исследования, автор	S	a	c	b	n	a'	c'	f'	m'	Q
Протерозой — нижний кем- брий (PrCm)	1 (обр. 32)	Рассланцованный порфирит, PrCm (район хр. Чингиз, В. И. Гоньша- кова)	58,4	10,1	4,7	26,8	95,6	—	41,7	22,4	35,9	—8,1
	2	Пироксеново-плагиоклазовый порфи- рит, PrCm (район рудника Боше- Куль, В. И. Гоньшакова)	59,0	6,8	8,9	25,3	80,8	—	17,9	49,3	32,8	—4,5
Нижний ордо- вик ($S_1^1 + S_1^2$)	3	Андезитовый порфирит S_1 (Еремень- Тау, Н. Г. Сергиев)	55,9	7,0	6,3	30,8	92,2	—	19,8	35,7	44,5	—8,5
	4	Андезитовый порфирит, S_1 (Еремень- Тау, Н. Г. Сергиев)	56,3	5,6	4,5	33,6	92,9	—	21,4	33,8	44,8	—3,1
	5 (обр. 549)	Пироксеново-плагиоклазовый порфи- рит $S_1^1 + S_1^2$ (хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова)	59,8	9,0	5,4	25,8	84,6	—	28,5	32,5	39,0	—3,8
Средний ордо- вик (S_1^3)	6	Альбитофир, S_1^3 (район среднего течения р. Селеты, В. И. Гонь- шакова)	72,0	12,6	3,7	11,7	71,7	—	27,4	51,5	21,1	+15,1
	7	Альбитофир, S_1^3 (Семиз-Бугу, Н. Г. Сергиев)	73,8	20,4	0,7	5,1	68,7	—	18,7	68,0	13,3	+6,1
	8	Кварцевый альбитофир, S_1^3 (Кара- Мурун, Караганда, А. А. Богда- нов)	78,0	12,9	1,4	7,7	92,8	17,1	7,1	65,0	17,9	+28,8

Таблица 4 (продолжение)

Возраст	№ по пор.	Порода, район исследования, автор	S	a	c	b	n	a'	c'	f'	m'	Q
Верхи ордовика и готландий ($S_1^4 + S_2^1$)	9	Диабазовый порфирит, $S_1^4 + S_2^1$ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	57,2	7,4	9,0	26,4	90,2	—	20,4	36,9	42,7	—9,4
	10	Диабаз, $S_1^4 + S_2^1$ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	64,3	7,6	7,6	20,5	90,6	—	21,7	53,8	24,5	+5,8
	11	Андезитовый порфирит, S_1^4 (район Караганды, А. А. Богданов) . . .	63,6	7,9	8,4	20,1	80,0	—	11,8	46,6	41,6	+3,0
	12	Андезитовый порфирит, S_1^4 (район Караганды, А. А. Богданов) . . .	64,3	9,6	8,5	17,6	91	—	20,2	52,8	27,0	+0,9
	13 (обр. 326)	Плагинкловый порфирит, $S_1^4 + S_2^1$ (хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова) .	65,5	14,6	5,3	14,6	65,7	—	18,6	45,1	36,3	—3,5
	14	Пироксеново - плагинкловый порфирит, $S_1^4 + S_2^1$ (район рудника Боше-Куль, В. И. Гоньшакова) . .	66,4	16,2	3,4	14,0	56,0	—	16,4	54,8	28,8	—3,0
	15	Диабаз $S_1^4 + S_2^1$ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	65,5	14,5	1,6	18,4	96,3	—	26,4	42,2	31,4	+0,4
	16	Роговообманковый порфирит, $S_1^4 + S_2^1$ (Майкаинский район, М. Е. Яковлева)	71,2	14,8	3,5	10,5	70,2	—	46,8	35,3	17,9	+3,7
	17	Пироксеново-плагинкловый порфирит $S_1^4 + S_2^1$ (Майкаинский район М. Е. Яковлева)	73,1	15,6	3,1	8,2	85,1	—	12,4	59,5	28,1	+11,8

Особенности химического состава пород по отдельным группам
(согласно числовым характеристикам А. Н. Заварицкого)

Таблица 5

№ анализа	Порода, район исследования, автор	S	a	c	b	n	a'	c'	f'	m'	Q	Тип рассматриваемых пород Центрального Казахстана
1 (обр. 32) 59 347	Рассланцованный порфирит, РгСм (хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова) Базальты, включая анамезиты и другие (по Дели) Спилит (по Трегеру)	58,4 57,8 57,8	10,1 9,6 9,6	4,7 6,0 5,1	26,8 26,6 27,5	95,6 75,4 94,2	— — —	41,7 18,8 25,5	22,4 41,8 34,3	35,9 39,4 40,2	—8,1 —9,6 —8,7	Рассланцованный порфирит №1, принадлежит к основному типу магм — базальтам. Отмечается несколько повышенный щелочный характер наших пород ($c = 4,7$) сравнительно с базальтами Дели ($c = 6,0$). Последние более известковисты, с более высоким c и более низким a
5 (обр. 549) 66 390	Пироксеново-плагноклазовый порфирит, $S_1^1 + S_1^2$ (хр. Чингиз, В. И. Гоньшакова) Диабаз (по Дели) Диабаз (по Трегеру)	59,8 59,6 59,1	9,0 8,3 7,1	5,4 6,2 7,4	25,8 25,9 26,4	84,6 81,7 74,6	— — —	28,5 18,7 8,7	32,5 42,5 46,7	39,0 38,8 44,6	—3,8 —3,6 —3,4	Анализируемый порфирит низов ордовика № 5 имеет основной состав, близкий по своим коэффициентам к среднему типу диабазов Дели и Трегера
6 8 7 94	Альбитофир, S_1^3 (район среднего течения р. Селеты, В. И. Гоньшакова) Кварцевый альбитофир, S_1^3 (Кара-Мурун, Караганда, А. А. Богданов) Липарит (по Дели) Трахидаци (по Трегеру)	72,0 78,0 80,5 75,9	12,6 12,9 12,9 15,6	3,7 1,4 1,3 1,5	11,7 7,7 5,3 7,0	71,7 92,8 58,2 65,0	— 17,1 52,5 —	27,4 7,1 — 32,4	51,5 65,0 35,0 52,4	21,1 17,9 12,5 15,2	+15,1 +28,8 33,9 19,1	Альбитофиры среднего ордовика, особенно кварцевые их разновидности, по составу очень близки к липаритовому типу магм, по Дели, и трахидацитовому, по Трегеру
14 16 50 324	Пироксеново-плагноклазовый порфирит, $S_1^4 + S_2^1$ (район рудника Боце-Куль, В. И. Гоньшакова) Роговообманковый порфирит, $S_1^4 + S_2^1$ (Майкаинский район М. Е. Яковлева) Авгитовый андезит (по Дели) Андезит (по Трегеру)	66,4 71,2 68,7 65,4	16,2 14,8 11,6 12,5	3,4 3,5 6,3 5,4	14,0 10,5 13,4 16,7	56,0 70,2 69,5 70,7	— — — —	16,4 46,8 8,5 17,5	54,8 35,3 53,4 39,0	28,8 17,9 38,1 43,5	—3,0 +3,7 7,9 0,4	Порфиры верхов ордовика в обоих случаях принадлежат к андезитовому типу магм. От средних типов магм Дели и Трегера отличаются большей щелочностью. Они менее известковистые с более низким c и более высоким a

Если остановиться на рассмотрении поведения «вполне подвижных компонентов» (CO_2 , H_2O , частично CaO , MgO и т. д.) в наиболее измененных порфиритах протерозоя — кембрия и значительно более свежих порфиритах готландия, то здесь отмечаются следующие характерные особенности.

В порфиритах готландия, сравнительно с породами протерозоя — нижнего кембрия, значительно ниже содержание CaO , MgO , CO_2 и H_2O (табл. 3). Большое содержание указанных окислов в породах протерозоя — нижнего кембрия и частично в нижней порфиритовой свите ордовика не могло быть вызвано только перегруппировкой элементов внутри породы, а является результатом привноса гидротермальными растворами. Последние проникали более свободно в нижележащие, более рассланцованные породы протерозоя — кембрия и способствовали образованию таких минералов, как хлорит, эпидот, цоизит, обуславливающих развитие хлоритовых сланцев. Особенно резкие колебания мы наблюдаем в количестве углекислоты (CO_2). Так, например, в зеленых сланцах протерозоя — кембрия содержание ее достигает 8,9%, а в порфиритах силура падает до 0,88%. Характер изменения главных окислов под влиянием гидротермального метаморфизма хорошо виден из приведенных таблиц. Несомненно, что величины железо-магнетитовых окислов и воды связаны друг с другом. Это подтверждается и микроскопическим изучением порфиритовой серии пород, где большим развитием пользуется хлоритизация. Повышение K_2O всюду сопровождается выносом CaO . Количество кремнезема (SiO_2) тесно связано с процессом серицитизации, т. е. при больших значениях SiO_2 отмечается и большее значение K_2O . В указанной серии зеленокаменных пород отмечается наличие серы (табл. 3), являющейся характерным спутником гидротермальных растворов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая описание нижнепалеозойских зеленокаменных пород исследованного района, отметим основные черты в развитии вулканических процессов, в истории формирования и дальнейшего изменения излившихся пород.

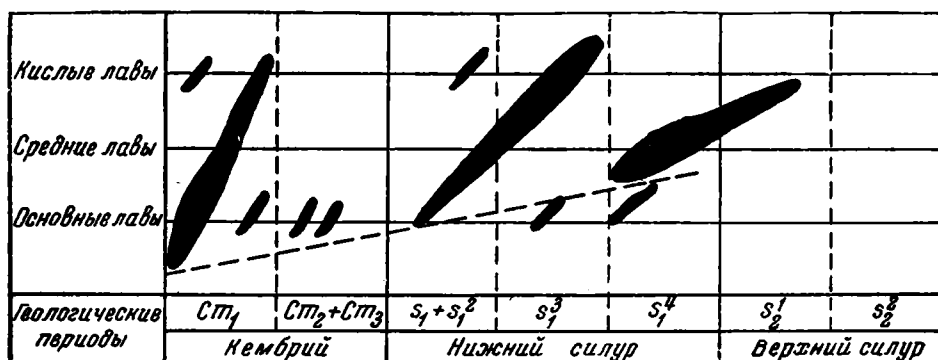
Наиболее распространены среди эффузивов нижнего палеозоя в районе хребта Чингиз, как мы видели, андезитовые порфириты, затем диабазовые порфириты с преимущественным развитием среди них туфового материала.

Начало нижнепалеозойского вулканического цикла (условно протерозоя — кембрия) в районе хребта Чингиз характеризуется излияниями базальтового состава с подчиненным развитием андезитовых и кратковременными и маломощными излияниями плагиотрахитовых и плагиолипаритовых (дацитовых) лав. Конец нижнего кембрия характеризуется исключительным развитием альбитофиров и кварцевых альбитофиров с очень тонкими прослоями порфиритов. Следовательно, вулканическая деятельность в нижнем кембрии заканчивается излияниями кислых лав. С периодом последующих орогенических движений связано отложение мощных толщ песчаников и конгломератов среднего кембрия.

К силурийскому периоду относятся три вулканических цикла. Первый обнимает нижнеордовикское время (аренигский, тремадокский, лландейлский ярусы) и заканчивается орогеническими движениями, создавшими мощную толщу туфогенных конгломератов S_1^4 . Второй заканчивается в верхнесилурийскому времени, с охватом самых низов готландия — лландоверийского яруса. Об этом свидетельствует постепенный переход туфопесчаников верхов карадокского яруса в колоссальную по мощности (3500 м) толщу плагиоклазовых и, реже, пироксеново-плагиоклазовых

порфиритов, отнесенную Н. Г. Марковой предположительно к низам готландия.

Увеличивающаяся к концу нижнего силура интенсивность вулканических проявлений обуславливает еще более значительное преобладание, сравнительно с протерозоем — кембрием, грубообломочного вулканогенного материала: резко увеличивается количество аггломератов, туфогенных конгломератов и другого пирокластического материала. На основании значительного развития пирокластического материала в течение нижнего палеозоя, можно предполагать, что район хребта Чингиз в нижнепалеозойское время представлял область широко развитой вулканической деятельности центрального типа, а возможно, и главный центр вулканических извержений всего Центрального Казахстана.



Фиг. 2. Схема изменения состава эффузивных пород по геологическим периодам

Излияния лав в нижнем палеозое носили подводный характер, что подтверждается частой перемежаемостью покровов эффузивов с прослоями осадочных пород. Помимо этого, отличительной особенностью нижнепалеозойской вулканогенной свиты является наличие в ней большого количества прослоев кремнистых пород и кремнистых туффитов, нередко с сохранившимися остатками радиолярий и водорослей, что уже ранее отмечалось Н. Г. Кассиным для Центрального Казахстана (1931_{1,2}).

Последовательное изменение состава изливавшихся лав и напряженность вулканических явлений нижнего палеозоя характеризует прилагаемая схема (фиг. 2), при рассмотрении которой нетрудно убедиться в том, что одновременно с общим повышением кислотности лав к концу каждого из отмеченных вулканических циклов (кембрия и силура) наблюдаются незначительные и кратковременные излияния в каждом из периодов то более кислых, то более основных лав. Рассматривая же изменение состава лав на протяжении всего нижнепалеозойского времени, от низов кембрия до верхнего силура включительно, мы можем отметить, что и здесь эта закономерность сохраняется. Начавшееся в низах палеозоя излияние диабазовых порфиритов сменяется к концу палеозоя андезитовыми лавами (преимущественное развитие плагноклазовых порфиритов).

Закономерное повышение кислотности состава лав в главных вулканических циклах нижнего и среднего палеозоя ранее уже отмечалось Н. Г. Кассиным (1934), В. С. Коптевым-Дворниковым (1940) и Н. Г. Сергеевым (1939) для района Центрального Казахстана.

При рассмотрении химического состава нижнепалеозойских порфиритов отмечаются следующие характерные особенности.

1. Отчетливо видно падение основности порфиритов в направлении от более древней свиты протерозоя — кембрия к нижней порфиритовой

свите готландия. Если в порфиритах протерозоя — кембрия количество SiO_2 не превышает 48,06%, то в одноименных порфиритах готландия содержание SiO_2 достигает уже 56,6%.

2. В порфиритах протерозоя — кембрия резко преобладает натрий над калием, в отличие от наиболее свежих порфиров верхов ордовика и низов готландия ($\text{S}_1^4 - \text{S}_2^1$). В последних количество K_2O почти равно Na_2O и достигает 3—4%.

3. Преобладание щелочных земель над щелочами особенно резко проявляется в порфиритах протерозоя — кембрия (увеличение к концу нижнепалеозойского цикла щелочности пород).

Таким образом, при рассмотрении фактического материала видно, что эффузивная вулканическая деятельность на протяжении всего нижнего палеозоя отличается определенными закономерностями. Отмеченные этапы магматической деятельности (в низах протерозоя — нижнего кембрия, в низах и в верхах ордовика) дают серию пород, возникающих в каждом из указанных этапов в определенной, примерно одной и той же последовательности. Это обстоятельство позволяет высказать предположение, что: 1) серия эффузивных пород непрерывна по своему химизму; 2) питание вулканических аппаратов, несмотря на возможное различие в их морфологии, происходило из одного магматического очага. Состав лав менялся в сторону покисления от андезито-базальтов до плагиолипаритов как в пределах каждого из указанных этапов магматической деятельности, так и на протяжении всего нижнепалеозойского времени. При этом, несмотря на ритмическую повторяемость состава излияний, полного сходства между ними не было, так как излияния принимали иные, несколько отличные от предыдущих черты и сопровождалась перерывами. Состав первичной магмы отвечал, по видимому, андезито-базальтовому. Отмечается, что излияния основных лав, как правило, связаны с посторогеническими циклами. Кислые лавы изливались непосредственно за основными, продолжая как бы единый вулканический цикл, соответственно законам дифференциации. Это достаточно четко видно на кривой фиг. 2. Вслед за салаирской фазой складчатости и следовавшим за этим значительным размывом, накопившим мощные геосинклинальные осадки, которые вызвали большие напряжения в земной коре, следуют вначале порфиры основного состава — диабазовые, сменяющиеся более кислыми — пироксеново-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми, а затем и совсем кислыми представителями лав — альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. Примерно такая же картина наблюдается на границе лландейлского и карадокского ярусов, что наводит на мысль о проявлении здесь также довольно мощного тектогенеза, создавшего колоссальные туфогенно-конгломератовые толщи, с последующим изменением опять-таки вначале более основных порфиров, а затем более кислых.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраины Карагандинского бассейна. — Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 4.
- ГоньшакOVA В. И. О метаморфизме нижнепалеозойских зеленокаменных пород Центрального Казахстана. — Сов. геол., 1940, № 11.
- ГоньшакOVA В. И. Интрузивные породы центральной части хр. Чингиз (северо-восточный Казахстан). В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 6. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- Кассин Н. Г. 1. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. — Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1931, вып. 165.

- К а с с и н Н. Г. 2. Общая и геологическая карта Казахстана. Описание Баянаульского и Верхнечирчикского районов.— Тр. Главн. геол.-разв. упр. СССР, 1931, вып. 110.
- К а с с и н Н. Г. Вулканизм Казахстана.— Пробл. сов. геол., 1934, 4, № 9.
- К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое. В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С., О г л о б л и н а О. П. и Я к о в л е в а М. Е. Геолого-петрографическое описание Майкаинского рудоносного района (Центральный Казахстан).— Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1946, вып. 75, петр. сер., № 23.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1936, № 1.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 12.
- К у з н е ц о в Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1939.
- М а р к о в а Н. Г. Тектоника Чингизской зоны северо-восточного Казахстана. Тектоника СССР, т. 1. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1948.
- М е й с т е р А. К. Хребет Чингиз — р. Чеган.— Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 223.
- С е р г и е в Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане.— Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 4.
- Ф у р м а р ь е П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах.— Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. 1. М., ГОНТИ, 1939.
- Ш т р е й с Н. А. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
-

Е. А. КУЗНЕЦОВ и А. Д. ЗИНОВКИН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
СЫСЕРТСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая работа является результатом исследования материалов, собранных Уральской комплексной экспедицией Академии Наук СССР в период 1939—1940 гг. В исследованиях приняли участие Е. А. Кузнецов и А. Д. Зиновкин вместе с другими сотрудниками, из которых большую помощь оказали студенты Г. И. Капорович, М. З. Жижневский, Б. А. Гринберг, А. П. Суханов и З. А. Глаголева.

Интерес к Сысертскому гранитному массиву вызывается его большими размерами, а также тем, что значительная часть его пород сложена гранито-гнейсами, из которых многие имеют состав и структуру, свидетельствующие о наличии среди них пород гранитного облика, образовавшихся путем гранитизации гнейсов и кристаллических сланцев. В то же время другая часть этих пород, играющая главную роль в строении массива, обладает несомненными признаками магматического происхождения, являясь по своему минералогическому составу породами, близкими к первой группе. Явные интрузивные отношения этих пород с кристаллическими сланцами свидетельствуют о магматической их природе.

Сысертский массив гранитов интересен также тем, что в его пределах развиты пегматитовые жилы, состав которых зависит от состава вмещающих пород, что позволило сделать вывод о гибридном, палингенном происхождении части этих пегматитов в результате переработки вмещающих их пород надкритическими растворами. Об этом особенно наглядно свидетельствуют плагиоклазовые пегматиты с олигоклаз-андезином и андезитом, по составу соответствующие вмещающим их плагиоклазовым биотитовым парагнейсам.

О том же говорит и образование пегматитоподобных пород, состоящих из аплитовых зальбандов, переходящих к центру в пегматитовые кварцевомусковитовые прорастания с участием кианита. Эти жилы залегают в слюдяных кианитовых сланцах и являются продуктами их переработки. Они интересны также и потому, что их образование находится в соответствии с высказанными А. Н. Заварицким (1946) соображениями о происхождении пегматитов.

В работе, кроме того, приводятся факты, свидетельствующие о том, что палеозойские кварциты и кремнистые сланцы несогласно налегают на инъекционные гнейсы восточной части массива, а в районе Сысертского

Завода в их основании были встречены метаморфизованные конгломераты с галькой гранитов. Приведенные данные свидетельствуют о древнем возрасте этого комплекса гнейсов, относящихся к докембрию.

Представляют интерес также контактовые явления гранитов с вмещающими их породами, в частности со змеевиками, превращающимися под влиянием гранитов в серию сланцев различных ступеней метаморфизма.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МАССИВА

Сысертский гранитный массив, несмотря на то, что он занимает центральное положение в системе Урала, долго не был освещен в геологическом отношении. Из старых работ, касающихся в той или иной степени территории массива или его контактовых областей, можно упомянуть сочинения П. С. Палласа (1776), И. И. Лепехина (1770) и ряд старых статей в «Горном журнале», касающихся месторождений наждака (Еремеев, 1859) и др.). Некоторые сведения о минералогии и геологии приведены в статьях А. Е. Арцруни (1879), Л. Дюпарка (1914) и М. О. Клера (1913). Устройство поверхности массива освещено в большой работе П. И. Кротова (1905), который отметил, что территория массива является продолжением Ильменских гор, и дал схематическую геологическую карту массива в масштабе 5 верст в дюйме, довольно верно отражающую сущность его геологического строения. Позднее на территории Градобойного, Березового и других увалов проводил исследования Д. С. Белянкин (1911). Его наблюдения показали отсутствие в этих местах щелочных пород, столь характерных для Ильменского комплекса.

В 1926, 1929 и 1930 гг. массив был частично изучен Е. А. Кузнецовым (1926, 1933; Кузнецов и Лучицкий, 1936; Кузнецов и Зиновкин, 1940).

Общую геологическую структуру массива Е. А. Кузнецов (1933) представлял в виде двух больших антиклиналей с синклиналями между ними. Последняя проходит от восточного берега оз. Иткуль к Верхне-Сысертскому поселку. Петрографический состав массива оставался неосвещенным. Выяснение указанных вопросов и было задачей исследований авторов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ МАССИВА

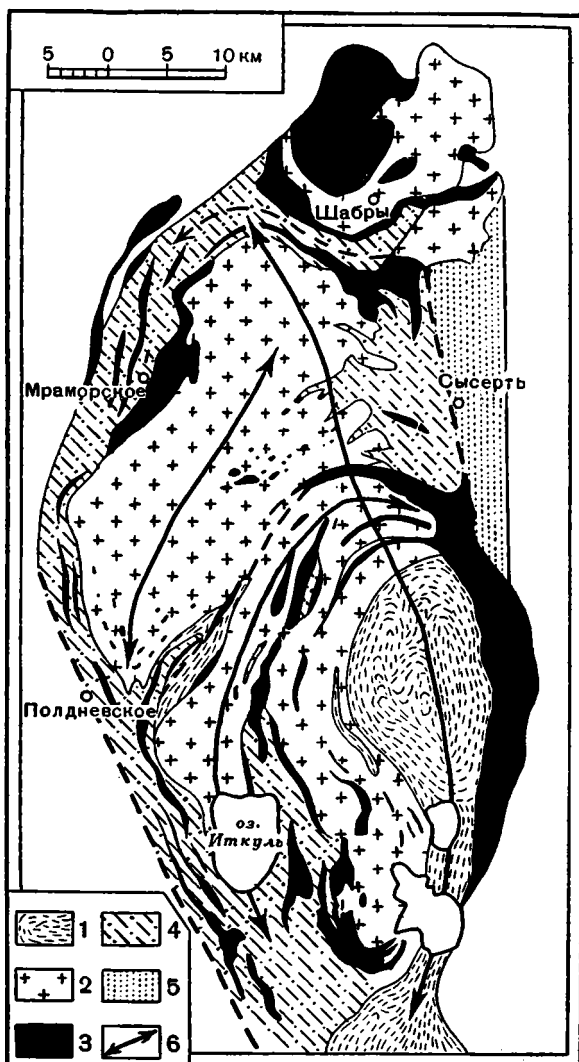
Северная оконечность Сысертского массива гранитов расположена в 35 км к югу от Свердловска. Эта часть Урала представляет собой полого-холмистую местность, расчлененную болотистыми долинами. В западной части района, в 2—4 км от массива, протекает р. Чусовая. По территории массива проходит водораздел западного и восточного склонов Урала. Водораздельная линия на севере массива отходит в его западную контактовую область, на юге же она расположена в западной части гранитной площади. Наиболее близко верховья речек восточного склона подходят к р. Чусовой около Гольянского болота. Вытекающая из него р. Гольянка впадает в р. Чусовую, тогда как с другого конца болота вытекают речки Мочаловка и Сметановка, принадлежащие к системе рек восточного склона. По рекам и ручьям, пересекающим массив, наблюдается ряд хорошо выраженных террас. В болотистых верховьях, занятых торфяниками, эти террасы незаметны, но с началом углубления русла в коренные породы появляются уступы. Лучше всего они выражены в низовьях и среднем течении рек Западной Сысерти, Мочаловки и др. Современные их русла углублены до 4 м в террасу, образованную коренными породами или речными наносами. Над этой террасой имеется более высокая терраса, которая является большей частью структурной, однако иногда и на ней

имеются значительные рыхлые песчано-галечные накопления. Такая высокая древнеаллювиальная терраса наблюдается по дороге около р. Мочаловки, к западу от Мочаловского болота.

Многие болота района имеют форму узких долин, являющихся естественным продолжением верховьев рек и ручьев, и намечают дальнейший путь роста последних при углублении их русел. Наиболее интересен вопрос истории развития рельефа изученной территории. Он выясняется при рассмотрении форм террас, форм профилей речных русел и профилей водоразделов.

Русло р. Чусовой, начиная с ее верховьев и до дер. Косой Брод, обладает очень пологим профилем с равномерным и очень слабым падением. На этом пространстве только в двух местах кривая эрозии русла реки не вполне выработана. Одно из этих мест находится южнее с. Полдневского, где река пересекает в широтном направлении толщу сланцев и змеевиков. Здесь порогом служит змеевиковая гряда, спускающаяся почти к самой реке как с северного, так и с южного берега. Часть русла, расположенная в пределах змеевиков, обладает более сильным наклоном, чем среди сланцев. Второй порог находится в 5 км к юго-западу от с. Полдневского, там, где река снова пересекает ту же полосу змеевиков. И здесь на коротком расстоянии падение делается более значительным и снова становится пологим ниже барьера змеевиков.

Изучение террас показывает в общем постоянство их высоты в различных частях верхнего течения р. Чусовой. Первая пойменная терраса находится на высоте 5 м над уровнем реки. Вторая наблюдается на высоте 8—12 м. Такие колебания являются, повидимому, следствием неравномерности размыва в разные фазы развития реки. Третья терраса лежит на высоте 20 м, а четвертая — 26—30 м над руслом р. Чусовой. Четвертая терраса столь же постоянна на всем протяжении, как и три первые.



Фиг. 1. Схема геологического строения Сысертского гранитного массива

1 — инъекционные гнейсы; 2 — граниты; 3 — амфиболиты и змеевики; 4 — кварциты; 5 — филлиты; 6 — антиклинали

Кривые эрозии притоков рек отражают историю развития главной артерии — р. Чусовой. Так, в профиле р. Солдатенки наблюдается пологий изгиб русла на высоте 30 м над р. Чусовой. Верховье речки приспособилось к третьей из описанных террас, тогда как вторая и первая террасы не видны в профиле ее русла. Профиль р. Поскакухи дает излом русла на высоте 10 м — на второй из наблюдающихся террас. Речка Плешковка дает изгиб на высоте террасы 20 м Река Омелевка в нижнем течении до высоты 10 м полого спускается к современному руслу Чусовой, в которую и впадает около с. Полдневского. На высоте 20 м находится резкий изгиб кривой русла, которое становится почти горизонтальным, так что речка в верхнем течении приспособляется к террасе 20 м как к базису эрозии. Такой же изгиб наблюдается и в ее верховьях на высоте 30 м Приток р. Омелевки — р. Стебенька не имеет этих изгибов и кажется развившейся позднее. Только на высоте 10 м виден положительный изгиб профиля, оканчивающийся на высоте 30 м над устьем реки. Аналогично относятся друг к другу профили р. Мочаловки и ее притока Сметановки. Профиль р. Мочаловки на высоте 10 м имеет положительный изгиб. Нижняя часть течения приспособлена к уровню русла р. Чусовой, средняя обладает более крутым падением. На высоте террасы 30 м наблюдается такой же значительный изгиб. Описанные факты свидетельствуют о том, что на развитии верхнего течения р. Чусовой отразились четыре стадии размыва, создавшие, соответственно, четыре террасы. В истории притоков также наблюдаются останки, выразившиеся в образовании террас и изгибов профиля русел.

Реки восточного склона проявляют большую активность в отношении размыва. Их местный базис эрозии лежит значительно ниже уровня р. Чусовой. Наиболее интересны соотношения речных долин в районе оз. Иткуль, где верховья р. Чусовой находятся на высоте 400 м, тогда как оз. Иткуль, являющееся местным базисом эрозии ряда мелких рек восточного склона, лежит на высоте 273 м. Эта разность высот выражается в виде резкого уступа в рельефе местности. Высокое плато зеленокаменной полосы размывается интенсивно речками, впадающими в оз. Иткуль.

В качестве примера рек восточного склона рассмотрим р. Мочаловку (Сысертская), верховья которой наиболее близко подходят к р. Чусовой. Перевал между нею и р. Чусовой образует Гольяинское торфяное болото высотой всего 17 м над уровнем р. Чусовой. Одним концом оно подходит к р. Чусовой, другим — к р. Мочаловке. Первая терраса р. Мочаловки лежит на высоте 5 м над уровнем русла. Вторая расположена на высоте 8—12 м и наблюдается как в нижнем течении, так и на водораздельном болотном пространстве между реками Мочаловкой и Сметановкой. Третья терраса находится на высоте 20 м, четвертая — на высоте 30—40 м над уровнем реки. Мы видим, что высота террас рек восточного склона та же, что и по р. Чусовой, из чего можно заключить, что колебательные движения земной коры, создавшие террасы рек и профиль их русел, были общими для всех рек этого района. Четыре стадии развития создали террасы на одинаковой высоте и на всем протяжении главных артерий.

Общая эрозия местности достигла такого состояния, когда среди обширных болот, часто с озерами, выдаются гряды более устойчивых горных пород, вытянутые по простиранию и обладающие небольшой относительной высотой. На этих грядах постоянно наблюдаются гребни и палатки гранитов или других горных пород. Наиболее устойчивы змеевики и иные производные ультраосновных горных пород. Обычно так же резко выдаются породы, нарушающие однородность господствующей серии. Так, наличие включений кварцитов и гнейсов среди гранитов обуславливает резкий выступ ксенолитов в рельефе. Напротив, среди интрузивной гранитами осадочной толщи выходы пород последней очень редки, дайки же

гранитов и пегматитов выступают всюду гребнями, создавая ложное представление о господстве гранитов. Это объясняется тем, что включения в сплошном гранитном поле, будучи сильно метаморфизованы, приобретают значительную устойчивость, в поле же почти сплошного развития осадочных пород они обладают малой прочностью вследствие слабой степени их метаморфизма.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Выяснение геологического возраста гранитов Сысертского массива встречает затруднения в неопределенности возраста вмещающих пород. Последние относятся к той серии отложений восточного склона, которые на геологической карте Урала без видимых оснований отнесены к нижнему карбону.

Во время наших работ не удалось найти каких-либо следов фауны, поэтому, на основании соотношений отдельных толщ, мы можем дать лишь относительную стратиграфическую колонку. Для выяснения ее особенно благоприятным оказался район северного окончания массива. Здесь между Сысертским и Шабровским массивами гранитов хорошо выявилась синклиналильная структура перемычки пород кровли. В этой синклинали, описание которой дано в главе тектоники (см. ниже стр.125), наблюдается следующий порядок напластования вмещающей толщи, сложенной очень однородными кварцитовыми сланцами, в основании которых на высоте около 200 м находится прослой белых крупно- и грубозернистых мраморов мощностью около 50 м. В основании кварциты несколько более крупнозернисты, что зависит, однако, не от величины зерна первоначальных пород, а от степени их перекристаллизации, так как здесь они контактируют с гранитами.

Эта однородная толща сверху, повидимому, сменяется филлитами, хотя установить это с достоверностью нигде не удалось. Только в районе к югу от дер. Каменки в центральных частях синклинали были встречены выходы филлитов, в других же частях они не наблюдались. Обширное распространение филлитовые гранатовые гнейсы имеют восточнее массива, на территории города Сысерти. Здесь они не связаны с кварцитами, вследствие чего их соотношения неясны.

В составе горных пород кровли Сысертского гранитного массива и среди его ксенолитов имеются разнообразные метаморфические породы, образовавшиеся как из осадочных, так и из изверженных горных пород. Среди первых установлены кварциты и мраморы, а также разнообразные гнейсы и филлиты; ко вторым относятся змеевики, хлоритовые и тальковые сланцы, тальково-карбонатные, гранатовые и другие породы, антофиллитовые, актинолитовые, бронзитовые и оливиновые породы и сланцы, а также амфиболиты.

А. Метаморфические горные породы

Метаморфические горные породы осадочного происхождения образуют толщу, вмещающую гранитный массив. Эти породы встречаются и среди массива, будучи расщеплены и индиферированы гранитами, аплитами и пегматитами.

1. Кварциты

К в а р ц и т ы, лишенные примесей, встречаются редко. Обычно — это породы с волнисто-зубчатыми ограничениями зерен. В одном из выходов в кварцитах наблюдались среднезернистые полосы, в которых кварц имеет характер гидротермального, так как образует кристаллические

формы, иногда лучистые агрегаты кристаллов. Кварц содержит большое количество газовых пор и включений жидкости, отчего кажется мутным. Иногда наблюдаются какие-то непрозрачные, повидимому, рудные скопления. Такие же кварциты с признаками гидротермального происхождения отдельных слоев выходят на вершине Вагановой горы к северу от Верхне-Сысертского поселка. Здесь невооруженным глазом виден идиоморфизм отдельных кристаллов кварца, размером до 0,5 см, погруженных в кварц зернистой структуры. Этим породам свойственны взаимные прорастания кристаллов. Некоторые кварциты горы Вагановой содержат черный дымчатый кварц.

От кварцитов, свободных от примесей, имеются все переходы к графитовым кварцитам. Местами они настолько тонкослоисты, что несколько прослоев можно изучать в одном шлифе. Количество графита сильно колеблется — от редких чешуек и тонкой пыли до значительных скоплений, делающих породы темносерыми и даже черными. Структура пород гранобластовая, текстура сланцеватая. Сланцеватость сказывается отчетливо в расположении графита. Последний то развит в виде тонкой пыли, то концентрируется в скоплениях, пятнах и шариках, или же образует гексагональные чешуйки. Концентрация графитовой пыли наблюдается обычно вдоль границ зерен кварца. Величина последних колеблется от 0,05 до 0,5 мм. Довольно часто породы прорезаны прожилками кварца с торцевой структурой. Прожилки лишены графита, но иногда он концентрируется вдоль их зальбандов. В одном из выходов кварцитов на западном берегу Верхне-Сысертского пруда встречены тонкие шестоватые кристаллы зеленого, почти бесцветного и частью бесцветного турмалина.

От графитовых кварцитов имеются переходы к мусковито-графитовым кварцитам. Часто они переслаиваются. Степень их перекристаллизации различна. В одних случаях это тонкозернистые (0,05—0,1 мм) кварцитовые сланцы, в других — среднезернистые породы с торцевой или зубчато-волнистой формой зерен. Содержание мусковита в них колеблется от редких, тонких чешуек до 5%, причем иногда распределение его приурочено к прослойкам, в которых он становится господствующим. Получается чередование кварцитовых и слюдяно-сланцевых прослоек. Иногда мусковит развит в тонкочешуйчатой форме серицита. Графитовый материал развит также или в виде пыли или в виде чешуек размерами до 0,5 мм, иногда овальной формы. Распределение графита такое же, как и в породах предыдущей группы. При наличии полосок, обогащенных мусковитом, концентрация графита в них большая, чем в прослойках кварца. Количество примесей минералов доходит до 40%.

Из других минералов отметим наличие редких зерен апатита в кварците 161 квартала Сысертской дачи.

Особую группу слюдяно-графитовых кварцитов образуют породы с примесью биотита. Они развиты в разных местах, но количество биотита в них обычно ничтожно. Он окрашен в светлорыжевато-желтый или ярко-красно-коричневый цвет. Чешуйки его единичны. В них нередко наблюдаются короткостолбчатые кристаллики апатита, а в 0,5 км к югу от Верхне-Сысертского пруда в них развиты зерна титанита. Эти минералы сближают породы с описанными ниже филлитовыми гнейсами.

Кварциты горы Вагановой, при величине зерен 0,1—1 мм, содержат много светлорыжевого биотита, мусковита и зерен титанита.

Наконец, среди графитовых кварцитов отмечены разновидности с гранатом. Такие кварциты встречены в 3 км к западу от дер. Касмаковой. При величине зерен 0,2—0,3 мм породы содержат чешуйки графита (до 1 мм), мусковита и мелкие (0,2 до 0,05 мм) то идиоморфные, то неправильные зерна граната. Структура пород гранобластовая; форма зерен кварца в шлифе волнисто-зубчатая. Наличие в породах граната объясняется,

вероятно, тем, что они залегают в инъекционной зоне восточной части массива.

Среди слюдяных графитсодержащих кварцитов местами появляется в небольшом количестве плагиоклаз. В таких кварцитах к западу от оз. Щучьего графит составляет около 5% их объема. Он имеет форму чешуек величиной до 0,2 мм и часто концентрируется в центральных частях зерен ортоклаза. Количество последнего в породах не превышает 3%. В других случаях наблюдался альбит.

Хлоритовые кварциты характеризуются наличием пеннина в виде чешуек, удлиненных по сланцеватости. Содержание в породах хлорита доходит до 40%. Наряду с ним присутствует в небольшом количестве бесцветная слюда. Такие породы у дер. Щелкун имеют характер кремнистых сланцев, так как состоят из агрегатов роговикового кварца, а в 3 км к северо-западу от разреза 76 Челябинской ж. д. величина зерен кварцитов доходит до 0,5 мм.

Мусковитовые кварциты тесно связаны с другими их разновидностями. Среди них разновидности с тонкочешуйчатым серицитом приурочены к зонам, удаленным от гранитного массива, вблизи которого вместо чешуек серицита развиваются листочки мусковита. Особенно сильная перекристаллизация происходит в ксенолитах и полосках кварцитов, заключенных среди гранитов. Некоторые из описанных полосок вне массива гранитов сходны с породами колчеданных зон Урала. Таковы кварциты, встреченные в 2 км восточнее с. Полдневского. Это сланцы, состоящие на 50—60% из кварца и на 40—50% из чешуек серицита. Из акцессорных минералов встречены титанит и рудные зернышки ближе не определенной природы.

Подобные же кварциты с многочисленными чешуйками мусковита развиты к северу от дер. Косой Брод. В них иногда встречается вкрапленность пирита. Часто в кварце наблюдаются включения жидкостей, иногда приуроченные к полосам, расположенным под углом к сланцеватости.

В 19 квартале Сысертской дачи, в 3 км к юго-востоку от города Сысерти, встречены кварцитовые сланцы, близкие по типу к кремнистым. Они состоят из торцовых и зубчатых агрегатов зерен кварца (0,1—0,05 мм) с чешуйками мусковита и кристалликами рутила. В слюдяном кварците из 143 квартала Сысертской дачи встречены псевдоморфозы лимонита по пириту и редкие зерна полевого шпата. Иногда в кварцитах наблюдается примесь титаниита.

В некоторых мусковитовых кварцитах наблюдались листочки пеннина в виде порфиروبластов и редкие зерна магнетита, сопровождаемого пеннином. Такие породы встречены на юго-западном краю гранитного массива, в его кровле, на просеке 215—216 кварталов Полевской дачи. Они же, но без хлорита, были встречены между Сысертским озером и оз. Иткуль на юге Сысертской дачи. Эти разновидности связывают ряд описанных пород с железистыми кварцитами.

В некоторых слюдяных кварцитах встречена примесь плагиоклаза. Его состав определен в одном случае как № 18, в другом как № 21. Количество полевого шпата обычно невелико и не превышает 5%. Иногда присутствуют биотит, апатит и эпидот.

Более глубокая перекристаллизация кварцитов ведет к появлению граната, ставролита и кианита вместо мусковита и хлорита.

Гранатовые кварциты с начальной стадией образования граната констатированы к юго-западу от дер. Косой Брод среди пород кровли массива. Здесь встречены хлоритовые кварциты с обилием мельчайших ромбических додекаэдров граната, включенных в зерна кварца. Вместе с тем наблюдались и зернышки апатита, а также хлорита.

Среди гранитов в 5 км к северо-востоку от с. Мраморского залегают двуслюдяные кварциты с величиной зерен около 0,5 мм. Чешуйки мусковита и биотита составляют в них около 15%. В отдельных полосках присутствует гранат в виде неправильных зерен, образующихся между зернами кварца и пойкилобластически захватывающих их. Зерна граната удлинены по сланцеватости и вытянуты в ряды, намечая слоистую неоднородность исходной породы. Нередки зерна темнокоричневого рутила.

На южном берегу оз. Синары слюдяные кварциты обладают величиной зерен до 6 мм. В общем кварц составляет около 90% породы. Частые пойкилобласты розового граната от 0,05 до 1 мм включены в кварце. В породах развит биотит и встречены отдельные зерна магнетита.

Наиболее глубокой перекристаллизации подверглись кварциты, содержащие слюду, кианит и ставролит. В 208 квартале Полевской дачи, к востоку от с. Полдневого, встречены слюдяные ставролитовые кварциты. Торцовые агрегаты кварца (0,2—0,3 мм) с полосками, обогащенными мусковитом, содержат кристаллы ставролита (величиной до 6 мм). Последние удлинены по сланцеватости и содержат многочисленные включения кварца (до 0,1 мм) и немного железного блеска. Иногда ставролит образует сетчатый каркас между зернами. Кроме того, в этих породах обнаружены редкие, мелкие шестоватые кристаллики голубого глаукофана с погасанием $cNg = 16^\circ$.

К юго-западу от Верхне-Сысертского поселка, на просеке 135—145 Сысертской дачи, выходят кварциты с порфиробластами лучистого зеленовато-белого кианита, величиной до 1 см, с пойкилобластовыми включениями кварца. Породы содержат до 5% мусковита и аксессуарный рутил. Общее содержание кианита — 25%.

Сходные породы были обнаружены в 145 квартале Сысертской дачи, где содержание кианита достигает 30—40% при пойкилобластовой и диабластовой структурах его кристаллов. Ставролитовые кварциты встречены в 134 квартале Сысертской дачи.

Эпидотовые кварциты пользуются меньшим распространением. В 7 квартале Каслинской дачи встречен зеленый кварцит в прослоях между инъекциями пегматита. Величина зерен кварцита 0,2—0,5 мм. В нем наблюдается много эпидота в виде удлинённых по сланцеватости зерен, немного мусковита и разрозненные зерна плагиоклаза. Такие же кварциты с листочками биотита описаны из 4 и 26 кварталов Каслинской дачи. Около дер. Косой Брод выходят кварциты с мусковитом и с клиноцоизитом (до 15%), переходящим местами в эпидот.

Железистые кварциты также мало распространены. При величине зерна 0,2—1 мм они характеризуются большим количеством зерен магнетита, расположенных между зернами кварца. Такой же характер развития имеет довольно часто встречающийся в этих породах гранат. Магнетит иногда располагается полосами. Эти породы развиты в 1 км к северо-востоку от дер. Косой Брод. В некоторых кварцитах наблюдались тончайшие кристаллики железного блеска, то рассеянные равномерно, то концентрирующиеся в скоплениях.

Следующей группой кварцитов, которую можно выделить в нашем районе, являются амфиболовые кварциты. В ставролитовых кварцитах выше уже было отмечено наличие глаукофана. Роговообманковые кварциты более распространены. Такая порода описана с просеки 16—22 кварталов Сысертской дачи к северу от города Сысерти. Она состоит из гранобластовых агрегатов кварца (0,2—1 мм) и разбросанных среди них скоплений светлозеленой роговой обманки, близкой к актинолиту, а также из редких зерен клиноцоизита, величиной до 3 мм.

Большая часть этих пород была изучена из юго-западного контакта массива. Роговообманково-клиноцоизитовые кварциты с примесью до 5%

этих минералов были встречены на просеке 172—173 кварталов Сысертской дачи. Такие же кварциты с плагиоклазом № 17 встречены в 18 квартале Каслинской дачи. На восточном берегу оз. Иткуль в контакте с альбитовыми гранит-порфирами кварциты содержат крупный гелицитовый гранат и примесь светлозеленой роговой обманки. В 182 квартале Сысертской дачи найдены кварциты с округлыми зернами граната (до 3 мм), поизита (до 2 мм), редкими чешуйками биотита и зернами серовато-зеленой роговой обманки.

Наконец, надо отметить находки роговообманково-кварцевых роговиков. Они имеются в окрестностях дер. Косой Брод и в 132 квартале Сысертской дачи. В первом случае породы состоят из роговиковых агрегатов кварца с величиною зерна 0,05 мм. Среди них выделяются участки типа кремнистых сланцев с криптокристаллическим сложением. В отдельных участках породы обладают величиной зерна 0,1—0,5 мм. Они образуют прожилки и скопления. В мелкокристаллических агрегатах находится большое количество тонких, длинных призм зеленой роговой обманки, длиной от 0,05 до 1,5 мм при ширине в тысячные доли миллиметра. Они удлинены преимущественно по сланцеватости породы. Кроме того, здесь имеется довольно много пирита с оторочками лимонита. В породах констатированы длинношестоватые кристаллы авгита с погасанием $sNg = 49^\circ$ и двупреломлением около 0,022. Среди кварца встречаются мельчайшие включения полевого шпата с низким рельефом, повидимому альбита.

В 132 квартале Сысертской дачи обнаружен роговообманково-кварцитовый роговик с торцовой структурой и величиной зерен 0,2—0,5 мм. Темнозеленая роговая обманка образует зерна до 2 мм, пойкилобластовой структуры. При этом она часто играет роль цемента для кварцевых зерен. Из других минералов констатированы редкие зерна плагиоклаза состава № 28, титанита и эпидота. Около эпидота в роговой обманке имеются плеохроичные ореолы.

К а л ь ц и т о в ы е к в а р ц и т ы, развитые около дер. Косой Брод, относятся к числу редких пород. Это типичные кварциты с величиной зерен 0,1—0,5, редко до 1 мм. Они обладают слабо выраженной сланцеватостью. В краевых частях зерен кварца имеется много включений жидкостей, вместе с которыми часто развиты многочисленные включения мельчайших пентагональных додекаэдров пирита размерами от 0,001 до 0,1 мм, а также редкие, столь же мелкие кристаллики карбоната. В кварцитах присутствуют редкие зернышки граната. Такие же кварциты с зернами кварца от 0,3 до 3 мм встречены в 3 км севернее дер. Косой Брод. При этом часть крупных зерен кварца распалась на мелкозернистые агрегаты. Многие из этих новообразований имеют кристаллические грани, что бывает также и у крупных зерен. Мелкозернистые прослои содержат много пенина и примесь титанита и апатита. Зерна кварца переполнены включениями жидкостей и частиц кальцита и титанита. Включения жидкостей переполняют центральные части зерен кварца и отсутствуют вдоль трещин, что можно объяснить лишь последующей их потерей. Кварциты с кальцитом наблюдались и в других кварталах окрестностей дер. Косой Брод, в том числе и в мусковитовых разновидностях с рутилом.

Подводя итоги описанию кварцитов, можно прийти к выводу, что их состав определялся наличием примеси глинистого, иногда мергелистого материала в исходных кремнистых осадках. Возможно, что часть последних представляла механические осадки. К таким породам относятся, повидимому, крупнозернистые кварциты, развитые к западу от города Сысерти, но в них не осталось и следов их кластической природы. Значительная часть этих пород произошла путем метаморфизма кремнистых осадков, к которым приближаются по структуре породы, расположенные в удалении от гранитов. По структуре они аналогичны кварцитам,

содержащим радиолярии, замещенные гранатом и описанные Е. А. Кузнецовым (1947₃) из окрестностей города Полевского. Таким образом, степень метаморфизма этих пород с удалением от массива сильно падает. Графитовый материал обычно имеет тонко распыленный вид. Некоторые округлые тельца из графита, размером 0,05 мм, являются, возможно, форменными элементами органогенного происхождения. При метаморфизме графитовый пигмент переходит в чешуйки кристаллического графита. Железистые магнетитовые и гематитовые кварциты служат признаками наличия джеспилитовой фации, но в типичном виде она не развита. Примесь мергелистого материала, вероятно, обусловила образование амфибола и хлорита. Были ли это доломитовые мергелистые частицы, или же наличие амфибола, граната, ставролита и хлорита объясняется примесью механического материала, содержащего MgO , — сказать трудно. Можно лишь отметить, что серия этих осадков была связана переходами и с другими, более богатыми MgO породами, из которых произошли кварцево-амфиболовые сланцы и кварцевые амфиболиты или роговообманковые гнейсы амфиболитовой фации, а также плагиоклазовые гнейсы.

Быть может, сильно метаморфизованными породами этого типа без выноса CO_2 являются кварциты с кальцитом. Интересно отметить наличие в них тонко распыленного пирита, что наблюдалось к северу от дер. Косой Брод. Кварциты с идиоморфными кристаллами кварца (стр. 60) являются метаморфизованными породами, в которые при метаморфизме проникли прожилки кварца.

Контакт кварцитов с гранитами

Непосредственный контакт кварцитов с гранитами в образцах и глыбах наблюдался во многих местах. Наиболее подробно он изучен для северного берега Верхне-Сысертского пруда. В шлифе и в образце контакт между породами резкий. Кварцит около него приобретает среднезернистую структуру с величиной зерен до 1 мм; с удалением от границы на 2—3 мм размеры зерен уменьшаются до 0,5 мм, а еще дальше — до 0,3 мм. Соотношения зерен соответствуют гранобластовой и роговиковой структурам. В контакте наблюдалось обильное количество мусковита, инфильтрованного в промежутки между зернами кварца. Местами видны полосы, обогащенные графитом, пропитывающим кварц, и являющиеся реликтами бывшей слоистой породы. Иногда в непосредственном контакте появляются мельчайшие зернышки альмандина величиной от тысячных долей миллиметра до 0,2 мм. Они развиты как в кварце, так и в мусковите.

Граниты в контакте среднезернисты, с размерами зерен главных минералов в 2—3 мм. В некоторых сечениях при общей аллитовидной структуре гранитов эндоконтакта видно, что они состоят из кварца и мусковита. Листочки последнего нарастают перпендикулярно контактовой поверхности и, охватывая зерна кварца, имеют на краях форму, аналогичную мирмекитам, т. е. образуют востки червеобразного вида. Изредка встречаются реликты плагиоклаза, замещенного мусковитом. Состав плагиоклаза определен как № 21.

В другом случае (195 квартал Сысертской дачи) кварциты в контакте с гранитами обладают величиной зерен 0,5—2 мм и содержат много мусковита и графита. Иногда наблюдались зерна плагиоклаза, имеющие вид прожилков между зернами кварца. Контакт кварцитов с гранитами резок. Граниты среднезернисты, слегка сланцеваты и состоят из кварца, микроклина и плагиоклаза № 13. Микроклин развит в подчиненном количестве в виде метасоматических востков по плагиоклазу. Иногда замещение последнего доходит до образования пойкилитовых включений плагиоклаза, пронизанных тонкими прожилками мирмекитового кварца.

Описанные примеры показывают, что контактовый метаморфизм кварцитов, при наличии между ними и гранитами резких контактов, сказывается в сильной перекристаллизации кварцитов, в возникновении в них мусковита и граната и в возрастании величины зерен.

2. Слюдяные сланцы

Слюдяные кварциты с увеличением количества слюд переходят в слюдяные сланцы. Тонкие прослои последних часто пластуются с кварцитами, образуя иногда весьма тонкие плейчатые текстуры. В восточной части массива, среди инъекционных гнейсов, слюдяные сланцы образуют довольно мощный (100—150 м) слой, переходя затем в гнейсы. Слюдяные сланцы в 2 км к северу от 76 разезда содержат 50% кварца и 50% мусковита. Кварц образует тонкозернистые агрегаты роговиковой структуры с тончайшими кристалликами рутила и с карбонатными частицами. Листочки мусковита ориентированы по сланцеватости и образуют полосы и скопления. Иногда они содержат пойкилобластовые включения кварца. Из примесей встречены лимонитовые конкреционные образования, повидимому, по пириту.

В районе дер. Косой Брод слюдяные сланцы содержат немного граната. Здесь также намечается чередование тонких прослоев (около 1 мм), богатых и бедных слюдами. В последних породах господствует биотит, в первых же — мусковит. Гранат образует неправильные зерна, часто с включением кварца гелицитовой структуры.

Среди массива в ксенолитах чаще встречаются двуслюдяные сланцы. Так, в 151 квартале Сысертской дачи были встречены сланцы, состоящие из торцового кварца (0,2 мм) и слюд, величина листочков которых доходит до 1 см. Множество мелких кристалликов граната развито во всех минералах (0,05—0,1 мм), а в слюдах часто группами. Реже встречается эпидот.

На севере района, между верховьями р. Арамилы и Шабровским массивом, встречены сильно сплюснутые слюдяные сланцы с магнетитом и без кварца. Изредка вместе с гранатом в слюдяных сланцах встречаются одиночные зерна плагиоклаза. Гранат иногда обрастает зернами кварца, давая начало пойкилобластовым и гелицитовым структурам. Изредка встречается акцессорный апатит. На юге, в 19 квартале Каслинской дачи, встречены среднезернистые двуслюдяные сланцы, содержащие зерна апатита и магнетита, включенные преимущественно в мусковит. В биотите наблюдаются около включений ближе не определимого минерала плеохроичные ореолы, а в мусковите — ореолы с повышенным двупреломлением, но без окраски.

При повышенном содержании в сланцах плагиоклаза (№ 24 в 166 квартале Сысертской дачи) появляются переходные разновидности к гнейсам. В сильно метаморфизированных разновидностях образуется много граната. В качестве переходных к хлоритовым сланцам встречены двуслюдяно-хлоритовые сланцы, содержащие до 70% кварца, а также ставролит и кианит.

3. Филлиты

Филлиты распространены вдали от контактов с гранитами. Они имеют различный состав и различные структуры.

К северу от города Сысерти, в 16 квартале Сысертской дачи, развиты серицитовые филлиты с небольшой примесью зерен кварца и с редкими чешуйками биотита. Зерна граната с гелицитовой структурой превращены местами при выветривании в лимонит. Из других минералов присутствуют зернышки магнетита и апатита. Обычно же биотит отсутствует. Местами развиваются мелкозернистые полевошпатовые агрегаты

и множество мутных зернышек. Очень часты мелкие кристаллики зеленого турмалина.

В родонитовой копи у дер. Седельниково выходят серицитовые филлиты, в которых наблюдаются зернышки кварца размерами до 0,2 мм, в виде линзочек, удлинённых по сланцеватости. Черные, повидимому углистые, частицы пронизывают породу. Биотито-гранатовые филлиты из того же места содержат мелкие кристаллики граната размером 0,05 мм. Последние в отдельных полосах проникнуты окислами марганца и являются, повидимому, марганцевыми.

Серицито-хлоритовые филлиты в 8 квартале Сысертской дачи, к северу от города Сысерти, представляют агрегаты кварца, серицита и пеннина. Скопления серицита и кварца развиты пятнами.

Интересные филлиты выходят на северном берегу Сысертского пруда в пределах города. Они состоят из редких бластопорфировых включений плагиоклаза № 31 размерами до $2,0 \times 0,5$ мм, удлинённых по сланцеватости и включённых в массу, состоящую из сланцеватой смеси зернышек полевого шпата, кварца и чешуек биотита. Эти тонкозернистые массы огибают линзы и скопления плагиоклаза, в которых принимают участие и листочки вторичного мусковита размерами до 1 мм. Последний образует также скопления и полоски. Иногда встречается немного карбоната и апатита в виде крупных округлых зерен, ассоциирующихся с биотитом. Текстура тонкосланцеватая, структура роговиковая. Повидимому, эти филлиты возникли из осадочных пород, содержавших примесь вулканогенного материала и близких по составу тем образованиям, из которых возникли гнейсы окрестностей города Сысерти.

4. Слюдяно-гранатовые плагиоклазовые гнейсы

Слюдяно-гранатовые плагиоклазовые гнейсы широко развиты в окрестностях города Сысерти и встречаются также среди включений в других местах на территории массива. Известны они и в южной части массива, в 24 квартале Каслинской дачи. Рассматриваемые гнейсы связаны постепенными переходами со слюдяно-гранатовыми кварцитами и сланцами, в которых, так же как и в гнейсах, часто развивается более или менее значительное количество ставролита и кианита. Некоторые кварциты содержат так много ставролита и граната, что их правильнее было бы называть гранатово-ставролитовыми сланцами. Они отличаются от соответственных гнейсов отсутствием полевых шпатов. В гнейсах количество плагиоклазов также колеблется, но в типичных разновидностях в окрестностях города Сысерти, где они образуют большие площади, плагиоклаз почти вытесняет кварц.

Слюдяно-гранатовые гнейсы связаны постепенными переходами и с филлитами. Этим объясняется их общий филлитовый облик, наблюдаемый в особенности у пород в окрестностях города Сысерти. Шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости обусловлен большим количеством светлокорицевого биотита, который в случае хлоритизации придает породам зеленоватые оттенки. Как и в гранатовых филлитах, здесь развиты порфиробласты граната размерами до 5 мм, которые выступают на мелкозернистом чешуйчатом или, реже, роговиковом фоне пород. Часто наблюдается слоистость, идущая под тем или иным углом к сланцеватости. Интересны породы, сохранившие признаки грубообломочных исходных образований, выходящие в ядре антиклинали на восточном углу Сысертского пруда. Здесь в гнейсах наблюдается грубая слоистость и различными гальки кварца величиной до 1—2 см. Обломочная структура пород в случае содержания в них большого количества полевого шпата придает местами гранитоидный облик их однородным участкам.

В составе слюдяно-гранатовых гнейсов района города Сысерти кон-

статированы кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, ставролит, турмалин, хлорит и магнетит. В биотите около неопределимых точечных включений имеются плеохроичные ореолы. В некоторых случаях наблюдаются также амфибол и кианит. На этом основании выделены следующие разновидности, которые связаны с колебаниями состава первоначальных осадков и, может быть, также условий метаморфизма: слюдяно-гранатовые, слюдяно-гранат-ставролитовые, слюдяно-гранат-ставролит-амфиболовые и слюдяно-гранат-ставролит-кианитовые гнейсы.

Состав плагиоклазов описываемых пород колеблется в широких пределах — от № 12 до № 38. Наиболее часто встречающийся плагиоклаз, в особенности в окрестностях города Сысерти, определен как андезин № 31—33. В некоторых местах, однако, он оказывается олигоклазом № 16—20 или же представлен промежуточными членами ряда олигоклаз—андезин. Наиболее кислые плагиоклазы — альбит-олигоклаз № 12 определен в гнейсах из 25 квартала Каслинской дачи. Количество кварца в породах колеблется очень сильно: в районе города Сысерти на обширных площадях развития гнейсов роль кварца незначительна, а в некоторых разновидностях пород она второстепенна.

Значительную роль играет светлокоричневый биотит, который развит как в виде крупных порфировластовых листочков размерами до 5 мм, так в форме мелких чешуек — в мелкозернистых участках пород.

Гранат образует крупные зерна размерами до 5 мм и более, обычно имеющие неправильные элементы ограничения и проявляющие тенденцию к созданию ромбических додекаэдров, но нарушенные на периферии включениями, постепенно переходящими в основную массу породы. Очень часто оформление кристаллов совершенное, но иногда внутри них остается большое количество гелицитовых включений минералов основной массы и преимущественно кварца. Господство, а иногда и наличие исключительно этого минерала в виде включений в гранате может быть объяснено тем, что он является избыточным среди компонентов основной массы, послуживших для образования граната.

Ставролит присутствует не во всех породах, но в большей их части он имеется. Содержание его сильно колеблется и иногда становится значительным. Формы его развития характеризуются также неправильными скелетными пойкилобластовыми образованиями, захватывающими зерна кварца и других минералов.

Кианит встречен в гнейсах на западном берегу Сысертского пруда и в Каслинской даче. Он развит в виде правильных кристаллов и неправильных зерен, иногда в довольно значительном количестве, наряду с гранатом и ставролитом.

Реже в породах развит эпидот в виде мелких кристаллов.

Магнетит встречается или в виде пылевидных частиц, иногда концентрирующихся в полосы, или же в виде более или менее значительных зерен. Породы, в которых его нет, редки. Иногда его очень много, причем он содержит пойкилобластовые зерна других минералов.

Очень часто наблюдается также примесь мусковита или тонкочешуйчатого серицита. Почти постоянно наличие зеленого турмалина в виде идеальных кристалликов.

Амфибол встречен в виде магнезиальных разновидностей с низким двупреломлением, колеблющимся от 0,021 до 0,013. Он развит в немногих гнейсах окрестностей города Сысерти, связанных переходами с такими же кварцево-амфиболовыми сланцами. Оптический знак амфибола отрицателен, но определенный в ряде пород угол оптических осей $2V = \pm 90^\circ$. Собственная окраска минерала постоянна: Ng — светлый серовато-зеленый, Nm — Np — бесцветный. По описанным свойствам минерал близок к купфериу.

В большинстве гнейсов крупные пойкилобласты биотита переполнены мельчайшими, ближе не определяемыми кристалликами, вызывающими образование густых плеохроичных ореолов. В одной из пород присутствует тонко распыленный графит. Наконец, надо отметить еще апатит, который встречается сравнительно редко.

Структура пород сильно варьирует. Наименее перекристаллизованные разновидности соответствуют по структуре описанным выше филлитам. Их базис, в котором развиваются порфиробласты, представляет тонкозернистую сланцеватую или роговиковую массу из биотита и плагиоклаза, чаще с примесью кварца, при величине зерен 0,05—0,2 мм. Иногда обособляются линзочки роговикового кварца. Первоначальная слоистость сказывается в распределении пигмента или в различной величине зерна отдельных прослоев; одни из них тонко-, другие мелкозернисты. В начальной стадии перекристаллизации зерна плагиоклаза бывают переполнены тончайшими гелицитовыми зернышками кварца, что свидетельствует о том, что процесс шел путем собирательной перекристаллизации из тонко распыленного, вероятно, глинистого материала.

В более перекристаллизованных разновидностях мелкозернистая масса пород состоит из зерен величиной 0,1—0,5 мм. Встречаются кварцево-полевошпатовые прослои. Структура или торцовая или гранобластовая. Отмечается наиболее сильный рост кристаллов граната и листочков биотита; их размеры доходят до 10 мм, обычно же равны 3 мм. Идиоморфными формами обладает и ставролит, когда он присутствует в породах, что бывает часто, причем иногда он играет главную роль. Существуют разновидности пород, состоящие из равных количеств плагиоклаза, граната, биотита и ставролита с небольшой примесью других минералов.

Амфибол развит также в виде длинных шестоватых кристаллов до 10 мм длиной, включающих ойкилобласты полевых шпатов и кварца. Амфибол играет ту же роль, что и гранат со ставролитом. Турмалин встречается часто и всегда образует мелкие шестоватые кристаллы зеленого цвета. Эпидот редок, кристаллизовался в виде мелких идиоморфных призмочек. Повидимому, в случае избытка глинозема, по сравнению с основаниями, образуется кианит, который встречается редко. Мусковит, напротив, широко распространен и ассоциируется отчасти с биотитом, отчасти с плагиоклазом. Из вторичных минералов констатирован пенин по биотиту.

5. Слюдяно-гранатово-силлиманитовые гнейсы

Слюдяно-гранатовые гнейсы с силлиманитом встречены в 4 км в северо-востоку от ст. Мраморское, среди гранитного поля. Это гранитоподобные мелкозернистые породы с большим количеством слюд и с неясно выраженной сланцеватостью. На выветрелой поверхности выступают кристаллы граната. Породы состоят из кварца, плагиоклаза № 30, слюд, силлиманита, ставролита, граната и акцессорных минералов. Плагиоклаз зонален, с более основным ядром. Силлиманит развит в виде тонких, часто спутанно-волокнистых кристаллов в кварце и полевошпате. Имеется немного ставролита в виде типичных скелетно-ситовидных кристаллов. Гранат развит в виде зерен, содержащих обычные включения, преимущественно зерен кварца.

6. Слюдяные гнейсы

Слюдяные гнейсы близки к предыдущей группе и тесно с нею связаны. Они отличаются небольшим количеством граната или полным его отсутствием. Из слюд развиты биотит и мусковит.

Состав плагиоклаза слюдяных гнейсов колеблется от альбит-олигоклаза № 12 до андезина № 30. Из констант минералов измерено двупре-

ломление биотита: $N_g - N_p = 0,043$. Иногда развивается эпидот с дву-
преломлением $N_g - N_p = 0,016$. В переходных разновидностях от этих
пород к описанной выше группе слюдяно-гранатовых гнейсов содержатся
гранат и ставролит в обычных для них формах. Нередок также и кианит.
Из аксессуарных минералов отмечены титанит и апатит.

7. Плагиноклазовые гнейсы и биотитово-плагиноклазовые сланцы

Описываемая группа пород развита преимущественно в восточной части
массива, где они играют большую роль в строении инъекционного комплек-
са гнейсов, образуя в нем самостоятельные полосы мелкозернистых серых
пород, являвшихся субстратом для внедрения инъекций. Макроскопи-
чески они часто сходны со слюдяными кварцитами. Особо стоит область
развития этих пород, расположенная юго-восточнее города Сысерти,
вдоль Челябинского тракта. Породы этой местности по виду сходны с гра-
нито-гнейсами, за которые они в поле и были приняты.

Как продолжение толщи слюдяно-гранатовых гнейсов района горо-
да Сысерти в 3 км к югу от него развиты гнейсы, приближающиеся
по виду к гранито-гнейсам. Эти сильно сланцеватые мелкозернистые породы
содержат много мелких чешуек серицита, и на их светлом полевошпатовом
фоне видны многочисленные листочки биотита размерами до 8 мм. Пла-
гиоклаз представлен андезином № 35. Вместе с небольшим количеством
кварца они образуют гранобластовые агрегаты с величиною зерна 0,05—
0,2 мм. Их прослои чередуются с прослоями, богатыми мусковитом и со-
держащими также биотит. Порфиробласты биотита переполнены мелкими
неправильными частицами, окруженными плеохроичными ореолами,
мельчайшими кристалликами рутила, пойкилобластами плагиноклаза и
кварца. Очертания листочков биотита имеют лапчатую линзовидную фор-
му, обтекаемую основной массой породы. Присутствует также гранат в виде
зерен величиной до 2 мм с типичной гелицитовой структурой. Родство
этой породы с филлитовыми гнейсами ясно из описания.

На продолжении толщи описанных гнейсов к югу развиты породы
гранито-гнейсового облика. Их исследование показало, что они являются
аркозами, метаморфизованными до состояния гнейсов. Состав их плагин-
оклаза изменяется от альбита № 8 до андезина № 33. Кроме плагиноклаза
и кварца, в породах развиты биотит, мусковит и апатит. Плагиноклаз ока-
зывается иногда различным в разных участках породы. Это зерна величи-
ною до 2 мм, обтекаемые мозаичным кварцем, нередко образующие линзы
или мелкозернистые скопления, иногда — порфировидные формы. Перекри-
сталлизация пород сильная. Иногда зерна плагиноклаза проникнуты че-
шуйками мусковита и биотита. Биотит часто вытянут в полосы, обтекаю-
щие линзы плагиноклаза по поверхностям скольжения, образовавшимся при
смятии пород. Кварц в плагиноклазе отсутствует и развит только в цементе.
Он имеет вид гранобластовых мозаичных агрегатов. С биотитом ассоци-
ируются зерна магнетита и апатит. Породы сохранили реликтовые струк-
туры аркозов. В других случаях линзовидные и овальные зерна плагин-
оклаза цементируются мелкозернистым кварцем. Иногда кварц отсутствует,
и участки породы состоят из угловатых, разломанных зерен плагиноклаза
с небольшим количеством кварца и биотита между ними. По краям зерен
развиты пленки серицита. Местами в участках, бедных плагиноклазами,
возникло много розоватого граната в виде неправильных зерен. Очень
редко в цементе обнаруживается калиевый полевоый шпат.

Между гнейсами и сланцами имеются переходы, определяемые коли-
чеством зерен плагиноклазов, отсутствующих в сланцах и филлитах. Иногда
встречается графит, ассоциирующийся в виде чешуек со слюдами

(встречен в двух случаях). Изредка появляются также кианит и гранат, который всегда развит в виде мелких зерен. Полоса гнейсов, протягивающаяся по восточную сторону Казачьего и Окункульского болот, связана с сильно метаморфизованными слюдяными сланцами и кварцитами; они содержат около 10—15% плагиоклаза и до 5% кианита и представляют собой грубозернистые породы, главными составными частями которых являются кварц и мусковит. В них часты также мелкие зерна граната. Характерно наличие крупных кристаллов железного блеска, наблюдавшихся на горе Абросовке. В том же районе обнаружены результаты еще более глубокого метаморфизма этих пород под влиянием высокотемпературных растворов. Эти породы превращены в грубокристаллические пегматоидные сростки кварца, мусковита и кианита, величина кристаллов которых доходит до 10 см. Зеленые кристаллы кианита врастают в кварц и слюду. Среди этих грубозернистых кварцитовых или слюдяно-сланцевых участков наблюдаются мелкие (до 10 см) линзочки белого мелкозернистого (1—2 мм) гранита, лишенного темных минералов и на периферии обогащенного чешуйками мусковита размерами до 5 мм. Это блестящая иллюстрация мобилизации растворами материала вмещающих пород и доведения его до пегматоидного состояния.

Кроме этих гнейсов, представляющих переходные породы к слюдяным сланцам, на территории восточной части массива развиты плагиоклазово-биотитовые гнейсы, внешне гранитоидного облика, но иногда обладающие яснослоистой текстурой. Их структура характеризуется аплитовидными соотношениями кварца и плагиоклаза. Иногда появляется небольшое количество антипертита и микроклин в виде тонких пленок около зерен плагиоклаза. Что касается биотита, то он всегда огибает зерна плагиоклаза, окаймляя их листочками, и зажат также между зернами кварца и плагиоклаза. В некоторых гнейсах содержание кварца падает до 10%, а местами развиваются биотитово-плагиоклазовые сланцы, которые содержат до 15% биотита. В них иногда обнаруживается ясная полосчатость, характеризующаяся чередованием бескварцевых полосок и полосок, содержащих кварц и местами переходящих в кварциты. Изредка в этих породах наблюдаются также реликты структуры аркозов. Иногда в них появляется довольно большое количество инъекций крупнокристаллических биотитовых пегматитов, но их состав далек от пегматитов гранитов. Плагиоклаз их по составу соответствует плагиоклазу вмещающих пород и представлен андезином и олигоклазом (№ 23—35). Состав плагиоклаза в гнейсах этого типа по содержанию анортита редко снижается до альбит-олигоклаза № 12, обычно он не кислее олигоклаза № 20, а чаще всего соответствует андезину № 28—35. Нередко видна ясная зональность, причем ядро всегда более кислое. Так, в породе из района с. Мраморского в ядре плагиоклазовых зерен наблюдается олигоклаз № 21, на периферии же — андезин № 40; в 82 квартале Сысертской дачи в ядре развит олигоклаз № 20, на периферии — андезин № 30; на просеке 147—157 Сысертской дачи в ядре — олигоклаз № 24, на периферии олигоклаз-андезин № 27; в 178 квартале в ядре — олигоклаз № 24, на периферии — андезин № 30. Случаев прямой зональности не отмечено.

Отличительной особенностью этих гнейсов является обилие в них акцессорных минералов, которые ассоциируются с биотитом. Они представлены апатитом и другими обычными минералами, свойственными гранитам. Турмалин в них редок. Нередко развиваются мелкие кристаллики граната (0,2 мм). Встречается также и титанит. Эпидот в виде кристаллов составляет иногда до 50% от общего состава пород, чаще его мало или же он вовсе отсутствует. Эпидот зонален; часто зональность имеет неправильный характер, что свидетельствует о неравномерности проникновения метаморфизующих растворов в различные участки пород.

В редких случаях, как, например, в 65 квартале Сысертской дачи и около Казачьего Моста — на западном конце Казачьего болота, наряду с биотитом в гнейсах присутствует густозеленая роговая обманка. Неоднородная порода представляет собой агрегат зерен плагиоклаза (олигоклаз № 17) с примесью кварца и местами с большим содержанием эпидота, близкого клиноцоизиту, и амфибола. Кварц развит в виде пойкилобластовых включений или в форме округленных зерен. Во включениях в плагиоклазе зерна кварца округлы и иногда в них обнаруживаются признаки бипирамидальных форм. Между зернами плагиоклаза и кварца, иногда согласно нарастая на первые, иногда независимо от их формы, развиты тончайшие прожилки альбита.

В местах концентрации эпидота, приуроченного также к промежуткам между плагиоклазами, этот минерал образует изометричные зерна, иногда с признаками идиоморфных граней, и прорастает кварцевыми прожилками, образуя сростки, сходные с микромиком. Роговая обманка также проросла кварцем. В одной из пород наблюдались скопления зерен кварца размером до 5 мм, овальной формы, сходные с гальками. Они резко отделены от окружающей породы. Круглые зерна включений к краям распадаются на агрегаты мелких зерен; эта грануляция сопровождается примесью минералов окружающей массы, проникающей в гранулированные участки. В породе присутствуют зерна граната, имеющие вид тонких ветвящихся прожилков, цементирующих бесчисленные пойкилобластовые включения кварца. Эта форма развития граната, очевидно, является результатом перекристаллизации цемента первичного песчаника. Как видно из описания, порода аналогична тем гнейсам с амфиболом, которые в менее метаморфизованном виде отмечены в районе города Сысерти.

В плагиоклазово-слюдяных сланцах кварц исчезает, а плагиоклаз сохраняет состав андезина № 31 в ядре и № 37 на периферии. Структура этих пород лепидобластовая, а в местах концентрации удлиненных кристалликов цоизита переходит в нематобластовую (порода с просеки 96—97 квартала Сысертской дачи).

Несколько отличающийся от предыдущих пород эпидото-плагиоклазово-слюдяной сланец был найден у западного края дер. Касмаковой и определен в поле как биотитовый гнейс. Кварца в нем не оказалось. Главные минералы: плагиоклаз, биотит, эпидот и мусковит. Из них три первых развиты в равных количествах. Плагиоклаз обладает резкой обратной зональностью с ядром андезина № 35, зонами состава № 46, 52 и каймой лабрадора № 60. Слюды образуют скопления листочков величиной до 3 мм. Они удлинены по сланцеватости, внедряясь на концах в плагиоклазы и пересекая их зерна. Вместе со слюдами, ближе к краям их скоплений и полосок, развиты скопления зерен эпидота размерами 0,05—0,5 мм. В ядре эпидот, судя по большей величине двупреломления, более железист. Наряду со слюдами развиты зерна магнетита и пирита. Структура — гранобластовая, местами близкая к нематобластовой. Порода развита вблизи края массива гнейсов.

8. Плагиоклазово-слюдяные роговики

Как слабую стадию перекристаллизации пород, соответствующих по составу плагиоклазовым гнейсам, можно отметить роговики. Они развиты на берегу Сысертского пруда и в 2 км к юго-востоку от Сысертского кордона. Породы состоят из кварца и олигоклаза (№ 26—30), зеленовато-коричневого биотита, мусковита, иногда с примесью кальцита и пеннина, а также акцессорных: апатита, рудного минерала и эпидота. Биотит развивается иногда в виде листочков с пойкилобластовыми включениями других минералов. Зерна плагиоклаза — лапчатой формы, округлы

и достигают 2 мм. Мусковит также развит иногда листочками размером до 2 мм. Структура породы роговиковая.

В роговике, находящемся в 2 км к северо-востоку от Верхне-Сысертского пруда, при величине зерна 0,2 мм и тонкосланцеватой текстуре, главную роль играет альбит № 7 с зонами до чистого альбита № 10, с двойниками по карлсбадскому закону; вместе с ним развиты биотит и мусковит в виде чешуек величиной до 5 мм. Кроме того, присутствуют магнетит, апатит, эпидот и турмалин и точечные включения ближе не различимого минерала, вызывающие плеохроичные ореолы в биотите. Плаггиоклаз образует агрегаты роговиковой структуры, а слюды — скопления, содержащие многочисленные изометричные зерна апатита. Вместе с мусковитом иногда присутствуют крупные листочки биотита (до 5 мм), также с включениями апатита и с пеннином, наблюдающимся, однако, независимо от биотита. Кристаллы зеленого турмалина редки и имеют вид лучистых сростков. Структура породы местами роговиковая, местами лепидобластовая. Обилие биотита и хлорита является, по видимому, следствием гидротермально-пневматолитической обработки амфибола амфиболитов; от этого минерала не сохранилось, однако, и следа. Мусковит образовался за счет плаггиоклазов при сильном калиевом метасоматизме.

9. Инъекционные гнейсы

Явления инъекции распространены всюду, но наибольшего развития достигают в северной половине восточной части массива, к югу от Глубочинского болота и на Березовом увале. Здесь залегают инъецированные гранитами кварциты, слюдяные сланцы, биотитовые, плаггиоклазовые и другие гнейсы и сланцы. Послойная инъекция гранитов наблюдается повсюду в скалах на вершинах увалов, а также в россыпях глыб. Наряду с послойными внедрениями встречаются и секущие жилы гранитов. Обычно они имеют лейкократовый аплитовидный характер. Среди этих тонкоинъекционных гнейсов полосы гранитов развиты по сланцеватости.

Инъекции гранитов в плаггиоклазовых биотитовых гнейсах под микроскопом имеют следующий вид. В инъекционном гнейсе с горы Абросовки субстрат для инъекции представлен плаггиоклазовыми гнейсами с зернами полевых шпатов (олигоклаз-андезин № 28) величиною около 1—2 мм, кварца — от 0,1 до 0,5 мм и слюд — до 5 мм. Сланцеватость сказывается в линзовидной форме зерен плаггиоклаза, который является главным компонентом. Зерна то соприкасаются друг с другом, то разделены кварцем. Иногда они слегка раздроблены, и по разломам в них заходят листочки биотита. Последние концентрируются между зернами плаггиоклаза, реже прорастают их или скользят между ними, следуя изгибам их границ и подчиняясь их очертаниям. С биотитом ассоциируются кварц и мусковит и очень немного микроклина в виде тонких пленок по границам зерен плаггиоклазов. Отсюда микроклин проникает по трещинам в зерна плаггиоклаза или замещает их в виде антипертитовых вростков. Вслед за ним в плаггиоклаз проникает и биотит, но только в начальные части прожилков антипертита. Мусковит иногда окружает плаггиоклазы метасоматическими оболочками. С мусковитом связаны многочисленные кристаллики апатита, а иногда также иглы рутила. Инъекции гранита в 5 мм шириной в контакте слегка обогащены биотитом. Центральная часть гранита бедна биотитом и расслаивается вместе с гнейсом.

Инъекции в слюдяном сланце с господствующим биотитом на горе Соколиной представлены среднезернистыми плаггиоклазовыми (олигоклаз № 18) гранитами с небольшим количеством биотита и с резкими контактами, частью расщепляющими слюдяные прослои.

В других случаях неровная граница прожилков сопровождается прогибанием минералов гранита внутрь сланцев и захватом минералов последних массой пегматита (р. Черная).

На горе Острой к северу от оз. Окункуль богатый биотитом плагиоклазовый гнейс с андезитом № 30 и биотитом в количестве до 30% содержит участки сильно раздробленного и перекристаллизованного гранита. Грубые антипертитовые вроски микроклина проникают из промежуточной массы в линзовидные зерна плагиоклазов размером 3 мм. Промежуточная масса сложена по преимуществу биотитом в ассоциации с мелкозернистым кварцем, титанитом и апатитом. Порода полосчатая. Светлые полосы состоят из олигоклаза № 18, микроклина и кварца в равных отношениях с примесью второстепенных биотита и мусковита, магнетита, титанита и апатита. Величина зерна в прожилке гранита 0,05—2 мм. Мелкозернистые участки прожилка являются результатом дробления при перекристаллизации породы. Среди породы видны более крупные реликты плагиоклазовых и, реже, микроклиновых зерен, сильно раздробленных, с мозаичной грануляцией продуктов дробления. Полоски мелкозернистого плагиоклаза, соприкасающиеся с микроклином, содержат обильные мирмекитовые вроски. Иногда микроклин образует сеть прожилков, цементирующих зерна плагиоклаза. Биотит огибает их линзовидные зерна, а в зонах дробления развит тонкими чешуйками. Титанит и апатит также приурочены к продуктам смятия и перекристаллизации. Общая сланцеватость, свойственная обоим породам, свидетельствует об образовании гнейсовой структуры и перекристаллизации после инъекции, при совместной деформации обеих пород. Инъекция имела состав обычного гранита и перекристаллизована в гнейс по застыванию, вероятно в последние моменты — под влиянием пневматолитической стадии развития гранита.

И в других случаях инъекции и прожилки гранитов инъекционных гнейсов нередко обладают тем же, иногда более кислым составом плагиоклазов. Так, в 168 квартале Сысертской дачи плагиоклазово-биотитовые гнейсы с примесью зеленой роговой обманки, без кварца, с гранатом и титанитом обладают составом плагиоклаза — в ядре олигоклаз № 28 и в кайме андезин № 34, тогда как в граните, соответственно, состав плагиоклаза: в ядре альбит-олигоклаз № 13 и на краю альбит № 5. В другом случае, к северо-востоку от Казачьего болота, в основной и в кислой части породы присутствует альбит № 5. Там же измерен состав плагиоклаза — альбит-олигоклаз № 14.

Инъекции гранитов в кварците наблюдались также в 155 квартале Сысертской дачи. Прослой инъекций ясно отделены от биотитового кварцита и состоят из микроклина и биотита с небольшой примесью олигоклаза № 16 и кварца. Микроклин и плагиоклаз развиты линзовидными зернами величиной около 0,5—1 мм. Биотит цементирует их и содержится в количестве до 30%.

Аналогичные породы развиты в 82 квартале Сысертской дачи. Здесь в биотитово-плагиоклазовом сланце с величиной зерна 0,5—1 мм, содержащем до 40% биотита, проходят полосы, состоящие из 80% микроклина и 10% биотита с примесью кварца и эпидота. Величина зерен в этих полосах равна 0,5 мм. Структура их аплитовидная. Один участок в шлифе, размером 8 × 5 мм, представлен кварцитом торцовой структуры с величиной зерна 0,5 мм, с тонкими прожилками микроклина и биотита, проникающими местами между зернами кварца. В нем встречены также два зернышка темнозеленой роговой обманки.

Последние две породы близки между собой по составу и структуре. Не вполне ясна причина полосчатости. Возможно, что светлые полосы, бедные кварцем, представляют собой результат первичной слоистости, но возможно, что они являются следствием избирательной инъекции

микроклиново-биотитового состава, показателем чего служат тонкие прожилки биотита и микроклина, которые проникают в реликтовую линзочку кварцита. Характер развития микроклина и биотита во многих плагиоклазовых гнейсах этого типа ясно свидетельствует о том, что оба эти минерала генетически неразделимы. Они следуют друг за другом, причем обычно микроклин образует тонкие пленки на плагиоклазе и антипертитовые вроски в нем, или иногда также мелкие зернышки среди листочков биотита, форма развития которых аналогична таковой микроклина; только количественно они резко преобладают над микроклином. Тесная связь с ними акцессорных минералов, особенно апатита, свидетельствует о том, что образование этих компонентов сопровождалось проникновением высокотемпературных растворов. Среди акцессорных присутствуют также титанит и другие минералы.

Решение вопроса в пользу инъекционного характера этой полосчатости гнейсов встречает затруднение лишь в наличии в окрестностях города Сысерти плагиоклазовых гнейсов с большим количеством биотита и граната. Иной тип метаморфизма, однородность и постепенные переходы этих гнейсов в филлиты противоречат мнению о приносе материала извне, кроме летучих компонентов, о чем говорит наличие турмалина. В них нет, однако, микроклина. Вероятно, последний связан с инъекционными явлениями, а биотит, возможно, был свойственен и первично-осадочному субстрату. При описании этой группы гнейсов мы видели примеры, где структура пород свидетельствует о перекристаллизации после инъекций гранита.

10. Амфиболиты

Амфиболиты широко распространены в районе и по геологическому положению тесно связаны со змеевиками. Большая полоса амфиболитов, отчасти роговообманково-плагиоклазовых роговиков, находится в связи со змеевиками в синклинальной складке между Сысертским и Шабровским гранитными массивами. Особенно сильно она расширяется к северо-восточному углу области наших исследований. Амфиболиты среди змеевиков встречены восточнее и севернее с. Мраморского. Они развиты среди кварцитов южнее с. Мраморского, в окрестностях дер. Косой Брод и с. Полдневского, а в виде длинной и широкой полосы прослежены к востоку от массива, на протяжении от с. Космакова до района оз. Окункуль, где они также связаны со змеевиками. Наконец, много амфиболитов в виде изолированных полосок находится и среди гранитного массива. Они почти отсутствуют только в области инъекционных гнейсов Березового, Градобойного и других увалов восточной части Сысертской дачи. Тесная связь пород со змеевиками невольно вызывает предположение о том, что они могут быть метаморфизованными габбровыми породами. В пользу такого мнения свидетельствует наличие реликтов габбро среди амфиболитов в частях, удаленных от контакта с гранитами. Вместе с тем среди описываемых пород иногда развиты реликты структур порфиритов, а местами они переходят в кварцево-роговообманковые сланцы, связывающие эти породы с серией кварцитов.

Наше описание мы начнем с пород последней группы.

А м ф и б о л и т ы, связанные генетически с метаморфизмом э ф ф у з и в н ы х пород или их т у ф о в, были констатированы в районе к югу от пос. Каменского, на север от массива. Это тонкокристаллические темносерые, сильно сланцеватые породы, находящиеся в начальной стадии перекристаллизации и состоящие из зерен плагиоклаза и амфибола величиною около 0,05 мм, среди которых встречаются реликты вкрапленников уралита и альбитизированного плагиоклаза размерами до 1 мм. Вкрапленники нередко расщеплены на участки по спайности, причем

в расколы внедрилась мелкозернистая масса. Последняя образуется и за счет порфировых выделений плагиоклаза, путем их периферической грануляции, с вращением в образовавшиеся роговиковые агрегаты щетинистых вростков роговой обманки. В породах имеются прожилки альбита с эпидотом. Структура — роговиковая, переходящая в нематобластовую. Состав плагиоклаза в этих удаленных от гранита частях амфиболитов кислый, с обратной зональностью: в ядре — почти чистый альбит, на периферии — олигоклаз № 18. Иногда в этих породах намечается развитие пойкилобластовых зерен амфибола.

Подобные же породы выходят в 3 квартале Сысертской дачи, к северу от города Сысерти. Здесь состав плагиоклаза более основной и соответствует олигоклазу № 28, приближаясь к составу плагиоклаза филлитов и гнейсов. Среди сильно сланцеватой массы, кроме реликтов вкрапленников уралита, обросшего на концах щетинистыми волокнами актинолита, встречаются округлые роговиковые агрегаты кварца, напоминающие по форме миндалины. Присутствует довольно много эпидота. Обломочная текстура породы напоминает текстуру туфов.

В районе 79 разъезда амфиболиты имеют полосчатую текстуру. Богатые плагиоклазом полосы чередуются с бесполевошпатовыми или бедными плагиоклазом. По соседству с копьём родонита у дер. Малой Седельниковой развиты амфиболо-плагиоклазовые роговики с плагиоклазом № 70 и с наличием, кроме того, диопсида и эпидота. Величина зерен 0,05—0,1 мм. Зеленая роговая обманка образует агрегаты с эпидотом и диопсидом и развивается также отдельно от них. О порфировой природе первичной породы свидетельствуют вкрапленники уралита и плагиоклаза размерами до 0,5 мм, превращенные в роговиковые агрегаты. Диопсид частично замещен роговой обманкой.

Аналогичные мелкозернистые роговиковые амфиболиты встречены и в Каслинской даче, в кварталах 38, 18 и др. Состав их плагиоклазов колеблется от альбит-олигоклаза № 11 до олигоклаза № 21, чаще же соответствует № 16 и 18.

Амфибол этих роговиков и амфиболитов характеризуется интенсивным плеохроизмом, причем луч Ng обладает ясно выраженными голубыми тонами собственной окраски.

А м ф и б о л и т ы, связанные с г а б б р о, установлены по наличию пород, в которых содержатся реликты габбровых структур; встречаются и мало измененные участки габбро.

На северном склоне горы Душленатой, находящейся в 6 км к северо-востоку от с. Мраморского, среди гранитов было встречено габбро с массивной текстурой, однако с признаками перекристаллизации. Плагиоклаз отчасти сохранился и обладает составом лабрадора № 55. Еще сохранились остатки зерен диаллага. Большая часть пироксена замещена актинолитом, который проникает в виде большого количества волокнистых кристаллов и в плагиоклаз. Вместе с ним в плагиоклазе присутствует много включений доизита. Плагиоклаз образует большие зерна, волнисто гаснущие. Структура в этой породе сильно нарушена образованием актинолитовых вростков; хотя и сохранились реликты первоначального состава.

В 4 км к юго-западу от 76 разъезда выходят соскюритовые и уралитовые габбро. Плагиоклаз в них нацело замещен доизитом в виде взаимно прорастающих роговиковых скоплений, а пироксен — взаимно прорастающими сростками светлозеленого актинолита с ясной сланцеватостью в расположении этих волокнистых агрегатов минерала. Границы первоначальных зерен почти не нарушены, габбровая структура сохранилась.

Сходные породы, но более рассланцованные, хотя и с габбровой реликтовой структурой, развиты в 2 км к юго-западу от пос. Каменского, между Шабровским и Сысертским массивами. Перемешивание актинолита и

продуктов сосюритизации плагиоклаза здесь также еще полностью не произошло. Породы к востоку от пос. Белоглинского, на восточном краю массива, также сохранили остаточную структуру габбро. Плагиоклаз в них определен как олигоклаз № 15. Значительная часть пород, однако, перекристаллизована в роговиковые агрегаты, в которых многочисленные игольчатые вроски роговой обманки внедряются в торцовые мелкозернистые агрегаты плагиоклаза. Акцессорные минералы — магнетит и апатит — распространены во всех описанных породах.

На северо-западном краю массива гранитов, в 2,5 км к северо-востоку от разработок мрамора, к северу от с. Мраморского, выходят метаморфизованные кварцевые диорит-амфиболиты. Идиоморфные выделения плагиоклаза в ядре имеют состав андезина № 38, а на периферии — олигоклаза № 18, в среднем же № 30; величина их достигает 6 мм. Небольшое количество мелкозернистой массы, с зернами величиной 0,5—1 мм, состоит из биотита, плагиоклаза и кварца, мелких кристалликов цоизита и мусковита, вторичных по плагиоклазу. При соприкосновении с биотитом вокруг цоизита возникли густые плеохроичные ореолы.

Эпидотовые амфиболиты довольно широко распространены в удалении от массива. Они обычны в окрестностях с. Мраморского и дер. Косой Брод, встречены среди массива в районе Большого Сысертского озера, широко распространены на востоке, в районе с. Щелкун, и обнаружены также в полосе амфиболитов между Шабровским и Сысертским массивами.

Типичные эпидотовые амфиболиты состоят из амфибола и эпидотового минерала. Тонкозернистые их разновидности, встреченные на севере района, представлены плотными темносерыми сланцами, которые обладают структурой, изменяющейся от нематобластовой до фибробластовой. Амфибол представлен в них кристаллами длиной до 6 мм при ширине 0,05—0,2 мм. Иногда появляются признаки пойкилобластовых структур. Эпидот обычно образует роговиковые скопления. Амфибол представлен или бесцветным и слабо зеленоватым актинолитом или же зеленой роговой обманкой с характерной голубовато-зеленой окраской луча Ng, свидетельствующей о небольшой щелочности амфибола. Голубые тона плеохроизма амфиболов свойственны большинству амфиболитов района.

Некоторые разновидности из района, расположенного в 15 км северо-восточнее с. Мраморского, имеют брекчиевидную текстуру и, благодаря неоднородности, напоминают туфогенные породы, результатом метаморфизма которых, вероятно, они и являются. Эпидотовый минерал обладает иногда свойствами клиноцоизита и эпидота, гораздо реже он представлен цоизитом. Форма развития этого минерала разная: в одних случаях это роговиковые или гранобластовые агрегаты, в других — правильные кристаллики, что особенно характерно для цоизита. Нередко эпидот зонален, причем обычно ядро представлено клиноцоизитом или бедным железом эпидотом с низким двупреломлением, которое к краям повышается. Часто в эпидотовых амфиболитах присутствует примесь магнетита, титанита и апатита. Из вторичных минералов констатирован клинохлор, образовавшийся по амфиболу. Структура пород колеблется в участках с эпидотом от роговиковой до гранобластовой, амфибол же развит в виде фибробластовых, нематобластовых или гранобластовых агрегатов. Величина зерна колеблется в среднем от 0,5 до 1 мм, достигая для амфибола пределов 0,05 и 6 мм. В среднезернистых разновидностях часто появляются пойкилобластовые структуры, иногда ситовидные, причем амфибол цементирует другие минералы, которые обладают изометрическими очертаниями. Изредка наблюдается чередование полосок, обогащенных то эпидотом, то амфиболом. Количество эпидота колеблется от 40 до 50%, количество клинохлора достигает иногда 30%.

Другая группа эпидотовых амфиболитов характеризуется наличием плагиоклаза, представленного в одних случаях альбитом, в других — альбит-олигоклазом № 15, в третьих — андезином № 33, при нормальной зональности — в ядре № 37 и на периферии № 28. Наиболее основной плагиоклаз представлен андезином № 41. Плагиоклаз развит вместе с эпидотом или цоизитом. В остальном эта группа пород сходна с типичными эпидотовыми амфиболитами. Иногда в обеих группах появляется немного кварца, и тем создаются переходы к кварцевым амфиболитам.

Плагиоклазовые амфиболиты тесно связаны с эпидотовыми; в переходных к ним разновидностях постепенно уменьшается количество эпидота и возрастает содержание плагиоклаза. Состав плагиоклаза непостоянен. Альбит и альбит-олигоклаз от № 2 до № 16 встречены в окрестностях дер. Косой Брод, в районе пос. Каменского, на оз. Иткуль и в центре Сысертской дачи, в кварталах 131, 141 и 143. Иногда наблюдается зональность плагиоклазов с ядром альбита № 4 и оболочкой альбит-олигоклаза № 11 или же с ядром № 15 и оболочкой № 12. Гораздо чаще встречаются амфиболиты с плагиоклазами, состав которых изменяется от олигоклаза № 20 до андезина № 45. Отдельные примеры, характеризующие зональность плагиоклазов, даны в табл. 1.

Таблица 1

Состав плагиоклазов в амфиболитах

Состав	№ ш л и ф а															
	68	21	300	302в	53	1031	15в	47	37	235	527	284	27в	1091	2005	234
Ядра (№) . .	21	21	22	24	28	29	30	34	34	35	37	37	37	40	44	44
Зоны (№) . .	34	34	28	—	—	26	34	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» »	—	28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

В редких случаях состав плагиоклаза более основной. Так, на восточном берегу Сысертского пруда в мелкозернистых амфиболитах определен лабрадор № 55, а на горе Осиновой, в 2 км к северу от оз. Багаряк, установлен битовнит № 87. В Каслинской даче, к югу от оз. Синары, встречен битовнит № 80, а к западу от с. Воскресенского — лабрадор № 60. Амфибол, как и в ранее описанных амфиболитах, представлен зеленой роговой обманкой с голубыми тонами плеохроизма и с переходами к бесцветному под микроскопом актинолиту. Количества амфибола и плагиоклаза обычно одинаковы. Из других минералов встречены эпидот и цоизит, причем в разновидностях как с кислым, так и с основным плагиоклазами. В некоторых случаях, повидимому в зависимости от воздействия гранитов, вблизи них наблюдаются биотит в количестве до 20%, а также зерна магнетита, титанита, апатита. В районе к западу от оз. Окункуль, в 3 км к северо-западу от с. Воздвиженского, встречены амфиболиты со скаполитом ряда мейонита, причем содержание в породе андезина № 35 отступает на второй план. Присутствуют также эпидот и апатит. Кроме указанных минералов, изредка наблюдались псевдоморфозы лимонита по пириту. В некоторых разновидностях вместо титанита развит рутил. На юге, в Каслинской даче, часто встречаются реликты зерен диопсида, замещаемого зеленой роговой обманкой. Амфибол иногда замещается пеннином.

Структура плагиоклазовых амфиболитов сильно варьирует. Мы имеем разновидности с фибробластовой, чаще нематобластовой, гранобластовой и пойкилобластовой структурами. Величина зерна колеблется в них от

долей миллиметра до 6 мм. На севере района встречаются реликты пирокластических структур, обычно видимые в мелкозернистых и плотных породах, иногда — реликты габбровой структуры. Очень часто структура становится ситовидной. Полосчатые текстуры также часты и выражаются в чередовании полос, сложенных плагиоклазом и роговой обманкой, причем в случае наличия доизита или эпидота эти минералы приурочены к границам полос. Иногда плагиоклаз и эпидот образуют роговиковую структуру.

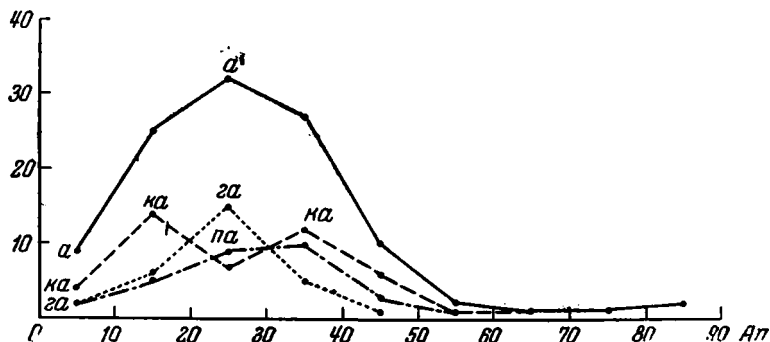
Гранатовые амфиболиты отличаются наличием в их составе граната, количество которого сильно колеблется. Состав плагиоклаза их варьирует обычно в пределах от альбита № 3 до андезина № 41, чаще встречается олигоклаз-андезин № 28. Зональность плагиоклаза обычно обратная, но иногда наблюдается и нормальное расположение зон, встречаются также незональные зерна. Остальные минералы те же, что и в предыдущих группах. Очень часто встречается кварц, что ставит эти амфиболиты близко к следующей группе — кварцевых амфиболитов. В амфиболитах из 180 квартала Полевской дачи наблюдаются прослои кварцита с торцовой структурой, с отдельными зернами амфибола, загрязненными графитовой пылью.

Структура пород характеризуется теми же чертами, что и структура других амфиболитов, но со значительно более резким преобладанием пойкилобластовых, гелицитовых и ситовидных разновидностей — благодаря тому, что гранат развивается в виде зерен или кристаллов с такими структурными соотношениями. Иногда и роговая обманка также содержит многочисленные пойкилобласты других минералов. Для этих пород характерно почти постоянное наличие кварца, причем гранат приурочен чаще всего к участкам с кварцем. При образовании пойкилобластовых или ситовидных структур кварц чаще всего оказывается во включениях среди граната, и когда зерна последнего находятся в начальной стадии роста, они охватывают зерна кварца тонкими оболочками, играя роль цемента.

Кварцевые амфиболиты обладают тем же минералогическим составом, но отличаются заметным присутствием кварца, количество которого иногда увеличивается настолько (местами до 50 %), что породы приближаются к роговообманковым гнейсам. Породы связаны переходами и с роговообманковыми кварцитами или кварцево-роговообманковыми сланцами. Состав плагиоклаза колеблется от альбита № 0 до андезина № 45. Зональность наблюдается довольно часто и бывает то нормальной, то обратной. Чаще встречаются простые, незональные зерна. Структура варьирует от роговиковой до пойкилобластовой. В последнем случае амфибол образует крупные кристаллы, в которых включены другие минералы. Часто наблюдается, что зеленая роговая обманка и бесцветный под микроскопом актинолит образуют части одного и того же зерна, причем они резко отграничены друг от друга по прямой линии. Концы зерна могут быть актинолитовыми, середина же — роговообманковой, или один конец шестоватого кристалла — актинолитовым, другой — роговообманковым, при резкой границе между ними. Это можно объяснить только ростом в твердом состоянии из неоднородного по составу материала.

Подведем итоги описанию амфиболитов: Мы видим, что эти породы образуют также один ряд и хотя и неоднородны по происхождению, но путем конвергенции пришли при метаморфизме к более или менее одному минералогическому составу. При изучении пути их развития выявляется, что родоначальными породами были порфириты и их туфы, габброиды и осадочные, вероятно, туффитовые породы, содержавшие большое количество кварца или кремнезема и давшие при метаморфизме роговообманковые гнейсы амфиболитовой фации и роговообманковые кварциты. Переслаивание кварцитов с амфиболитами, видимое даже в шлифах, наблюдалось на берегах оз. Иткуль и в 180 квартале Полевской дачи.

На фиг. 2 дана диаграмма, показывающая частоту случаев развития в амфиболитах разного состава плагиоклаза. Максимальное число случаев отвечает составу от олигоклаза № 20 до андезина № 30. Падение кривой в обе стороны в общем симметрично. Основные члены ряда встречены лишь к югу от оз. Синары или же в роговиковых разновидностях, образовавшихся, повидимому, в условиях высокой температуры. В других амфиболитовых роговиках состав плагиоклаза остается кислым.



Фиг. 2. Диаграмма состава плагиоклаза в амфиболитах (в средних цифрах)

па — плагиоклазовые амфиболиты; га — гранатовые амфиболиты; ка — кварцевые амфиболиты; а — все амфиболиты. На абсциссе показан состав плагиоклаза, на ординате — количество наблюдавшихся случаев

Количество эпидота, содержащегося почти во всех амфиболитах, могло бы обеспечить развитие более основных плагиоклазов, чему не благоприятствовали условия температуры.

11. Кварцево-роговообманковые сланцы

Кварцево-роговообманковые сланцы встречаются спорадически и ассоциируются частью с амфиболитами, частью с кварцитами. При исследовании констатированы шесть пунктов их распространения. Внешне они обычно сходны с амфиболитами или слюдяно-гранатовыми сланцами. Наибольшего распространения они достигают в окрестностях города Сысерти.

К югу от города Сысерти, вблизи выходов мраморов на берегу пруда, развиты сланцы, состоящие из мелкозернистых (0,1 мм) агрегатов кварца, смешанных с волокнистыми листочками пеннина и зернами амфибола размером до 2 мм, удлиненными по сланцеватости. Амфибол бесцветен и обладает низким двупреломлением и положительным удлинением. Погасание амфибола прямое, что сближает его с антофиллитом. Кроме этих минералов, наблюдаются ромбоэдрические кристаллы и зерна карбоната с полисинтетическими двойниками и с гелицитовой структурой. Возможно, что описываемый сланец связан переходами с известняковой толщей, будучи по составу промежуточным между кварцево-амфиболитовыми сланцами и известняками.

За Сысертским прудом, близ его западного берега, развиты сланцы, состоящие из амфибола, ставролита, граната и графита. Главным компонентом является очень светлозеленый, почти бесцветный амфибол с погасением $cNg = 9^\circ$. Плоскость оптических осей его параллельна (010), $2V = +81$ до $+85^\circ$, $Ng - Np = 0,013$. По этим свойствам минерал отождествляется с к у п ф ф е р и т о м. Крупные его зерна, до $2 \times 0,5$ мм, пойкилобластово проросли кварцем. Местами развиты кристаллы

ставролита и черные зерна графита. Амфибол переходит в пеннин. В породе присутствует немного плагиоклаза. Кроме того, наблюдаются прослой гранобластового кварца шириной до 2 мм, с зернами величиной около 1 мм. Гранат образует крупные зерна гелицитовой структуры, удлинённые по сланцеватости. Их размеры доходят до 10 мм.

За Сысертским прудом, в том же районе, развиты породы, состоящие из амфибола и кварца. Амфибол, с углом погасания $cNg = 12^\circ,5$ и $Ng-Np=0,020$, обладает отрицательным оптическим знаком. Он отличается по свойствам от купфферита и приближается к актинолиту. Окраска его такая же, как и у купфферита, с сероватыми оттенками едва заметной зеленой окраски луча Ng. Кварца в породе содержится около 30%, столько же имеется амфибола и пеннина. Амфибол пойкилобластово захватывает зерна кварца. Часто встречаются зерна рутила и его коленчатые двойники. Порода приближается по составу к купфферитовому сланцу и залегает на простирании его и слюдяно-гранатовых плагиоклазовых гнейсов с купфферитом (см. стр. 69).

На восточном берегу оз. Иткуль с кварцитами переслаиваются крупнокристаллические роговообманково-слюдяные и роговообманково-слюдяно-гранатовые породы. Они содержат немного плагиоклаза (андезин № 34 с краевой зоной № 43). Порода неоднородна. Под микроскопом в некоторых участках ее в крупнозернистом кварците с зернами до 3 мм видны редкие включения кальцита. Эта порода сменяется биотито-кианитовой. Кианит развит в зернах размером до 3 мм; он пойкилобластово пророс и захватил зерна кварца, кристаллики желтобурого рутила и листочки биотита.

Иногда отмечаются кварцитовые участки с зернами размером до 1 мм. Биотита много, местами он замещает кианит, около которого часто видны листочки пеннина. Встречаются редкие зерна плагиоклаза. Гранат развит зернами величиной до 1 см и содержит обильные гелицитовые включения кварца, а иногда также немного карбоната. Среди этой ассоциации констатирован и ставролит в виде зерен размерами до 3 мм, образующих иногда прорастания с кианитом. С другого конца шлифа вместо этой ассоциации минералов развиты крупные, до 1 см, пойкилобластовые до гелицитовых зерна голубовато-зеленой роговой обманки. Кальцит имеется и в этой части породы вместе с кварцем.

В кварцево-роговообманковом сланце из 192 квартала Сысертской дачи величина зерен кварца равна 0,1—1 мм; они образуют торцовую структуру. Между зернами кварца, охватывая их и внедряясь в них, развита зеленая роговая обманка, которая образует индивиды до 2 мм величиной. Гранат встречается зернами, имеющими размеры до 3 мм, охватываемыми и замещаемыми амфиболом с примесью титанита и магнетита.

Из изложенного следует, что между кварцитами и описываемыми породами имеется тесная связь, а наличие местами незначительных количеств плагиоклаза сближает эти породы с гнейсами и амфиболитами. Интересна приуроченность к этим породам довольно редкого минерала — купфферита, встречающегося в известняках Сибири, а на Урале известного в гнейсах Ильменских гор.

В отношении происхождения этих пород можно высказать два предположения. С одной стороны, они могут быть результатом магнезиального метасоматизма, аналогичного предполагаемому Эскола (Escola, 1914) в районе Ориарви. С другой стороны, возможно, что причиной их образования были первичные примеси к кремнистым осадкам, послужившим исходным материалом для развития кварцитов и сопровождающих их гнейсов и сланцев. Мы склонны принять второе предположение.

Максимального развития эти породы вместе с гнейсами окрестностей города Сысерти и достигают в удалении от гранитов. Пойкилобласто-

вые структуры, при различной степени их развития, дают нам полную картину возникновения этих пород из тонкокристаллических агрегатов, свойственных филлитам, до наивысшего проявления метаморфизма в виде развитых в них гелицитовых и ситовидных структур. Местами, как мы видели, в этой ассоциации появляется и кальцит. Все это были осадочные, мергелистые и туффитовые серии горных пород.

12. Мраморы

Серия карбонатных осадков представлена в изученном нами районе мраморами. Это средне- до крупнозернистые породы, состоящие почти исключительно из кальцита гранобластовой структуры. Только в районе оз. Щелкун развиты известняки. Очень редко в мраморах встречаются единичные зернышки кварца и чешуйки мусковита. Изредка присутствуют зерна апатита и эпидота. В 0,5 км к югу от с. Полдневского, на горе, в каменоломнях вскрыт контакт мраморов и змеевиков. В мелкозернистом (0,5—1 мм) мраморе по контакту образовались длинно столбчатые вросстки клиноцоизита и многочисленные волокнистые чешуйки мусковита и хлорита, а также прожилки этих минералов. Из других примесей констатировано немного титанита. Голубоватая и серая окраска некоторых мраморов обусловлена наличием непрозрачного черного пигмента в виде ничтожных пылевидных частиц.

13. Горные породы ультраосновного ряда

Горные породы ультраосновного ряда представлены серией первичных пород и продуктов их метаморфизма. К первым относятся перидотиты и пироксениты. Продуктами их метаморфизма являются змеевики, хлоритовые, тальковые, тальково-карбонатные, кремнистые, актинолитовые, антофиллитовые, бронзитовые и оливин-бронзитовые породы и сланцы. Антигоритовые змеевики представляют результат метаморфизма до интрузии гранитов, остальные же породы — результат влияния гранитов.

Дуниты и перидотиты обнаружены в реликтах среди змеевиков к востоку от с. Мраморского и в районе Большого Сысертского озера. В последнем районе они представлены дунитами и содержат оливин с $2V = -88^\circ$, что соответствует содержанию 16% Fe_2SiO_4 . В районе с. Мраморского оливин встречен всего в двух случаях. В 1 км к востоку от с. Мраморского он сохранился в количестве до 20%, причем псевдоморфозы по нему антигорита составляют около 30%. Остальные 50% сложены волокнистыми псевдоморфозами актинолита по пироксену.

Волокна актинолита обрастают на краях щетинистыми вростками, вдающимися в зерна оливина, нарушая тем пойкилитовую структуру, свойственную первичному перидотиту. Последующей стадией изменения является слабая хлоритизация. В другой породе из того же района оливин также почти нацело замещен антигоритом, причем следы структуры первоначальных пород исчезли, и установить, был ли в них пироксен, нельзя. Если судить по тому, что в предыдущем случае пироксен замещен актинолитом и только оливин подвергся замещению антигоритом, можно предположить, что породы состояли по преимуществу из оливина. Кроме этих минералов, в них по серпентину образовались тальк и пеннин, который заместил антигорит; он образовался за счет центральной части игольчатых сростков антигорита, отличаясь от него двупреломлением и отрицательным знаком главной зоны. Тона поляризационных окрасок лавандово-серые.

Тальк образует небольшие скопления листочков, местами, однако, вытесняет серпентин, хотя отдельные иглы антигорита сохраняются. Во всех перидотитах присутствует вторичный магнетит и, реже, магнезиальный карбонат в виде зерен неправильной формы.

Змеевики пользуются огромным распространением и составляют не менее 90% всех выходов ультраосновных пород. Они представлены антигоритовыми разновидностями. Здесь можно наблюдать все структуры, которые были даны для антигоритовых змеевиков Урала Б. П. Кротовым (1915). Очень часто в них сохраняются следы первоначальных пироксенов в виде параллельных сростков антигорита. Некоторые породы являются, по видимому, результатом замещения пироксенитов. Только в змеевике в 2 км к югу от Большого Сысертского озера констатировано немного хризотила, причем он образовался за счет актинолитовых кристаллов, частично сохранившихся от замещения. Актинолит встречается изредка среди антигоритовых змеевиков в виде идиоморфных шестоватых кристалликов, которые в некоторых случаях замещены антигоритом.

Постоянные минералы змеевиков — пеннин и тальк, а также железисто-магнезиальные карбонаты. Все они часто сопутствуют друг другу и создают серию переходов от змеевиков до тальковых и тальково-карбонатных или хлоритовых пород, которые образуются путем постепенного метасоматизма. Обычно в них сохраняется хромит и иногда отдельные чешуйки антигорита.

Подводя итоги описанию змеевиков, мы можем отметить, что они являются господствующей породой, образовавшейся за счет ультрабазитов в удалении от гранитов. Процессы серпентинизации, сопровождавшиеся образованием антигорита, закончились до интрузии гранитов. Интрузия вызвала появление в породах пеннина, талька и карбонатов, а в участках, более близких к гранитам, — актинолита, который в свою очередь замещен местами антигоритом, а местами — хризотилом. Тесная связь хлоритизации и оталькования с гранитами особенно ясно выступает в окрестностях с. Мраморского, где многочисленные дайки гранитов и гранитпорфиров рвут змеевики и сопровождаются контактовыми ореолами из тальковых, тальково-карбонатных и хлоритовых пород. К такого же рода образованиям относятся и тальковые породы, развитые между Сысертским и Шабровским гранитными массивами.

Хромиты изредка встречаются в виде мелких скоплений среди змеевиков. Они представлены зернами и кристаллами, которые часто раздроблены и сцементированы прожилками антигоритового серпентина. В 93 квартале Нижне-Исетской дачи встречен хромит, пронизанный прожилками хризотилового серпентина. На плоскостях отдельностей хромита наблюдаются щетки и солнца черного хром-турмалина. Некоторые из исследованных образцов представляют собой хромит с прожилками карбоната и талька, появившимися в результате изменения таких же прожилков серпентина.

Интересный состав и структуру имеют хромиты из жилородной залежи среди включенных в граните продуктов метаморфизма змеевиков. Здесь хромиты пронизаны прожилками кеммерерита и пеннина с карбонатом. В других случаях прожилки состоят из изотропного, слегка желтоватого, напоминающего сапонит (?) вещества с низким показателем преломления: наряду с ним присутствуют клинохлор и пеннин с карбонатом. Наконец, в одном из образцов в качестве прожилков наблюдаются лучистые образования зеленовато-серого цвета, которые могут быть приняты за актинолит. Микроскопическое исследование показало, что скопления крупных зерен хромита прорваны прожилками лучистого энстатита. Он заходит и в тонкие трещинки, но большая часть последних и пространство между зернами выполнены карбонатом.

Пироксениты распространены сравнительно мало и тесно связаны со змеевиками, которые местами сохранили первичную структуру пироксенитов.

Довольно большой участок диаллагитов находится северо-восточнее с. Мраморского. К северу от этого села также встречены единичные выходы этих пород. Другой выход их расположен на горе, среди гранитной области к югу от Сысертского кордона, на середине расстояния между с. Мраморским и городом Сысертью. Выходы пироксенитов имеются в 154 квартале Сысертской дачи, к северо-западу от Большого Сысертского озера. Они же констатированы в 332 квартале Нижне-Исетской дачи. В остальных местах они наблюдались лишь как случайные выходы, не образующие крупных масс.

Пироксен, слагающий эти породы, представлен диаллагом с $cNg = 39-41^\circ$. Другие минералы представлены новообразованиями, связанными с метаморфизмом. Из них главную роль играет актинолит, встречающийся обычно в форме взаимно прорастающих друг друга агрегатов в псевдоморфозах по диаллагу. В других случаях вместо актинолита наблюдается зеленая роговая обманка. Количество пироксена колеблется от 0 до 100%, в зависимости от степени амфиболитизации пород.

По пироксену и актинолиту часто образуются клинохлор с двупреломлением $Ng - Nr = 0,014$, или пеннин с двупреломлением $Ng - Nr = 0,004$, с отрицательным удлинением, двойниками по (001) и погасением от 0 до 3° . В других случаях наблюдается сильнейшая карбонатизация или развитие эпидота вместе с хлоритом. Иногда эти минералы развиты в форме метасоматических прожилков, иногда образуются пятнистые скопления их на месте пироксенов. Наиболее сложное явление карбонатизации сказалось в пироксенитах, обнаруженных в 1 км к западу от Сысертского кордона. В поле породы были приняты за листвениты. Реликтовые зерна диаллага величиной до 2 мм, сильно разъеденные актинолитом, сохранились среди карбоната, образующего зернистые агрегаты с редкими двойниками по ромбоэдру. Эти агрегаты имеют вид мрамора, но среди них сохранились повсюду остатки диаллага и актинолита, которые часто замещены пеннином. В общем количество силикатов достигает 50%.

Своеобразны эпидотизированные пироксениты, развитые к востоку от с. Мраморского вблизи контакта с гранитами. Крупные зерна диаллага в них разъедены хлорит-эпидотовыми прожилками. Замещение пироксена эпидотом идет от границ между зернами и приводит к почти полному вытеснению диаллага. При этом эпидот вырастает в виде крупных зерен, столь же значительных, как и диаллаг. Местами процесс идет с образованием небольшого количества клинохлора, относительно которого эпидот часто идиоморфен. Содержание эпидота в породах достигает 50%. Карбонат в небольшом количестве сопровождает эти минералы.

В 1 км к востоку от с. Мраморского в крупнозернистом диаллагите развиты мелкозернистые метасоматические прожилки роговиковой структуры, состоящие из диопсида, частично замещенного актинолитом. Диаллаг в этих породах содержит тонкую пыль мельчайших рудных включений, в то время как диопсид от них свободен.

Хлоритовые породы развиты очень сильно. Процесс хлоритизации змеевиков в них доведен до конца. Величина чешуек хлорита 1—3 мм; иногда они более мелки, иногда же достигают 1 см. Хлорит относится большей частью к пеннину, иногда к клинохлору с двупреломлением $Ng - Nr = 0,007$. Обычную примесь составляют мелкие зерна и кристаллы магнетита, количество которых доходит до 5%. В хлоритовых породах иногда сохраняются участки антигоритовых змеевиков с зернами хлорита. К западу от Сысертского кордона в одном из выходов змеевиков среди хлоритовой породы встречен прожилок хромита мощностью

0,5—0,1 мм, окруженный примазками кеммерерита. Иногда в породах присутствуют отдельные чешуйки талька, причем тальк вытесняет хлорит, сохраняющийся среди него отдельными реликтами. В других случаях появляется много карбоната или листочки вермикулита.

В окрестностях с. Мраморского были встречены интересные хлоритовые породы. В них в плотной и среднелистоватой массе пеннина по скрытым трещинам отдельностей проходят крупные дендриты того же пеннина, размеры листочков которых составляют около 3 см. В том же районе имеются крупнолистоватые хлоритовые породы, содержащие зерна рутила и обильные лучистые сростки столбчатых кристаллов голубовато-зеленого турмалина, незначительные пространства между которыми выполнены клинохлором.

К северо-востоку от д.р. Косой Брод встречены хлоритовые породы с большим количеством мусковита, а также хлорито-магнетитовые породы с содержанием магнетита до 50% и примесью мусковита и эпидота. Кроме того, в одной из этих пород констатированы извилистые червеобразные и каплевидные зерна зеленой шпинели, мелкие псевдоморфозы лимонита, повидимому по карбонату, и зерна и сростки минерала, по своим свойствам соответствующего бариту. Иногда хлоритовые сланцы содержат большие, до 2 см, кристаллы граната. Розоватый в тонком шлифе гранат содержит включения мелких зернышек апатита, зеленой шпинели и ильменита. Те же минералы развиты и в хлоритовой массе пород.

Наконец, следует отметить наличие хлоритовых пород и сланцев, содержащих актинолит, а иногда актинолит и гранат. Это разновидности, переходные к актинолитовым и актинолито-гранатовым породам и сланцам. Последние были встречены в 175 квартале Сысертской дачи и в Глубочинском месторождении граната.

Хлорито-гранатовые сланцы, выходящие на западном берегу Сысертского пруда, образовались за счет кварцево-купферит-гранатовых сланцев и содержат много граната, ставролита, гранобластовые агрегаты кварца и листочки графита.

Тальковые и тальково-карбонатные породы, кроме талька и железисто-магнезиального карбоната, содержат магнетит в виде частиц, возникших при предшествовавшей серпентинизации пород и сохранившихся при их отальковании. Наряду с тальком иногда встречаются чешуйки пеннина. В 1 км к западу от Сысертского кордона в тальково-карбонатных породах сохранились реликты антофиллита и актинолита. Нередко среди них встречаются также остатки антигоритового змеевика с хромитом. В измененных змеевиках 15 квартала Сысертской дачи, к северу от города Сысерти, тальк и карбонат образуют неправильные пятнистые скопления и развились по антигориту. Во всех случаях тальк и карбонат обычно тесно связаны друг с другом. Однако в последовательности развития карбонат предшествовал тальку, а последний замещает карбонат неправильными чешуйчатыми агрегатами. Редко вместе с оталькованием появляются кубические кристаллы пирита.

На восточном отроге горы Большой, в 5 км к западу от с. Щелкун, встречена серовато-бурая кремнисто-тальковая порода. Она сланцевата и состоит из полосок и линзочек тонкокристаллического кварца вместе с тальком и хлоритом и из других полосок, сложенных главным образом кварцем торцовой или кристаллической формы, часто совместно с лимонитом. Эти более поздние прожилки гидротермального характера постепенно сливаются с чешуйчатыми и плотными кварцево-тальковыми агрегатами.

Текстура тальковых и тальково-карбонатных пород то массивная, то сланцеватая, в зависимости от условий образования и от степени влияния бокового давления.

Л и с т в е н и т ы — редкие породы в описываемом районе. Небольшие выходы их встречены в 15 квартале Сысертской дачи, к северу от города Сысерти. Они состоят из кварца, железисто-магнезиального карбоната и мусковита. Кварц и мусковит ассоциируются друг с другом. Кварц пророс листочками мусковита, удлиненными по сланцеватости пород. Карбонат образует гранобластовые зерна, разъедаемые кварцем и мусковитом. Другой выход массивных лиственитов расположен к востоку от с. Мраморского. Наконец, известен третий выход лиственитов — к западу от оз. Иткуль, в одной из полосок змеевиков этого района.

Р о г о в о о б м а н к о в ы е с л а н ц ы распространены спорадически среди продуктов метаморфизма пироксенитов. Они встречены у уроч. Семи Ключей в Каслинской даче, в 149 и 136 кварталах Сысертской дачи, к северо-востоку от с. Мраморского и в 21 квартале Сысертской дачи, близ города Сысерти. В их составе, кроме зеленой роговой обманки, местами обнаружены гранат и хлорит. Из акцессорных минералов присутствуют рутил и апатит, а также, повидимому, кристаллики циркона, вызывающие плеохроичные ореолы в амфиболе.

В роговообманково-гранатовых сланцах 149 и 136 кварталов Сысертской дачи столбчатая светлозеленая роговая обманка обуславливает гранобластовую до нематобластовой структуру пород. Кристаллы граната и клиноцоизита довольно часты. Гранат (3—7 мм) переполнен пойкилобластовыми включениями клиноцоизита, переходящего в эпидот. По роговой обманке образовались пятнистые скопления мелких зерен зеленой шпинели. В других случаях встречено немного кварца, зерна темножелтого — коричневого титанита, магнетита и апатита.

В окрестностях города Сысерти роговообманковый сланец содержит много пеннина, замещающего амфибол, зерна рутила и кристаллики апатита с листочками мусковита.

А к т и н о л и т о в ы е п о р о д ы и сланцы широко распространены. Простейшие из них по структуре представляют актинолитизированные пироксениты с сохранившейся первичной структурой. Такие породы встречены к северо-востоку от с. Мраморского. Актинолит образует в них волокнистые псевдоморфозы по диаллагу. Зерна актинолита также прорастают друг друга, причем между ними иногда видны остатки диаллага, замещаемого уралитом. Мелкие изометрические зерна, состоящие из псевдоморфоз актинолита, включены иногда в крупные зерна актинолита, напоминая пойкилитовую структуру первичной ультраосновной породы. Вероятно, эти мелкие псевдоморфозы образовались за счет пойкилитовых включений оливина в пироксене. Небольшое количество клинохлора развилось по актинолиту.

В других случаях породы образованы крупнолучистыми кристаллами зеленого актинолита, иногда с большим или меньшим количеством хлорита или талька и карбоната. Они выступают скалами на вершинах бугров и холмов, отличаясь грубой, слабо выраженной сланцеватостью.

Чаще всего эти породы состоят из столбчатых агрегатов актинолита, в промежутках между кристаллами которых развиты мелкочешуйчатые скопления клинохлора или пеннина, или талька, реже — карбоната. Актинолит частично также замещен этими минералами. Иногда в хлорите присутствуют зерна магнетита или пластинчатые кристаллики ильменита. В редких сравнительно случаях развивается эпидот или клиноцоизит и еще реже — гранат. Хлорит и тальк иногда вытесняют первоначальные минералы, и создаются переходы к тальковым и хлоритовым породам и сланцам.

Массивные и грубосланцеватые текстуры актинолитовых пород нередко переходят в тонкосланцеватые, причем развиваются актинолитовые, тальково- и хлорит-актинолитовые сланцы с нематобластовой до фибро-

бластовой структурой. Иногда наблюдаются неравномернополосчатые текстуры, и сланцеватые прослои сменяются массивными, что обусловлено неравномерным воздействием бокового давления. Из редких примесей отмечены чешуйки вермикулита. В актинолитовой породе около р. Малой Вязовки, на юге района, встречены реликты ромбического пироксена размерами до $5 \times 0,5$ мм, что указывает на происхождение части пород за счет бронзитовых и энстатитовых пород.

Антофиллитовые породы и сланцы играют очень большую роль, но уступают по распространенности актинолитовым. Если количество первых может быть выражено цифрой 55% от всех продуктов метаморфизма змеевиков, то антофиллитовые составляют приблизительно 20%. Они сложены лучистыми, иногда спутанно- или параллельноволокнистыми агрегатами ромбического амфибола с $2V = -89^\circ$. Макроскопически они отличаются от актинолитовых пород светлосерым или серым цветом и могут быть смешаны лишь с тремолитовыми породами, роль которых в районе незначительна. Кроме ромбического амфибола, в них присутствуют хлорит и тальк, часто — карбонат и остатки первичных минералов: ромбического пироксена или оливина.

Лучистые или длинношестоватые и сноповидные агрегаты и сростки антофиллита содержат в промежутках между кристаллами зернистые агрегаты карбоната, отчасти замещающего антофиллит, а иногда — скопления и прожилки клинохлора. В других случаях по антофиллитовым агрегатам образовались в небольшом количестве тальк и тонкочешуйчатый клинохлор, пронизанные отдельными сохранившимися длинношестоватыми кристаллами антофиллита.

Местами среди тонколистоватых агрегатов талька сохраняются спутанно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты антофиллита. В редких случаях, как, например, в окрестностях дер. Косой Брод, антофиллитовая порода образована сланцеватыми мелковолокнистыми участками антофиллита и крупнолистоватыми участками мусковита с пластинчатыми кристаллами железного блеска и, реже, пирита. Крупные листочки пеннина содержат также гематит, который в более мелких кристалликах встречается и в антофиллитовых участках. Вместе с хлоритом присутствуют агрегаты кристаллов корунда размером до 2 мм, состоящие из зернышек размером около 0,2—0,5 мм.

В некоторых случаях, например к востоку от с. Мраморского, антофиллит развит в виде рассеянных кристаллов среди тальковой и клинохлоровой массы. В клинохлоре наблюдаются включения минерала, вызывающего плеохроичные ореолы. Мелкочешуйчатые агрегаты талька содержат неправильные зерна апатита величиной до 0,3 мм. Апатит связан с рутилом. В антофиллитово-карбонатной породе из 174 квартала Сысертской дачи с новообразованиями талька и пеннина по антофиллиту констатированы остатки моноклинного пироксена — явление, довольно редкое для этих пород. Кроме того, наблюдались зерна хромита и магнетита.

Оливин-бронзитовые, бронзитовые и энстатитовые породы являются родоначальными для антофиллитовых и отчасти для актинолитовых пород. Оливин в них развит иногда в господствующем количестве, а иногда отступает на второй план или исчезает совершенно. Породы обычно крупнозернисты, в некоторых случаях близ контакта с гранитами принимают гигантолитовый характер, вследствие чего по отсутствию оливина в шлифе трудно судить о действительном его отсутствии в породе. Текстура пород иногда слегка сланцевата, но обычно массивна, а иногда ромбический пироксен образует радиально-лучистые агрегаты, и тогда породы могут быть на глаз признаны за антофиллитовые или актинолитовые. Из вторичных минералов в них часто присутствуют клинохлор и тальк, образовавшиеся по бронзиту. Очень часто бронзит

замещен параллельно-волокнистым асбестизирующимся антофиллитом. В других случаях это замещение — беспорядочное. Вместе с тем появляются мелкие зерна магнетита и, реже, чешуйки талька. Антофиллит образует неправильные метасоматические прожилки в бронзите. Тальк замещает бронзит по спайности, а карбонат образует иногда зернистые агрегаты. Среди карбоната наблюдаются зерна хромита и магнетита.

Оливин-бронзитовые породы состоят в основном из оливина и бронзита. Состав этих минералов на основании измерения 2V характеризуется цифрами табл. 2.

Таблица 2

Состав оливина и ромбических пироксенов в оливиновых и пироксеновых породах по величине 2V

	№ ш л и ф а									
	919	176	23	2906	172	140	89	216	1577	222
2V оливина . . .	—85	—87		+82,5	—82,5					
% Fe ₂ SiO ₄ . . .	25	23		3	34					
2V пироксена . .	+87	+71	+77		—72	+75	—86	—73	+83	+70
% FeSiO ₃	13	6	8		7	8	17	35	11	6

Примечание. Шлифы 919—172—оливин-бронзитовые породы; шлифы 140—1577—бронзитовые породы; шлиф 222—антофиллитовая порода с реликтами бронзита.

Величина зерен оливина доходит до 6 мм. Количество оливина и бронзита сильно колеблется, и имеются все переходы к антофиллитовым и другим породам. Так, в одной из пород из района с. Полдневского оливин почти нацело замещен тальком и карбонатом. Эти же минералы образовались и за счет антофиллита, лучистые кристаллы которого изолированно встречаются в карбонате. Редкие зерна пирита связаны с тальком и карбонатом. В другой породе из того же района крупные зерна оливина обросли бронзитом. Оба минерала были потом частично замещены тальком и карбонатом, который развит в виде зернистых скоплений. Встречается немного пегматина — вторичного по бронзиту. Такие же процессы отмечаются и в породе (№ 919) из района с. Полдневского. Бронзит вдаётся в оливин в виде длинных и тонких зубцов и волокон, по их следам идет новообразование карбоната и талька параллельно спайности бронзита. Зернистые участки вторичного карбоната производят впечатление мрамора. Клинохлор, пирит и магнетит — обычные второстепенные минералы. В породе из 115 квартала Сысертской дачи оливин сохранился в количестве до 40%. Он подвергся карбонатизации, серпентинизации и хлоритизации. Карбонат образует прожилки совместно с хлоритом. Первые проявления метаморфизма сказались в образовании лучистых агрегатов бронзита по оливину. В том же районе есть породы, в которых на месте оливина и бронзита образовался хризотилловый змеевик с петельчатой структурой, с отдельными скоплениями талька, прожилками пегматина, с зернами магнетита и хромита. Оливиновая порода, встреченная в 3 км к западу от с. Никольского, имеет вид дунита и состоит из оливиновых зерен величиной до 5 мм, рассеянных сетчатыми прожилками хризотила. Порода содержит около 40% серпентина (№ 2906).

В 154 квартале Сысертской дачи имеются породы, нацело замещенные хризотилловым змеевиком. Оригинальная порода констатирована на восточном берегу Верхне-Сысертского пруда (№ 28). Крупнозернистая светлая

Порода на тальково-карбонатном фоне содержит крупные серые кристаллы. При исследовании выяснилось, что светлый фон породы обусловлен главным образом карбонатом и бронзитом во взаимном гранобластовом прорастании. Средняя величина зерен 5—10 мм. Среди них встречаются остатки оливковых зерен размерами до 3 мм. Все минералы проросли магнетитом в виде мелких зерен и прожилков и довольно обильными листочками талька, развившегося как среди карбоната, так и по бронзиту.

Кремнистые породы — наиболее поздние, вероятно гипергенные (?) продукты процессов окварцевания змеевиков. Они, однако, нередко сопровождаются новообразованиями талька, и возможно, что часть этих процессов имеет поздний гидротермальный характер. Рассматриваемые породы развиты особенно интенсивно в районе между озерами Силач и Синары, но встречаются также в окрестностях с. Мраморского. Кварц имеет характер тонкозернистых роговиковых скоплений, иногда с пустотами и с прожилками этого минерала, с отдельными чешуйками талька и местами с реликтами змеевика.

Роговики и роговиковые структуры не раз описаны нами при характеристике предыдущих групп метаморфических пород в качестве отдельных разновидностей — в зависимости от более или менее сильного влияния контакта с гранитами. В настоящей главе мы коснемся роговиков, связанных с метаморфизмом пироксенитов. Они встречаются в окрестностях с. Мраморского, на контакте с гранитами, и в середине Сысертской дачи, в кварталах 99 и 114, и представлены эпидот-гранатовыми роговиками с остатками диопсида (эти три компонента — в равных отношениях) и с небольшим содержанием клинохлора. Южнее дер. Иткуль клинохлор играет большую роль, гранат отсутствует, и порода состоит из хлорита и эпидота. В районе с. Мраморского встречаются вместе с описанными ранее пироксен-эпидотовыми породами диопсид-цоизитовые с мелкозернистыми агрегатами эпидота в прожилках между крупными зернами и с прожилками клинохлора. Там же развиты типичные мелкозернистые диопсид-эпидотовые роговики с небольшим количеством магнетита и роговой обманки, переходящие путем собирательной перекристаллизации в крупные зерна. В породе развиты прожилки из эпидота и зеленой роговой обманки.

Гранатовые породы, возникшие под влиянием гранитов на амфиболиты, стоят совершенно особо. Они развиты в районе к востоку от с. Полдневского, у просеки 48—65 Сысертской дачи, и сложены диопсидом с погасанием $cNg = 40^\circ$, плагиоклазом № 30 и большим количеством желтоватого плотного граната роговиковой структуры, в котором наблюдаются прожилки белого кварца.

Отдельные участки этих пород имеют следующие состав и структуру. В одном из шлифов наблюдалась кварцево-плагиоклазовая порода с торцовой структурой плагиоаплитового типа с величиной зерен 0,2—1 мм. С приближением к гранатовым участкам в ней появляются мелкие зерна диопсида и титанита с эпидотом. Потом сразу диопсид вытесняет плагиоклаз, образуя мелкозернистые торцовые агрегаты (0,5—1 мм) и роговиковые сростки. Зерна граната размером до 1 см переполняются зернами диопсида, кварца и плагиоклаза. Они же содержат включения мелких (0,05—0,1 мм) зернышек титанита и кристалликов турмалина.

Эти роговиковые агрегаты граната частично контактируют с кварцево-плагиоклазовыми участками, вращая в них и отчасти обволакивая их. В них встречается также и эпидот. Турмалин также разведен гранатом. Местами в гранате появляется зеленая роговая обманка. Ход метаморфизма под влиянием гранита намечается следующий: диопсид + эпидот + кварц + плагиоклаз = гранат + роговая обманка, которая также замещена гранатом. По данным химического анализа, последний является спессар-

тином, вследствие чего при выветривании и замещается пирролюзитом.

Близкие к этим породы с южной просеки 167 квартала Полевской дачи состоят из редких зерен плагиоклаза № 3 и большого количества мелко- и среднезернистого кварца, сильно разъеденного спессартином, который образует прожилки, состоящие из зерен неправильной формы; иногда наблюдается стремление их к образованию кристаллических граней, причем зерна кварца включаются в гранат в качестве пойкилобластов. В одном из шлифов встречены чешуйки биотита и зернышки руды. Вместе с гранатом очень часто развит барит в виде зерен, облекающих гранат, и в виде прожилков разъедания в кварце, или, наконец, он выполняет промежуток между зернами граната.

Эти явления начинались, повидимому, с контактового воздействия аплито-гранитовых жил и оканчивались гидротермальными процессами.

Б. Граниты Сысертского массива

В петрографическом отношении Сысертский гранитный массив представляет собой одно целое, хотя и сложен обособленными разновидностями гранитов, возникновение которых обусловлено взаимодействием горных пород кровли с магмой гранитов. Вместе с тем это разнообразие могло зависеть от последовательности внедрения отдельных порций магмы. Общность состава гранитов сказывается в их характерных минералах. Микроклин, кислый олигоклаз или олигоклаз-альбит, наряду с биотитом, мусковитом, эпидотом и пиритом,— типичные минералы гранитов.

Граниты массива представлены несколькими разновидностями. Наиболее распространены мелкозернистые светложелто-серые биотитовые граниты слегка сланцеватой текстуры, с зернами величиной не более 1 мм. Другая разновидность представлена биотитовыми мелкозернистыми гранитами, величина зерен которых равна 1—2 мм. Они встречены среди гранитов первого типа в виде интрузий и слагают самостоятельные участки, вероятно несколько более поздние по времени внедрения, хотя и без большого перерыва. Интрузивные отношения этих разновидностей гранитов можно наблюдать как в отдельных глыбах, так и в редких сравнительно каменоломнях или скалах. Более поздний возраст мелкозернистых гранитов подтверждается и их меньшей деформацией. Они большей частью массивны и лишь слабо рассланцованы. Третий тип представлен мусковитовыми гранитами. Они среднезернисты и приурочены к местам, находящимся вблизи кровли, или к участкам кровли, окруженным гранитами. Их появление служит показателем того, что наблюдатель вступил в область интрузионных зон или приблизился к ним.

В строении массива принимают участие также граносиениты, кварцевые сиениты и реже кварцевые диориты, связанные с гранитами постепенными переходами. Их образование обусловлено процессами обмена и реакции с породами кровли или с ксенолитами. Кварцевые диориты отчасти встречаются в качестве ксенолитов.

Среди обычных мелкозернистых гранитов очень характерно присутствие крупнозернистых разновидностей. Условия их залегания и отношение к обычным гранитам неясны. Они встречаются редко, отличаются от обычных гранитов по структуре и более меланократовому характеру и несколько напоминают граниты шабровского типа.

Граниты пересечены множеством пегматитовых жил. Это обычно средне- и крупнозернистые пегматиты с биотитом или реже с мусковитом. По составу они близки родоначальным, вмещающим их породам, хотя и различны по структуре. Граниты внедрены по трещинам отдельностей или

образуют неправильную сеть прожилок мощностью не более 20 см и являются результатом застывания остаточного расплава той же магмы, обогащенного летучими компонентами, а потому и более крупнозернисты. Участки, обогащенные пегматитами, приурочены, повидимому, к более высоким частям массива, но точных данных по этому вопросу собрано не было. Пегматиты обычно развиты на юге массива, близ его окончания, в районе оз. Иткуль, где сеть жил пегматитов с биотитом пересекает граниты. Пегматиты этого района обогащены крупными, до 10 см, столбчатыми кристаллами эпидота, переходящего в клинодоизит. Их можно видеть на тракте от оз. Иткуль в с. Полдневское и по обе стороны от него в многочисленных обнажениях в лесу. Породы кровли, включенные в граниты и инфильтрованные ими, местами прорваны большим количеством жил пегматитов, содержащих мусковит.

1. Минералогический состав сысертских гранитов

В составе гранитов констатированы микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит и мусковит. Из акцессорных минералов почти всегда присутствуют титанит, апатит и эпидот, реже встречаются магнетит и гранат.

Неправильные зерна микроклина имеют превосходно выраженную двойниковую решетку. Плагиоклаз обычно оформлен несколько лучше, хотя нередко в связи с сильной коррозией микроклином или кварцем, он имеет скелетные формы. Для него типично обилие мирмекитовых вростков. Состав плагиоклаза сильно колеблется. Из произведенных 360 определений выяснились некоторые закономерности распределения плагиоклазов по содержанию анортита в интервалах от альбита № 0 до № 9, от олигоклаза № 10 до № 20, от № 21 до № 30 и выше № 30 (табл. 3).

Таблица 3

Состав плагиоклаза в гранитах Сысертского массива

(в % от общего числа наблюдений)

Порода	Процент анортита				Сумма	Средний состав
	0—9	10—20	21—30	> 30		
Биотитовые граниты . . .	14	70	13	3	100	№ 14
Двуслюдяные »	25	62	10	3	100	№ 16
Мусковитовые »	30	65	5	0	100	№ 10
Среднее	23	65	10	2	100	№ 16

Из этой таблицы следует, что наиболее основные члены ряда плагиоклазов в среднем свойственны биотитовым гранитам, а наиболее кислые — мусковитовым. Зональность плагиоклазов колеблется в широких пределах. Редко в гранитах нормального типа она резка, обычно присутствует только одна очень узкая каемка более кислого состава. Примеры зональности даны в табл. 4.

Из этих примеров видно, что тонкая внешняя кайма является более кислой. Вместе с тем наблюдается, хотя и реже, обратная зональность, которая обусловлена явлениями контаминации.

В редких роговообманковых гранито-гнейсах зональность имеет обратный характер; в одном из примеров в ядре наблюдался состав альбита № 2, а на кайме — олигоклаза № 23. Это сближает породы с амфиболитами и гнейсами, которые часто обладают обратной зональностью.

Характер зональности плагиоклазов в сырертском граните

Состав	№ ш л и ф а										
	18	29	21	117	75	48	1135	451	370	222	212
Ядра (№)	11	16	29	16	14	19	17	17	34	30	10
Зоны (№).	3	5	9	10	19	16	27	31	28	27	18
» »	—	—	0	—	14	—	—	35	—	20	22
» »	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—

В распределении состава плагиоклазов на территории массива, после нанесения его на карту, не выявлено каких-либо закономерностей. Выяснился только более основной характер плагиоклазов гнейсов и их гранитоидных производных Березового увала, о чем сказано было в главе о гнейсах.

Кварц отличается волнистым погасанием и неправильными формами развития. Местами он сильно трещиноват или вытянут в полоски по сланцеватости, а иногда имеет в отдельных участках линзовидной формы торцовый характер и является реликтом кварцитов, метасоматически замещенных инъекциями гранитов. Такие случаи встречаются не часто. Обычно его зерна содержат жидкие и газовые включения. Особенная форма свойственна гранито-гнейсам юго-востока района, подвергшимся сильным деформациям. Эти породы были перекристаллизованы при большом участии бокового давления. При этом плагиоклазы и микроклин образовали зернистые агрегаты гранобластового или аплитовидного типа, тогда как кварц развит в виде длинных лент и линз, состоящих из зерен, которые образовались при перекристаллизации после их деформации, придавшей первичным зернам пород характер полосок и линз (структура, свойственная гранулитам). Как дальнейшая стадия более поздней деформации наблюдаются часто явления течения кварца и его превращение в мозаичные агрегаты, скользящие между другими, более устойчивыми минералами.

Бурый или коричневый биотит присутствует в виде листочков и их скоплений. Часто он содержит мелкие включения апатита. Мусковит распространен широко вместе с биотитом. Он приурочен особенно часто к участкам, близким к кровле, и развит в гранитах, встречающихся в виде жил среди мусковитовых кварцитов. Иногда он слегка окрашен в бледножелтые тона. Очень типично для сырертских гранитов наличие бесцветного эпидота в виде зерен или хорошо ограниченных призматических мелких кристалликов.

Часто эпидот сростается с титанитом и другими акцессорными минералами. Гранат встречается спорадически, преимущественно в виде изометрических зерен, иногда расположенных рядами. Из вторичных минералов по плагиоклазу образуется серицит.

2. Описание гранитов

Результаты минералогического анализа среднезернистых биотитовых гранитов приведены в табл. 5.

Мелкозернистые биотитовые граниты наиболее широко распространены среди сырертских гранитов. Величина их зерна колеблется в пределах 1—1,5 мм. Они довольно однородны по составу и структурам. В их составе принимают участие микроклин, плагиоклаз,

Минералогический состав среднезернистых биотитовых гранитов
(в объемн. %)

№ шлифа	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Биотит	Мусковит	Акцессорные минералы	Сумма
320	17,6	51,8	23,0	5,1	2,2	0,3	100,0
384	14,0	54,5	25,7	4,1	1,2	0,5	100,0
595	18,5	35,4	35,2	10,4	0,5	Следы	100,0

кварц, биотит и единичные листочки мусковита. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, эпидотом и магнетитом.

Структура гранитов аплитовая, с наличием двух поколений минералов. Первое представлено преимущественно плагиоклазами, лишь в редких



Фиг. 3. Биотитовый гранит. Южнее Нижне-Каменского озера, в северной части массива. Замещение плагиоклаза микроклином

к — кварц; п — плагиоклаз; м — микроклин

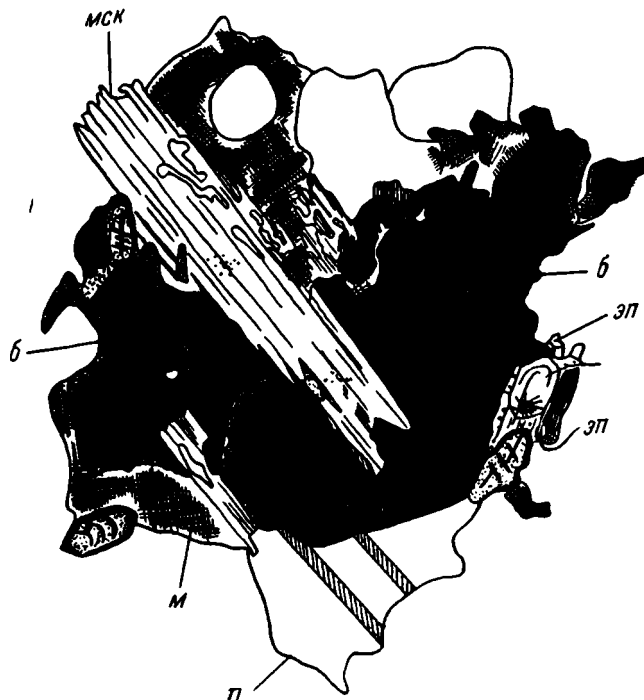
случаях с ними ассоциируются округлые зерна кварца. Мелкозернистые участки располагаются между зернами плагиоклаза и состоят из микроклина, кварца и слюд. Кристаллизация слюд происходила позднее и сопровождалась сильной коррозией и замещением плагиоклазов, которые в связи с этим часто сильно разъедены многочисленными коррозионными ходами и прожилками. Нередко микроклин об-^арастает грани плагиоклазов в виде узкой каймы (фиг. 3). В участках, где эти явления выражены наиболее сильно, наблюдается интенсивное прорастание плагиоклаза мусковитом, причем этот процесс шел, повидимому, одновременно с замещением микроклином. Биотит развит в виде разрозненных листочков, в расположении которых сказывается ориентировка сланцеватости. Местами биотит образует небольшие скопления, защемленные между зернами плагиоклазов. Вокруг этих скоплений концентрируется и большая часть акцессорных минералов, в составе которых характерно наличие кристалликов эпидота, иногда в виде неправильных зерен. Они развиты в кварце и между другими минералами; часто концентрируются в связи с био-

титом, образуя с ними срастания, или же цементируют кристаллики других акцессорных минералов (фиг. 4).

Апатит и эпидот наиболее распространены среди акцессорных минералов. Другие минералы встречаются спорадически. Количественное содержание акцессорных минералов приведено в табл. 6.

Таким образом, для сысертских гранитов характерны следующие особенности: 1) аплитовидная структура; 2) наличие первичной сланцеватости;

3) ранняя кристаллизация плагиоклазов и широкое развитие реакционных явлений между ними и магматическим остатком, обогащенным калием; следствием этих процессов являются структуры замещения, выраженные



Фиг. 4. Бiotитовый гранит. Район горы Остренькой, близ Полевского тракта. Ассоциация слюд с акцессорными минералами

б — биотит; мск — мусковит; эп — эпидот; м — микроклин; п — плаггиоклаз

коррозионными ходами микроклина в плаггиоклазе, обилие мирмекитов и сложные мирмекитоподобные прорастания мусковита и плаггиоклаза; 4) присутствие протогнейматолитического эпидота.

Таблица 6

Содержание акцессорных минералов в биотитовых гранитах

(в объемн. %)

Содержание	Апатит	Сфен	Магнетит	Эпидот
Среднее	0,00	0,037	0,007	0,097
Пределы	{ 0,003— 0,116	{ 0,005— 0,291	{ 0,001— 0,039	{ 0,012— 0,217

Всего акцессорных в среднем 0,189%.

Примечание. Цифры даны на основании многочисленных подсчетов.

Соотношения минералов, наблюдаемые в биотитовых гранитах, свидетельствуют о том, что в начальные моменты кристаллизации выделилась большая часть плагиоклазов. Обогащенные микроклином и летучими компонентами остаточные растворы кристаллизовались под большим давлением, в условиях сильного сжатия. Они реагировали с плагиоклазами. Ориентировка последних продуктов кристаллизации под влиянием давления сказывается на расположении листочков биотита и закономерном линейном развитии коррозионных прожилков.

В остаточных продуктах биотит обычно кристаллизовался несколько раньше микроклина и кварца, вследствие чего его листочки прилегают к граням или краям зерен плагиоклаза. Вместе с биотитом выделялись и акцессорные минералы, причем эпидот был последним в ряде. Исходя из общего состава минералов последней генерации, можно заключить, что минерализаторы были представлены OH , F , Cl , P_2O_5 и что вместе с ними присутствовали K_2O , TiO_2 , FeO и, в меньшем количестве, Fe_2O_3 . Обогащенные этими компонентами остатки проникали активно по ослабленным направлениям в таблички и зерна плагиоклазов, разъедали и метасоматически замещали их. В ходе этих реакций избыточная кремнекислота выделялась в форме многочисленных мирмекитовых прорастаний.

Двуслюдяные граниты состоят из микроклина, плагиоклаза и кварца, с небольшим количеством биотита и мусковита. Из акцессорных минералов в них констатированы апатит, титанит, эпидот и магнетит. Количество акцессорных минералов приведено в табл. 7.

Таблица 7

Содержание акцессорных минералов в двуслюдяных гранитах
(в объемн. %)

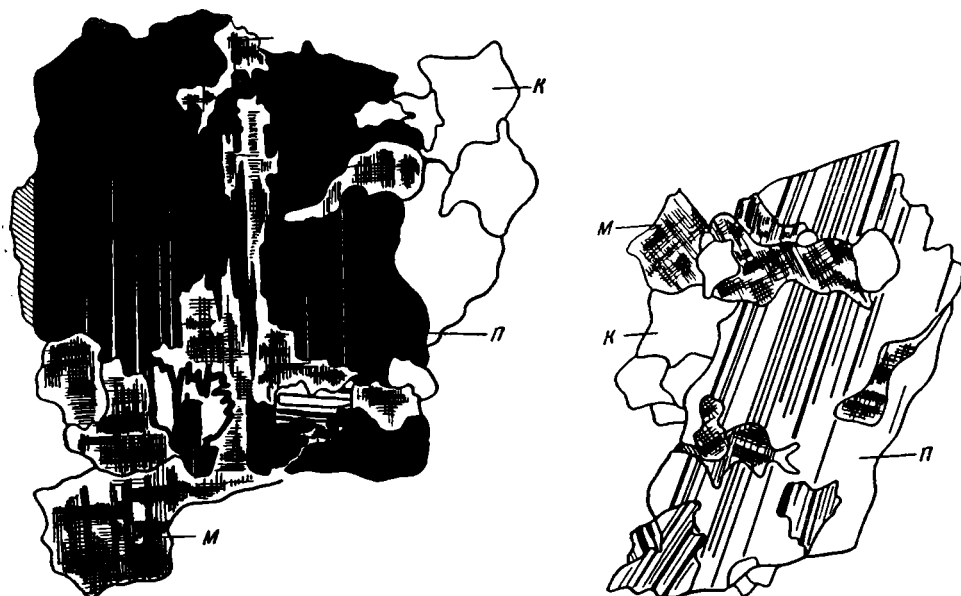
Содержание	Апатит	Титанит	Магнетит	Эпидот
Среднее	0,026	0,027	0,004	0,173
Пределы	{ 0,003— 0,075	{ 0,004— 0,165	{ 0,002— 0,022	{ 0,041— 0,733

Всего акцессорных в среднем 0,238%.

Минералогический состав двуслюдяных гранитов выражается следующими цифрами: микроклина 23,4%, плагиоклаза 46,8%, кварца 23,5%, биотита 3,6%, мусковита 2,6% и акцессорных 0,1%. Структура пород имеет тот же характер, что и в биотитовых разновидностях. Глубокие коррозионные ходы микроклина в плагиоклазе (фиг. 5), большое количество мирмекитов и таких же сложных прорастаний плагиоклаза и мусковита встречаются часто в этих породах. Реакционные явления замещения в них распространены шире и проявлены в большей мере, чем в биотитовых гранитах. Они нередко приурочены к двойниковым швам или трещинам спайности плагиоклазов. Местами плагиоклаз остается лишь в незначительном количестве среди мирмекитовых прорастаний и прожилков антипертита.

Мусковитовые граниты отличаются от других гранитов составом акцессорной части, а также тем, что из характерных минералов в них присутствует только мусковит. Главные минералы пород — микроклин, плагиоклаз и кварц. Довольно много мусковита, тогда как биотит,

если и развит, то только в виде единичных листочков. Характерно, что богатые микроклином разновидности мусковитовых гранитов встречаются редко; для них обычны разновидности, лишенные микроклина, с одним



Фиг. 5. Двуслюдяной гранит. К западу от Усольинских ям, на северо-востоке массива.
Коррозия плагиоклаза микроклином

к — кварц; п — плагиоклаз; м — микроклин

плагиоклазом. Среди акцессорных минералов встречены апатит, титанит, эпидот, магнетит и гранат. Их содержание приведено в табл. 8.

Таблица 8

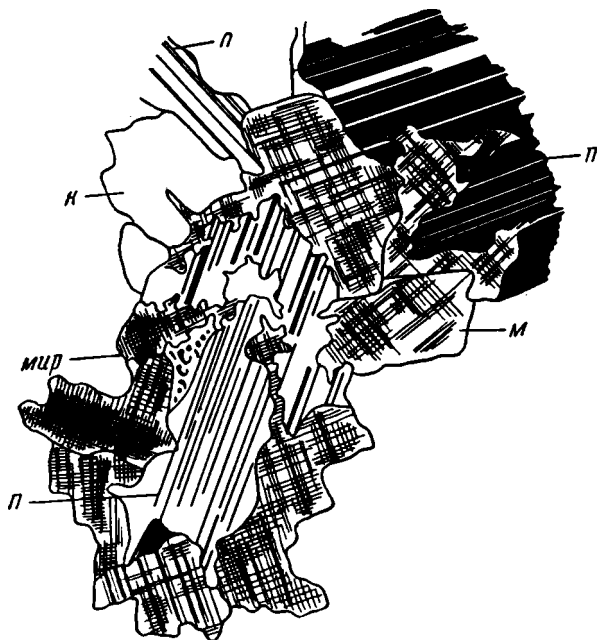
Содержание акцессорных минералов в мусковитовых гранитах
(в объемн. %)

Содержание	Апатит	Титанит	Магнетит	Эпидот	Гранат
Среднее	0,007	0,001	0,019	0,087	0,105
Пределы	{ 0,001— 0,037	{ 0,000— 0,005	{ 0,001— 0,108	{ 0,003— 0,294	{ 0,047— 0,964

Структура этих пород аналогична структуре описанных раньше гранитов. Зерна плагиоклаза первой генерации корродированы вторым поколением, размеры зерен которого равны 0,5—0,1 мм. В составе второго поколения участвуют микроклин и кварц и очень редко альбит. Исключительно сложны по форме метасоматические реакции, в связи с которыми происходит не только разделение граней плагиоклаза, но и общая ресорбция его микроклином (фиг. 6).

Среднезернистые лейкократовые граниты пререзают массив в форме прожилков и штокообразных тел. Они обладают светлой сероватой окраской и более крупнозернистой структурой; в типичных случаях величина их зерен равна 2,5—3 мм. Характерно непостоянство в структурах, выражающееся в частых переходах то в мелко-

зернистые разновидности, то в пегматиты. От вмещающих гранитов они отличаются незначительным содержанием биотита и отсутствием сланцеватости. Минералогический состав обычный. Встречается немного биотита и иногда мусковита. Из акцессорных минералов развиты титанит и апатит. Структура аплитовидная; местами с отчетливым замещением плагиоклаза микроклином. Она тождественна структуре других гранитов, но реакционные явления выражены слабее. Наиболее существенными отличиями этих пород от вмещающих их гранитов являются их более кислый и лейкократовый характер, тесная связь с пегматитами и отсутствие в них сланцеватости.



Фиг. 6. Мусковитовый гранит. 141 квартал Полевской дачи. Коррозия плагиоклаза микроклином и образование мирмекита

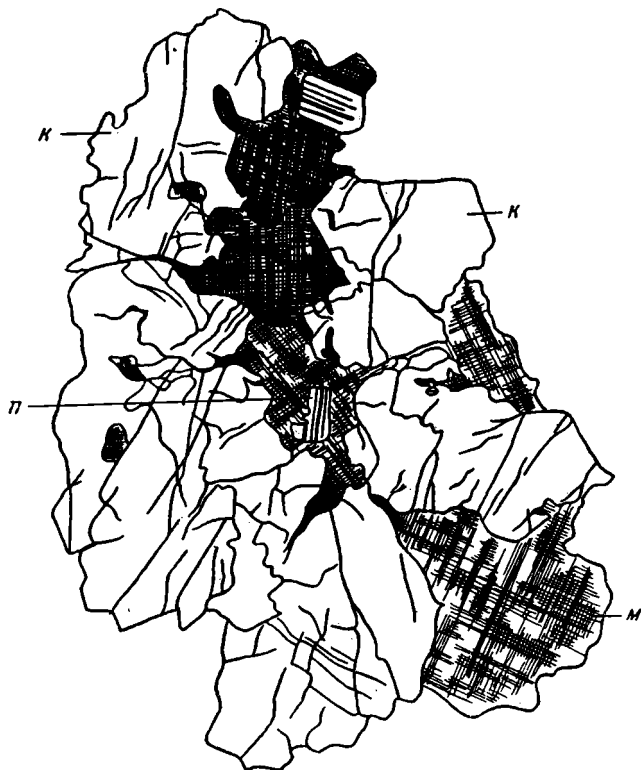
к — кварц; п — плагиоклаз; м — микроклин; мир — мирмекит

Биотитовые трондjemиты широко распространены и развиты участками среди биотитовых гранитов. Они могут быть подразделены на биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и роговообманковые разновидности. Чаще встречаются первые три. Биотитовые трондjemиты состоят из микроклина, плагиоклаза, кварца, коричневого или зеленовато-коричневого биотита, мусковита, апатита и эпидота. Отличительной их особенностью является незначительное содержание микроклина, имеющего форму антипертитовых вростков в плагиоклазе или единичных мелких зерен в промежутках между ними. В редких случаях содержание микроклина достигает до 12%, как, например, в приведенном ниже подсчете: микроклина 11,6%; плагиоклаза 62,1%; кварца 24,0%; биотита 2,1%; мусковита 0,2%; апатита — следы; эпидота — следы. Плагиоклаз часто зонален и соответствует по составу олигоклазу № 28—30. Ранним продуктом кристаллизации является плагиоклаз, остальные минералы относятся к позднему членам кристаллизационного ряда. Плагиоклаз часто разведен микроклином (фиг. 7). и кварцем. В тех случаях, когда олигоклаз замещается микроклином, образующим в нем округлой формы антипертито-

вые врослки, вокруг последних возникают кольцевые реакционные каймы кварца. Природа этих кайм, повидимому, аналогична природе кварца мирмекитов.

Мусковитовые трондьемиты состоят из тех же минералов, но вместо биотита в них развит мусковит.

Биотит встречается единичными листочками. Из группы аксессуарных минералов присутствуют титанит, эпидот и гранат. Микроклин приурочен к узким промежуткам между выделениями плагиоклаза, образуя в них реакционные прожилки и антипертитовые прорастания. Мелкозернистая генерация минералов состоит преимущественно из кварца и мусковита.



Фиг. 7. Биотитовый трондьемит. В 4 км юго-восточнее дер. Косой Брод

к — кварц; п — плагиоклаз; м — микроклин

Крупные зерна граната относятся к ранним продуктам кристаллизации, предшествовавшим мелкозернистой второй генерации минералов. Гранат корродирован кварцем, но идиоморфен по отношению к микроклину.

Своеобразны двуслюдяные порфировидные разновидности трондьемитов. Это мелкозернистые, светлосерые, почти белые породы с отчетливой ориентировкой листочков биотита. Основным фоном служит мелкозернистая масса с зернами величиной не более 1 мм, образованная полевыми шпатами, кварцем и биотитом. В ней включены многочисленные идиоморфные пачки мусковита размером 2—3 мм, равномерно рассеянные в породе или же образующие шпировые скопления в виде линз, удлиненных по сланцеватости. Около подобных линз наблюдаются узкие оторочки, лишённые биотита. Вкрапленники мусковита местами корродированы мелкозернистой массой и приобрели неправильно-лапчатую форму. Минералогический состав этих пород следующий: 23,5% кварца, 59,3% плагиоклаза,

9,4% микроклина, 1,5% биотита, 5,8% мусковита, 0,1% апатита, 0,1% титанита и 0,5% эпидота.

Граносиениты представлены натровыми и калиевыми разновидностями. Они содержат обычно мусковит совместно с биотитом, и только в одном случае встречена зеленая роговая обманка.

В состав калиевых граносиенитов входит: 54,4% микроклина, 26,4% альбита, 12,6% кварца и 6,6% мусковита. Величина зерен микроклина достигает 5 мм. Иногда в нем наблюдается слабая пертитизация и деформация двойниковой решетки. Выделения плагиоклаза редко достигают величины 1,5 мм, обычно же измеряются долями миллиметра. Они почти



Фиг. 8. Граносиенит. 67 квартал Полевской дачи

Метасоматические зерна микроклина (м) и потоки минералов второй генерации:

к — кварц; п — плагиоклаз; мск — мусковит; мкр — микренил

всегда переполнены мирмекитом и содержат иногда антипертитовые вросстки. Состав плагиоклаза обычно изменяется в интервале от альбит-олигоклаза № 10 до олигоклаза № 20. Кварц трещиноват и обладает волнистым погасанием. Мусковит образует крупные листочки, иногда с мелкими реликтами биотита. Кристаллизация граносиенитов происходила иначе, чем у других гранитов, и, вероятно, большие зерна микроклина являются результатом калиевого метасоматоза и явлений метабластической перекристаллизации. В единичных случаях встречаются также крупные зерна плагиоклаза. Местами зерна микроклина разделены на участки прожилками, состоящими из мелких его зерен. В этих случаях второе поколение микроклина имеет ясную связь с материнскими крупными зернами и развилось вследствие их перекристаллизации. Прилегающие участки крупных зерен сильно деформированы, что ясно видно по нарушениям в их двойниковой решетке. В других случаях мелкозернистые участки, сложенные микроклином, подверглись замещению агрегатами кварца, альбита и мусковита, в связи с чем в них появились пертитовые прожилки, а в альбите — мирмекитовые вросстки (фиг. 8). В этих породах структуры динамомета-

морфизма сопряжены с метасоматическими явлениями. Процессы динамометаморфизма происходили при одновременном действии гидротермальных агентов. Благодаря этому листочки биотита часто изогнуты, деформированы и замещены мусковитом, а зерна плагиоклаза разорваны на части и изогнуты.

Натровые граносиениты распространены шире калиевых. В них плагиоклаз № 10 — 15 преобладает или полностью вытесняет микроклин. Минералогический состав их показан в табл. 9.

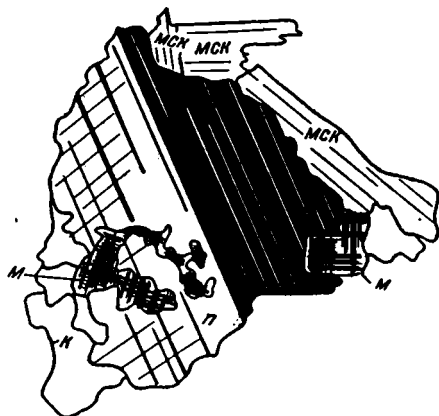
Таблица 9

Минералогический состав натровых граносиенитов
(в объемн. %)

Минералы	№ ш л и ф а		
	451	952	1016
Кварц	12,8	4,7	9,1
Плагиоклаз	82,2	62,1	59,9
Микроклин	—	24,3	26,4
Биотит	3,3	3,2	0,6
Мусковит	1,4	5,1	3,9
Апатит	0,1	0,1	—
Титанит	Следы		
Эпидот	0,2	0,5	0,1
	100,0	100,0	100,0

В табличках плагиоклаза иногда видны мельчайшие игольчатые вроски рутила. По структуре описываемые породы напоминают другие гранитоиды района. Более ранним выделением является плагиоклаз. Его зерна корродированы сложными прожилками микроклина и кварца, проросли по спайности и по двойниковым швам листочками мусковита и биотита (фиг. 9). Слюды приурочены к мелкозернистой второй генерации минералов, но предшествуют кварцу и микроклину, которые корродируют их и расщепляют по спайности. Большинство аксессуарных минералов приурочено к слюдам. Только рутил связан с плагиоклазом. Реакции остаточной пневматолитической фазы развития породы приводят к появлению сложных прорастаний мусковита и плагиоклаза.

Пироксен - роговообманковые граносиениты встречаются в гранитах у тракта из города Полевского в Сысерть, в 8 км к юго-востоку от с. Мраморского. В их состав входят: 12,4% кварца, 51% плагиоклаза, 33,8% микроклина, 0,3% пироксена, 2,3% роговой обманки, 0,1% титанита. В других случаях имеется немного эпидота. Плагиоклаз (№ 10) переполнен мирмецитовыми и антипертитовыми прораста-



Фиг. 9. Натровый граносиенит. Южная просека 167 квартала Полевской дачи
к — кварц, п — плагиоклаз; м — микроклин;
мск — мусковит

ниями. Крупные зерна (3—3,5 мм) микроклина содержат местами пертитовые прожилки. Кварц образует неправильные выделения. Диопсид представлен мелкими бесцветными или светлозелеными зернами. Роговая обманка развита в виде идиоморфных зерен или скоплений неправильных зерен.

Структура этих пород характеризуется идиоморфизмом диопсида и роговой обманки по отношению к альбиту и микроклину.

Пироксен по спайности и с краев замещен роговой обманкой, причем в начальной стадии процесса бесцветный пироксен становится светло-зеленым. Обычные явления замещения плагиоклаза микроклином здесь также распространены.

Кварцевые диориты пользуются ограниченным распространением. Многие из них представлены ксенолитами среди гранитоидов описанного выше типа. Кварцевые диориты, выходящие к северу от с. Мраморского в краевых частях гранитного массива, в его кровле, связаны, по-видимому, с габброидами и пироксенитами имеющейся здесь более древней интрузии.

В составе кварцевых диоритов наблюдаются микроклин, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит и акцессорные минералы, представленные апатитом, титанитом, магнетитом и рутилом. Эпидот в них вторичный. Количественный минералогический состав приведен в табл. 10.

Таблица 10

Минералогический состав кварцевых диоритов
(в объемн. %)

Минералы	№ ш л и ф а			Среднее из многих подсчетов
	222	267	798	
Кварц	7,5	8,5	4,7	
Плагиоклаз	72,9	72,2	58,9	
Микроклин	6,0	—	—	
Амфибол	—	0,1	2,5	
Биотит	10,6	11,7	24,1	
Апатит	0,2	0,3	0,4	0,290
Титанит	0,5	0,2	1,0	0,550
Магнетит	Следы	0,1	0,6	0,223
Эпидот	2,3	6,9	7,8	5,696
	100,0	100,0	100,0	

Плагиоклаз образует идиоморфные кристаллы, обладающие зональным строением с постепенными переходами между зонами. В ядре состав плагиоклаза соответствует андезину № 30, далее следует зона № 27 и крайняя — № 21, при соответственной их ширине, равной 1, 0,6 и 0,6 мм. Кварц представлен трещиноватыми неправильными зернами, содержащими многочисленные игольчатые вроски рутила. Микроклин содержит пертитовые прорастания. Роговая обманка образует неправильные зерна, только местами с признаками граней. Биотит встречается в виде листочков размерами до 1 мм, реже — до 3 мм. Часто они пронизаны многочисленными гонками прорастаниями кварца и содержат включения апатита, титанита. Биотит иногда частично хлоритизирован. Эпидот развит как в виде бесцветных зерен неправильной формы, так и в виде кристалликов. Апатит образует призматические кристаллики, титанит и магнетит — неправильные зерна. Рутил встречается в виде волосовидных включений в кварце.

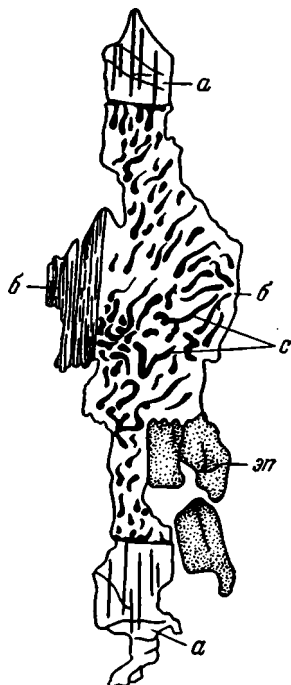
Характерные особенности структуры диоритов: идиоморфизм андезина по отношению к цветным минералам, присутствие большого количества эпидота, наличие кварцево-биотитовых сростков (фиг. 10) и таких же сростков кварца и эпидота, представленного двумя генерациями. Первая образована бесцветным эпидотом, она корродирует роговую обманку и биотит, обладает идиоморфизмом по отношению к биотиту и титаниту и в свою очередь корродируется титанитом и кварцем. По времени выделения она моложе амфибола, но старше биотита. Вторая генерация эпидота связана с гидротермальным периодом развития пород и, обладая ясной желтой окраской, образуется за счет плагиоклаза, будучи связана с серицитом. Апатит по отношению к этим двум минералам идиоморфен.

В структурах диоритов широко распространены явления замещения андезина мелкочешуйчатыми агрегатами биотита. В зернах роговой обманки тот же метасоматизм идет по спайности. Образование биотита сопровождается раздвиганием в стороны раздвиненных вдоль трещины разрыва частей зерен роговой обманки. В конечном итоге образуются листочки биотита с остатками роговой обманки по краям. Наиболее поздние по времени образования — микроклин и кварц. Последний образует сложные коррозионные ходы в плагиоклазе и многочисленные сходные с мирмекитами образования в биотите и эпидоте. Остаточные растворы содержали, видимо, значительные количества титана, который выделился в виде тонкой сети рутиловых волокон в кварце.

3. Жильная серия Сысертского массива

Пегматиты широко распространены в районе. Значительные площади гранитов содержат мелкие жилы, вторгшиеся в трещины отдельности или иногда образующие неправильные крупнозернистые выделения и прожилки, резко отграниченные от вмещающих пород. Состав пегматитов отражает состав вмещающих гранитов. Поэтому среди биотитовых гранитов мы встречаем пегматитовые жилы и выделения, характеризующиеся наличием биотита. Мусковитовые пегматиты развиты среди инъекционных полей, среди мусковитовых кварцитов, где развиты мусковитовые граниты. Наличие эпидота среди аксессуарных минералов гранитов отразилось и на пегматитах. Эпидотовые пегматиты развиты в районе к северу от оз. Иткуль.

Плагиоклаз пегматитов характеризуется данными табл. 11. Из этой таблицы видно, что в мусковитовых пегматитах статистически плагиоклаз более кислый. Цифры таблицы близки к тем, которые приведены для гранитов. Некоторые различия обусловлены, вероятно, ограниченным количеством изученных образцов (37) по сравнению с гранитом. Зональность плагиоклаза в пегматитах колеблется в тех же пределах, что и в гранитах (табл. 12).



Фиг. 10. Кварцевый диорит. Южнее 76 ж.-д. разъезда. Биотитово-кварцевый симплектит, развившийся за счет амфибола, остатки которого сохранились по краям симплектита

а — амфибол; б — биотит; эп — эпидот; с — симплектитовые вроски кварца в биотите

Таблица 11

Состав плагиоклаза пегматитов
(в % от общего числа наблюдений)

Порода	Процент анортита			Сумма
	0—9	10—20	20—30	
Мусковитовые пегматиты	27	59	14	100
Биотитовые и эпидотовые пегматиты	18	76	6	100

Таблица 12

Зональность плагиоклаза пегматитов

Зоны		№ ш л и ф а						
		48	230	810	1135	384а	982	351
Последовательные, начиная с ядра	1	19	16	16	17	17	16	18
	2	16	1	10	27	2	1	16
	3	—	—	5	—	—	—	19
	4	—	—	—	—	—	—	10

Примечание. № 48, 230, 810, 1135 — мусковитовые пегматиты; № 384а, 982 и 351 — биотитовые.

Эта таблица также отражает родство с гранитами, так как зональность колеблется в тех же пределах. Существуют и более редкие случаи обратной зональности, в изученных породах представленные единичным примером, причем пегматит, в котором наблюдалась такая зональность, встречен в виде жилы в слюдяно-гранатовых гнейсах, что, вероятно, и отразилось на составе плагиоклаза жилы благодаря процессам реакции с вмещающими породами.

Биотит в пегматитах развит в виде редких, крупных листочков; иногда он приурочен к трещинам и развит в виде пленочных листочков размерами до нескольких сантиметров. Мусковит представлен большими листочками, достигающими величины 20 см.

Из других минералов констатированы редкие кристаллы граната, а из аксессуарных — мелкие кристаллики эпидота. В эпидотовых пегматитах района оз. Иткуль кристаллы клиноцоизита достигают размеров 10 × 1 см. В некоторых пегматитах к северо-западу от оз. Окункуль часто развит магнетит. Иногда встречается гематит в виде кристаллов.

Мусковитовые пегматиты представлены главным образом плагиоклазовыми разновидностями. Породы, не содержащие микроклина, составляют $\frac{3}{5}$ от общего количества мусковитовых пегматитов. Разновидности с микроклином сложены большими зернами этого минерала, содержащими прожилки мелкозернистой генерации минералов. Эти минералы состоят из кварца, плагиоклаза и микроклина. Микроклин содержит пертитовые вросстки альбита. Мусковит приурочен к последней генерации минералов. Часто наблюдается замещение плагиоклаза микроклином и мусковитом, с образованием мирмекита и аналогичных по форме прорастаний с мусковитом. Нередко на крупных листочках мусковита

сохранились тонкие пленки и вроски резко отграниченного от него биотита, участками вдающегося по спайности мусковита. Они являются, вероятно, реликтами, сохранившимися при процессе мусковитизации. Крупные зерна плагиоклаза иногда образуют прорастания с кварцем. Лишь в одном случае был встречен крупнозернистый шахматный альбит, замещаемый мусковитом.

Мусковитовые пегматиты с гематитом и магнетитом развиты в восточной части района и иногда отличаются обилием кварца крупнозернистой структуры. Мусковит образует агрегаты среди кварца. Плагиоклаз в них представлен обычно олигоклазом № 20—27. Эти породы по обилию в них кварца напоминают отчасти перекристаллизованные флюидными компонентами кварциты. Вместе с магнетитом ассоциируются и другие акцессорные минералы. Зерна гематита имеют вид удлинённых ветвящихся прожилок, связанных с мусковитом. Примером пегматитов, связанных с переработкой слюдяных сланцев и кварцитов, могут служить кианитово-мусковито-кварцевые пегматиты восточной части района, прослеженные с перерывами от района к северо-западу от оз. Окункуль до горы Абросовки. Пегматитовые обособления, состоящие из кварца, мусковита (до 8 см) и кианита, здесь довольно часты. Кристаллы зеленого кианита, величиной до 5 см, расположены среди мусковита, будучи идиоморфны к нему. В них обнаружены редкие зерна гематита или магнетита. Полевошпатовая часть этих пород имеет иную структуру. Она представлена олигоклазом № 20 в виде мелкозернистых торцовых агрегатов, расположенных между кристаллами мусковита. Они проникают по трещинам спайности мусковита и свидетельствуют о более позднем внедрении в крупнозернистую породу. Среди плагиоклазовых участков кварц сохранился в виде ничтожных зернышек во включениях в плагиоклазах. Последние слегка серицитизированы.

Биотитовые пегматиты обычно содержат микроклин и обладают структурой крупнозернистого гранита. Иногда количество микроклина незначительно, и тогда он развит только в метасоматических вросках в плагиоклазе. Прорастания плагиоклаза и мусковита обычны. Изредка встречаются подобные же, сходные по форме с мирмекитами прорастания плагиоклаза и биотита. Местами происходило более позднее образование биотита, нарастающего на края листочков мусковита, врастающих в плагиоклаз. Кварц иногда развит в небольшом количестве, обычно вместе с биотитом в промежутках между зернами плагиоклаза.

В одном случае, в 3 квартале Сысертской дачи, среди амфиболитов встречен пегматит с примесью зеленой роговой обманки и эпидота. Состав плагиоклаза этих пород — олигоклаз № 28. По его зернам образовались чешуйки серицита и каолина, а также зерна эпидота.

Эпидотовые пегматиты представлены разновидностями с плагиоклазом, который иногда играет господствующую роль. Состав плагиоклаза соответствует № 12—14. Часто наблюдаются антипертиты и метасоматические вроски микроклина. Из слюд развиты биотит и мусковит, обычно вторичный по плагиоклазу. Эпидот в виде зональных кристаллов частично разъеден мусковитом, имеющим вид прожилок и веерообразных скоплений, проникающих по трещинкам в глубь минерала. Иногда наблюдается мелкозернистая вторая генерация минералов, состоящая из кварца, плагиоклаза, биотита и мусковита с зернами эпидота величиной до 2 мм. Вторая генерация содержит немного микроклина.

Аплиты и аплитовидные граниты довольно часто встречаются в виде жил как в гранитах, так и в породах кровли. Они отличаются от вмещающих пород более лейкократовым характером, но так как аплитовидная структура свойственна и вмещающим породам, то разница в составе и структурах теряется.

Плагиоклазиты представлены альбититами и корундово-плагноклазовыми жилами. Альбититы встречены в виде жил в окрестностях с. Мраморского — южнее дер. Косой Брод и в районе к северу от оз. Силач. В первом случае это мелкозернистая порода с небольшим количеством кварца и большим содержанием мусковита. Присутствует немного вторичного эпидота, пеннина и примеси титанита.

Альбитит у дер. Косой Брод рассланцован и перекристаллизован, с сохранением реликтовой аплитовой структуры. Его состав соответствует описанному выше.

Порода, встреченная в 4 км к северу от оз. Силач, состоит из альбита № 5, являющегося главным ее компонентом. Кроме него присутствует немного кварца и микроклина, развитых в виде мелких зернышек. Изредка встречаются листочки мусковита и зерна обычных акцессорных минералов.

Корундовый плагноклазит развит в виде жилы в эмесвиках к югу от р. Раскурихи, юго-западнее оз. Синары.

Г р а н и т - п о р ф и р ы пользуются широким распространением в окружающем массив районе, где они развиты в виде жил. Это светлые, мелкозернистые, плотные породы с двумя поколениями кристаллов, иногда ясно различимыми, иногда видимыми только под микроскопом. Нередко породы несут следы рассланцевания и серицитизации. Они развиты в районе к северу от города Сысерти встречаются в районе с. Мраморского и Полдневского и в Каслинской даче. По составу они аналогичны гранитам самого массива, но более кислые по сравнению с гранитами. Так, среди гранит-порфиров по составу плагноклазов породы с альбитом (№ 0—9) составляют 43%, с олигоклазом № 10—20 — 53% и с олигоклазом № 21—30 — всего 4%, тогда как у гранитов количество разновидностей с альбитом не поднимается выше 30%, а в среднем равно 23%.

Среди гранит-порфиров, развитых в районе города Сысерти, только в двух выходах из 15 изученных породы оказались содержащими микроклин, большинство же представлено альбитовыми гранит-порфирами. Вкрапленники альбита достигают 5 мм. Основная масса микроаплитовая. Во вкрапленниках плагноклаза иногда наблюдается зональность с составом: в ядре олигоклаз № 16 и в зонах № 13 и альбит № 5. Вкрапленники кварца наблюдались только в породах из окрестностей дер. Шабы и в 39 квартале Сысертской лесной дачи. Основная масса гранит-порфиров состоит из альбита и кварца и содержит почти всегда биотит, мусковит и редкие тонкие выделения магнетита. Встречаются псевдоморфозы лимонита по пириту. Изредка наблюдались мелкие, до 2 мм, зерна граната со скелетными формами развития, возникшими, вероятно, при процессах реакции гранит-порфиров с вмещающими породами. Вместе с биотитом иногда ассоциируются зерна апатита. При ясно выраженной сланцеватости биотит развит полосками, обтекающими вкрапленники. Замечается склонность плагноклаза к образованию лучистых сростков типа сферолитов. Количество кварца и микроклина невелико, что ставит породу близко к диорит-порфирам. Из вторичных минералов иногда присутствует эпидот.

Разновидности с микроклином содержат этот минерал иногда в основной массе, где он или образует небольшую примесь или же иногда играет значительную роль, и только в гранит-порфирах из района с. Каменского микроклин представлен в виде вкрапленников и в них выражено очень интенсивно замещение плагноклаза микроклином.

В районе с. Мраморского и дер. Косой Брод гранит-порфиры, развитые среди сланцев, приобрели местами характер п о р ф и р о и д о в, подвергшихся сильной мусковитизации и рассланцеванию с сохранением реликтовых структур. Большая их часть произошла из альбитовых гранит-

порфиров. Однако местами они сильно метаморфизованы. Так, в 0,8 км к северу от дер. Косой Брод они представлены blastoporphировыми альбит-хлоритовыми сланцами, содержащими небольшое количество карбоната. Отсутствие кварца в этом случае является показателем возможного развития пород за счет эффузивных альбитофигов. Там же имеются альбит-серицитовые сланцы с небольшим количеством кварца и хлорита. В районе к западу от 76 разезда имеются выходы микроклиновых гранит-порфиров, сходных с развитыми у города Сысерти.

В районе с. Полдневского встречаются гранит-порфиры, которые, наряду с вкрапленниками альбита, содержат вкрапленники кварца величиной до 1 мм, корродированные основной массой, состоящей из альбита, кварца и мусковита, содержание которого достигает 10%.

В окрестностях оз. Иткуль гранит-порфиры образуют многочисленные выходы в породах кровли массива. Их состав соответствует альбитовым гранит-порфирам, часто слегка рассланцованным и мусковитизированным и содержащим иногда в основной массе очень немного микроклина. Состав их плагиоклаза колеблется в пределах от альбита № 0 до альбит-олигоклаза № 16.

Альбитовые сиенит-порфиры принадлежат к редким жильным породам. Одно обнажение встречено к северо-западу от города Сысерти. Здесь плагиоклаз-альбит № 4 образует вкрапленники величиной до 3 мм в мелкозернистой (0,05 мм) основной массе, состоящей также из альбита. Последняя сильно серицитизирована, причем в расположении серицита обнаруживается сланцеватость. В породе довольно много псевдоморфоз лимонита по пириту размером до $1 \times 0,5$ мм, вокруг которых развиты венчики вторичного кварца. Кроме того, в породах имеются тонкие (2 мм) прожилки кварца с лимонитом, развившимся по сульфидам. В аналогичной породе из 16 квартала Сысертской дачи присутствует немного апатита.

Сиенит-порфир, сильно измененный, был встречен в 16 квартале Сысертской дачи в виде жилы среди филлитов. Он состоит из кварца, альбита № 7 и слюд. Выделения плагиоклаза, размерами 2 мм, переполнены тонкочешуйчатыми агрегатами серицита и биотита (мало). Основная масса пород состоит из агрегатов кварца и плагиоклаза с 25% биотита и 25% мусковита. Местами сохранилось немного микроклина.

Диорит-порфриты — тоже очень редкие жильные породы. Их выходы известны в нескольких местах в районе с. Каменского и Перескачки. Состав их плагиоклаза колеблется от андезина № 45 до альбит-олигоклаза № 16. Иногда в нем наблюдается зональность: в ядре его состав соответствует олигоклаз-андезину № 30, далее следует зона олигоклаза № 19, и наконец, кайма состоит из альбит-олигоклаза № 13. Вкрапленники представлены плагиоклазом и биотитом. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, иногда микроклином и биотитом. Обычные реакционные отношения, сказывающиеся в замещении плагиоклаза микроклином, имеются и здесь. Довольно много вторичного мусковита. Часты плировые, линзовидные обособления биотита. В некоторых породах наблюдается сланцеватость.

Диорит-аплитовые породы типа малхитов встречены только в одном выходе к югу от Раскурихинского болота, на южном конце массива. Они состоят из плагиоклаза № 23, зеленой роговой обманки и магнетита. Плагиоклаз составляет большую часть породы, образуя аплитовидные агрегаты с размером зерен 0,2—1 мм, редко до 2 мм. К ним присоединяется около 15% удлиненных неправильных выделений зеленой роговой обманки, а из акцессорных — титанит и апатит. Магнетит развит в промежутках между другими минералами. Порода представляет собой жильный диорит, связанный, по видимому, с интрузией габбро-перидотитов.

4. Продукты изменения гранитов

Грейзены встречены в двух местах. Впервые они были обнаружены в виде галек на террасовой россыпи р. Мочаловки, между Гольянским и Терсутским болотами, на высоте 10—15 м над уровнем реки. Позднее они были встречены в коренном залегании на просеке 153—166 кварталов Полевской дачи. Их развитие в этом районе связано с наличием большого количества выходов кварцевых жил и обусловлено, повидимому, гидротермальным воздействием. Это среднезернистые, довольно рыхлые вследствие выветривания породы, состоящие из кварца и зеленоватого мусковита. В шлифе обнаружены типичные состав и структура грейзенов. Кварц и мусковит образуют агрегаты зерен, причем мусковит распределен неравномерно. Констатированы ничтожные остатки микроклина, обнаруженные в виде тонких реликтов в кварце, реже встречаются остатки альбита.

5. Шабровский гранитный массив

Шабровский гранитный массив был нами изучен частично, для сравнения с Сысертским, так как они разделены полосой кровли боковых пород, имеющей строение синклинали. По внешним признакам шабровские граниты отличаются от сысертских. Они всегда массивны, среднезернисты и из цветных минералов содержат, кроме биотита, зеленую роговую обманку. В значительной части выходов они имеют порфировидный облик, так как содержат крупные, до 2 см, выделения розового микроклина. Породы обладают пологой пластовой отдельностью, падающей в направлении к контактам с постепенно увеличивающимся углом падения к краям массива. Это обуславливает общий куполовидный характер южной части интрузии. На ее территории довольно часто наблюдаются скалистые палатки гранитов.

Среди гранитов были встречены ксенолиты и жилы меланократовых пород, лейкократовые жилы и пегматиты.

Граниты Шабровского массива представлены крупно- и среднезернистыми роговообманково-биотитовыми или биотитовыми разновидностями. В них присутствуют микроклин, плагиоклаз, кварц, роговая обманка и биотит, а из второстепенных минералов — апатит, титанит, магнетит и эпидот. Роговая обманка и биотит образуют местами скопления. Крупные порфировые выделения микроклина содержат включения плагиоклаза размерами 0,5 мм и биотита. Местами наблюдаются участки мелкозернистой структуры, сходные с прожилками и являющиеся следствием протоклаза. В них плагиоклаз и биотит расположены потоками, имеющими вид коррозионных прожилков. Они сопровождаются титанитом и эпидотом, причем титанит идиоморфен по отношению к микроклину и кварцу. Плагиоклаз, включенный в микроклин, зонален: в ядре — альбит-олигоклаз № 14 и в краевой зоне — альбит № 5. Крупные зерна плагиоклаза отличаются выраженной зональностью: в ядре их расположены чередующиеся зоны состава олигоклаз № 16—20, к краям наблюдается поокисление плагиоклаза до № 11, а тонкая краевая зона соответствует альбиту № 2. Последние две зоны подверглись мирмекитизации. Зеленая роговая обманка развита в подчиненном количестве и окружена замещающим ее биотитом.

В последовательности образования минералов резко выражена ранняя кристаллизация плагиоклаза по сравнению с микроклином и биотитом. Биотит, мусковит и эпидот частично развились вторично по плагиоклазу, причем эпидот образовался в плагиоклазе часто в сопровождении микроклина, проникающего в плагиоклаз нередко по двойниковым полоскам. Мусковит также является спутником эпидота. Образование эпидота пред-

ставляет результат замещения плагиоклаза микроклином и мусковитом, причем анортитовая составляющая плагиоклаза переходит в эпидот.

Ж и л ы л е й к о к р а т о в о г о г р а н и т а встречаются среди роговообманково-биотитовых гранитов. Из цветных минералов они содержат биотит. Плагиоклаз в них имеет в среднем состав альбит-олигоклаза № 16, но часто зонален, имея в ядре состав № 25, в промежуточной зоне — № 16 и на краю — № 5. Более крупные зерна, около 3 мм, обладают правильными формами. Они корродированы более мелкозернистыми агрегатами плагиоклаза с большим количеством микроклина, кварца и биотита. Эпидот вторичен по плагиоклазу, но встречается также вместе с биотитом, будучи окружен его листочками. Биотит вместе с мусковитом пронизывает мелкие зерна плагиоклаза. Титанит идиоморфен по отношению к микроклину и биотиту. В общем же структура близка к аплитовой, только со слабо выраженным идиоморфизмом плагиоклазов.

Д и о р и т - п о р ф и р и т ы содержат вкрапленники зонального плагиоклаза, реже — биотита и кварца. Основная масса сложена плагиоклазом, кварцем и биотитом. Зерна микроклина редки. Редок также и мусковит. Среди аксессуарных минералов встречаются титанит и апатит.

К с е н о л и т ы представлены кварцевыми диоритами. Они редки и встречены в палатках гранита в южной части массива. Их плагиоклаз в среднем соответствует олигоклазу № 24, но обладает зональным строением. Насчитывается от 3 до 9 зон с чередованием от ядра № 29, 28, 23, 28, 22, 27, 20, 27, 21 и в более мелких зернах — № 27, 16, 2. Чем меньше величина зерен, тем меньше в них зон и тем кислее их состав, что свидетельствует о постепенности зарождения центров кристаллизации, причем крупные выделения продолжали в то же время кристаллизоваться. Темнозеленая роговая обманка редко образует зерна величиной до 2 мм. Они частично замещены листочками биотита.

Вместе с биотитом образовалось немного вростков кварца. Биотит развит и в виде самостоятельных зеленовато-коричневых листочков. Они приурочены к границам зерен плагиоклаза, кварца и других минералов. Частично они замещают и плагиоклаз, ассоциируясь с мусковитом и микроклином, развитым в форме пятнистых новообразований в плагиоклазе, а иногда в виде полосок в ассоциации с эпидотом. Эпидот развит также в ассоциации с биотитом и апатитом. Кристаллики апатита, включенные в роговую обманку, встречаются реже и мельче по размерам, тогда как в листочках биотита между плагиоклазами их много и они достигают размеров 0,3 мм. Титанит в виде правильных кристаллов приурочен исключительно к этой ассоциации минералов. Плагиоклаз идиоморфен по отношению к кварцу, ассоциирующемуся с биотитом. Кристаллы апатита встречены во включениях в титаните. Все аксессуарные минералы связаны с биотитом, микроклином и кварцем.

Подводя итоги краткому описанию шабровских гранитов, можно отметить, что по составу они сходны с гранитами сысертской интрузии. Отличительной чертой их состава является наличие роговой обманки, развитой почти исключительно в западной половине исследованной площади.

В структурном отношении отмечена разница в величине порфировых выделений микроклина и текстуре. Общее впечатление, полученное при изучении этих гранитов, сводится к тому, что они отвечают несколько более высокотемпературной стадии развития в серии дифференциатов, так как содержат амфибол, являющийся более ранним членом кристаллизационного ряда по сравнению с биотитом. Их массивная текстура обуславливает наличие гипидиоморфных структур, сравнительно редких у сысертских гранитов. Процессы метасоматических реакций и состав последних стадий кристаллизации в обоих гранитах одинаковы, но степень проявления их различна. В сысертском гранитном массиве минералы поздней стадии

кристаллизации ориентированы давлением, в Шабровском массиве такой ориентировки нет. Магма обоих массивов возникла из одного источника, но способ образования и геологическая обстановка обеих интрузий были различны. Шабровский массив застывал в относительно спокойных условиях, без влияния бокового давления и, повидимому, внедрился позднее. Явления контаминации, вероятно, играли некоторую роль при образовании Шабровского массива, так как появление в гранитах роговой обманки происходит с приближением к габброидным породам Уктусского массива. Однако, как показали наблюдения, на поверхности граниты отделены от габброидов узкой изоляцией в виде кварцитов и змеевиков метаморфического комплекса.

6. Общие черты состава и структуры сысертских гранитоидов

Гранитоиды, описанные выше, обнимают обширную семью горных пород от диоритов и диорит-порфиров, через граниты, до аплитов, пегматитов и гранит-порфиров. Общим для них является их минералогический состав. Отличительным признаком служит большая кислотность плагиоклаза мусковитовых и жильных гранитоидов, если рассматривать их в средних цифрах. Состав плагиоклаза в отдельных породах разных типов гранитов и их жильных дифференциатов колеблется в одинаковых пределах, кроме диорит-порфиров, которые обладают несколько более основным характером плагиоклаза. Среди жильных пород выделяются редкие альбитовые сиенит-порфиры. Их состав отличается от состава гранит-порфиров содержанием небольшого количества кварца или полным его отсутствием.

Связь этих пород с Сысертским гранитным массивом сказывается в появлении в них местами микроклина и в наличии биотита. Эти черты сходства жильных продуктов с массивом свидетельствуют об их генетической связи с ним. И действительно, породы жильной свиты развиты только в окружающей граниты среде. Альбитовые гранит- и сиенит-порфиры, являющиеся жильными породами, в которых количество микроклина и кварца прогрессивно возрастает, связываются с гранитами в один ряд. Это доказывает, что эти жилы являются отпрысками массива среди пород кровли. Интрузия совершалась под сильным давлением. Благодаря этому большая часть жил гранитов и их порфировых разновидностей имеет характер пластовых залежей, интродуцированных согласно со слоистостью или сланцеватостью. Весь массив в целом имеет конкордантный характер. Однако наблюдаются и явные признаки интрузивных отношений с разрывом слоев и пород. Наиболее ярким примером служат многочисленные ксенолиты змеевиков, оливин-бронзитовых, актинолитовых и антофиллитовых пород, видимых в районе Терсудского болота. Эти факты говорят против развития интрузии на месте путем гранитизации и плавления, возможность чего дискутируется в современной геологической литературе.

Тем не менее, процессы инъекции и гранитизации имели развитие на территории массива, о чем свидетельствует все предыдущее описание. Во многих случаях видны ничтожные по размерам, в несколько миллиметров, реликты кварцитов с торцовой структурой, окруженные гранитным материалом. Можно наблюдать местами проникновение биотита с акцессорными минералами между зернами кварца или плагиоклаза гнейсов и кварцитов. Встречаются признаки фельдшпатизации кварцитов в районе восточной части массива. Плагиоклаз в них охватывает зерна кварца, включая их и выполняя роль цемента. Такие же явления наблюдались и в юго-западном углу массива. Из сопоставления этих данных следует, что граниты были интродуцированы в виде жидкой магмы, богатой агентами-минерализаторами. При интрузии последние создали обширный фронт мигматизации с инъекцией

и частичной гранитизацией. Мобилизация материала сланцев привела в восточной части района, сложенного плагиоклазовыми инъекционными гнейсами, к явлениям инъекции регенерированного материала. Последний отличается от инъекций гранитного материала отсутствием микроклина и, обычно, более основным составом плагиоклаза, аналогичным составу плагиоклазов вмещающих пород. Между гранитными инъекциями и мобилизованным материалом имеются все переходы в связи с тем, что растворение произведено гранитными растворами.

Общая картина метаморфизма соответствует явлениям, описанным в последнее время в литературе для древнейших отложений Шварцвальда (Hoernes, 1940; Erdmannsdörfer, 1936), для Финляндии (Wegman and Krank, 1931) и для Америки (Andersson, 1937).

Вопрос об источнике гранитной магмы остается открытым. Можно предположить, что генезис ее связан с селективным выплавлением гранитного состава из гнейсов и сланцев в более глубоких частях земной коры, аналогичным процессам гранитизации, наблюдаемым на современном эрозионном уровне. Однако в пользу этого нет объективных данных.

В связи с предыдущим изложением интересны структуры гранитоидов района. Гнейсовидная текстура сысертского плутона отражает условия кристаллизации: она сказывается в положении листочков биотита и мусковита. К центральным частям отдельных участков плутона она становится менее отчетливой и, наконец, исчезает; в середине этих участков текстура массивна. Вместе с тем появляются признаки гипидиоморфизма плагиоклаза, отсутствующие в других частях и нарушенные также и здесь явлениями коррозии и магматического метасоматизма. В гнейсовидных участках те же структуры ориентированы давлением. Ранние выделения плагиоклаза с признаками протоклаза сильно замещены микроклином и кварцем с участием биотита и акцессорных минералов. При этих процессах перекристаллизации создаются явления пойкилобластеза, ведущие к образованию округлых включений кварца в микроклине или плагиоклазе.

Подвижность компонентов последней генерации минералов, состоящей из кварца, микроклина и слюд вместе с акцессорными, не раз отмечалась в литературе. Андерсон (Andersson, 1937) отмечает, что последовательность выделения минералов при проникновении этих агентов путем метабластеза соответствует кристаллизации их в граните, где биотит также относится к поздним продуктам. Е. А. Кузнецов (1930) при описании садонских гранитов констатировал аналогичные структуры в гипидиоморфнозернистых гранитах. Далее они описаны для Борзовки (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931) и других районов. Везде биотит относится к поздним компонентам, предшествующим микроклину.

По структурам пород Сысертского массива видно, что биотит и микроклин возникают при метасоматических процессах совместно. Они сопровождаются коррозией плагиоклаза, созданием мирмекитов и сходных с ними сростков мусковита, биотита и плагиоклаза, с соответственным выделением кристалликов и зерен эпидота, ассоциирующегося с титанитом и апатитом. Выпадение эпидота может быть объяснено отложением анортитовой составляющей плагиоклаза, подвергшегося калиевому метасоматизму, в виде нового минерала. Это явление также было описано Е. А. Кузнецовым для садонского гранита (1930).

Позднее сходные объяснения структур гранитов были даны А. И. Волженковым (1940_{1,2}). Перемещения этих агентов, происходящие при гранитизации, как это объясняют Г. Д. Афанасьев (1949), Андерсон (1937), Хенес (Hoernes, 1940), Седергольм (Sederholm, 1907) и др., свидетельствуют о том, что образование названных минералов происходит при участии явлений пневматолита и что последняя генерация минералов гранитов, начинающаяся с образования акцессорных минералов и часто амфибола и

продолжающаяся стадией выделения биотита, калиевого полевого шпата и кварца, является стадией кристаллизации с участием летучих компонентов. Поэтому эта стадия была названа магмато-пневматолитической. При кристаллизации в спокойных, статических условиях она дает обычные гипидиоморфные структуры с реакциями метасоматизма или без них. В условиях динамометаморфизма развиваются аплитовидные структуры. Подвижные магмато-пневматолитические растворы освобождаются и, перемещаясь, участвуют в явлениях инъекции и палингенеза. Активная роль водяных паров особенно сказывается в образовании мирмекита и симплектитов, представленных пертитами, прорастаний плагиоклазов с мусковитом, кварца с мусковитом и биотитом и пр.

В связи с этим интересны факты связи мусковита и биотита с микроклином и то обстоятельство, что мусковитовые пегматиты района в большей части или содержат мало микроклина, или лишены его. В них вместо калиевого полевого шпата развился мусковит. Это лучше всего может быть объяснено с точки зрения, предложенной А. Е. Ферсманом (1940): гидролизом ортоклаза в расплаве с образованием мусковита. Образование мусковитовых пегматитов приурочено в больших количествах к районам, где в граниты погружены участки кровли в виде мусковитовых кварцитов или слюдяных сланцев.

В 1950 г. появилась работа Н. Г. Судовикова, характеризующая огромную роль процессов гранитизации для пород Карелии. В этой работе автор становится полностью на точку зрения метасоматического и палингенного происхождения гранитов. С критикой этих взглядов выступил проф. Н. А. Елисеев (1951), указывавший на необоснованность многих выводов, ведущих к отрицанию гранитной магмы как таковой. Напомним, что Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1939), не отрицая возможности явлений палингенеза, считал всегда существующей и самостоятельную гранитную магму.

7. К химической характеристике сысертских гранитоидов

Для гранитов Сысертского массива были сделаны три химических анализа, приведенных в табл. 13. Четвертый анализ взят из работы В. В. Аршинова, Б. П. Уральского и А. П. Бочаровой (1937).

Таблица 13

Химический состав сысертских гранитов

№ п/п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O—	P ₂ O ₅	Сумма
1	71,60	0,20	16,22	1,87	—	0,24	0,14	1,40	4,42	3,35	0,32	0,23	—	99,79
2	72,95	0,13	17,44	0,31	—	—	0,36	1,68	3,40	2,76	0,54	0,18	—	99,29
3	71,39	0,15	15,35	0,80	0,62	0,04	0,27	1,85	2,99	5,73	0,27	0,02	0,12	100,10
4	73,93	0,07	15,10	0,42	0,31	Следы	0,26	0,17	4,47	4,75	0,44	0,14	—	100,06

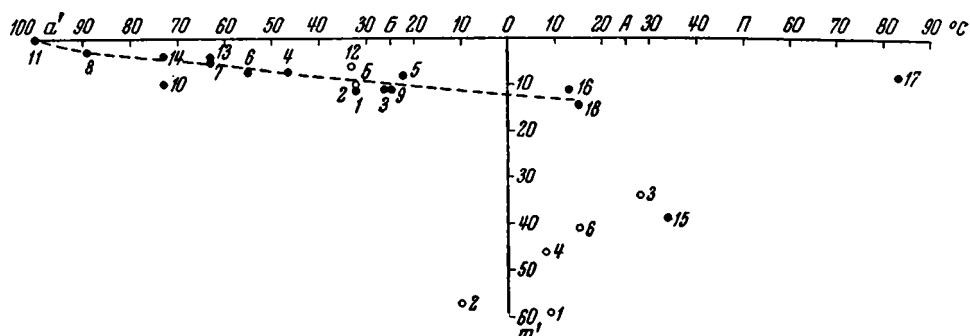
Примечание. 1 — двуслюдяный гранит из южной части Сысертской дачи; 2 — мусковитовый гранит, западный берег оз. Иткуль; 3 — гранит из северной части Каслинской дачи; 4 — гранит близ Терсутского болота.

Состав гранитов (№ 1—4 табл. 13), пересчитанный на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, дал результаты, представленные в табл. 14.

Таблица 14
Числовые характеристики сысертских гранитов

№ п/п.	S	a	c	b	n	a'	m'	f'	Q
1	78,7	15,2	1,6	4,5	69	63	5	32	+23,4
2	78,9	11,0	1,9	8,2	65	89	3	8	+30,2
3	80,1	14,7	2,2	3,0	44	25	11	64	+24,7
4	80,0	16,0	0,2	3,8	59	73	10	17	+25

На основании химического анализа можно принять, что в биотитовом граните № 3 состав биотита характеризуется соотношением $a' : m' : f' = 25 : 11 : 64$ (фиг. 11). На фигуре видно, что все четыре анализа, представленные соответствующими им точками, лежат на одной линии, соединяющей состав мусковита (100 a') с составом биотита анализа № 3 (на фиг. 11 точки 7, 8, 9 и 10). Отсюда можно вывести заключение, что состав биотита во всех четырех породах, взятых из различных частей массива, отличается постоянством и что гранит № 1 — почти чисто мусковитовый.



Фиг. 11. Диаграмма компонентов a' , c' , m' , f' , входящих в характеристику гранитов Сысертского массива, по А. Н. Заварицкому.

А — точка, соответствующая пересечению линии составов амфибола с осью абсцисс; П — соответствующая точка для составов пироксена (диопсидового ряда); Б — то же для составов биотита. Точка, соответствующая содержанию чистого мусковита, находится в a' . В точке c' проектируются составы эпидота и титанита как минералов, содержащих кальций. Полые кружки — точки, соответствующие анализам табл. 17

Для произведенных нами количественно-минералогических анализов горных пород был применен метод пересчета, предложенный Е. А. Кузнецовым (1947), путем непосредственного перехода от минералогического состава к проекционным числам и коэффициентам (S , Q), минуя пересчет на химический состав. При этом состав биотита принят по химическим анализам гранитов табл. 13 и 14.

Для примера приведем расчет минералогического состава двуслюдяного гранита по предлагаемому способу. Его состав повторен в табл. 15.

Согласно формуле альбита $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6(\text{O}_{18})$, его состав можно представить как результат реакции нефелина и кремнезема по формуле: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2(\text{O}_8) + 4\text{SiO}_2$. В предлагаемом методе расчета в проекционные числа входят

Пересчет минералогического состава двуслюдяного гранита на проекционные числа

Минералогический состав (в %)		S	Q	A	C	M
Плаггиоклаз № 16	46,8					
Альбит	39,3	23,6	15,7	23,6	—	—
Анортит	7,5	3,0	3,0	—	4,5	—
Микроклин	23,4	14,0	9,4	14,0	—	—
Кварц	23,5	23,5	23,5	—	—	—
Биотит	3,6	1,2	—	2,4	—	1,2 $k:n:c = 30:59:11$
Мусковит	2,6	1,3	0,6	1,3	—	0,7 $a':m':f' = 63:5:32$
Акцессорные минералы	0,1	—	—	—	—	0,1 $q = +23$
	100,0	66,6	52,2	41,3	4,5	2,0

все атомы, имеющиеся в составе теоретических минералов, кроме кислорода, в атомных процентах. Нефелин содержит шесть атомов и может быть обозначен как $6Ne$. В то же время требуемое количество кремнезема для реакции равно $4Q$, где $Q = SiO_2$. В альбите имеется 10 атомов, кроме кислорода. Таким образом, указанную выше формулу можно написать схематически так: $6Ne + 4Q = 10Ab$.

Согласно этой схеме, в 39,3% альбита должно содержаться 23,6% нормативного нефелина и 15,7% Q . Эти данные можно прямо внести в таблицу проекционных чисел (табл. 15). Для анортита состав $CaCl_2Si_2(O_8)$ может быть дан в виде $CaAl_2(O_4) + 2SiO_2$, т. е. $3C + 2Q$. Состав анортита выражается, таким образом, как $3C + 2Q = 5An$. Согласно этой схеме, за счет 7,5% анортита в составе плаггиоклазов будет получено $\frac{7,5 \times 3}{5} = 4,5\% C$ и соответственно 3% Q . Микроклин, аналогично альбиту, может быть дан в виде состава калиофилита и кремнезема ($6Kp + 4Q = 10Or$). Из 23,4% микроклина, имеющихся в составе породы, будет получено $\frac{23,4 : 6}{10} = 14,0 Kp$ и 9,4 Q . Весь кварц, имеющийся в составе породы, переходит в состав Q . Для расчета биотита можно воспользоваться или средним составом биотитов из гранитов, данным П. Н. Чирвинским (1928), или же любым конкретным анализом, так как количество его в граните очень невелико, и большого влияния на величину проекционных чисел индивидуальные вариации состава биотитов оказать не могут. Можно воспользоваться и теоретической формулой биотита для получения главных проекционных величин. Состав биотита $K_2H_2Mg_2Al_2Si_3(O_{12})$ может быть дан в схеме как 9 B . Из этого количества атомов может быть получено по формуле: $9B = 6Kp + 3Fo$, т. е. шесть атомов в составе калиофилита и три атома в составе ортосиликата магния и железа. Соотношение магния и железа в составе биотита пока не учитывается, а весь биотит принимается как чисто магнезиальный. Исходя из этих отношений, из 3,6% имеющегося в породе биотита можно получить $\frac{3,6 \times 6}{9} = 2,4 Kp$ и соответственно 1,2 M . Мусковит также даст согласно его формуле $12Mu = 6Kp + 3Sil + 3Q$. 3 Sil обозначает Al_2SiO_5 и характеризует избыточный алюминий, входящий в проекционное число a' . Это количество a' входит в состав проекционного числа M . Согласно этому, из 2,6% мусковита, имеющихся в породе, будет получено $\frac{2,6 \times 6}{12} = 1,3\% Kp$, входящего в проекционное число A , и соответ-

ственно 0,6% $M(a')$ и 0,6% Q . Аксессуарные, ввиду наличия среди них преимущественно апатита, могут быть целиком присоединены к M .

Для выяснения общего содержания кремнезема в составе породы необходимо выделить весь кремнезем, согласно вышеприведенным формулам, в первую колонку коэффициента (S). По существу эта цифра не столь необходима, так как она близка по величине к цифре, характеризующей содержание кремнезема в самом анализе. В альбите имеется шесть атомов кремния — столько же, сколько их присутствует и в составе нефелина; следовательно, расчетов не требуется. В анортите это количество равно содержанию Q , а в ортоклазе — величине Kp . Кварц входит в это количество полностью, в биотите кремнезема около трети от его состава, а в мусковите — половина. Общий итог всех цифр в соответствующих колонках дает проекционные числа и коэффициенты, характеризующие химический состав породы. Отношения нормативных количеств ортоклаза, альбита и анортита полностью соответствуют отношению вычисленных величин $Kp : Ne : C$. Здесь могут возникнуть некоторые несоответствия, поскольку мы принимаем чистые теоретические формулы минералов. Но в ортоклазе всегда имеются натрий и кальций, в плагиоклазах — некоторое количество калия; в среднем они уравниваются друг другом. Для большей точности, в тех случаях, когда имеется диспропорция в содержании плагиоклазов и ортоклаза, необходимо принять среднее содержание натрия в ортоклазе гранитов и калия в составе плагиоклазов, для чего можно воспользоваться средними составами этих минералов, данными П. Н. Чирвинским (1928). Для расчетов a' , c' , m' и f' по химическим анализам поступаем так же, как и по методу А. Н. Заварицкого. При расчете по минералогическому составу следует использовать все возможности, а именно: 1) или отношения соответственных величин в средних составах пороодообразующих минералов, по П. Н. Чирвинскому, 2) или конкретные анализы, если они имеются, 3) или соотношения компонентов магнетитно-железистого ряда в их составе на основании тщательного определения оптических свойств минералов, что легко сделать для многих минералов с достаточной для метода точностью.

В нашем случае отношение магния и железа в составе биотита может быть выведено на основании имеющихся химических анализов пород. Они показывают, что в большинстве гранитов Сысертского массива соотношения $a' : m' : f' = 25 : 11 : 64$, т. е. соответствуют средней формуле биотитов, но с повышенным количеством железа (см. анализ биотитового гранита). В двуслюдяных гранитах оно нарушено присоединением мусковита, а в мусковитовых гранитах это изменение отношений еще увеличивается в пользу a' . Теоретическая точка состава мусковита на диаграмме фиг. 11 равна $100a'$. Постоянство состава биотита в сысертских гранитах позволило принять этот состав и для расчета всех остальных гранитоидов массива. Средний биотит всех гранитов, по П. Н. Чирвинскому, содержит приблизительно равные количества магния и железа, реальный же биотит сысертских гранитов богаче железом и ближе к лепидомелану, что находится в соответствии с несколько повышенной щелочностью многих пород массива. В результате таких пересчетов были получены данные табл. 16 (№ 1—9). Номера пород 7, 8 и 9 соответствуют гранитам, химический состав которых представлен в табл. 14 (№ 1, 2, 3), а № 10 соответствует граниту № 4 табл. 14. Полученные при пересчете цифры взяты в виде целых чисел, так как десятые доли — чисто условные и не соответствуют ни точности метода, ни практическому значению для характеристики пород.

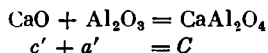
Из таблицы видно сходство и различие гранитоидов массива. Резко выступает пересыщенность пород алюминием, кроме пород диоритового ряда, которые, хотя и содержат биотит, но наряду с ним имеют в составе эпидот. Последний, согласно его теоретической формуле, содержит избыток

Проекционные числа и коэффициенты сысертских гранитоидов

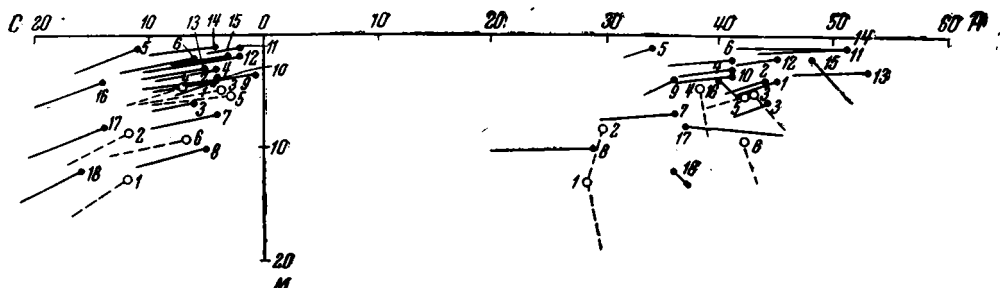
№ п/п.	S	Q	A	C	M	K	n	c	'	c'	m'	f'	q
1	62	46	45	5	4	36	56	8	32	—	11	57	+11
2	64	48	44	4	4	35	55	9	32	—	11	57	+18
3	64	47	44	3	6	54	39	7	26	—	11	63	+19
4	66	52	41	5	2	38	52	10	47	—	7	46	+24
5	65	54	34	11	1	17	59	24	22	—	8	70	+24
6	66	51	41	6	2	23	65	12	55	—	7	38	+24
7	67	53	36	4	7	30	59	11	63	—	5	32	+23
8	69	56	29	5	10	30	55	15	89	—	3	8	+30
9	67	54	36	6	4	49	37	14	25	—	11	64	+25
10	69	55	41	0,5	3,5	41	58	1	73	—	10	17	+25
11	63	45	51	2	1	70	25	5	100	—	—	—	+9
12	62	46	46	6	2	4	84	12	33	—	6	61	+11
13	58	40	53	5	3	35	56	9	63	—	4	33	+1
14	61	44	51	4	1	34	58	8	73	—	4	23	+7
15	63	47	48	3	2	40	54	6	—	33	39	28	+12
16	55	42	40	14	4	14	62	24	—	13	11	76	+1
17	54	40	37	14	8	8	64	28	—	83	8	9	+3
18	52	36	36	16	12	19	58	23	—	15	14	71	—2

Примечание. 1 — гранит двуслюдяный, гора Остренькая; 2 и 3 — биотитовые граниты; 4 — двуслюдяные граниты; 5 — биотитовые трондьемиты; 6 — мусковитовые трондьемиты; 7, 8, 9, 10 — граниты, соответствующие № 1—4 табл. 14; 11 — калиевые сиениты; 12 — натровые сиениты; 13, 14 — то же; 15 — пироксен-роговообманковые сиениты; 16, 17 и 18 — кварцевые диориты.

кальция, увеличивающий значение числа c' , которое с эквивалентным количеством a' , получающимся из биотита, дает C согласно схеме:



Пироксен-роговообманковые сиениты также обладают в проекционном количестве M группой c' . Часть биотитовых гранитов (№ 1) очень близка к граносиенитам (№ 11). Резко выступает разница между калиевыми и натровыми граносиенитами (№ 10 и 11). Соответственно основности гранодиоритовых и сиенитовых пород количество свободного кремнезема в них



Фиг. 12. Диаграмма химического состава гранитоидов Сысертского массива по табл. 16 (черные кружки) и по табл. 17 (полые кружки)

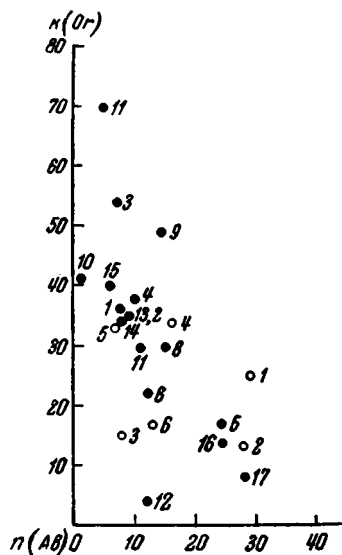
понижено и при наличии кварца в породах доходит до —2 у самых основных разновидностей. Причиной этого является отчасти наличие магнетита, апатита и эпидота, а также основность минералов группы слюд.

На основании данных табл. 16 горные породы, представленные в ней, характеризуются как гранитовые и граносиенитовые, частью с повышен-

ной щелочностью (№ 10, 12, 13 и 14). Основные диоритовые разновидности занимают промежуточное место между трондьемитовыми, кварцево-диоритовыми и тоналитовыми типами.

На фиг. 12 даны проекции точек табл. 16 по способу А. Н. Заварицкого. На фиг. 13 приведены вариации полевошпатового состава пород. Из них видно наличие калиевых и натровых фаций и накопление анортита в диоритовых породах. На фиг. 11 даны вариации состава цветных компонентов (характеристика *b* А. Н. Заварицкого, *M* — табл. 16). На фигуре отмечено наличие постепенных переходов от чисто мусковитовых к биотитовым разновидностям пород. Судя по химическим анализам, биотит богат железом и близок к лепидомелану. В сиенитах с пироксеном и роговой обманкой, а также в гранодиоритовых разновидностях имеется *c'*. В одном из диоритов (№ 17) *c'* достигает значительной величины вследствие содержания эпидота, титанита и апатита.

На фиг. 11, 12 и 13 нанесены также точки, соответствующие химическим анализам гранодиоритов Шабровского массива (полые кружки), опубликованным в работе Д. С. Штейнберга (1944). Из положения точек видно, что породы действительно приближаются по составу к гранодиоритам и к породам ксенолитов более основного состава, встречающихся в Сысертском массиве (точки 17, 18 и 8). Тот же автор отмечает наличие среди шарташских гранитов разновидностей граносиенитового состава, сходных с описанными нами среди сысертских гранитоидов. Особенно сильное сходство наблюдается между коэффициентами пород Сысертского массива и пород жильной серии Березовского месторождения, по данным Д. С. Штейнберга (1944). Их проекционные числа приводятся в табл. 17.



Фиг. 13. Диаграмма состава полевых шпатов сысертских гранитоидов по табл. 16 и 17 (соответственно черные и полые кружки)

Таблица 17

Проекционные числа гранитоидов Шабровского и Шарташского массивов, сходные с аналогичными числами сысертских гранитоидов

№ п/п	S	Q	A	C	M	k	n	c	α'	c'	m'	f'	q
1	60,5	46,7	28,5	11,9	12,9	25	46	29	—	9	60	31	+15,5
2	62,9	50,2	29,8	11,5	8,5	14	58	28	10	—	57	33	+19,9
3	64,3	48,4	43,0	3,6	5,0	15	77	8	—	28	34	38	+18,0
4	64,1	49,9	38,3	7,0	4,8	34	50	16	—	8	46	46	+18,1
5	63,4	49,9	42,1	2,8	5,2	33	60	7	32	—	10	58	+18,2
6	59,0	42,0	42,1	6,6	9,3	17	70	13	—	15	11	44	+6,4

Примечание. 1 — гранодиорит Шабровского массива (Штейнберг, 1944, № 3); 2 — то же (№ 50); 3 — плагиогранит-порфир, Шарташ (Штейнберг, 1944, № 67); 4 — адамеллит-порфир, Шарташ (там же, № 66); 5 — гранит-порфир, Березовск (там же, № 70); 6 — плагио-граносиенит. жильный, Шарташ (там же, № 68).

8. О явлениях метаморфизма в сысертских гранитах

Вмещающие породы в контакте с гранитами подверглись сильнейшему метаморфизму. Первичный состав этих пород — кремнистые и глинистые осадки, иногда аркозы, с прослоями мраморов и основных эффузивных пород и их туфов, а также пластовых интрузий габбро, пироксенитов и перидотитов. Все они претерпели метаморфизм и дали, в зависимости от состава, различные описанные выше гнейсы и сланцы. Интересен метаморфический ряд перидотитов и пироксенитов, описанный В. С. Коптевым-Дворниковым и Е. А. Кузнецовым (1931), В. В. Аршиновым и др. (1937). Породы, включенные в граниты или входящие в непосредственный контакт с ними, представлены оливин-бронзитовыми и оливин-энстатитовыми породами. С удалением от контакта они переходят в актинолитовые или антофиллитовые породы и сланцы, а с еще большим удалением — в хлоритовые и тальково-карбонатные породы и, наконец, в змеевики антигоритового ряда, часто с карбонатом и небольшим количеством образований талька и хлорита.

Вопрос о происхождении оливина и бронзита за счет первоначальных пород в виде антигоритовых змеевиков решается в положительном смысле. В пользу этого свидетельствуют явления зональности метаморфизма, отмеченные выше, структурные формы развития пород и развитие вне гранитного влияния исключительно антигоритовых змеевиков с редкими и незначительными остатками оливина.

Замещение змеевиков тальком, хлоритом и карбонатом ясно из многочисленных описаний, в особенности для района с. Мраморского и других мест. Вместе с тем в оливин-бронзитовых породах всегда наблюдаются стадии влияния более холодных растворов — кремнекислых, глиноземистых и углекислых, вызывающих позднейшую актинолитизацию или антофиллитизацию, развитие хлорита, талька и карбоната. Более поздняя гидратация оливин-бронзитовых пород ведет к развитию хризотила за счет остатков оливина или же за счет актинолита и бронзита.

Процесс турмалинизации заходил далеко от массива в толщу плагиоклазовых гнейсов (город Сысерть) или змеевиков и хлоритовых пород (Косой Брод, Мраморское, хромиты к югу от Шабровского массива). Наименее интенсивный, редко наблюдаемый метаморфизм сказывается в образовании мелкозернистых роговиков. Явления пневматолита сказались в образовании грейзенов. В ряде кварцитов, гнейсов и амфиболитов интересны взаимные переходы и образование пород с обилием граната, эпидота, ставролита, кианита, слюды, голубовато-зеленого амфибола или, реже, — минералов, близких кунффериту, с пойкилобластовыми до гелицитовых и ситовидных структурами.

Рассмотрим теперь метаморфизм горных пород в контактовой области Сысертского массива с точки зрения учения о зонах и фациях метаморфизма. Согласно учению о зонах метаморфизма, состав большинства пород, развитых на территории массива и на непосредственном контакте с ним, относится к мезозональным условиям. Действительно, в них развита ассоциация таких типоморфных минералов, как роговая обманка, средний плагиоклаз, кианит, ставролит и слюды. Только местами встречаются минералы, развивающиеся в условиях высокой температуры. К числу их относится спорадически встречающийся силлиманит, вероятно являющийся реликтовым минералом, так как он развит в кварцитах вместе со ставролитом. Иногда в роговиках, тоже спорадически, развит основной плагиоклаз, что свидетельствует о высоких температурах образования минералов. Наконец, среди продуктов метаморфизма ультраосновных пород имеются ассоциации минералов, из которых наивысшей стадией метаморфизма в отношении температуры образования являются минералы

группы оливина и ромбического пироксена. Они могут быть отнесены к представителям катаметаморфизма. Вместе с ними изредка встречается корунд.

Однако даже на территории самого массива среди ксенолитов ультраосновных пород имеются и более низкотемпературные минеральные ассоциации. Обычно встречаются псевдоморфозы амфиболов по оливину и энстатиту или наблюдается замещение их хлоритами, тальком, карбонатами и, как одним из поздних минералов по времени образования, следующим за другими, перечисленными выше, — хризотиловым серпентином, который замещает как оливин, так и пироксены с амфиболами. Этот ряд последовательно развивающихся минералов свидетельствует о том, что первоначально сильно нагретые породы постепенно подвергались охлаждению. В системе, окружающей эти минералы, присутствовали вода и углекислота, вероятно, в растворах имелись также кремниевая кислота и окись алюминия. В результате остывания устойчивые при высокой температуре минералы группы оливина и ромбических пироксенов вступали в реакцию с образованием алюмосиликатов, если присутствовал в системе глинозем или если он был принесен извне растворами. При наибольшем охлаждении образовались карбонаты, хлориты и хризотил.

На основании приведенных данных можно построить картину глубокого метаморфизма в недрах геосинклинали при прогревании гранитами под большим давлением вышележащих толщ. Позднее, при поднятии и разгрузке вследствие процессов эрозии, температура понизилась, и происходили реакции с образованием гидросиликатов. Такая концепция рисовалась нам для района Борзовки (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931), где впервые для Урала были описаны эти глубокие процессы метаморфизма. Однако эта концепция оказалась очень упрощенной и ошибочной. Явления охлаждения были обусловлены не разгрузкой и поднятием, а остыванием массива гранитов. Как мы предполагали тогда, это охлаждение гранитов шло параллельно с поднятием и переходом из глубоких недр в более высокие горизонты земной коры. В этом имеется доля истины, так как сама интрузия гранитов внедрялась при поднятии Сысертского антиклинория и была синтектонической. Но процесс диафтореза, который испытывают оливиновые и пироксеновые породы, переходя в амфиболовые, хлоритовые и тальковые породы, есть прежде всего результат остывания гранитов. Влияние гранитов на вмещающие породы ослабевает как в стороны от массива — в пространстве, так и внутри его, в ксенолитах, — во времени. Диафторез есть следствие наступившего охлаждения магматических масс, а переход из более глубоких зон земной коры, если даже он и был, имел второстепенное значение.

По существу от первоначального принципа исключительного влияния глубины геологического разреза на метаморфизм горных пород давно уже отказались. Ниггли, последовательно развивший теорию зон эпи-, мезо- и катаметаморфизма, рассматривал этот процесс как зависящий главным образом от термических условий, которым сопутствует и высокое давление, играющее, однако, сравнительно второстепенную роль. Таким образом, под понятием о зонах метаморфизма подразумеваются и фациальные условия, и прежние термины — эпи-, мезо- и катазона — могут считаться уже показателями не глубины, а степени и интенсивности самого процесса метаморфизма.

С точки зрения теории фаций метаморфизма, впервые выдвинутой Эскола (Escola, 1920) и развитой другими авторами, а у нас на родине Д. С. Коржинским (1936, 1937), метаморфизм горных пород Сысертского района вблизи гранитного массива и в нем самом может быть хорошо изучен, так как на его территории развиты, с одной стороны, различные литологические фации осадочных метаморфизованных пород, а с другой, —

породы, послужившие Эскола эталонами ступеней метаморфизма или фаций, а именно — различные сланцы, происшедшие из основных магматических пород, т. е. амфиболиты.

В удалении от массива развиты породы филлитовой фации в сопровождении эпидотовых и альбитовых амфиболитов, происшедших, с одной стороны, из осадочных серий (филлиты), с другой, — из основных излившихся, туфогенных и глубинных габбровых пород. С приближением к массиву филлиты постепенно переходят в слюдяно-гранатые плагиоклазовые гнейсы, а эпидотовые и альбитовые амфиболиты — в плагиоклазовые амфиболиты. По существу это высшая ступень, или фация метаморфизма, наблюдаемая в нашем районе. Она соответствует мезозональным условиям метаморфизма и характеризуется развитием амфиболов, киданита, ставролита, как критических или типоморфных минералов. Чем выше температура преобразования пород, тем основнее возникшие в них плагиоклазы роговиков и амфиболитов и тем меньше остается в них эпидота. Но роговики сравнительно редко развиты в контактовой области гранитов нашего района. Поэтому амфиболиты на территории массива могут служить сравнительным эталоном глубины метаморфизма. Выше было показано, что в Сысертском массиве наиболее обычны такие амфиболиты, состав плагиоклаза которых соответствует олигоклазу № 25.

Исключительно большой интерес представляет метаморфический ряд ультраосновных пород. Среди окружающего ореола гранитов в наименее измененных первичных участках ультраосновных пород главенствуют антигоритовые змеевики с подчиненным количеством или отсутствием в них хризотила. В 2 км от массива только местами среди этих пород вдоль расколов появляются полосы оталькования и хлоритизации. О том, что эти явления происходят вдоль трещин и расколов, свидетельствует прямолинейность этих полос, а также и то, что к ним иногда приурочены отпрыски аплитов или гранит-порфиров, местами в районе с. Мраморского переходящих в плагиоклазиты. Метаморфизм этих пород усиливается на контакте с массивом гранитов и особенно в ксенолитах и в полосах, включенных в самый массив. На контактах дело редко доходит до образования лучистых актинолитовых пород, а пироксениты превращаются в пироксен-гранатые и пироксен-эпидотовые роговики. Эти ассоциации связаны с плагиоклазовыми амфиболитами, развитыми по соседству в контактовом ореоле гранитов.

Как выше указано, оливиновые, оливин-бронзитовые и энстатитовые породы развиты главным образом в среде самого массива в качестве продуктов метаморфизма змеевиков. Может возникнуть вопрос, были ли эти породы когда-либо змеевиками и не являются ли они продуктами перекристаллизации, происшедшими непосредственно из дунитов и перидотитов с пироксенитами, без предшествовавшей стадии серпентинизации, а путем метаморфизма первичных ультраосновных пород?

Для ответа на этот вопрос можно использовать приведенные выше описания этих продуктов метаморфизма и их распространения. Особенно ясно о природе первичных продуктов метаморфизма свидетельствуют змеевики, прослеживаемые от оз. Иткуль внутрь массива гранитов. Среди широкой полосы кварцитов в районе оз. Иткуль змеевики представлены только разновидностями антигоритового состава лишь с небольшой местной примесью хризотилитовых разновидностей. К северу постепенно ширина кварцитовой полосы уменьшается, и по краям змеевиков сначала появляются тальковые и хлоритовые породы, потом актинолитовые, тогда как тальк и хлорит в виде полос проникают все глубже в массу змеевиков. К северу от Большого Сысертского озера, у горы Коланой, кварцитовая полоса расчленена гранитами и змеевики оказываются со всех сторон окруженными ими. В этих местах вся масса змеевиков метаморфизуется

и переходит в пироксеновые и оливиновые породы с наложением на них явлений ретроградного метаморфизма. Выше было сказано, что в хромите, среди ксенолита ультраосновных пород, тонкие прожилки хризотила, ранее бывшие в хромите и столь характерные для хромитов вообще, замещены смесью радиально-лучистых кристаллов энстатита с примесью карбонатов.

Ультраосновные породы могут служить прекрасными эталонами для сравнения и оценки глубины метаморфических процессов.

В качестве эталонов для установления фаций метаморфизма Д. С. Коржинский, Эскола и Тиллей предлагают или типичные породы, развивающиеся в определенных условиях температуры и давления, или соответствующие им минеральные ассоциации. Эскола для регионального и контактового метаморфизма принял фации санидинитовую, амфиболитовую, роговиковую, эклогитовую, причем амфиболитовые фации подразделяются на альбит-эпидотовые и плагиоклазовые субфации. Д. С. Коржинский, считая, что региональный метаморфизм есть также следствие общего прогревания пород в области геосинклиналей, проникнутых гранитными и другими интрузиями, рассматривает явления контактового и регионального метаморфизма как одно целое. Эта точка зрения имеет корни в соответствующих высказываниях В. А. Обручева, Э. Вейншенка и К. А. Мейстера о том, что на глубине контактовый метаморфизм сливается и переходит в региональный. Соответственно этому Д. С. Коржинский дал градацию зон, или ступеней метаморфизма, начиная с ларнитовой фации, свойственной гипабиссальным субвулканическим условиям близ поверхности земли, при высокой температуре и низком давлении. Далее следуют гипабиссальная монтчеллитовая фация и другие фации, называемые по минеральным ассоциациям и характерным минералам, развитым в них.

Региональный метаморфизм в области Сысертского массива, согласно изложенному выше, действительно находится под непосредственным влиянием контактового действия огромного Сысертского массива гранитов. Как видно из предыдущего, степень метаморфизма в описываемом районе не идет глубже фации плагиоклазовых амфиболитов или фации плагиоклазовых гнейсов с кшанитом и ставролитом (кшанито-ставролитовой субфации). От них имеются все переходы к филлитам, альбит-эпидотовым амфиболитам зеленокаменной фации зеленокаменной полосы, лежащей западнее района. Для характеристики фаций могут служить такие минералы, как хлорит и слюды, тальк, кшанит, ставролит, реже — силлиманит, а среди основных пород — амфиболы, пироксены и оливин.

Среди продуктов метаморфизма в районе ультраосновные породы наиболее легко реагируют на изменение геологических условий, причем они дают ряд пород, сложенных обыкновенными, широко распространенными минералами, которые при региональном метаморфизме развиты не только в них, но и в любых других породах района. Среди этих фаций выделяются:

- 1) Наиболее высокотемпературная фация оливин-пироксеновых пород (оливин-пироксеновая), характеризующая самую высокую ступень метаморфизма. Она развилась в непосредственном контакте гранитов с ксенолитами и полосами ультраосновных пород, включенными в граниты. Однако она не является вообще самой высокотемпературной из возможных ступеней метаморфизма. Геологически эта фация ассоциируется с породами плагиоклаз-амфиболитовой фации с основным плагиоклазом, сохранившимися от последующего ретроградного влияния с понижением температуры. Она, вероятно, соответствует температуре появления силлиманита в гнейсах и сланцах (силлиманит-альмандиновая субфация).

- 2) Амфиболовая фация, представленная актинолитовыми, роговообманковыми и антофиллитовыми породами и соответственно — амфиболовыми

гнейсами и сланцами с антофиллитом, актинолитом и купфферитом, широко распространенными в районе.

3) Фация хлоритовая и тальковая, сопровождаемая карбонатами и близко к ней стоящая.

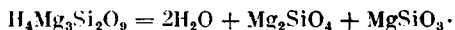
4) Серпентинитовая фация, которую можно объединить с третьей — хлоритовой и тальковой фацией. Им соответствует фация филлитов среди глинистых осадков, метаморфизованных вдалеке от гранитного массива. Все эти породы относятся к альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Серпентинитовая фация может быть выделена только как исходная для метаморфизма пород ультраосновного ряда в зеленокаменной фации и как конечная при их ретроградном метаморфизме, в случае, если сохранились в остаточных частях метаморфизованных пород минералы группы амфибола, пироксена или оливина.

Температурные условия процессов метаморфизма пород этого ряда хорошо выясняются на основании многочисленных работ. Еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1911) произвел опыт заложения чистого змеевика, без остатков первичных минералов, в стенку заводской печи, в которой температура превышала 1000° . Спустя примерно год образцы оказались перекристаллизованными без плавления, с сохранением первичных угловатых форм. Из породы была удалена вода, и вся порода оказалась перекристаллизованной в агрегаты оливина и ромбического пироксена. Этот опыт дал возможность сделать заключение о метаморфизме в твердом состоянии, происшедшем без каких-либо изменений формы подвергнутого опытам образца. Результат этих опытов находится в полном соответствии с явлениями, наблюдаемыми на территории Сыертского массива, которые становятся понятными и уточняются на основании новейших исследований в этой области. Ф. В. Сыромятников (1935) синтезировал серпентин и попутно показал, что оливин при температурах до 400° не разлагается водою. Уэлсу (Wells, 1929) также не удалось разложить оливин при температурах до 600° . Те же отрицательные результаты получены были Яндером и Вурером (Jander u. Wuhrer, 1938), но при добавке к растворам щелочи (NaHCO_3) оливин в тех же условиях был разложен с образованием серпентина при температуре $325\text{—}350^{\circ}$. В кислых растворах, согласно тем же авторам, разложение оливина и образование за счет него серпентина происходит более энергично, причем образуются одновременно серпентин и тальк. Энстатит при температуре 350° и давлении 163 атм нацело перешел в смесь серпентина и талька в течение времени до 1000 часов.

Наиболее полными и точными в этом направлении были исследования Боуэна, проводившего опыты над системой $\text{MgO} - \text{H}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Bowen a. Tuttle, 1949). Серия его опытов показала, что при температурах выше 400° чистые перегретые пары воды не действуют на оливин вплоть до температуры выше 1000° , при которой и энстатит остается инертным по отношению к парам воды. Ниже этой температуры эти минералы могут подвергнуться серпентинизации или с привнесом кремнезема или же с образованием из оливина брусита, согласно схематической формуле



Происхождение самих оливиновых и бронзитовых или энстатитовых пород при этом выяснено полностью, поскольку и оливин и ромбический пироксен оказались при температурах выше 900° устойчивыми по отношению к водяным парам. Таким образом, змеевик, взятый для опытов Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, после выделения воды при высокой температуре, без плавления перешел в оливин и энстатит согласно схематической формуле



Оливиновые и пироксеновые породы в условиях Сысертского массива распространены чрезвычайно широко. При температуре 800° , согласно опытам Боуэна, могут сосуществовать фазы в виде паров воды, энстатита, оливина и брусита. Образование брусита в условиях синтеза происходит вследствие того, что в оливине имеется избыток магния, который при образовании энстатита может быть связан в виде брусита. В горных породах, образовавшихся из змеевиков, соотношение минералов обуславливает наличие энстатита, а следовательно, необходимость образования брусита отпадает. При температурах между 600 и 750° устойчивы энстатит, форстерит и тальк — комбинация минералов, часто встречающаяся в Сысертском массиве, причем тальк всегда образуется за счет энстатита. При температурах 600 — 640° , в зависимости от давления, существует та же ассоциация минералов, но и оливин при наличии кислых растворов может переходить в тальк. Ниже 500° появляется новая фаза — серпентин, который образуется за счет талька и форстерита и существует рядом с ними. Серпентинизация дает хризотил. Она происходит только при наличии кислых растворов или угольной кислоты, необходимых для связи избытка магния, имеющегося в форстерите. Ниже 400° могут существовать энстатит и форстерит в качестве остатков; может также существовать серпентин рядом с бруситом, образуясь за счет оливина.

В Сысертском массиве большую роль играют антофиллитовые породы. Антофиллит был получен и в условиях опыта как временная неустойчивая фаза. Он существует при низких температурах (между 300 и 400°) при превращении энстатита в серпентин и образуется также при высокой температуре (700 — 800°) как временная фаза при превращении энстатита в тальк. Иногда он исчезает при самом зарождении кристаллов, тотчас же замещаемых тальком. Псевдоморфозы талька по антофиллиту с остатками последнего часто наблюдались Боуэном в продуктах его опытов. Такого же рода процессы происходили и в условиях сысертского контакта. Они хорошо наблюдаются в породах описываемого ряда (см. описание соответствующих пород).

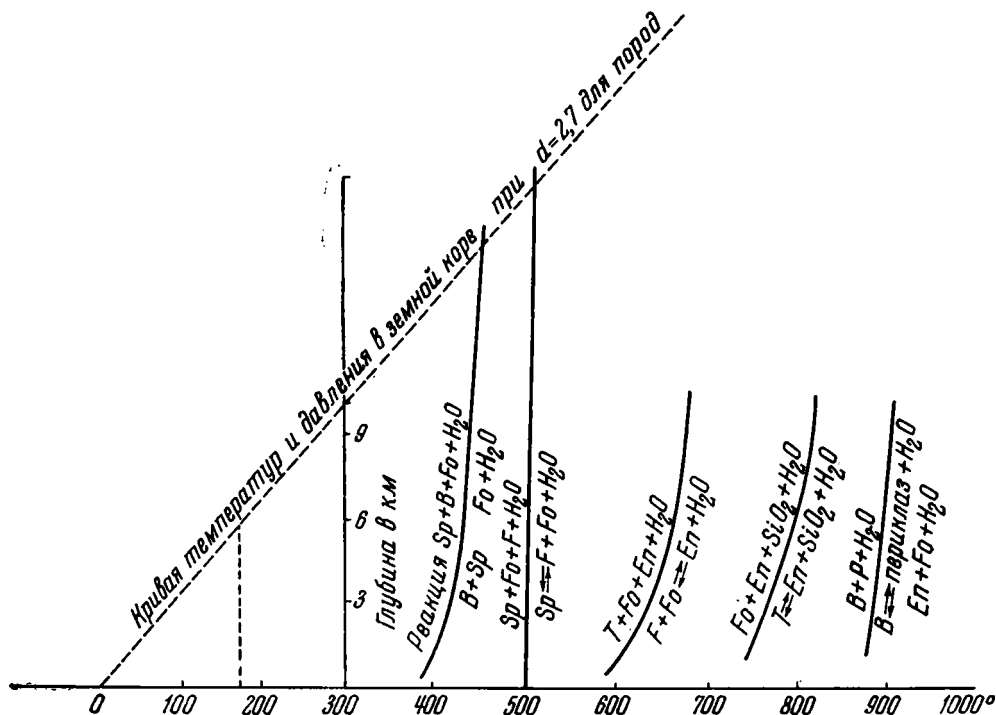
Замещение оливина и пироксена серпентином хорошо освещено опытами, приведенными выше. Как показал Ф. В. Сыромятников, серпентинизация оливина легко происходит при температурах выше 300° , но слабо проявляется и при температуре 180° .

В природе горные породы, будучи нагреты сначала до 700 — 800° , с охлаждением прошли все промежуточные стадии и претерпели различные описанные выше превращения; в конечном итоге значительная часть фазовых минералов, оставшихся незамещенными при низкой температуре, перешла в серпентин в виде разновидности хризотила. Повсюду встречаются породы, сложенные оливином и энстатитом; среди них энстатит часто развит в виде лучистых агрегатов, всегда очень крупнозернистых. Оба эти минерала часто замещаются антофиллитом, иногда обладающим волокнистым строением. Все они вместе на более поздних стадиях замещаются тальком, хлоритом и серпентином, причем последний процесс, наиболее низкотемпературный, происходит при температурах ниже 400° , а по данным Ф. В. Сыромятникова, при 180° . Эти процессы облегчались в природе тем, что растворы, пропитывавшие породы кровли в контакте с гранитами, содержали различные вещества, которые, как указывалось выше, при опытах облегчают реакции, не протекающие с чистой водой. Они могли быть и кислыми в случае содержания кремнезема, имели в своем составе большое количество уголекислоты, о чем свидетельствует обильное образование карбонатов, часто содержали также окислы алюминия (хлориты), борные соединения (турмалин) и др.

С удалением от массива интенсивность процессов падает, и только в отдельных полосах появляются хлоритовые или тальковые породы.

Появление их вдали от массива показывает, что для их образования не требуется столь высокой температуры, какая предполагается на основании опытов Боуэна (500°).

Среди продуктов метаморфизма есть такие, которые содержат кальцит, или актинолит и тремолит, или диопсид и гранат. Это породы, получившиеся в тех же условиях при изменении пород, содержащих диаллаг. Хлоритовые породы частью произойшли за счет тех же диаллаговых пироксеновых частей ультраосновных пород, отчасти же благодаря привнесу алюминия гидротермальными растворами из гранитов. Если бы проникае-



Фиг. 14. Схема устойчивости минералов в системе магнезия — кремнезем — вода, по Боуэну

Sp — серпентин; B — брусит; Fo — форстерит; T — тальк; En — энстатит

мость пород была повсюду равномерна, то при большом количестве воды в гранитах и наличии собственной воды, выделившейся из змеевиков при их перекристаллизации в оливиново-пироксеновые породы, этих количеств воды было бы вполне достаточно для полного исчезновения ранних фаз метаморфизма. Однако проницаемость не была совершенна, и многочисленные остатки пород ранней стадии метаморфизма сохранились и представляют для нас большой интерес как свидетели процессов, происходивших некогда в глубоких недрах Урала.

Для схематической иллюстрации этих явлений может служить диаграмма, составленная Боуэном на основании его опытов с системой $MgO - SiO_2 - H_2O$ (фиг. 14). На ней показаны устойчивые фазы в зависимости от температуры и давления при величинах последнего, соответствующих глубине 6—10 км, при постоянном геотермическом градиенте. На оси абсцисс нанесена температура, на оси ординат — давление. Прямая, соответствующая различным глубинам земной коры, отходит от точки нуля температур и давлений, подымается вверх направо и пересекает

кривые, соответствующие условиям опыта при 300 и 400°. Устойчивые фазы и реакции для полей этой системы написаны в соответствующих полях на разграничивающих их линиях, причем реакции, происходящие на кривых раздела, написаны справа от кривых. Природные явления, конечно, сложнее, поскольку имеются и другие компоненты, отсутствовавшие в условиях опытов, но для общего руководства эта диаграмма дает многое. Данные Ф. В. Сыромятникова указывают на возможность процесса серпентинизации при 180°. Если в условиях опыта эти процессы идут медленно, то в природе, при неограниченности времени, они могут дать значительные результаты. Судя по цитированным выше работам, различные применявшиеся примеси к воде, как кислотного, так и щелочного характера, мало влияли на ход процесса, и интенсивная серпентинизация отмечалась при температурах выше 300°.

Подводя итоги описанию явлений метаморфизма в условиях контактового ореола Сысертского гранитного массива, можно отметить, что все они хорошо укладываются в разработанную схему фациальных метаморфических отношений контактового и регионального метаморфизма. Выше уже были сопоставлены некоторые породы различного состава, но с одинаковыми фациальными отношениями. Из описания этих пород видно, что отдельные минеральные виды и ассоциации отличаются большой устойчивостью на всей территории массива; следовательно, образование ими фациальных ассоциаций не вызывает сомнений. Так, в фации плагиоклазовых амфиболитов с основными плагиоклазами развивается роговая обманка, окрашенная в темнозеленый цвет, а местами среди них появляется и пироксен диопсидового ряда. Вместе с тем в аналогичных условиях развиты гнейсы с силлиманитом, реликтовым неустойчивым минералом, подвергшиеся ретроградному метаморфизму с образованием ставролита. Эти субфации должны быть объединены в одну фацию. Как указано выше, в этих условиях образовались и встречающиеся пироксеновые и оливковые продукты метаморфизма змеевиков.

Плагиоклаз-амфиболитовая фация параллелизуется со ставролит-кианитовой субфацией гнейсов и сланцев, широко распространенных особенно в восточной части массива, но встречающихся и на западе от него. В этой же фации (Тернер, 1951) развивается и антофиллит как устойчивый минерал, что наблюдается и в нашем случае в гнейсах и сланцах района с. Верхне-Сысертского. Антофиллитовые породы свойственны и продуктам метаморфизма ультраосновных пород. Они сопровождаются актинолитовыми и тремолитовыми породами, относящимися к той же фации. Давление вышележащих толщ не было очень велико, поскольку на территории массива встречаются и роговики, образовавшиеся, судя по ассоциации минералов, в тех же фациальных условиях.

Метаморфизм был в значительной степени обусловлен проникновением и влиянием огромных масс гранитной магмы. При этом на фациальные ассоциации начальной стадии метаморфизма были наложены более поздние ассоциации минералов, соответствующие фациям эпидот-альбитовых амфиболитов и, наконец, зеленокаменной фации. Район не находился в условиях постоянного нагревания; он подвергался влиянию различных растворов, приносивших с собой из гранитов вещества, послужившие для образования местных минеральных ассоциаций, например — турмалина или хлорита за счет змеевиков во внешнем контактовом ореоле массива (Косой Брод, с. Мраморское). Следует отметить, что ассоциации минералов, соответствующие эпидот-альбитовой фации, находятся в пределах внешнего контактового ореола. Обычно здесь широко развиты различные породы категории хлоритовых и тальково-карбонатных пород, хотя и в непосредственном контакте, например к востоку от с. Мраморского, имеются большие массы тальково-карбонатных пород. Среди

Метаморфические фации на территории Сысертского гранитного массива

Исходные породы	Оливин-пироксеновая фация	Амфиболовая фация		Хлорит-талы-серпентиновый и эпидот-альбитовая фации	
		роговообманковая	актинолитовая		
	>600°	600°	400°	300°	150°
Антигритовые и хризотилитовые змеевики, перидотиты, пироксениты	Оливин-энстатитовые и бронзитовые породы. Диопсидовые и диопсид-гранатовые породы и роговики	Роговообманковые породы и сланцы		Актинолитовые, антофиллитовые и гедритовые породы и сланцы	Хлоритовые, тальковые, тальково-карбонатные породы и сланцы. Хризотилитовые змеевики
Габбро, диабазы, основные лавы и их туфы и туффиты, мергельные осадки	Пироксен - плагиоклазовые роговики	Плагиоклазовые амфиболиты		Альбитовые и эпидотовые амфиболиты	Хлоритовые, хлорит-альбитовые, хлорит-эпидотовые и другие зеленые сланцы. Соскоритовые и уралитовые габбро, сильно хлоритизированные
		с основными плагиоклазами и без эпидота	со средними плагиоклазами и с эпидотом		
Кремнисто-глинистые и глинистые сланцы	Силлиманитовые и силлиманит-гранатовые гнейсы и кварциты	Силлиманит-гранатовые гнейсы и кварциты	Кианитовые, ставролитовые и гранатовые гнейсы и кварциты	Актинолитовые и биотитовые эпигнейсы и филлиты	Хлоритово-серицитовые сланцы и филлиты
		Биотитовые, плагиоклазовые, амфиболовые гнейсы и кварциты			
Кремнистые сланцы	Крупнозернистые кварциты	Среднезернистые кварциты		Мелкозернистые кварциты и кварцитовые сланцы	
Гранитоиды	Биотитовые и другие граниты				Порфироиды и серицитовые сланцы

массива ассоциация талька, хлорита и карбонатов пользуется частым распространением, но она всегда наложена на ассоциации более высоких ступеней метаморфизма, относится к более позднему периоду образования и не дает больших масс этих пород.

Все сказанное о метаморфизме на территории Сысертского массива представлено схематически в табл. 18.

В. Тектоника

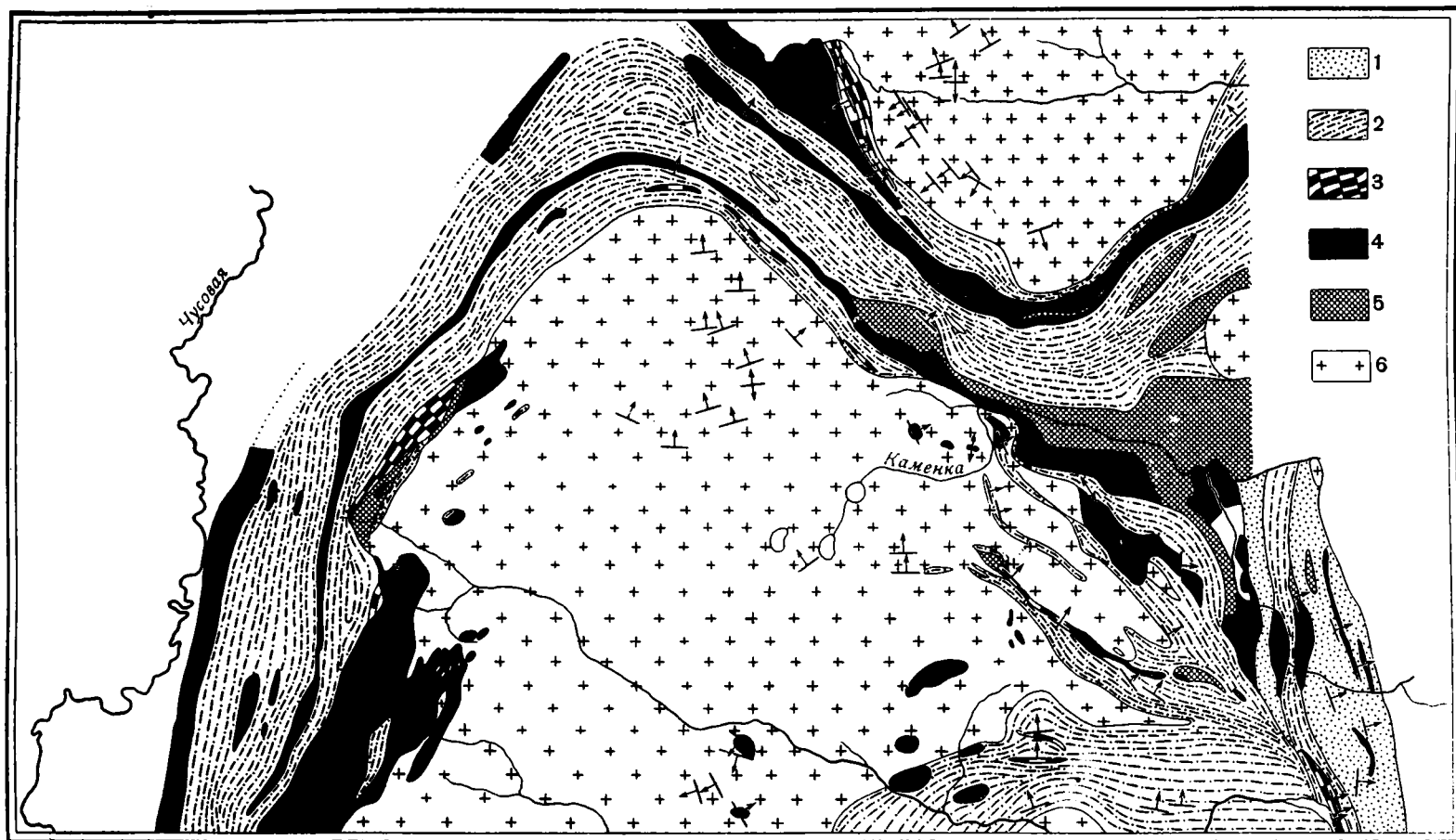
В прежних работах не раз высказывался взгляд на антиклинальную природу сысертского плутона (Кузнецов, 1933, 1941). Детальные исследования отчасти подтвердили прежние данные, но дали также много нового. Намеченная прежде простая схема должна быть дополнена новыми данными о тектонических соотношениях, иногда еще не вполне ясных вследствие их сложности, но тем не менее установленных достаточно точно.

На территории Шабровского массива по падению пластовых отдельных в гранитах ясно видна куполовидная форма этого массива (фиг. 15). В середине массива пластовая отдельность горизонтальна, при приближении к северному краю она приобретает северное падение под углом $10-15^\circ$, при движении к югу ее падение становится южным под углом 15° . Куполовидная форма интрузии подтверждается и наличием по обе стороны ее кварцитов, падение которых наблюдалось только на южном конце массива и вполне согласно с падением пластовой отдельности гранитов.

Важным структурным элементом является синклиальная складка между Шабровским и Сысертским гранитными массивами (см. фиг. 15 и 1). Эта складка документируется следующими данными. Слагающие ее горные породы чередуются строго симметрично по отношению к средней линии складки. Падение развитых вдоль юго-западного края Шабровского массива кварцитов и мраморов — южное и юго-западное под углом около 50° , иногда до вертикального. Изредка встречающиеся единичные случаи обратного падения в мраморах свидетельствуют, повидимому, о наличии местных второстепенных складок. Вдоль северо-восточного края Сысертского гранитного массива падение сланцев и мраморов северо-восточное под углом $45-50^\circ$. Оно наблюдалось как на скалистых выступах, так и в выработках мраморов, а также в отдельностях прилегающих частей гранитов. Пoblзости от контакта угол падения отдельности равен $45-50^\circ$, с удалением от контакта он снижается до $30-20^\circ$ и, наконец, залегание переходит в горизонтальное.

Северо-восточное падение кварцитов, мраморов и амфиболитов под углом 40° наблюдалось в ряде выработок мраморов вдоль Мраморского тракта, северо-западнее города Сысерти. С удалением от массива к северу от города Сысерти падение сланцев закономерно делается более крутым, сначала 55° , далее 60° , 70° и на расстоянии 4 км — 80° . В районе города Сысерти падение сланцеватости филлитовых плагноклазовых гнейсов, кварцитов и мраморов восточное $55-60^\circ$. Оно хорошо наблюдается в прекрасных обнажениях по берегам пруда и в выработках. В филлитовых гнейсах иногда видна первичная слоистость, не совпадающая со сланцеватостью, так как в них складчатость более сложная, чем в кварцитах. К востоку от города Сысерти располагается антиклиналь, сложенная в ядре гнейсами с гальками, являющимися результатом перекристаллизации аркозовых конгломератов. Величина галек доходит до 10 мм. Эта антиклиналь выражена в ясной слоистости толщи.

В 1930 г. здесь было прекрасное обнажение слоистых конгломератовых гнейсов, содержащих гранат и гальки кварца размером до 5 см.

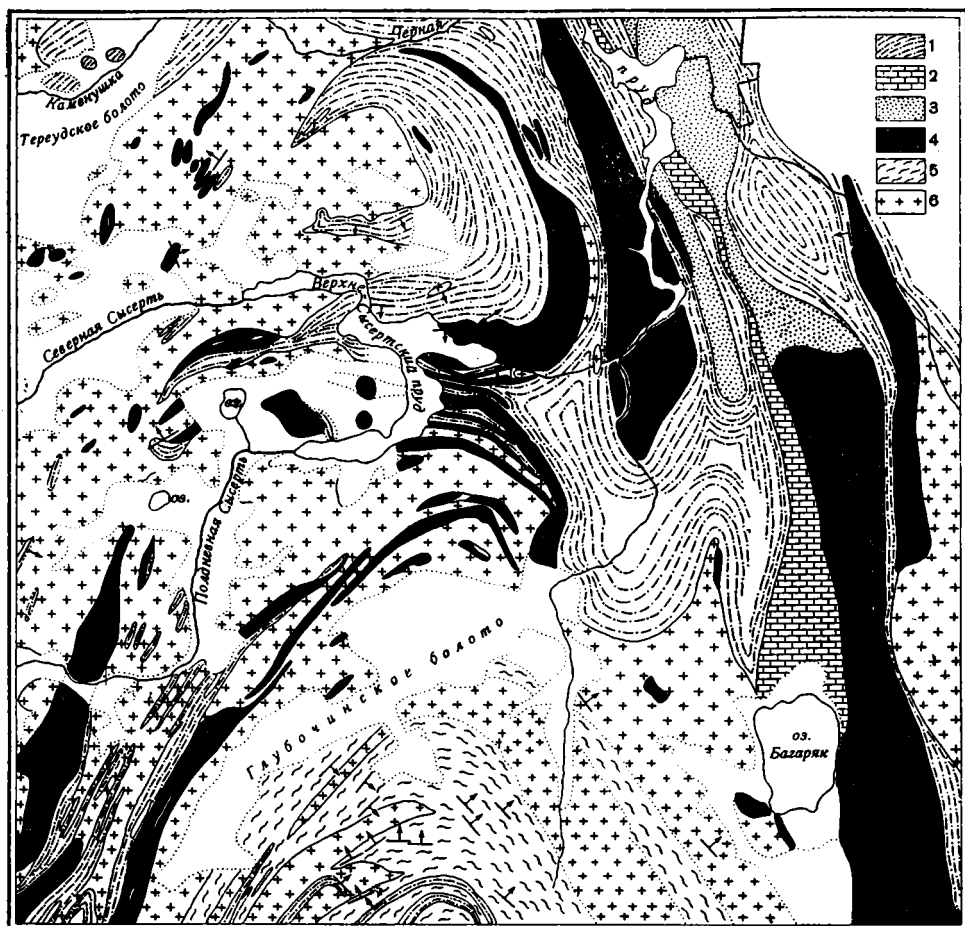


Фиг. 15. Схема геологического строения северной части Сысертского массива гранитов

1 — филлиты; 2 — кварциты; 3 — мраморы (м); 4 — эмеевциты и продукты их метаморфизма; 5 — амфиболиты; 6 — граниты

Находящееся западное крыла этой антиклинали ядро синклиналиной складки не обнажено.

К северо-западу и западу от города Сысерти в кровле кварцитов и других пород наблюдаются внедрения гранитов, связанные с главной частью массива (см. фиг. 15). В главную часть Сысертского массива вдаются длинные языки кровли. В Усолинских ямах, в 6 км к западу от города Сысерти, видно падение кварцитов и мраморов, направленное



Фиг. 16. Схема геологического строения района Верхне-Сысертского пруда

1 — кварциты; 2 — мраморы; 3 — слюдяно-гранатовые плагиоклазовые гнейсы и филлиты; 4 — змеевики и продукты их метаморфизма; 5 — интрузивные гнейсы; 6 — граниты

к северу под углом от 45 до 60°. Северо-западное падение 60° наблюдалось и по южной границе кварцитов. На увале, в 5—6 км к западу от города Сысерти, кварциты обладают широтным простиранием при падении к северу под углом 50—70°, видимым на гребнях вершины горы.

К югу от города Сысерти падение филлитов и сланцев восточное 50—60°, а близ Челябинского тракта оно сменяется западным 30° (фиг. 16). Этой сменой намечается синклиналиная складка, находящаяся на продолжении синклинали восточной части города Сысерти. На Челябинском тракте, соответственно гнейсовой антиклинали, которая находится восточнее города Сысерти, расположена обширная область,

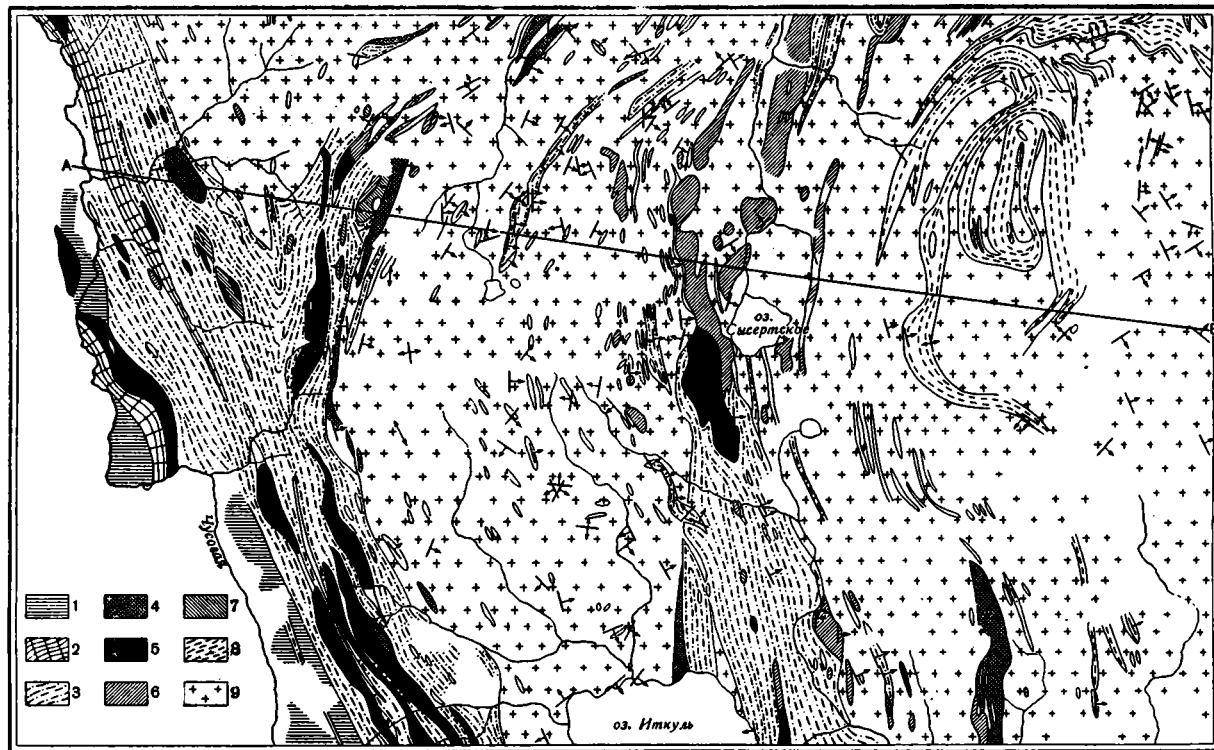
картируемая как гранито-гнейсы, хотя большая часть гнейсов ее содержит остатки структуры аркозовых песчаников. Описанные выше конгломераты, выходящие на восточной окраине города Сысерти, также имеют гранитоидный облик, если к ним не присмотреться более внимательно. Из этого следует, что антиклиналь, сложенная плагиоклазовыми гнейсами, продолжается к югу и если погружается под кварциты, то только в 3 км к востоку от с. Космакова, южнее которого она не прослеживалась.

К северо-западу от с. Верхне-Сысертского наблюдается та же картина расщепления гранитами пород кровли и образования ими узких пластовых внедрений, имеющих более или менее изометричные и лишь отчасти клиновидные формы. В 4 км к северо-западу от поселка на вершине холмов обнажены гребни кварцитов с южным падением под углом 40° . Это намечает антиклинальную складку в кровле кварцитов с ядром гранитов. Южное падение сохраняется и далее к югу. Оно видно на горе Вагановой и на многочисленных обнажениях вдоль берегов Верхне-Сысертского пруда, но становится более крутым — 80° . Амфиболиты и слои других пород в районе с. Верхне-Сысертского плавно изогнуты, переходя из широтного простирания на берегах пруда в северное и северо-западное, чем подтверждается наличие антиклинали. Последняя в этом месте принимает широтное простирание и по форме близка к куполу.

При движении к югу мы входим в область Березового увала. На всем протяжении до него кварциты и пластовые залежи ультраосновных пород круто падают к югу до Глубочинского болота. Южнее болота падение, видимое на отдельных скалах, остается на небольшом расстоянии южным, но более пологим — 40 и 35° — и вскоре, при подъеме на увал, переходит в северное под углом 25 — 35° . Так намечается небольшая синклинальная складка. В ее южной половине инъекции гранитов в плагиоклазовые гнейсы играют большую роль, чем вмещающий осадочный субстрат. Картирование Березового увала вскрывает структуру пологой, периклинально оканчивающейся на север антиклинали с падением в северном, северо-западном и северо-восточном направлении сначала 35° , потом 15 — 25° (фиг. 16 и 17). Эта пологая, куполовидная, несколько эллиптически вытянутая с севера на юг антиклиналь образует Березовый увал. Она сложена плагиоклазовыми и слюдяно-гранатовыми гнейсами с обильными инъекциями гранитов. Породы ее западного крыла сменяются западнее гранитами и гнейсами с восточным падением. Ядро прилегающей синклинали смещено к антиклинали Березового увала. Восточное крыло гнейсовой антиклинали сменяется синклиналью, сложенной мраморами у оз. Багаряк (см. фиг. 16). Эта синклиналь имеет продолжение на юг, что прекрасно выражено в элементах залегания (см. фиг. 18).

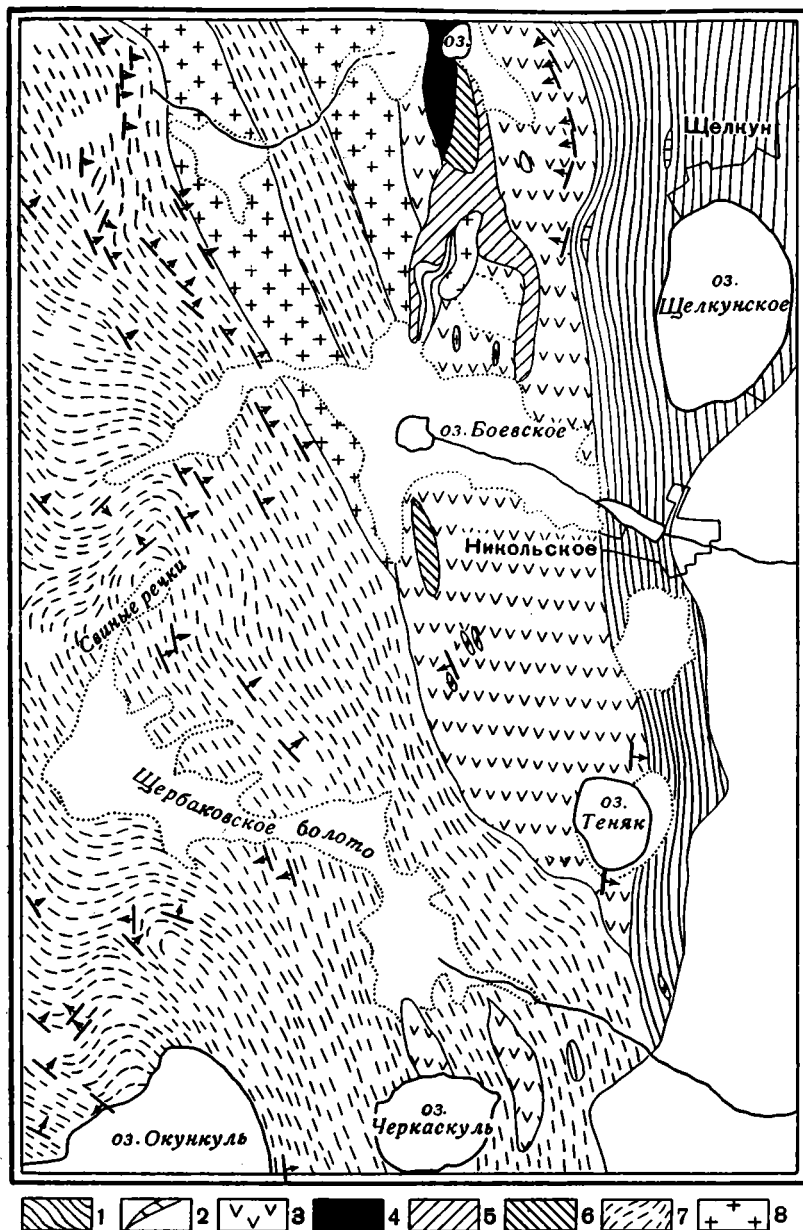
При движении к югу мы вступаем в область озер Окункуль, Синары и Силач. Местность сложена инъекционными гнейсами с господствующим гранитным материалом. В этом районе, по данным М. О. Клера и нашим, наблюдается ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок, из которых на нашей схеме (фиг. 19) отмечены только наиболее крупные. Складки особенно хорошо видны в береговых обнажениях на оз. Синары. Залегание гнейсов обычно пологое.

Наиболее значительная антиклинальная структура на юге района находится между озерами Синары и Силач. В ядре она содержит щелочную интрузию с миаскитами в середине. Эта структура особенно отчетливо видна на северном ее окончании, где в поле ясно виден переход слоев с западного на восточное крыло и могут быть сделаны замеры залегания пород. В замковой области антиклинали падение северное с погружением складок на север под углом 25 — 30° . Близ оз. Силач восточное крыло антиклинальной складки приобретает западное падение 45° , и складка оканчивается опрокинутой на восток (см. фиг. 19).



Фиг. 17. Схема геологического строения Сысер'tского массива к востоку от с. Полдневского

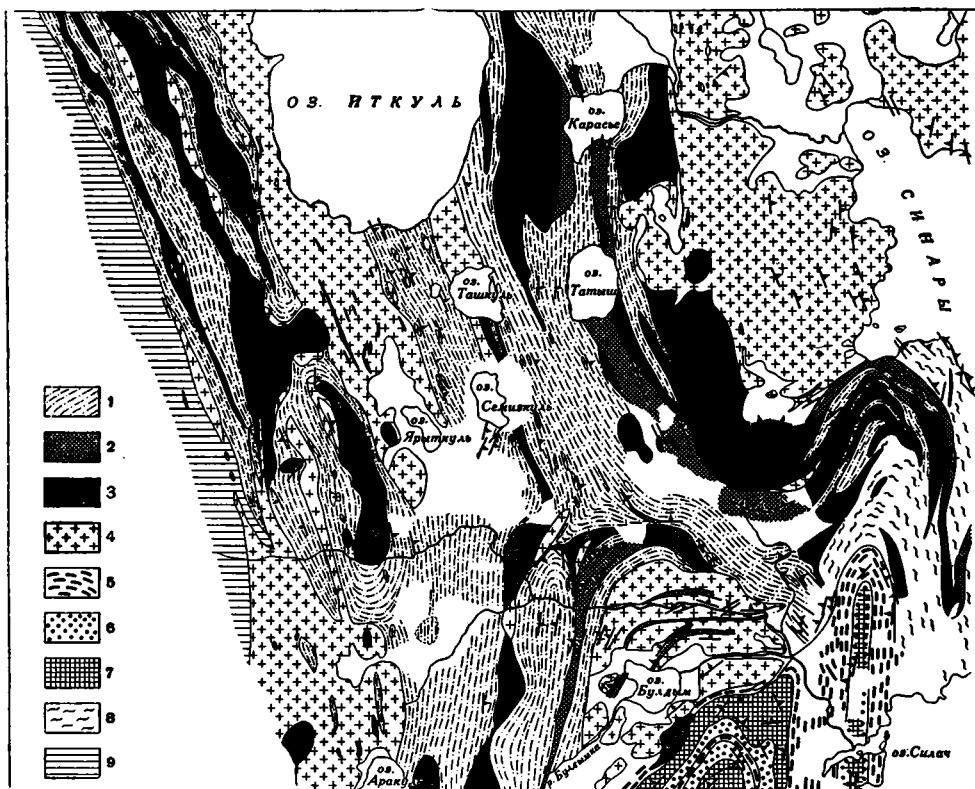
1 — зеленокаменные породы; 2 — мраморы; 3 — кварциты; 4 — амфиболиты; 5 — змеевики; 6 — пироксеновые и амфиболовые породы; 7 — хлоритовые породы и сланцы; 8 — интрузивные гнейсы; 9 — граниты



Фиг. 18. Схема геологического строения части контактовой области Сысертского массива гранитов на юго-востоке

1 — кварциты; 2 — мраморы; 3 — габбро-амфиболиты и габбро; 4 — змеевики;
5 — актинолитовые сланцы; 6 — хлоритовые сланцы; 7 — инъекционные гнейсы;
8 — граниты

Антиклинальная структура, сложенная щелочными породами, сменяется западнее синклиналию, которая в северной части своей резче выражена и ближе лежит к щелочным породам. На севере эта синклиналь сложена в ядре змеевиками, актинолитовыми и другими породами, происшедшими, вследствие метаморфизма, из ультраосновных пород. В западном крыле антиклинали щелочных пород амфиболиты и актинолитовые



Фиг. 19. Схема геологического строения южного окопчания Сысертского гранитного массива

1 — кварциты; 2 — амфиболиты; 3 — змеевики; 4 — граниты и гранито-гнейсы; 5 — гранито-гнейсы щелочного комплекса; 6 — щелочные сиениты; 7 — миекиты; 8 — интрузионные гнейсы; 9 — зеленокаменные породы

породы падают к северо-западу под углом $15-20^\circ$. В замке синклинали те же породы и кварциты падают к северу под углом $15-45^\circ$. В ядре синклинали лежат граниты горы Чумишевой. Это падение на север при широтном простирании сохраняется до щелочных пород западной, главной их интрузии. Западное крыло антиклинали щелочных пород падает к северо-западу под углом $20-30^\circ$, причем к щелочным породам здесь примыкают полосы тех же кварцитов и амфиболитов. Кроме того, восточнее оз. Булдым развиты оливин-бронзитовые породы и хризотилитовые змеевики, входящие в контакт со щелочными породами и обладающие также отдельностью с падением на северо-запад 35° . В районе оз. Булдым находится гранитный массив, среди которого имеется ряд полосок кварцитов и амфиболитов с тем же северо-западным падением $15-35^\circ$. По р. Вязовке, севернее оз. Булдым, те же полоски сланцев среди гранитов, равно как и их пластовая отдельность, при широтном простирании обладают северными

падениями 25—35°. Благодаря дополнительной интрузии этих гранитов антиклиналь, сложенная южнее щелочными породами, в этом месте очень расширяется и ее периклинальное окончание находится в районе р. Вязовки и к востоку от Вязовского увала. Синклиналь кварцитов с прослоем актинолитовых пород и амфиболитов расположена здесь на Вязовском увале, что ясно видно из элементов залегания, в изобилии наблюдаемых как вдоль р. Вязовки, так и на увале. Эта синклиналь непосредственно к северу замыкается, о чем свидетельствует плавный изгиб к западу полоски ультраосновных пород, идущей на соединение с другим крылом синклинали. Другой отрог актинолитовых пород, плавно изгибаясь, направляется к северо-востоку и востоку, огибая периклинально погружающуюся к северу антиклиналь щелочных пород и гранитов.

Своеобразные структуры сложных складок возникли близ впадения р. Малой Вязовки в Вязовку и далее до оз. Синары. Здесь меридиональное простираание горных пород восточной антиклинали щелочных пород приходит в контакт с широтно простирающейся системой слоев кварцитов и амфиболитов окончания западной антиклинали щелочных пород. При этом прослежено двойственное поведение кварцитов, амфиболитов и ультраосновных пород западной складки. Дойдя до гнейсовой области в северной части, слои кварцитов и амфиболитов направляются к северо-востоку и огибают с севера восточную антиклиналь щелочных пород. В южной половине те же кварциты и амфиболиты изгибаются к юго-востоку и далее к югу с падением к востоку. Благодаря этому между восточной и западной антиклиналями возникла небольшая синклиналь. Все эти детали структуры хорошо прослеживаются благодаря наличию обнажений и утесов по речкам и вдоль гребешков на вершинах холмов и бугров. По этой границе между гнейсовой и кварцевой областями проходит почти непрерывная свита мощных кварцевых жил, начинающихся на юге около устья р. Малой Вязовки и прослеживающихся к северу вдоль нее до р. Раскурихи. Их наличие свидетельствует о расколе вдоль этой линии. Размеры смещения не могут быть определены вследствие плохой обнаженности непосредственно прилегающих с запада пород. Все пространство к западу от оз. Синары сложено гранито-гнейсами, моноклинально падающими к востоку под углом 10—45°. Таким образом, антиклинальная структура щелочных пород погружается к северу, нигде более не появляясь на поверхности.

Весь район к востоку, юго-востоку и югу от оз. Иткуль сложен моноклинально падающей на восток под углом 25—45° серией кварцитов, амфиболитов и змеевиков. На горах Смертельной и Тугашинской по многочисленному замерам залегания прослежена складка. Западное крыло ее падает на запад под углом 20—25°, на вершине слои лежат горизонтально, а на востоке падение восточное под углом 20°. В ядре этой антиклинальной складки залегают граниты, а на крыльях ее среди кварцитов симметрично расположены полосы ультраосновных пород и амфиболитов. Гранитные дайки проникли в контакты между кварцитами, амфиболитами и змеевиками. В южной части складки видно, что граниты проникли в ядро складки из Аракульского гранитного массива. Погружение антиклинали горы Смертельной к северу устанавливается как по замерам залегания, так и по окончанию гранитного массива, находящегося в ядре складки. Кроме того, змеевики здесь расширяются, создавая впечатление сводовой части складки, ось которой погрузилась в северном направлении. Это расширение имеет местный характер; далее к северу две полосы змеевиков разъединяются снова и протягиваются к северо-западу на 18 км. Так как змеевики лежат на крыльях антиклинали горы Смертельной, то продолжение складки может быть прослежено на такое же рас-

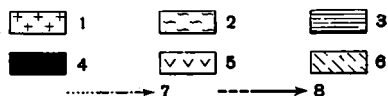
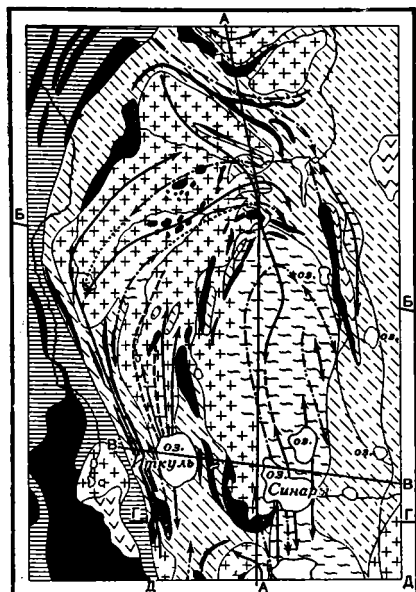
стояние. В 7 км далее начинается большая антиклиналь, в ядре которой расположена часть Сысертского массива. Северное продолжение этой складки будет описано ниже.

В районе западного побережья оз. Иткуль среди развитых здесь гранито-гнейсов виден ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок их пластовой отдельности с углом наклона крыльев $15\text{--}25^\circ$. Падение гранито-гнейсов на западном берегу оз. Иткуль направлено к юго-западу под углом $35\text{--}40^\circ$. На территории озера расположена антиклинальная складка, так как на восточном берегу падение восточное. Эта антиклиналь периклинально погружается к югу и хорошо выступает северо-западнее озера. Падение крыльев ее здесь 30° , редко более, но как исключение достигает 55 и 70° . Среди гранитного поля, составляющего ядро антиклинали, по падению пологой пластовой отдельности намечается ряд второстепенных антиклинальных и синклинальных складок, оси которых обладают северо-западным простиранием, но на расстоянии 9 км от оз. Иткуль, плавно изгибаясь, изменяют направление на северо-восточное. Многочисленные ксенолиты и инъекционные зоны находятся в соответствии с этой структурой.

По обе стороны этой части гранитного массива идут полосы пород кровли, среди которых имеются кварциты, амфиболиты, ультраосновные породы и известняки вместе с комплексом контактовых и метасоматических пород. В северной части обе эти полосы разбиваются на многочисленные ксенолиты и инъекционные поля, и массив гранита этой части фактически соединяется проливами с восточной частью гранитов описанной выше синклинальной области, лежащей к западу от Березового увала. Частные складки этой антиклинали могут быть продолжены до района Храповских печей, а дальше складка в целом может быть прослежена лишь по простиранию горных пород ее крыльев. Она становится моноклинальной, падение почти везде восточное. Эти полосы пород крыльев складки приводят нас в окрестности с. Верхне-Сысертского, где одна из них составляет свиту сланцев с широтным простиранием, обнажающуюся на берегах Верхне-Сысертского пруда, другая же идет вдоль северного края Глубочинского болота. Между ними расположены гранитные массивы. Структура этого района описана выше. Эти складки участвуют в построении большой антиклинальной структуры восточной части района, также описанной выше.

К востоку от с. Полдневского возникает еще одна антиклинальная структура. Восточное ее крыло отходит в 5 км к юго-востоку от села и направляется сначала к северу, но потом плавно поворачивает к северо-востоку — к Верхне-Сысертскому пруду. В гранитном ядре антиклинали, которую мы описываем, наблюдаются также пологие складки пластовой отдельности. Их простирание согласно с общей структурой всей складки и прослеживается на восток-северо-восток, к городу Сысерти. Множество ксенолитов и зажатых полосок кровли также залегает согласно с этой структурой. Один из отрогов сланцев, вдающихся в массив со стороны города Сысерти у Терсутского болота, имеет своим продолжением серию ксенолитов ультраосновных пород. Эти ксенолиты расположены между второстепенными антиклиналями среди гранитов и могут быть условно приняты за погруженную, разбитую интрузией синклиналь кровли, что, как мы видели, может быть принято и для соответствующего выступа кровли с востока. Падение западного крыла общего антиклинория западное под углом $45\text{--}60^\circ$. Оно наблюдается как в сланцах кровли, так и в прилегающих частях гранитов, в их пластовой отдельности. Многочисленные замеры в окрестностях с. Косой Брод и Мраморского дают падение на северо-запад $40\text{--}50^\circ$. Вся структура плавно замыкается в виде антиклинали на северо-западе массива.

Описанная структура в целом является сложной складчатой областью. Вместо одного гранитного массива, выполняющего ядро антиклинальной складки, район сложен тремя крупными антиклиналями с ядрами гранита. Эта система складок, осадочный остов которых местами разорван гранитами, соединяется, как в фокусе, в районе города Сысерти. Другие концы ее веерообразно изгибаются. Первая с востока



Фиг. 20. Схема тектоники Сысертского массива гранитов

1 — граниты; 2 — мигматиты и гнейсы; 3 — зеленокаменная серия; 4 — ультраосновные породы; 5 — габбро и амфиболиты; 6 — кварциты, гнейсы и сланцы; 7 — синклинали; 8 — антиклинали. А — А, Б — Б, В — В, Г — Г, Д — Д — линии профилей.

складка в виде антиклинали идет в меридиональном направлении к оз. Синары. Вторая от оз. Иткуль проходит, изгибаясь дугой, к Верхне-Сысертскому поселку. Третья идет от с. Полдневского на северо-восток, к городу Сысерти. Следующая к северу синклиналь между Шабровским и Сысертским гранитными массивами имеет направление СЗ — ЮВ, тогда как широтное направление характерно для южной части Шабровского гранитного массива. Все эти складки, крупные сами по себе, участвуют в строении огромного антиклинория массива гранита в целом. Ось этого антиклинория начинает вздыматься севернее 76 разьезда железной дороги и, постепенно поднимаясь, идет к юго-востоку через Усольинские ямы, Верхне-Сысертский поселок и на Березовый увал, Казачье болото и оз. Синары. В этой структуре наиболее древними, повидимому, являются плагиоклазовые гнейсы восточной части района. Складки, описанные выше, огибают эту общую структуру антиклинория с севера и переходят на восточную ее сторону. Около Верхне-Сысертского поселка наблюдается разветвление полосы осадочных пород, с одной стороны — к северу, с другой — к югу, чем подтверждается еще раз ее синклинальная природа.

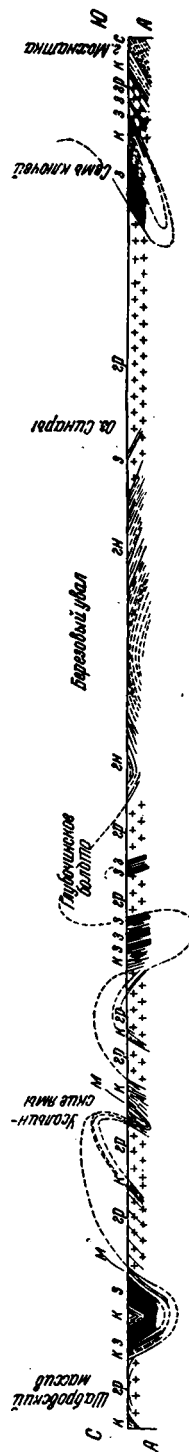
На юге описаны складки щелочных пород и вызванные ими нарушения в окружающей обстановке. Все структуры щелочных пород прослежены далее за пределы Сысертского района, причем гнейсы восточной части района непосредственно переходят в породы, слагающие ильменский геологический комплекс горных пород, так детально описанный в свое время Д. С. Белянкиным, А. Н. Заварицким и Е. А. Кузнецовым.

Перейдем к описанию отдельных профилей, показанных на фиг. 17 и 20. На фиг. 17 приведен профиль через массив гранита с запада на восток, начиная от района с. Полдневского. В полдневской полосе кварцитов наблюдалось западное падение под углом 50—60°. Среди нее залегает линзовидная залежь габбро-амфиболитов, согласная с залеганием сланцев. Восточнее профиль пересекает южную часть западной антиклинали массива гранитов и снова входит в полосу сланцев такого же состава, как и полдневская полоса. Залегание в этих сланцах наблюдалось только в восточной части их, близ контакта с гранитами. Оно характеризуется западным падением под углами, данными на профиле. Антиклиналь, намеченная

на профиле на основании элементов залегания, является продолжением с юга в этот район пород горы Смертельной, где кварциты и змеевики образуют крылья антиклинали. Восточнее, на территории гранитного массива, складки намечены на основании имеющих элементов залегания сланцев и отдельностей гранитов. Синклинали складка, прослеживаемая из района оз. Иткуль, сложенная сланцами на юге, на профиле оказалась распавшейся на отдельные ксенолиты, сохранившие основные элементы залегания. Восточнее, на Березовом увале, пологая складка, имеющая строение антиклинали, сложена сланцами и инъекционными гнейсами. Ее восточное крыло продолжается далее на восток с тем же падением до погружения гнейсов под осадочные отложения палеозоя.

Профиль на фиг. 21 представляет меридиональный разрез по осевой линии антиклинория в целом (линия А—А на фиг. 20). На северном конце профиля показаны наблюдавшиеся нами на севере района кварциты. Несколько к северу, за пределами карты, у самой ее границы, кварциты сменяются змеевиками, образующими северное крыло антиклинали, в ядре которой залегает Шабровский гранитный массив. По середине его, как это видно из фиг. 15, отдельность гранитов горизонтальная, в северной же части она наклонена на север, а в южной — на юг.

Южнее профиль вступает в полосу сланцев, слагающих синклинали, определяемую как чередованием горных пород, слагающих эту полосу, так и элементами их залегания. Южнее этой синклинали располагается антиклиналь, в ядре которой находится интрузия гранитов. Если судить по наличию известняков, образующих, повидимому, определенный стратиграфический горизонт среди кварцитов, то в районе Усольинских ям имеется синклинали, наклоненная к югу под углом, показанным на профиле. Ясно выражена на профиле антиклиналь, лежащая южнее, в ядре которой также находится гранитный массив. Эта антиклиналь документируется широтным простиранием и северным падением сланцев в полоске их, находящейся к западу от города Сысерти. Южное крыло складки определяется падением сланцев к югу в местности, лежащей северо-западнее Верхне-Сысертского поселка и пруда. Об антиклинальной природе этой складки свидетельствует также и полоска амфиболитов, залегающая восточнее среди кварцитов. Она плавно огибает эту антиклиналь и участвует в ее строении вместе с подчиненными ей змеевиками. Около р. Черной (см. фиг. 16) эта полоска прекращается, будучи прервана гранитами, но западнее среди гранитов имеются многочисленные отторженцы змеевиков, являющиеся продолжением описанной полоски.



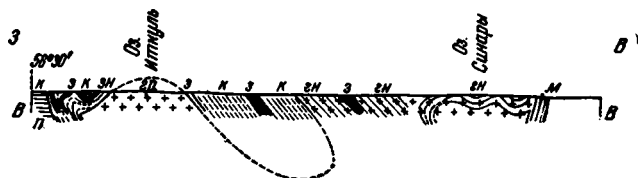
Фиг. 21. Профиль через Сысертский массив гранитов по оси главной антиклинали
к — кварциты; м — мраморы; гн — гнейсы; з — змеевики; гр — граниты; с — щербининские породы

Строение полосы сланцев, лежащей в районе Верхне-Сысертского пруда, синклиналиное. Однако падение сланцев на всем протяжении меридионального разреза через полосу остается почти вертикальным, круто наклоненным к югу. На фиг. 16 видно, что часть полосок сланцев этого района восточнее пруда направляется в восточное крыло описанной выше антиклинали и поворачивает к северо-востоку, другая же часть направляется на юг, плавно изгибаясь и образуя вторую антиклинальную складку. После второстепенной антиклинали и синклинали района Глубочинского болота начинается подъем антиклинали Березового увала, сложенной инъекционными гнейсами. В южных частях Сысертской дачи эта



Фиг. 22. Профиль через Сысертский массив гранитов по линии В — В (фиг. 20) Обозначения см. на фиг. 21; кроме того: п — порфириты зеленокаменной полосы; а — амфиболиты

антиклиналь погружается и сменяется синклиальной складкой, ясно видной на профиле. Ядро этой синклинали выполнено гранитами. Эта синклинали — вторичная; выступающие южнее гранитов змеевики и сланцы огибают массив и антиклиналь щелочных пород с запада и севера, попадая в профиль (фиг. 21) с северным падением (район Семи Ключей).



Фиг. 23. Профиль через Сысертский массив гранитов по линии В — В. Обозначения те же, что и на фиг. 22.

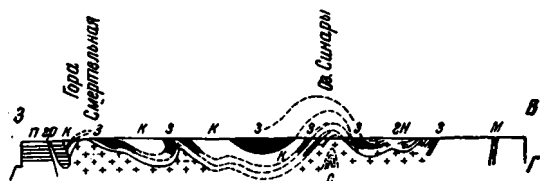
Профиль по линии В — В (фиг. 22) расположен несколько севернее профиля фиг. 17. Кварциты, обладающие западным падением в контакте с гранитами, с удалением от него принимают восточное падение. Пологая волнистая складчатость характеризует отдельность гранитов, которая обычно отражает залегание близлежащих пород кровли. Залегание сланцев Березового увала обосновано многочисленными замерами простирания и падения, согласно фиг. 16 и 18.

Профиль по линии В — В проходит через оз. Иткуль (фиг. 23). Западный контакт гранитов характеризуется здесь падением пород на запад. Среди западного крыла складки по залеганию змеевиков видно продолжение антиклинали горы Смертельной. Антиклиналь с ядром гранитов на месте оз. Иткуль хорошо видна по элементам залегания отдельности гранитов и сланцев севернее и южнее озера. Моноклинальное падение сланцев, лежащих восточнее оз. Иткуль, условно намечено в форме синклинали, наклоненной к западу. На месте антиклинали Березового увала видны пологие складки гнейсов района оз. Синары, залегание которых хорошо описано М. О. Клером севернее озера и нами — южнее его.

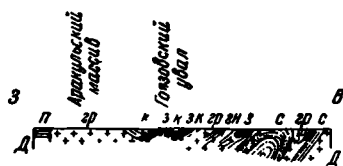
Профиль по линии Г — Г содержит на западе круто падающие на восток зеленокаменные породы (фиг. 24). Затем следует антиклиналь горы Смертельной с ядром гранитов и с кварцитами и змеевиками на крыльях. Вторая антиклиналь намечается повторением змеевиковых пород. Хорошо выражена антиклиналь на юго-западном берегу оз. Синары. В ее ядре

южнее поднимаются щелочные породы восточной полосы, сложенной миаскитами и щелочными сиенитами. Наконец, самый южный профиль по линии Д — Д содержит Аракульский гранитный массив на западе, затем синклираль Вязовского увала, большую антиклиналь с ядром щелочных пород и меньшую антиклиналь с щелочными породами в ядре (фиг. 25).

Из общей структуры Сысертского массива следует, что его осевая линия проходит неровно и осложнена рядом второстепенных складок, которые



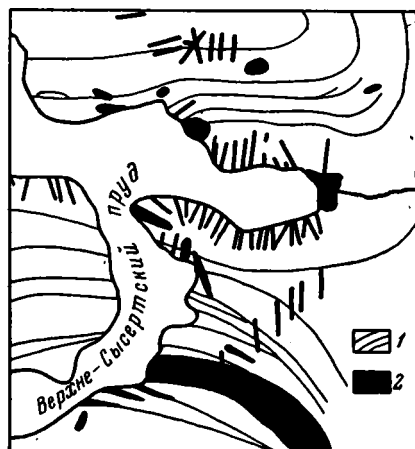
Фиг. 24. Профиль через Сысертский массив гранитов по линии Г — Г. Обозначения те же, что и на фиг. 21 и 22.



Фиг. 25. Профиль через Сысертский массив гранитов по линии Д — Д. Обозначения те же, что и на фиг. 21 и 22.

переходят с западного крыла антиклинория на восточное. Осевая линия антиклинория проходит из района северной части массива к оз. Синяры на юге и направлена выпуклостью к востоку, что, может быть, является следствием наклона осевой плоскости антиклинория на восток. Сложная структура Сысертского антиклинория может быть объяснена только развитием в две (или более) фазы деформации. Эти фазы, однако, являлись в истории развития последовательными и вряд ли отделялись одна от другой. Можно думать, что складки были заложены еще до интрузии гранитов. Вслед за началом интрузии породы кровли претерпели сильнейшее растяжение. В ядра складок внедрились граниты. Их магма подвергла сильному метаморфизму окружающие горные породы, которые под влиянием прогрева, вероятно, сделались более пластичными. Гранитная магма раздвинула отдельные толщ и складки, подвергла их многочисленным разрывам, инъекции и местами гранитизации. Во время образования инъекций и интрузии гранитов произошли многочисленные второстепенные складки, была создана и общая структура антиклинория в виде крупного поднятия.

Обращает на себя внимание также и то, что в восточном контакте гранито-гнейсовой области, начиная от Верхне-Сысертского поселка к югу до конца исследованного района, наблюдается несогласие в отношениях гнейсов и гранито-гнейсов массива, с одной стороны, и кварцитовых и других толщ, относящихся к раме массива, — с другой. Это несогласие сказывается в несоответствии простираения этих двух серий, а также в том, что при общей складчатости гнейсы уходят под восточный комплекс осадочных пород несогласно с их залеганием. Для объяснения этого можно принять единственно только стратиграфически несогласное наложение



Фиг. 26. Картина инъекций гранитов в сланцы на берегах Сысертского пруда: 1 — кварциты и амфиболиты; 2 — гранитные дайки

толщи кварцитов, мраморов и амфиболитов на гнейсы. Позднейшее образование складок, сопровождавшееся внедрением гранитов, создало общие формы геологических структур, но не затушевало этого несогласия. Это также подтверждает наличие двух фаз деформаций. Несогласие этих толщ еще резче выступает в Каслинской даче, где оно констатировано нами (В. С. Коптев-Дворников и Е. А. Кузнецов, 1931) как к западу, так и к востоку от гнейсовой области.

В отношении распределения напряжений и механизма интрузии гранитной магмы в складчатых структурах инъекционных зон интересен район Верхне-Сысертского пруда (фиг. 26). Детальное исследование района показало, что в области этой сильно сжатой части круто погружающейся антиклинали Березового увала, в синклиналь между нею и следующим к северу куполовидным поднятием гранитов, магма проникла не по простирацию складок, а преимущественно по поперечным разрывам, образующим сложную сеть секущих поперечных и диагональных даек, прослеживаемых на десятки метров. Согласные жилы, характерные для большей части массива, здесь являются исключением.

Явление расчленения пород кровли массива гранитов на ксенолиты хорошо наблюдается в окрестностях с. Мраморского, где апофизы гранитов внедряются по простирацию в толщу вмещающих горных пород, в змеевики и кварциты, причем это внедрение следует простирацию пород и идет как в плане земной поверхности, так и снизу, образуя дайки в змеевиках. Линейное расположение даек имеет продолжение в виде различных продуктов метаморфизма змеевиков, вытянутых в полосы. Вся эта картина характерна и для других полос пород кровли гранитов, как это было показано выше.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Выше очерчены общие геологические условия залегания сысертских гранитов, их петрографический состав и характер метаморфизма окружающих их пород. Из этого очерка следует:

1. Сысертские граниты, подобно другим гранитам Урала, данные по геологии которых сведены в работе Б. М. Куллетского (1947), залегают в ядре крупного антиклинория в виде ряда интрузий, соединяющихся в одно большое тело гранита, местами разобшенное породами кровли на отдельные части, которые в других местах соединяются там, где вмещающие породы прорваны и распались на отдельные участки, погруженные в граниты.

2. Граниты в значительной степени перекристаллизованы в гранито-гнейсы, что произошло вследствие кристаллизации их под давлением, отчасти же в результате перекристаллизации после застывания пород.

3. Среди гранитов имеются разновидности, представляющие собой несомненные продукты застывания магматического расплава. Но есть и такие граниты, которые характеризуются как продукты гранитизации вмещающих пород осадочного происхождения — кварцитов и сланцев. Эти породы выделяются ясно выраженной, правильной структурой в виде слоисто расположенных полос, то обогащенных, то обедненных биотитом, заметных при внимательном изучении в поле.

4. В восточной части массива распространены инъекции гранитов среди плагиоклазовых гнейсов, кварцитов и слюдяных сланцев. Инъекции сопровождаются гибридными пегматитовыми жилами с кианитом, мусковитом и кварцем, а также жилами, состоящими из андезина и олигоклаза с кварцем и биотитом или мусковитом. Первые связаны с гибридизацией с кианитовыми слюдяными сланцами и кварцитами, тогда как вторые являются результатом переработки плагиоклазово-биотитовых гнейсов.

5. Окружающие породы характеризуются метаморфизмом, соответствующим мезозональным ассоциациям минералов, и представлены плагиоклаз-амфиболитовой фацией метаморфизма с основным характером плагиоклазов. Однако такие породы остаются редко, большая же часть пород перешла в субфацию плагиоклаз-эпидотовых и альбит-эпидотовых амфиболитов. Изредка встречаются породы контактов роговиковой фации, но влияние стресса и условий значительной глубины создают благоприятную обстановку для проявлений инъекционного метаморфизма и развития гнейсов.

6. Особенно интересны продукты метаморфизма змеевиков антигортитового состава, превращающихся под влиянием гранитов в различные магнезиально-железистые породы и сланцы. Из них к начальной стадии метаморфизма пород, попавших в граниты, относятся различные оливинные и пироксеновые породы и сланцы, которые при диафторезе с охлаждением гранитов постепенно замещались амфиболовыми (актинолитовыми и антофиллитовыми) сланцами и хлоритовыми, тальковыми и тальково-карбонатными породами. Конечным продуктом изменения оливинных и пироксеновых, актинолитовых и антофиллитовых пород являются змеевики хризотилового состава.

Обилие этих пород в массиве и в его окружении позволяет опираться на них при рассмотрении условий метаморфизма в контакте гранитов.

7. На основании отношений и парагенеза минералов, в магнезиально-железистых породах устанавливаются градации метаморфизма, отмеченные выше. Исходя из исследований системы магнезия — кремнезем — вода, делается вывод об условиях температуры в контактовом ореоле гранитов. Ранняя стадия метаморфизма характеризовалась повышением температуры до 600—800°, когда образовались оливин-пироксеновые породы и, вероятно, породы гранатовых роговиков в роговиковой фации. Повидимому, в этой стадии образовались породы фации гнейсов с силлиманитом, которые затем перешли при диафторезе в гнейсы с кианитом и ставролитом, причем от силлиманитовой фации остались незначительные участки. С этими же ранними стадиями метаморфизма связаны, повидимому, и плагиоклазовые амфиболиты с основным плагиоклазом. Обилие эпидота в широко распространенных плагиоклазовых амфиболитах с средним и кислым плагиоклазом свидетельствует о том, что состав пород был в достаточной степени обеспечен кальцием для создания основного плагиоклаза, но образование эпидота было следствием процесса диафтореза.

8. Охлаждение массива шло постепенно, и постепенно ассоциации минералов менялись в сторону более низкотемпературных. В пространстве такая же смена происходила с удалением от массива, но типичной картиной в этом отношении является переход роговиковой или пироксеноливиновой фации в амфиболовую (роговая обманка, актинолит или антофиллит и купферит), а на большем расстоянии — в тальково-хлоритовую и, наконец, серпентиновую, причем в этом случае змеевики являются первичными, исходными породами и относятся преимущественно к антигортитовому типу.

9. Массив представляет собой антиклинорий, к которому приурочены интрузии гранитов, и связан с большим поднятием складок, действовавших наподобие насоса, что вызвало поднятие огромных количеств гранитной магмы и явления инъекции, сопровождаемые процессами гранитизации. Условия глубины геологического разреза с высокой температурой вследствие нагнетания магматических масс вызвали сильный метаморфизм с постепенным переходом в сторону от массива к филлитовой фации и к фации зеленокаменных пород (в зонах прилегающих синклиналиев).

10. Условия проникновения гранитных расплавов связаны с интрузией

их из глубины, источники же их в глубинной области неясны, и для них весьма вероятны процессы палингенеза. Явления метасоматизма в наблюдаемой части геологического разреза свидетельствуют о большой подвижности калиевых и натровых перегретых растворов, с которыми переносится также материал для образования различных акцессорных минералов; окружающие породы также могут приходить в движение, подвергаться мобилизации, переходить в растворенное состояние и давать пегматоидные жилы. Последние можно сравнить по характеру образования с альпийскими жилами гидротермального происхождения, хотя по температурным условиям эти жилы близки к настоящим пегматитам и являются теми жильными инъекционными образованиями, которые получили название венитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арцруни А. Е. Геологические исследования на Урале.—Зап. Мин. об-ва, 1869, 15.
 Арцруни А. Е. Bericht über eine Reise im Ural im Sommer 1879. [Заметка о поездке на Урал летом 1879 г.].—Verh. d. Gesellsch. Erdkunde, 1879, 6, № 10.
 Арцруни А. Е. Об исследовании хромистой слюды и хромового турмалина.—Зап. Мин. общ., 1882, 18, протокол № 17.
 Аршинов В. В., Уральский Б. П. и Бочарова А. П. Сысертское месторождение антофиллит-асбеста.—Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1937, вып. 125.
 Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа.—Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 3.
 Белякин Д. С. Петрографические наблюдения в Верхне-Уфалейской даче на Урале.—Изв. СПб. Политехн. инст., 1911, 14, вып. 3.
 Волженков А. И. 1. Мирмекиты и мирмекитовые вроски в калиевом полевопшпате.—Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1940, вып. 20.
 Волженков А. И. 2. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы.—Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 21, петр. сер., № 7.
 Дюпарк Л. Медные месторождения в Сысертской даче на Урале.—Тр. Геол. ком., новая серия, 1914, вып. 101.
 Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические граниты.—Вестн. Ленингр. гос. унив., 1951, № 5.
 Еремеев П. В. Заметки о некоторых месторождениях уральских мрамора и наждака.—Горн. журн., 1859, № 2.
 Еремеев П. В. [О геологической карте Сысертского округа, составленной А. Е. Арцруни].—Зап. Мин. общ., 1887, 23, проток. № 3, § 24.
 Заварицкий А. Н. Интересный пример сиенит-пегматита из Ильменских гор. В сб. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
 Зайцев А. М. Геологический очерк Кыштымской и Каслинской дач в Среднем Урале.—Тр. Общ. естествоисп. Казанск. унив., 1884, 13, № 3.
 Карпинский А. П. Геологические исследования, произведенные на Урале летом 1883 г.—Изв. Геол. ком., 1883, № 2.
 Карпинский А. П. Геологическая карта Кыштымской и Каслинской дач (в курсе К. И. Богдановича «Рудные месторождения», 1912).
 Клер М. О. Геологическое описание Черкаскульской дачи.—Тр. Уральск. общ. любит. естествозн., 1913, 36.
 Клер М. О. Корунды и наждаки на Урале.—Уральск. техн., 1917.
 Коптев-Дворников В. С. Изучение корундовых месторождений Урала в 1926 г.—Мин. сырье, 1927, № 7.
 Коптев-Дворников В. С. и Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда.—Тр. Инст. прикл. мин., 1931, № 47.
 Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности.—Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71.
 Коржинский Д. С. Зависимость минералообразования от глубины.—Зап. Мин. общ., 1937, ч. 66, вып. 2.
 Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Казань, 1915.
 Кротов П. И. Материалы для географии Урала. Оро-гидрографические исследования в южной части Среднего Урала.—Зап. Русск. геогр. общ., 1905, 34, № 3.
 Кузнецов Е. А. 1. Корундовые месторождения СССР. В сб. Абразионные материалы.—Тр. КЕПС Акад. Наук СССР, 1926, вып. 57.

- Кузнецов Е. А. 2. Корундовые месторождения Полевского и Кыштымского районов.— Мин. сырье, 1926, № 1.
- Кузнецов Е. А. Петрографический очерк Садоны.— Тр. Инст. прикл. мин., 1930, № 46.
- Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, № 2.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1941.
- Кузнецов Е. А. 1. Количественно-минералогический состав горных пород и их химические характеристики.— Вестн. Моск. гос. унив., 1947, № 6.
- Кузнецов Е. А. 2. О способах пересчета и изображения химического состава магматических горных пород.— Вестн. Моск. гос. унив., 1947, № 3.
- Кузнецов Е. А. 3. Радиоларии из кремнистых сланцев Полевской и Уфалейской дач на Урале.— Вестн. Моск. гос. унив., 1947, № 12.
- Кузнецов Е. А. и Зиновкин А. Д. Гранитные интрузии в геологической структуре Урала.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1940, № 18.
- Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. Л.— М., ОНТИ, 1936.
- Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометалльное орудование.— Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 83, петр. серия, № 26.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Опыты над перекристаллизацией горных пород в твердом состоянии.— Изв. СПб. Политехн. инст., 1911, 15, вып. 2. См. также: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Избр. труды, т. I. М.— Л. Изд. Акад. Наук СССР, 1949.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы.— Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1939, № 1. См. также: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Избр. труды, т. I. М.— Л. Изд. Акад. Наук СССР, 1949.
- Лепехин И. Дневные записи путешествия Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства 1768—1769 гг. СПб., 1770.
- Мамуровский А. А., Коптев-Дворников В. С. и Пылаев Б. Ф. Опыт промышленной оценки уральских месторождений граната.— Мин. сырье., 1929, № 5—6.
- Николаев А. В. К минералогии Кыштымского горного округа.— Тр. Геол. муз. Акад. Наук СССР, 1912, 6, № 7.
- Паллас П. С. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reichs, Bd. 2. [Путешествие по различным провинциям Российского государства. 2] СПб., 1776.
- Рожков В. К. К орографии Нижне-Исетской дачи в Среднем Урале.— Тр. Общ. естествоисп. Казанск. ун-та, 1901, 30, № 1.
- Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты.— Вестн. Ленингр. гос. унив., 1950, № 10.
- Сыромятников Ф. В. О синтезе серпентина.— Тр. I Совещ. по эксперим. мин. и петр. 26—28 апреля 1934 г.— Тр. Геол. ассоц. Акад. Наук СССР, 1935, вып. 3.
- Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. Изд. иностр. лит., 1951.
- Ферсман А. Е. Пергматиты, т. I. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главнейших минералов изверженных горных пород и метеоритов. Новочеркасск, 1928.
- Штейнберг Д. С. К петрохимии гранитов Урала.— Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. Акад. Наук СССР, 1944, вып. 3.
- Щуровский Г. Е. Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношении. М., 1841.
- Andersson G. H. Granitization, albitization and related phenomena in the northern Inyo Range of California.— Nevada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48.
- Bowen N. L. a. Tuttle O. F. The system $MgO - SiO_2 - H_2O$.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, 60, № 3.
- Erdmannsdorffer O. H. Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes.— Abh. Heidelberg. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Klasse, 1936, № 8.
- Esköla P. On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Helsingfors, 1914. Comm. géol. Finl., Bull. № 40.
- Esköla P. The mineral facies of rocks. Norsk Geol. Tidsskr., 1920, 6.
- Hoernes D. Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes.— N. Jb. Min., Petr. u. Pal., 1940, Abt. A, 76, H. 2.
- Jander W. u. Wuhler J. Hydrothermale Reaktionen. I. Die Bildung von Magnesiumsilikaten.— Zs. anorg. allg. Chem., 1938, № 235.
- Sederholm J. J. Om granit och gneiss. Helsingfors, 1907, Comm. géol. Finl., Bull. № 23.
- Wegman C. E. u. Krank E. H. Beiträge für Kenntnis der Svekofenniden in Finnland. Comm. géol. Finl., 1931, Bull. 89.
- Wells F. G. The hydrothermal alteration of serpentine. Amer. Journ. Sci., 1929, 18.

Е. А. КУЗНЕЦОВ

К ВОПРОСУ О ПЕТРОТЕКТОНИКЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

В ранее вышедших работах автора (1933, 1947), а также и в работах других исследователей (Заварицкий А. Н., 1941) неоднократно рассматривался вопрос о форме пинтузий и о геологическом строении гранито-гнейсов и щелочных пород на восточном склоне Урала (Е. А. Кузнецов и А. Д. Зиновкин, 1940). На основании данных как прежних, так и новых работ геологическое строение района распространения щелочных пород в этой части Урала определяется наличием большой антиклинальной складки, расположенной против предполагаемого Уфимского горста и полого погружающейся на севере в районе р. Вязовки, а на юге в районе Ильменского озера. Как это установлено ранее, на севере антиклиналь наклонена на восток. Западное крыло ее падает на запад под углом в среднем около 25° , восточное же — вертикальное или местами наклонено также на запад под углами до 70° . На южном окончании в Ильменских горах падение крыльев антиклинали имеет обратное соотношение, а именно: восточное крыло падает на восток под углом около $25\text{—}30^\circ$, тогда как западное — вертикальное. Как это уже было отмечено О. А. Воробьевой (1947), линейная сланцеватость на севере складки наклонена на север параллельно оси структуры. На юге линейная сланцеватость наклонена под таким же углом на юг.

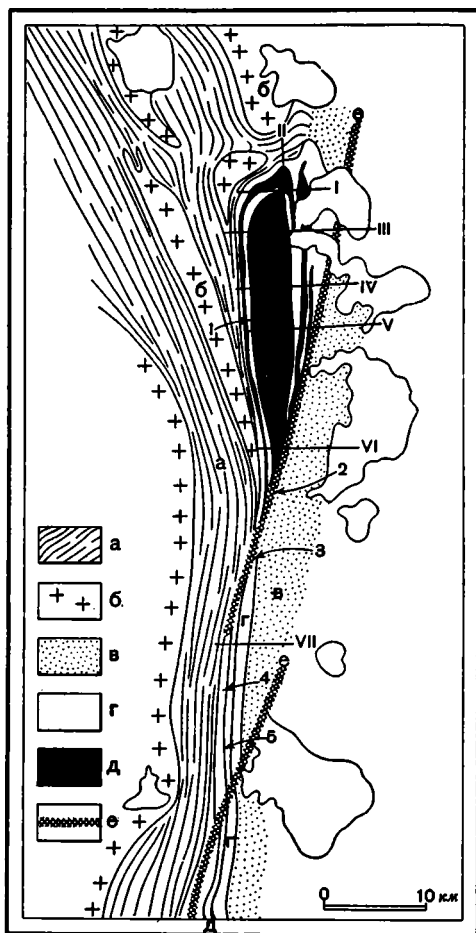
Антиклинальная складка, широкая на севере и юге, в средней части сильно суживается (фиг. 1). Падение крыльев складки при переходе из северной части в южную меняется через вертикальное на восточное. При этом наклон восточного крыла в северной половине складки остается по-прежнему крутым, тогда как ее западное крыло делается постепенно более крутым и в месте сужения складки становится вертикальным, так что, наконец, оба крыла приобретают в самой узкой ее части изоклинальное залегание с падением на восток под углом около 70° . Это явление соответствует по форме кручению складки. Как известно (Кузнецов, 1933), в месте пережима антиклиналь пересекается полосой милонитов, и породы ее смещаются вдоль этой полосы на расстояние до 7 км. Милониты развиты в нескольких зонах, из которых наиболее крупные достигают мощности 50 м, причем эти зоны непрерывные и прослеживаются по простиранию на расстояние до 30 км. Таким образом, их нельзя сравнивать с теми милонитами, которые А. Н. Заварицкий упоминает в своих работах как местные явления, образовавшиеся вследствие дифференциального скольжения, происходившего послойно между гнейсами или другими породами (Заварицкий, 1941). Зоны, описанные Е. А. Кузнецовым, при-

надлежат к крупным нарушениям. По своему геологическому положению они соответствуют местам разрывов и смещений, развившихся при кручении складки.

В течение двух лет автор собирал материал для изучения петротектоники щелочных пород. Задачей исследования было проследить, каким образом геологическое строение отражается на структурах горных пород. Полученные результаты имеют методическое значение. В литературе по петротектонике диаграммы пород рассматриваются большей частью чисто формально — с точки зрения их формы и симметрии, без указания связи различных вариаций этих диаграмм с деталями картины геологического строения. Использование же этих диаграмм для распознавания структур станет возможным только тогда, когда будет детально исследована их связь с реальными тектоническими формами. К выяснению этой связи и стремился автор в своей работе.

Очень часто в литературе встречаются диаграммы сводного характера. В них авторы стремятся дать картину ориентировки минералов или трещин отдельности для какого-нибудь большого массива или участка земной коры. Такие диаграммы не всегда достигают цели, так как на больших площадях геологические условия могут значительно изменяться, изменяется и ориентировка минералов или трещин, а потому разнообразные данные для разных точек системы деформаций геологических тел могут создать очень путаную общую диаграмму. Диаграммы лучше изучать путем сопоставления частных данных для отдельных мест, связанных с геологическими элементами, а не в некоторых отвлеченных средних величинах. Сводные диаграммы ориентировки минералов, составленные по данным частных, может быть, и немногочисленных в каждом отдельном случае замеров, но суммированных в одну общую диаграмму, могут принести пользу при решении вопроса о характере и природе деформаций какого-либо минерала, так как суммирование немногочисленных частных измерений с ориентировкой по одной системе относительно элементов эллипсоида деформации даст картину реакции минерала на различные деформации.

В петрографических кругах установилось мнение, будто работа сопоставления диаграмм, необходимых для петротектонического анализа,



Фиг. 1. Северная часть массива миаскиотов
а — кварциты и зеленокаменные породы; б — граниты; в — инъекционные гнейсы; г — гранито-гнейсы; д — щелочные породы; е — зоны мylonитов. I—VII — линии схематических профилей (см. фиг. 74—77)

трудна и отнимает много времени у исследователя. Это мнение неправильно. Конечно, просмотр шлифа и его определение занимают меньше времени, чем замеры положения 100—200 оптических осей кварца в шлифе, приготовление которого тоже требует большего внимания от исследователя; тем не менее для лиц, работающих над разрешением вопросов тектоники различных кристаллических пород, а также магматической тектоники, в частности — вопросов формирования магматических тел, умение пользоваться методами петротектоники представляет исключительную важность, так как этот метод основывается на ориентировке минералов, вызванной всеми возможными движениями, которые горные породы испытывали во время своего образования и после него.

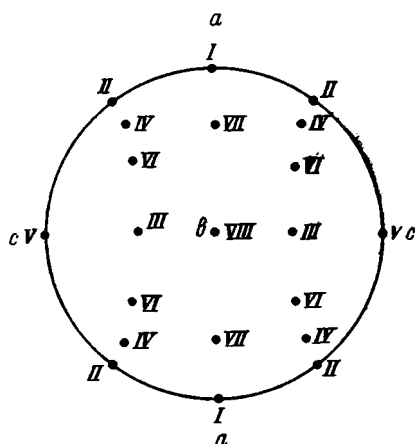
Для петротектонического исследования обыкновенно используется положение зерен кварца и слюд — как наиболее распространенных минералов, легко реагирующих на различные деформации горной породы. Их способность восприятия деформаций, однако, различна. В то время как хрупкий кварц при деформациях после его образования заново раздробляется и принаравливается к новым формам существования пород, слюда, раз сформированная, может в дальнейшем подвергаться пластическим изгибам, не претерпевая раздробления. Вследствие такого различного восприятия деформаций эти два минерала обычно дают возможность различить отдельные стадии изменения состояния пород и наметить стадии деформаций последних, что и будет показано в дальнейшем изложении.

Слюды при деформации легко ориентируются в плоскости сланцеватости. Поэтому для них в случае сильной деформации почти всегда получается постоянный тип диаграмм. Диаграммы составляются для них путем нанесения на проекцию сетки Шмидта полюсов спайностей по (001). В этом случае большинство полюсов этих граней укладывается на диаграмме в области, близкой к полюсу поверхностей сланцеватости. Однако, чем менее совершенна ориентировка листочков слюд, тем более рассеянными будут точки, соответствующие полюсам отдельных листочков, и тем менее будет выражена их концентрация на диаграмме. Проведенные на ней изолинии одинаковых плотностей точек покажут характер этой концентрации, а следовательно, и совершенство ориентировки минерала в виде максимумов. Для слюд, совершенно ориентированных в горной породе, имеется обычно один сильно выраженный максимум, расположенный в полюсе плоскости сланцеватости, т. е. перпендикулярно к ней. Иногда около главного максимума находятся еще два второстепенных, обусловленных наличием изгибов в положении слюд при не вполне совершенной ориентировке, так как слюды часто огибают порфиробласты или изменяют положение плоскости сланцеватости, образуя пloyчатость.

Ориентировка кварца обычно сложнее. Если у слюд причиной ориентировки является приуроченность ее плоскости спайности к плоскости сланцеватости, то у кварца нет такой единственной плоскости, по которой его неделимые могли бы испытывать особые свойства роста или ориентировки. Исследования показали, однако, что и этот минерал легко ориентируется, но причиной ориентировки служит его кристаллографическое строение, наличие плоскостей скольжения, по которым происходит трансляция его зерен.

В редких случаях ориентировка кварца является следствием его правильного роста, например в различных жилах, когда он образуется в виде кристаллов, растущих закономерно перпендикулярно к поверхностям трещин. Эта ориентировка и называется ориентировкою роста. Легко видеть, что при этом зерна кварца, если бы в конце концов они и потеряли свою правильную форму кристаллов, имели бы приблизительно одинаковое положение оптических осей. Эти оси создают максимум в одном месте диаграммы.

В горных породах ориентировка кварца является, как предполагают, результатом скольжения при дифференциальных движениях, при которых происходит перекристаллизация пород, причем для кварца, как и для кальцита, характерны скольжения прежде всего по граням ромбоэдров, далее по грани (0001) и по граням призмы. Преимущественное скольжение по одной или по нескольким из этих граней, направленное векториально, вызывает образование максимумов, которых у кварца констатировано восемь (фиг. 2). Один из них, часто встречающийся у кварца, расположен так, что выходы оптических осей минерала концентрируются вблизи оси a эллипсоида деформации. Этот максимум называется первым и обозначается римской цифрой I . Второй максимум располагается по сторонам первого в виде двух скопления точек, образующих фактически два максимума, симметричных относительно a на линии ac . Третий максимум находится посередине между выходами осей b и c . Он повторяется симметрией кристалла, но иногда развиваются только некоторые из этих равноправных направлений. Точно так же четвертый максимум, располагающийся между третьим и вторым, является четвертым, так как в каждом квадранте проекции имеются одинаковые симметричные точки. Однако не всегда они все одинаково представлены на реальных диаграммах кварца для определенных горных пород. Пятый максимум приурочен к оси c эллипсоида деформации, шестой находится рядом с четвертым и многими исследователями объединяется с ним в один. Седьмой занимает промежуточное положение между первым максимумом и осью b и, наконец, восьмой находится на оси b .



Фиг. 2. Схема максимумов на диаграммах деформированного кварца в горных породах.

Цифры I — $VIII$ — положения максимумов

Оси a , b и c эллипсоида деформации расположены в сланцеватой породе следующим образом. Всякая горная порода, будучи рассланцована, представляет собою тектонит с ясно выраженной ориентировкой минералов, причем обычно ориентировка неравномерная. В плоскости сланцеватости различают два главных направления, из которых одно располагается по оси складки, а другое перпендикулярно ей и направлено к седлу складки. Третье главное направление в горной породе ориентировано перпендикулярно к плоскости сланцеватости; оно представляет собой направление максимального сжатия или деформации породы. Сжатие в направлении, перпендикулярном плоскости сланцеватости, заставляет вещество деформироваться, причем в складке, как известно, наблюдается течение вещества путем дифференциального скольжения по направлению к седлу складки, чем вызывается увеличение мощности слоев в ядрах складок и уменьшение на их крыльях. Соответственно этому принято обозначать направление течения материала как ось эллипсоида деформации a , направление, параллельное оси складки, — как ось b , а направление, перпендикулярное сланцеватости, — как ось c .

В нашем случае, когда складка, подвергающаяся изучению, имеет меридиональное простирание, ось b всегда направлена почти меридионально, ось c — перпендикулярно к сланцеватости, а ось a — к середине складки, вверх. Но эти оси не связаны с рельефом или с линией горизонта.

Складка на севере погружается, вместе с ее осью погружается и ось b , соответственно ось a в месте периклинального окончания складки протягивается с запада на восток, ось c располагается перпендикулярно широтно простирающейся и наклоненной на север плоскости сланцеватости.

Слюды и листоватые минералы вообще очень удобны для определения положения на диаграмме оси c вследствие того, что максимум их всегда близок к этой оси. Так как образование складки происходит путем дифференциальных движений частиц вещества горной породы, эти движения сопровождаются вращением и скольжением материала. Частицы ориентируются не все с одинаковым совершенством; некоторые отстают в движениях, и в результате образуются так называемые пояса на диаграммах. Эти пояса относятся к тектонитам вращений, или В-тектонитам. В отличие от них в природе существуют деформации, при которых трансляция по плоскостям скольжения играет главную роль. При этом появляются так называемые тектониты скольжения. Но так как скольжение присуще в известной мере и В-тектонитам, то между ними и тектонитами скольжения наблюдаются разнообразные переходы. Тектониты скольжения отличаются от В-тектонитов тем, что в них исключительно резко выраженное положение приобретает один максимум; для кварца это обычно первый максимум, реже другие (например, пятый). Такого рода тектониты скольжения, или S-тектониты, наблюдаются в местах сильных дислокаций, сопровождаемых преимущественным скольжением, например вдоль лежащих крыльев складок, переходящих в надвиги, или в этих последних, в смещениях сдвигов и других подобных деформациях. В этих деформациях осью a может считаться направление перемещений материала при движениях, осью c — направление, перпендикулярное к возникающим при этом плоскостям сланцеватости, а осью b — ось происходящего перемещения, перпендикулярная направлению движения.

После этого краткого введения перейдем к характеристике петротектонических деформаций горных пород в исследованном районе. Необходимо отметить, что большинство ориентированных шлифов, взятых для исследования, было изготовлено перпендикулярно к простираению, а не к линейной сланцеватости, т. е. к удлинению зерен минералов, которое обыкновенно бывает параллельно оси b складки. Тем рельефнее выступает поясовое строение большинства полученных при исследовании диаграмм. Эти пояса наклонены к плоскости диаграммы под углами, соответствующими наклонам оси b складки и наблюдавшейся в поле линейной сланцеватости. Только в некоторых местах эти разрезы сделаны перпендикулярно к линейности породы, и тогда пояса располагаются на периферии диаграмм. О каждом таком случае имеется соответствующая оговорка в тексте.

На всех фигурах диаграммы расположены так, что их плоскости сланцеватости и направление падения, показанные стрелками и поперечными линиями, пересекающимися в центре диаграмм, имеют наклон, соответствующий наклону их в природе. Таким образом, стрелки на диаграммах для пород, обладающих западным падением, наклонены налево, а для обладающих восточным падением — направо. Вертикальное падение отражено в вертикальном положении плоскостей сланцеватости на диаграммах. Следует также подчеркнуть, что в породах сланцеватость не постоянная, а колеблется в пределах даже соседних участков породы в одном шлифе. Пределы этих колебаний и отмечены на диаграммах по обе стороны от линий падения пород. Участки на диаграммах, не содержащие точек, соответствующих выходам оптических осей, отделены толстой первой изолинией. В середине диаграмм нанесены цифры, соответствующие

простирацию горных пород, причем линия простираения выходит в центре диаграммы, по положению шлифа, разрез которого сделан перпендикулярно простираению. Когда на диаграмме ось *b* находится в центре, то соответственно показаны также и выходы на проекцию диаграммы линии простираения, с указанием ее азимута. Диаграммы представляют, как принято в петротектонике, проекции элементов ориентировки на нижнюю полусферу.

ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Результаты произведенного исследования по петротектонике щелочных пород будут в дальнейшем изложены по частям, соответственно выделяемым участкам складчатой структуры района. Сначала будет дано описание ориентировки минералов в гранито-гнейсах и щелочных породах в районе периклинального окончания складки, затем последовательно будет проведено сравнение петротектоники южных частей антиклинали, показанных на фиг. 1 (1, 2, 3, 4, 5).

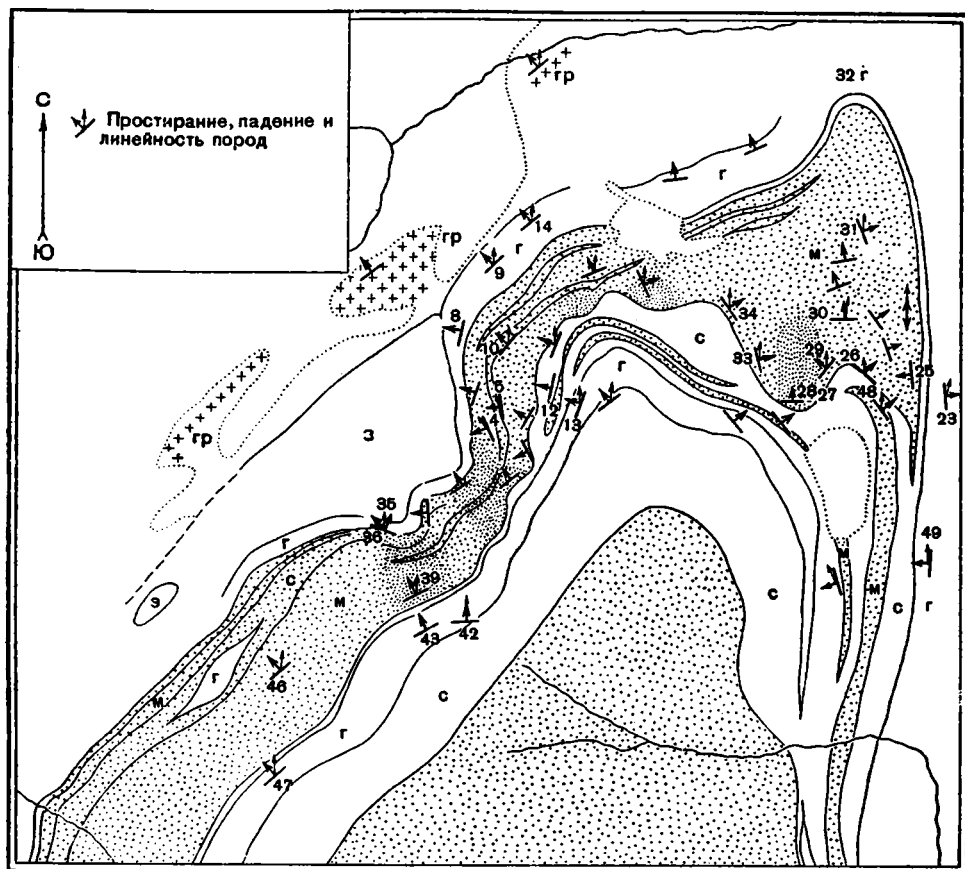
1. Петротектоника области периклинального окончания антиклинали (фиг. 3)

1) Ориентировка минералов в гранито-гнейсах. Основной формой тектоники на территории района является антиклинальная складка, сложенная пара- и ортогнейсами, частично амфиболитами, с участием сиенитовых пород. Ортогнейсы представлены гранито-гнейсами, которые в местах развития типичных щелочных пород переходят в щелочные сиенито-гнейсы и гнейсовидные щелочные сиениты. Ядро складки сложено миекитами. Они же развиты и в крыльях складки, особенно в западном крыле, прослеживаясь почти на всем продолжении складки в виде слоев или пластообразных залежей.

На фиг. 3 схематически показан характер погружения складки. Породы складки образуют антиклиналь с рядом второстепенных мелких складок в виде фестонных изгибов полос в плане рисунка. Интересны изменения структур гранито-гнейсов, играющих выдающуюся роль в строении обоих крыльев складки. Диаграммы для этих гнейсов приведены на фиг. 5—15. Наклон линейной сланцеватости также отражает эти второстепенные складки. Так, на первом изгибе слоев горных пород (точка 35 на фиг. 3) наблюдается изменение северного падения линейной сланцеватости на северо-западное. В этом месте слои гранито-гнейсов, кварцитов и щелочных пород изогнуты в направлении к востоку; они огибают твердое препятствие в виде небольшого массива змеевиков, залегающего западнее их, в полосе основных метаморфизованных пород, представленных на остальном протяжении узкой полоской амфиболитов. Линейность отражает в этом месте синклиналь гранито-гнейсового комплекса, имеющую почти поперечное положение по отношению к общему простираению этих пород. Другая, второстепенная складка расположена в замковой области общей складки. Поэтому наклон линейной сланцеватости в пределах развития этой второй, второстепенной складки остается северным (фиг. 3, 26—33).

Все эти особенности геологического строения отражаются на ориентировке минералов гранито-гнейсов и других пород района. На фиг. 5—15 приведены диаграммы биотита и кварца гранито-гнейсов и кварцевых сиенито-гнейсов района, связанных друг с другом переходами. В большинстве случаев разрезы сделаны перпендикулярно линии простираения пород и только в некоторых сечениях — перпендикулярно линейной сланцеватости. На диаграммах ясно видна ориентировка в виде хорошо

выраженных поясов, степень совершенства и характер которых различны и зависят от положения их в разных частях складки. С одной стороны, имеются сравнительно слабо выраженные пояса с максимумами для биотита в 6—7% (фиг. 5, 13) и для кварца 3—5% (фиг. 6, 8), с другой — имеются случаи такой ориентировки, когда пояса выступают очень резко и соответствуют тем типам структур, которые в литературе приводятся



Фиг. 3. Схема погружающейся антиклинали гранито-гнейсов и щелочных пород

м — миаскиты; с — сиениты; г — гранито-гнейсы; з — змеевинки; гр — граниты.

Цифры обозначают места взятия исследованных образцов

для тектонитов скольжения (фиг. 14, 15). Для этих пород ориентировка биотита выражается в чрезвычайно кучном расположении нормалей к спайности по (001), а максимумы кварца соответствуют концентрации оптических осей, достигающей до 17%. Все эти особенности станут понятнее, если предварительно будет описана общая структура пород.

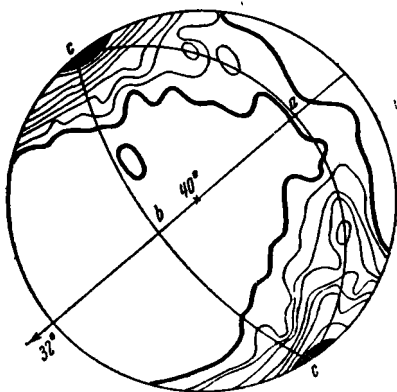
Розовые и желтовато-серые гранито-гнейсы — породы с резко выраженной сланцеватостью, в составе которых, кроме кварца и щелочных полевых шпатов, присутствует биотит и, реже, вместо него или совместно с ним — амфибол. Количество цветных минералов обычно незначительно, но в некоторых полосах сильно возрастает, и тогда породы становятся меланократовыми. Такой переменный состав пород зависит от процессов, связанных с гибридизацией их с различным материалом, являющимся основой, в которую интродировали гранито-гнейсы до их метаморфизма.

Эта основа состояла из осадочных пород, превращенных в слюдяно-гранатовые гнейсы и кварциты, и из изверженных пород, превращенных в амфиболиты и змеевики. Они сохранились среди гранито-гнейсов в виде более или менее значительных полос. Структура гранито-гнейсов под микроскопом характеризуется наличием полосок кварца и полевых шпатов, причем полоски первого минерала часто резко отграничены от полевошпатовых и образуют зернистые линзочки, какие наблюдаются обычно у гранулитов (фиг. 4). Соответственно и структура этих пород очень часто вполне сходна со структурой гранулитов. Ориентировка кварцевых зерен также часто обладает полным сходством с ориентировкой кварца гранулитов или милонитов, как они известны по данным литературы. Тем не менее степень ориентировки кварца обнаруживает ясную зависимость от положения горных пород в различных частях складок.

Диаграмма для биотита в гранито-гнейсе из западного крыла складки, в отдалении от массива змеевиков (фиг. 3, 47), показывает хорошую его ориентировку. Поясовое строение выступает совершенно ясно. На основании этой диа-

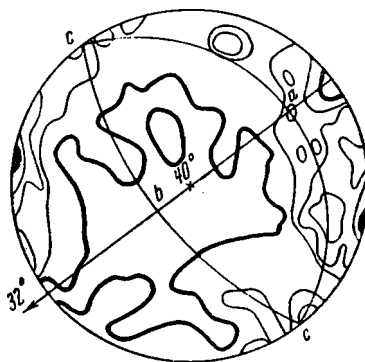


Фиг. 4. Гранито-гнейс из обнажений на западном крыле складки (фиг. 3, 43): к — кварц; п — полевой шпат; б — биотит



Фиг. 5. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 312 листочков биотита из гранито-гнейсов западного крыла складки (фиг. 3, 47).

В центре диаграммы — линия простирания 40° , падение на запад 32° . Изолинии концентрации точек с интервалами: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 %



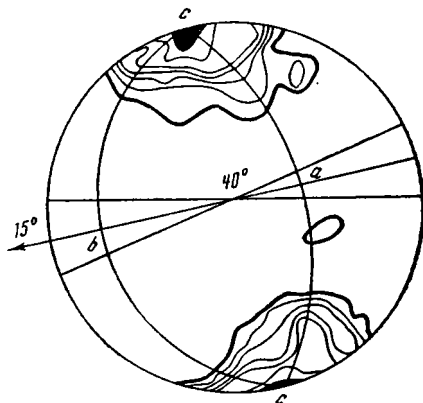
Фиг. 6. Диаграмма ориентировки оптических осей 482 зерен кварца из той же породы.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5 %

граммы главный максимум для биотита, равный 9%, характеризует положение оси с. Ось а находится в узком месте пояса, а ось b наклонена на север под углом 20° , соответственно наблюдаемой в

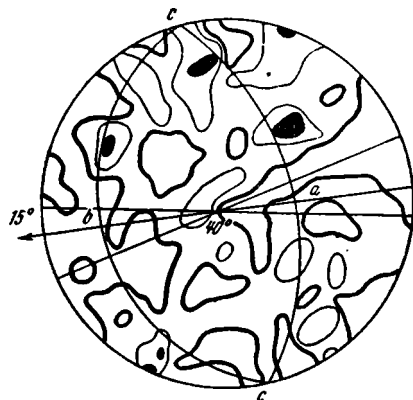
поле линейной сланцеватости (фиг. 5). Кварц дает менее интенсивные максимумы, равные 5% (фиг. 6) Диаграмма кварца отражает ту же симметрию и то же строение, как и диаграмма биотита, что свидетельствует о том, что оба минерала получили ориентировку при одном акте деформации. На месте выхода осей a и c , определяемых по залеганию породы и по диаграмме слюды, оказываются для кварца второстепенные максимумы, равные 3%. Главные максимумы находятся на середине расстояния между a и c и соответствуют максимуму II (см. фиг. 2).

Структура породы, наблюдаемая под микроскопом, свидетельствует о слабой деформации после кристаллизации. Наблюдается только очень слабое волнистое погасание кварца. Вся ориентировка кварца произошла до перекристаллизации. О деформациях свидетельствует наличие типич-



Фиг. 7. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 177 листочков биотита из гранито-гнейса (фиг. 3, 43).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 10, 14—15 %



Фиг. 8. Диаграмма ориентировки оптических осей 201 зерна кварца той же породы.

Изолинии: 1, 2, 3 %

ной структуры В-текtonита, а также раскристаллизация полосок кварца в мелкозернистые агрегаты с неправильными ограничениями зерен (см. фиг. 4).

Несколько севернее (фиг. 3, 43) ориентировка минералов в гранито-гнейсах выражена более отчетливо. Диаграмма для биотита показала максимум в 15%, расположенный на оси c . Линейная сланцеватость, незаметная в поле, хорошо видна из диаграммы по положению оси b и наклонена на север под углом 60° к линии простирания (фиг. 7). Диаграмма кварца отражает слабую ориентировку с максимумами не более 3%, причем характеризуется развитием максимумов II и IV (фиг. 8). Это своеобразное различие в ориентировке кварца и биотита невольно привлекает к себе внимание. Несомненна докристаллизационная деформация породы, сказывающаяся в прекрасной ориентировке биотита, в развитии полосчатых зерен кварца и в отсутствии послекристаллизационных деформаций, кроме очень слабого волнистого погасания кварца. Повидимому, при перекристаллизации породы после ее деформации ориентировка кварца была нарушена, ориентировка же биотита сохранилась.

В сиенито-гнейсах, расположенных восточнее, для исследования ориентировки минералов были использованы 75 листочков биотита (фиг. 3, 42). Диаграмма его ориентировки изображена на фиг. 9. Она показывает ориентировку, подобную ориентировке предыдущего гранито-гнейса, но с сильной концентрацией биотита, достигающей 20%. Линейная сланцеватость наклонена на северо-запад под углом 80° к простиранию, т. е. практически на север, что хорошо видно на диаграмме по положению оси b .

По соседству с змеевиками развиты гранито-гнейсы с ясно выраженной линейной сланцеватостью, параллельной направлению падения пород (фиг. 3, 35). Шлиф сделан почти параллельно линейной сланцеватости, слегка косо к оси c . Характер развития кварца в виде линз, вытянутых в шлифе по падению и по сланцеватости, указывает на деформацию до кристаллизации. После кристаллизации кварц почти не подвергался деформации, которая сказывается только в очень слабом волнистом погасании. Линзы кварца распались на зерна, возникшие из первоначальных продуктов дробления зерен. Диаграмма для кварца (фиг. 10) показывает большой максимум около оси c , что свидетельствует об участии процессов скольжения вдоль граней $\gamma : c$ при возникновении ориентировки (максимум V). Другие максимумы соответствуют II , IV и, повидимому, VI . Наблюдается некоторая асимметрия диаграммы, обусловленная, вероятно, наличием второстепенной складчатости, так как образец взят на крыле складки, возникшей вследствие обтекания породами твердой массы змеевиков.

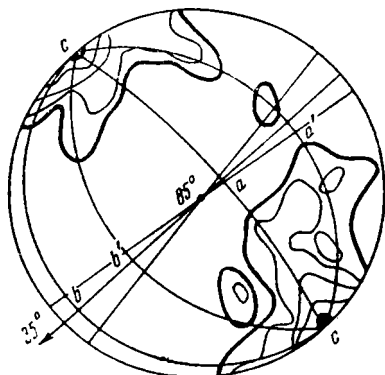
В ряде пунктов, расположенных северо-восточнее змеевиков, была также исследована ориентировка тех же минералов гранито-гнейсов. Диаграмма для биотита в одном из них (фиг. 3, 8) по своему виду аналогична фиг. 6 и показывает обычное для этих пород поясовое строение с максимумом, равным 7% на оси c , и с осью b , наклоненной на север под углом 30° в плоскости сланцеватости. Никаких усложнений в поясе нет. Диаграмма для кварца соответствует диаграмме для биотита.

Северо-восточнее предыдущей точки, следуя по простиранию пород, линейная сланцеватость ясно заметна и наклонена под крутым углом к простиранию, приближаясь к направлению падения пород (фиг. 3, 9). Диаграмма для биотита характеризует породу как S -тектонит. Она аналогична фиг. 7, но большинство листочков минерала сконцентрировано в одном максимуме, равном 27% и расположенном на оси c . Ось b , судя по диаграмме, наклонена на 70° по отношению к линии простирания и уклоняется от линии падения на 20° . Диаграмма для кварца характеризуется максимумами в 6%, расположенными поясом, соответствующим поясу биотита.

В розовато-серых мелкозернистых гранито-гнейсах, развитых южнее, биотит также ясно ориентирован (фиг. 11). Разрез сделан почти перпендикулярно к линейной сланцеватости. Максимум, равный 15%, находится близко к периферии диаграммы, несколько асимметрично к сланцеватости. Максимум кварца, равный 7%, вдвое меньше максимума биотита. Он расположен на оси c (фиг. 12). На оси a находится незначительный максимум, равный 2%. Между выходами осей a и c расположены максимумы, равные 2 и 4%. Они соответствуют максимуму II . Диаграмма для кварца в общем согласуется с диаграммой для биотита и соответствует общей картине погружающейся на север антиклинали, показывая линейную сланцеватость, параллельную оси складки. Второстепенная, но довольно сильно выраженная поперечная антиклиналь, расположенная около змеевиков, в этом месте уже не проявляется, и простирание пород сохраняет постоянное северо-восточное направление.

На месте перегиба пород антиклинали (фиг. 3, 32) сланцеватые крупнозернистые гранито-гнейсы довольно богаты биотитом. Линейная сланцеватость наклонена на север под углом около 30° относительно линии простирания. По ориентировке биотита ясно выступает пояс максимумов, наклоненный под углом 20° (фиг. 13). Диаграмма для кварца (фиг. 14) имеет вид гораздо лучше ориентированный, чем для других описанных выше гранито-гнейсов. Максимум, равный 7%, сконцентрирован около оси a , причем пояс расположен параллельно поясу биотита. Это указывает на явления скольжения, имевшие место при образовании этой структуры кварца. В шлифе

не заметно явлений дробления зерен кварца. Как и в других описанных случаях, кварц обладает хорошей ориентировкой с признаками только слабого волнистого погасания. Деформация кварца докристаллизационная, но достаточно полная для того, чтобы весь кварц был ориентирован по наиболее характерным направлениям скольжения по призме.



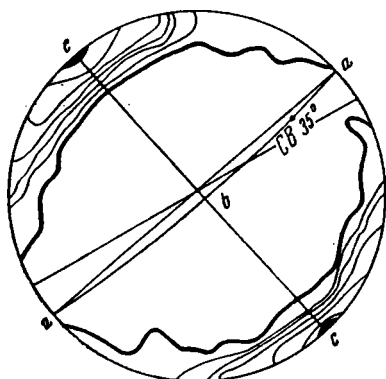
Фиг. 9. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 75 листочков биотита в биотит-эгиритовом сиените.

Изолинии: 1, 3, 5, 12, 16—20 %



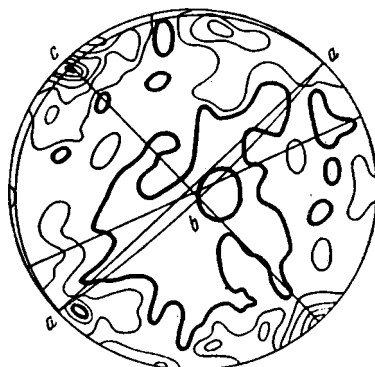
Фиг. 10. Диаграмма ориентировки оптических осей 142 зерен кварца из гранито-гнейсов, расположенных южнее массива змеевиков (фиг. 3, 35).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7—8 %



Фиг. 11. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 650 листочков биотита из гранито-гнейсов, расположенных северо-восточнее массива змеевиков (фиг. 3, 8).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 8, 10, 15 %



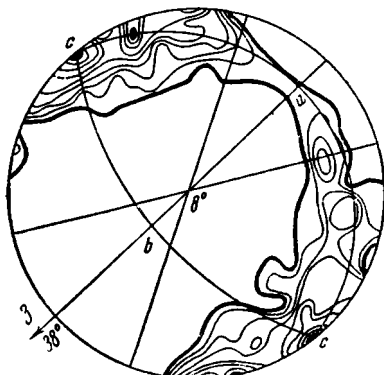
Фиг. 12. Диаграмма ориентировки оптических осей 300 зерен кварца из того же гранито-гнейса.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 %

На западном крыле складки из ее внутренних частей взят образец розового кварцевого сиенито-гнейса (фиг. 3, 13), в котором имеется в небольших количествах кварц. Диаграмма дает пояс интенсивно ориентированного биотита с максимумом 19 %.

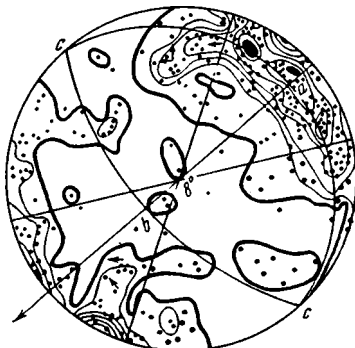
Восточное крыло складки залегает почти вертикально, а к югу имеет наклон на запад. Линейная сланцеватость в обнажениях ясно видна и направлена в плоскости сланцеватости на север под углом около 30° (фиг. 3, 23).

Несколько южнее в тех же гнейсах чувствуется более сильная дробленность материала до перекристаллизации, сказывающаяся в том, что зерна кварца часто образуют мелкие, различно ориентированные участки, однако без следов динамометаморфизма после перекристаллизации. Нет и сколько-нибудь заметного волнистого погасания кварца.



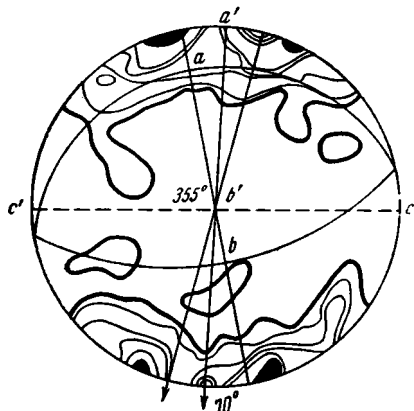
Фиг. 13. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 192 листочков биотита с северного конца складки (фиг. 3, 32).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 %



Фиг. 14. Диаграмма ориентировки оптических осей 312 зерен кварца из того же гранито-гнейса.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 %. Точками показаны выходы оптических осей



Фиг. 15. Диаграмма ориентировки оптических осей 266 зерен кварца из гранито-гнейса лос очного крыла антиклинали (фиг. 3, 49).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 7—8 %



Фиг. 16. Диаграмма ориентировки 262 листочков лепидомелана из миекистов.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 %

Линейно вытянутые формы развития кварца сильно выражены. Его линзочки кажутся иногда прожилками и состоят из ряда близко ориентированных зерен, находящихся в двойниковом положении относительно друг друга, что указывает на ясно выраженное влияние механических деформаций, происходивших до перекристаллизации. Диаграмма для биотита ясно показывает поясовое строение и аналогична диаграммам описанных выше пород. Пояс биотита соответствует линейной сланцеватости, наблюдаемой в обнажении. Максимальная концентрация нормалей к спайности биотита равна 9% и находится на месте оси c .

Диаграмма для кварца (фиг. 15) характеризуется отсутствием наклона пояса. По кварцу ось b' пояса должна находиться посередине диаграммы. Вся диаграмма чрезвычайно сходна с диаграммой кварца из зон скольжения. В то же время описываемая диаграмма, как и предыдущая, чрезвычайно сходна с диаграммами сильно линейных гнейсов. Согласно схеме толкования этих диаграмм, ось a лежит между двумя максимумами, на периферии диаграммы, а ось b' — в центре диаграммы. Диаграмма кварца служит дополнением к диаграмме биотита: максимумы кварца расположены там, где для биотита наблюдается отсутствие точек, и наоборот.

Диаграммы кварца, характерные для последних пород, отличаются от наблюдавшихся ранее для пород западного крыла складки большей ориентировкой кварца и развитием структуры, обусловленной явлениями скольжения. Общее сходство всех этих пород заключается в том, что в их структуре отсутствуют признаки послекристаллизационной деформации. Зерна кварца целы и, несмотря на то, что они вытянуты в полоски и ленты по сланцеватости, характеризуются только слабо выраженными явлениями волнистого погасания. Породы имели ранее гранитовый состав и, будучи подвержены деформациям при образовании складки, приняли структуру, свойственную гнейсам.

2) Структура миаскитов в области погружения складки. Миаскиты с западного крыла антиклинали были исследованы из нескольких мест. Поблизости от гранито-гнейсов (фиг. 3, 47) явления линейной сланцеватости в миаскитах не были заметны (фиг. 3, 46).

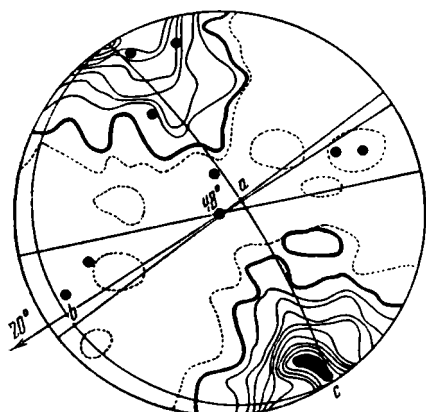
Состав пород характеризуется наличием альбита и микроклина как главных минералов. Кроме них, большую роль играет лепидомелан. Нефелин развит в виде мелких зернышек неправильной формы.

Структура породы характеризуется сильной сланцеватостью. Зерна альбита и микроклина достигают 2 мм, но обычно более мелки. Мелкие зерна, образующие неправильно прорастающие друг друга агрегаты, имеют размер не более 0,3 мм. Между крупными и мелкими зернами полевых шпатов имеются разнообразные переходы по размерам. И те, и другие не имеют правильной формы и прекрасно ориентированы таким образом, что двойниковые полоски их по альбитовому закону располагаются по сланцеватости. Большие зерна обладают в длину по сланцеватости размерами вчетверо большими, чем поперек сланцеватости. В микроклине также наблюдается хорошая ориентировка, причем одна из систем решетки его зерен направлена параллельно сланцеватости, другая же перпендикулярна ей. Некоторые крупные зерна пертитизированы. Альбитовые вроски тонки и все ориентированы параллельно сланцеватости.

Изучался разрез породы, перпендикулярный простиранию. Лепидомелан показал хорошую ориентировку (фиг. 16). По оси c сконцентрировано до 9% нормалей к (001) биотита. Ясно выступает линейная сланцеватость с падением на север под углом 50° . Если сравнить ориентировку этого лепидомелана и биотита близлежащих гранито-гнейсов (см. фиг. 5), то цифровые максимумы обеих пород оказываются близкими. В гранито-гнейсах максимум для биотита также равен 9%. Линейная сланцеватость его наклонена на север под углом 70° , тогда как в сиените угол наклона равен 50° . Гранито-гнейсы, описанные выше (см. фиг. 7), взятые несколько севернее, обладают линейной сланцеватостью, наклоненной на север под углом 60° . Таким образом, описываемая порода сходна как с теми, так и с другими гранито-гнейсами.

В той же породе определено положение оптических осей 27 зерен нефелина, которые имелись в шлифе. Эти зерна не имеют какой-либо закономерности в ориентировке. Можно высказать предположение, что нефелин не подвергался тем влияниям, которые так сильно сказались на биотите

и на кварце. Возможно, что кристаллизация нефелина происходила раньше, чем выделение других минералов, и что поэтому на нем и не сказались те деформации, которыми затронуты другие минералы. Тем интереснее включения мелких листочков лепидомелана в альбите и нефелине, которые



Фиг. 17. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 287 листочков лепидомелана из миаскита (фиг. 3, 39).

Изолинии: 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 %.

Точки — оптические оси нефелина



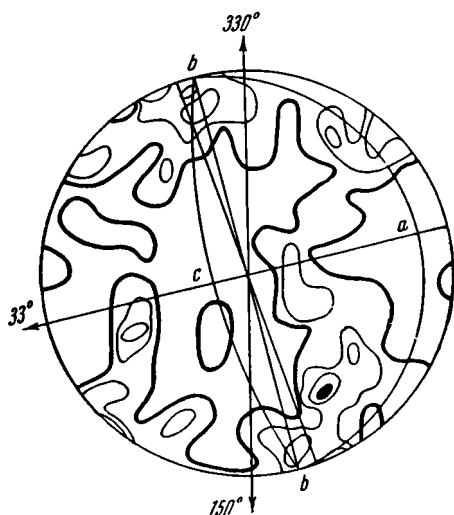
Фиг. 18. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 238 листочков лепидомелана в миаските (фиг. 3, 36).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5—8, 9, 10—15 %



Фиг. 19. Диаграмма ориентировки нормалей к (010) 200 зерен альбита из миаскита (фиг. 3, 10).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 %



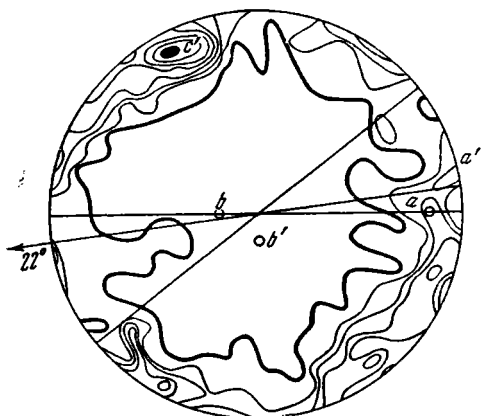
Фиг. 20. Диаграмма ориентировки оптических осей 65 зерен нефелина в миаските (фиг. 3, 4).

Изолинии: 1, 3, 6, 9 %

также не обладают правильностью ориентировки, свойственной альбиту и биотиту.

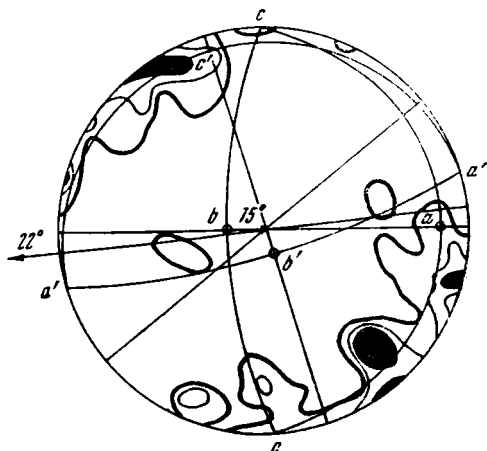
Исследованию подверглись и другие миаскиты, расположенные в северной части периклинально погружающейся складки, согласно номерам точек, отмеченных на схеме фиг. 3 (39, 36, 4, 5, 10, 25—34). Все они оказываются построенными по одному плану структуры и ориентировки их минералов. Фиг. 16—34 представляют структурные диаграммы для

минералов миаскитов. Среди них отметим прежде всего диаграммы, характеризующие расположение листочков лепидомелана (фиг. 16, 17, 18, 24, 27, 28, 32). Из этих диаграмм видно, что ориентировка лепидомелана в миаскитах строго выдерживается повсюду и даст картину типичного



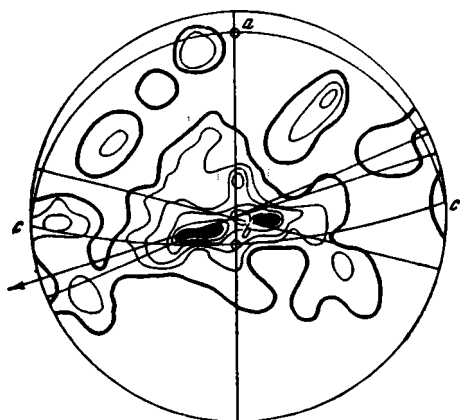
Фиг. 21. Диаграмма ориентировки нормалей к (010) 145 зерен альбита из миаскита (фиг. 3, 12).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8—9 %



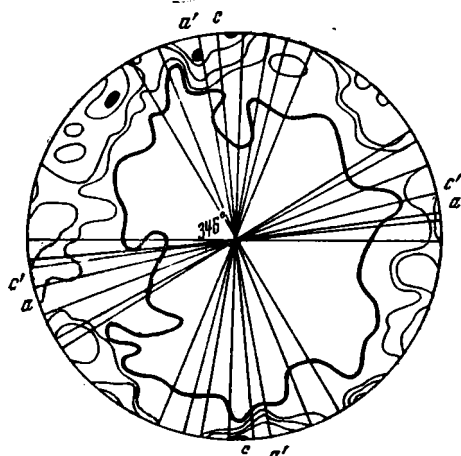
Фиг. 22. Диаграмма ориентировки нормалей к (010) крупного зерна альбита в том же миаските.

Изолинии 3, 6, 10—11 %



Фиг. 23. Диаграмма ориентировки оптических осей 63 зерен нефелина из того же миаскита.

Изолинии: 2, 3, 6, 8, 10, 11 %



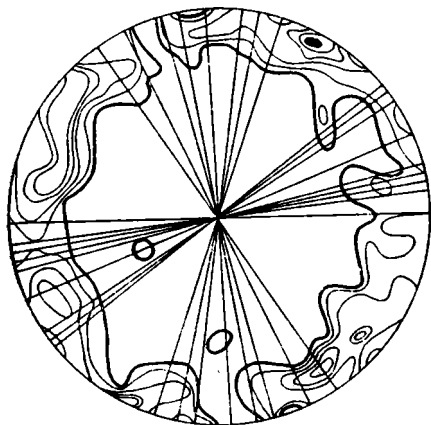
Фиг. 24. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 272 листочков лепидомелана из миаскита (фиг. 3, 34).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5 %

В-тектонита с осью b , наклоненной под разными углами в различных частях складки.

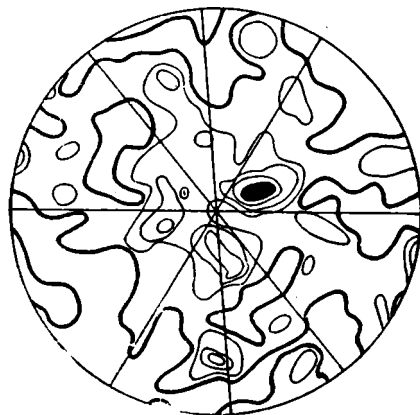
Местами, особенно в области развития второстепенных поперечных и других форм, усложняющих общее строение антиклинали (фиг. 3, 27—31), часто наблюдается развитие полного, почти равномерного пояса слюды, причем в этом поясе ясно выступают два максимума (фиг. 24, 27, 28 и 32), приуроченных к двум взаимноперпендикулярным направлениям сланцеватости, наблюдаемым в шлифах. Эти два направления на фигурах показаны в виде замеренных по положению под микроскопом

двух пучков линий, показывающих всевозможные вариации плоскостей сланцеватости, наблюдаемые в одном шлифе породы. Наличие двух взаимноперпендикулярных направлений сланцеватости наблюдалось и непосредственно в поле в некоторых из указанных мест. Одна из плоскостей



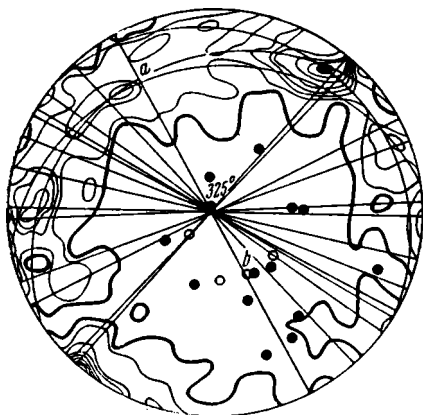
Фиг. 25. Диаграмма ориентировки нормалей к (010) 186 зерен альбита из той же породы.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6 %



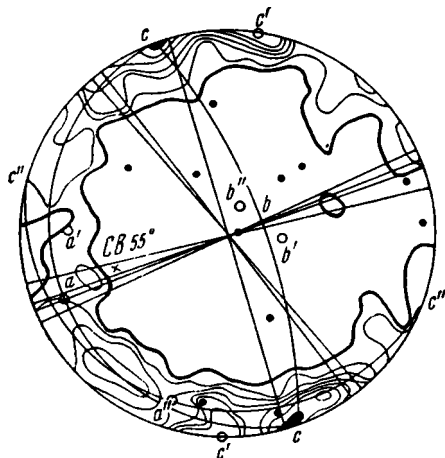
Фиг. 26. Диаграмма ориентировки оптических осей 94 зерен нефелина из той же породы.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5 %



Фиг. 27. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 272 листочков лепидомелана из миаскита (фиг. 3, 33).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 %. 14 зерен нефелина помечены на диаграмме точками. Полые кружки — варианты осей b



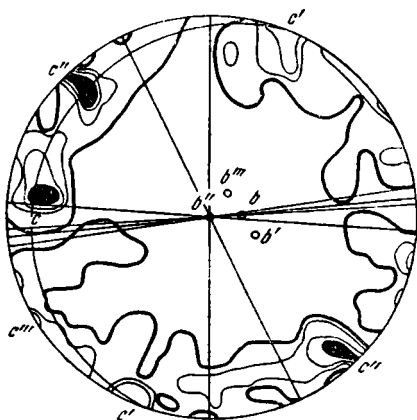
Фиг. 28. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 245 листочков лепидомелана из миаскита (фиг. 3, 28).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 %. Точки соответствуют нефелину

сланцеватости обладает пологим падением и она-то и показана на схеме фиг. 3 стрелками простираения и падения. Другая сланцеватость обладает перпендикулярным к первой крутым падением при меридиональном простираении. Иногда она выражена сильнее первой, но обычно картина обратная, т. е. пологая поверхность сланцеватости выступает отчетливее. Она соответствует складчатой природе всего комплекса. Эти две отдельности и сланцеватости выражены в диаграммах линиями диаметров круга этих диаграмм. Такая сложная геологическая и петротектоническая

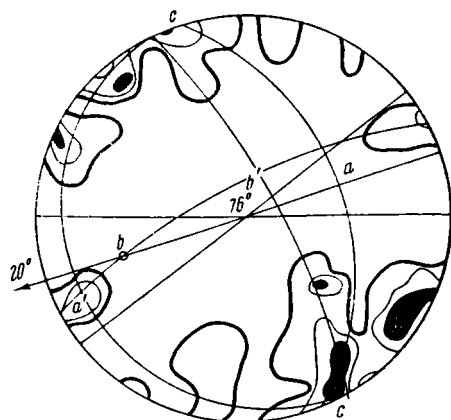
структура является следствием наложения на основную деформацию второстепенных складок, выраженных здесь чрезвычайно резко и видимых на схеме по элементам залегания.

Из других структурных особенностей этих диаграмм следует упомянуть то, что на различных диаграммах наклон поясов в пространстве раз-



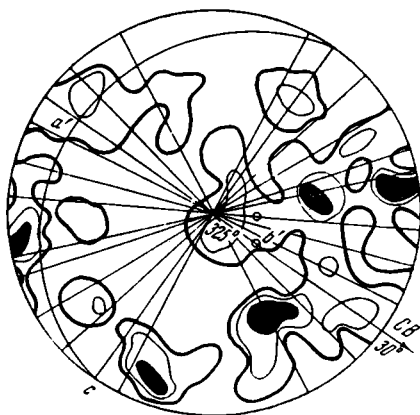
Фиг. 29. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 69 листочков мусковита в той же породе.

Изолинии: 1, 3, 4, 6 %



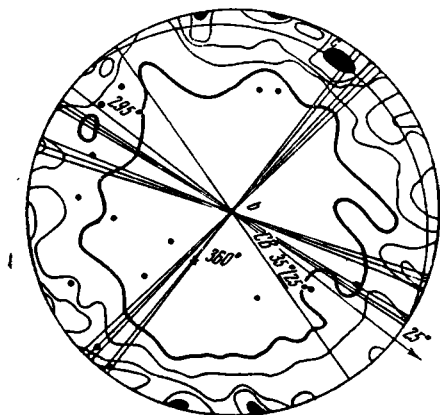
Фиг. 30. Диаграмма ориентировки нормалей к (010) 35 зерен альбита из миаскита (фиг. 3, 30).

Изолинии: 3, 6, 9, 12 %



Фиг. 31. Диаграмма ориентировки оптических осей 56 зерен нефелина из миаскита (фиг. 3, 48).

Изолинии: 2, 4, 5 %



Фиг. 32. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 448 листочков лепидомелана из миаскита (фиг. 3, 26).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5 %. Точки соответствуют зернам нефелина

личный, что зависит от положения ориентированного шлифа в общей структуре складки, от того, какой угол образует линейность с линией простирания. Те диаграммы, в которых ось пояса слюд b располагается в их центре, получены для шлифов, сделанных перпендикулярно к линейности, т. е. к оси b .

Для ориентировки альбита характерные диаграммы даны на фиг. 19, 21, 22, 25 и 30. Из них можно видеть, что ориентировка альбита, для ко-

торого измерялось положение в пространстве плоскости двойниковых швов (010), на диаграммах полюсов к (010) сходна с ориентировкой лепидомелана. Это, повидимому, и естественно, поскольку под микроскопом видно, что большая часть двойниковых полосок альбита расположена близко к сланцеватости. Сходство особенно ясно выступает при сравнении рядом стоящих диаграмм для лепидомелана и альбита, например фиг. 24 и 25, которые почти неразличимы по ориентировке. Только в одном месте ориентировка эллипсоида деформации по лепидомелану, перенесенная на диаграмму альбита, оказывается немного смещенной относительно пояса альбита, что свидетельствует о различной по времени деформации последнего и о происшедшей ротации эллипсоида деформации уже после ориентировки слюд. Диаграммы, сделанные отдельно для крупных и мелких зерен альбита в миаскитах, показывают одинаковую их ориентировку (фиг. 21 и 22). Разница между ними сказывается только в количестве зерен, а не в типе ориентировки.

Ориентировка нефелина повсюду сохраняет одинаковый тип. Большинство, а часто и все зерна, независимо от их количества, располагаются в пространствах диаграмм лепидомелана, в местах, где нет точек, соответствующих слюдам. Это видно на фиг. 17, 27, 28 и 32, на которых выходы оптических осей нефелина нанесены на диаграммы ориентировки лепидомелана. На фиг. 20, 23, 26 и 31 это правило сохраняет свою силу. Вместе с тем в этих богатых нефелином породах наблюдается, как следствие указанного правила, концентрация оптических осей нефелина около оси *b* диаграмм. Максимумы на его диаграммах обычно тройные, а в сильно сланцеватых и деформированных породах намечается ясно выраженный пояс для оптических осей нефелина, приуроченный к плоскости сланцеватости (фиг. 23). При этом максимум, развитый у нефелина около оси *b*, — обычно тройной, но одна из концентраций оптических осей выражена резко по сравнению с другими (фиг. 26). На фиг. 34 дана сводная диаграмма для положения оптических осей нефелина на основании всех произведенных замеров его зерен. Она отражает особенности его ориентировки и характеризуется максимумом на оси *b*.

Остается еще охарактеризовать ориентировку листочков мусковита, развившихся местами за счет нефелина (породы из точки 28, фиг. 3). Его диаграмма дана на фиг. 29. Для мусковита также нанесены полюсы к (001) его листочков. При этом при сравнении с диаграммой лепидомелана из той же породы (фиг. 28) видно, что пояс мусковита сохранил то же положение, что и пояс лепидомелана, однако максимумы на диаграмме мусковита занимают иное положение, и это свидетельствует о том, что образование вторичного по нефелину мусковита происходило в иных условиях, чем у лепидомелана, и что эллипсоид деформации претерпел ротацию почти на 90° по сравнению с начальными стадиями деформации, при которых происходил рост лепидомелана. В местах максимумов последнего расположены минимумы мусковита, и наоборот. Отметим, что такое различие в положении ориентирующих факторов наблюдается в той области, где породы сложены в дополнительную вторичную складку.

Подводя итоги произведенному исследованию в области периклинального окончания складки, отметим, что микроскопический анализ структур различных пород, слагающих антиклиналь, подтвердил и дополнил те полевые заключения, которые были выведены на основании элементов залегания пород. Дополнения сделаны там, где явления линейности не были заметны в поле. Они были установлены по микроструктуре и оказались в полном согласии с другими данными. Как указывалось выше, развитие вторичных складок в гранито-гнейсах района сказывается в появлении признаков второго этапа деформаций. Это влияние выражается то

в наличии дополнительных «поперечных» максимумов для слюды и альбита, то в несоответствии строения в диаграммах кварца и биотита, полученных для одной и той же породы.

Основным заключением, которое можно сделать из произведенного исследования, является то, что перекристаллизация кварца произошла после его деформации, так как никаких влияний механического характера на кварц после его перекристаллизации не заметно. Зерна его не нарушены или обладают очень слабым волнистым погасанием. Гранито-гнейсы подверглись деформации и раздавливанию, сопровождавшемуся явлениями скольжения при поднятии антиклинали. После этого раздробленный кварц и другие минералы были перекристаллизованы в зернистые агрегаты, отразившие в своей структуре явления скольжения при дифференциальных перемещениях пород при их расплюсывании.

Необходимо также отметить более сильную деформацию минералов пород, расположенных непосредственно против змеевикового массива (фиг. 3, 36, 35, 5, 8, 10). Если судить об интенсивности деформации по степени ориентировки минералов, то получается картина более сильной деформации пород в местах обтекания ими змеевиков. Если лепидомелан южнее выходов последних образует на диаграммах максимумы, равные 6—8%, то в пределах влияния массива змеевиков эти максимумы достигают 10—12%. Соответственно для гранито-гнейсов биотит на западном крыле также является более ориентированным. Очень выдержанная ориентировка биотита наблюдается в пунктах, расположенных к северо-востоку от массива змеевика. В сводах антиклинали породы отличаются плохо выраженной ориентировкой минералов. Особенно это характерно для сиенитов. Местами они почти массивны. Точно так же и в ядре второстепенной синклинальной складки (фиг. 3, 28—30) породы местами приобретают почти массивный характер. Следует вспомнить правило, что при синектонических деформациях пород на внутренних частях слоев замковых областей складок развиваются почти массивные, лишенные сланцеватости и ориентировки участки. По этому признаку можно утверждать, что метаморфизм описанных пород происходил одновременно с деформацией, т. е. с образованием складки. Гранито-гнейсы к этому времени уже существовали и были деформированы с последующей перекристаллизацией. Характерно, что деформация кварца в гранито-гнейсах происходила в два этапа. Это подтверждается также и данными для лепидомелана миаскитов. Однако биотит гранито-гнейсов оказался менее чувствительным к деформациям второго этапа.

Антиклиналь заканчивается, погружаясь на север под углом в 25°, и осложняется серией второстепенных складок, оси которых на западном крыле обладают северо-западным, т. е. поперечным, простиранием по отношению к залеганию горных пород, слагающих антиклинальную складку в целом. На северном конце складки оси второстепенных складок направлены меридионально, совпадая с простиранием складки в ее целом. Погружение складки на север происходит волнообразно, а в одном месте (фиг. 3, между точками 30 и 31) залегание пород становится даже горизонтальным, представляя поперечную складку с осью широтного простирания.

У читателя возникает вопрос о форме интрузивных залежей щелочных пород и о том, когда они были деформированы — до, после, или во время застывания, а также о способе интрузии магмы при их образовании.

Форма интрузивных залежей, согласно изложенному, соответствует форме складок. Поэтому можно ставить вопрос о факолитовой форме залежей западных полос миаскитов. Факолиты, как известно, представляют собой согласные интрузии, внедряющиеся в складчатую область и следующие формам складок вмещающих пород. Миаскиты, развитые

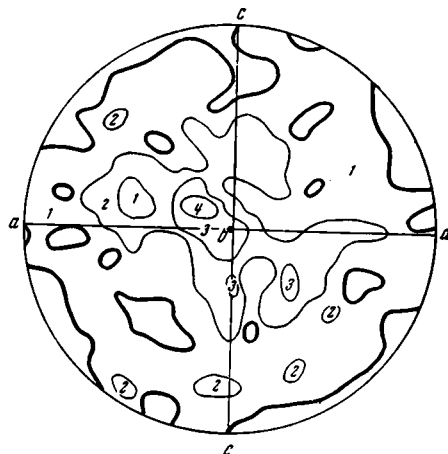
в виде полосок на западном крыле складки, удовлетворяют этому требованию. Они следуют полностью форме антиклинали и мелким складкам.

Вопрос о способе интрузии миаскитов трудно разрешим. Диаграммы нефелина могут удовлетворять двум предположениям: возможности происхождения ориентировки вследствие деформации в твердом состоянии и возможности ориентировки вследствие течения в жидкой магне при ее внедрении. Необходимо учесть также воззрения некоторых петрографов на нефелиновые сиениты Банкрофта как на метаморфические породы, возникшие благодаря процессам нефелинизации осадочных пород. С этой точки зрения их можно было бы считать аналогами гнейсов, возникших на месте известковистых песчаников в процессе инъекционного метаморфизма и гранитизации. Это было бы частным случаем происхождения их структуры при метаморфизме в твердом состоянии.



Фиг. 33. Миаскит. Характер замещения нефелина альбитом.

н — нефелин; а — альбит; м — микроклин;
б — биотит



Фиг. 34. Комплексная диаграмма ориентировки оптических осей нефелина по 295 его зернам.

Цифры обозначают проценты концентрации

Решению вопроса о возможной ориентировке нефелина помогают следующие фактические данные. Фейрбейрн (Fairbairn, 1945), исследовавший ориентировку нефелина в личфильдитах, альбитовых лепидомелановых нефелиновых сиенитах, пришел к выводу, что ориентировка нефелина в них может быть объяснена течением магмы при ее внедрении. Это единственная работа, посвященная петротектонике нефелина. Структурные диаграммы, данные Фейрбейрном, очень сходны с нашими диаграммами. Однако вопрос о деформации нефелина в личфильдитах был разрешен не на геологической основе.

В миаскитах большую роль играют процессы замещения. Нефелин часто замещается альбитом, обладающим мелкозернистой структурой. Благодаря этому процессу зерна нефелина часто принимают случайные формы (фиг. 33). В других случаях нефелин замещен отдельными листочками или агрегатами мусковита. Все это характеризует нефелин как первичный минерал. Если сравнить диаграммы нефелина и альбита, то между ними оказывается большое различие. Альбит обладает прекрасной ориентировкой, сходной с ориентировкой биотита. Нефелин или не дает правильной картины ориентировки, или же, что чаще, его диаграммы характеризуются ориентировкой оптических осей в плоскости сланцеватости. Во многих диаграммах его оптические оси располагаются близко к оси *b* (фиг. 34). Только в сильно деформированных миаскитах с резко

выраженной сланцеватостью нефелин дает пояс, сжатый около плоскости сланцеватости. Эти особенности могут быть объяснены как ориентировкой при течении магмы, так и механической ориентировкой при перекристаллизации под давлением.

Диаграмма ориентировки нефелина в нефелинитах (Кузнецов, 1947) показала, что при движении кристаллов нефелина в лаве, они располагаются преимущественно вертикальной осью по направлению потока, а отчасти и в перпендикулярном к нему направлении. Это обусловлено формой кристаллов нефелина, имеющих вид коротких гексагональных призм, то несколько удлиненных по вертикальной оси, то уплощенных по (0001). В миаскитах нефелин в виде кристаллов встречается исключительно редко и наблюдался в единичных случаях. Поэтому такое объяснение неприемлемо. Ориентировка нефелина вертикальной осью по оси эллипсоида b объясняется механическими причинами, так же как и образование им поясов в диаграммах для сильно деформированных пород. Одной из этих причин было сдавливание миасцитов во время последних моментов их остывания и после него. На биотит и альбит эти механические воздействия оказали гораздо более сильное влияние, а следовательно, они имели место в последние стадии формирования пород при участии позднемагматических остаточных растворов. Выше были приведены соображения в пользу синтетектонического образования и преобразования миасцитов. Их структура не противоречит этому. Биотит и альбит, будучи наиболее поздними минералами миасцитов, оказываются особенно хорошо ориентированными.

Способ интрузии щелочных пород в антиклинальную складку выясняется из структурных соотношений минералов. Большинство осей и их структурных элементов в различных частях района наклонено на север, параллельно оси складки. В месте окончания складки по этому направлению могло происходить и течение магмы, внедрявшейся в складку. Однако это предположение не оправдывается для крыльев складки, так как отмеченное правило наклона осей в диаграммах сохраняется на всем протяжении складки, до места ее сужения на юге (см. фиг. 1). Поэтому перекристаллизацию минералов, а не течение магмы приходится принимать как основную причину их ориентировки.

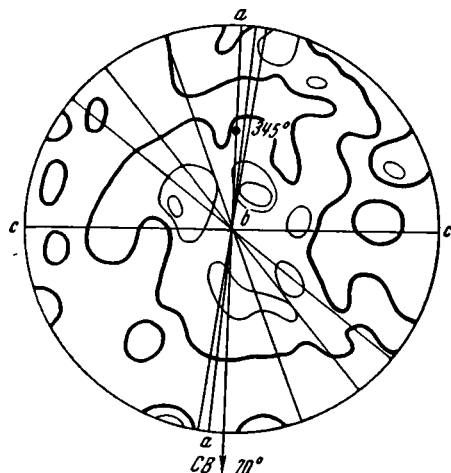
2. ПЕТРОТЕКТОНИКА ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ И МИАСКИТОВ В СРЕДНЕЙ ЧАСТИ АНТИКЛИНАЛИ

(фиг. 1, 1)

В средней части складки повсюду наблюдается ясно выраженная линейная сланцеватость, указывающая на положение оси складки. Она в различных местах наклонена под разными углами, но всегда на север, сохраняя в общем то же положение, которое она занимала в месте периклиналильного погружения антиклинали. Местами линейная сланцеватость (линейность) наклонена на север под углом 40° , в других местах под углами 25 и 20° , а иногда и под более пологими. При переходе от области периклиналильного окончания складки к средней ее части наблюдается постепенное изменение залегания в ее западном крыле. Пологое падение этого крыла на запад под углом 25° постепенно делается все круче, сначала достигает 45 , потом 60° и, наконец, принимает крутое, близкое к вертикальному положение с уклоном до 70° то на восток, то на запад, обнаруживая волнистость по простиранию. В одном месте наблюдалось даже восточное падение под углом 45° . Все это свидетельствует о наличии и здесь поперечных складок, но менее сильно выраженных сравнительно с северной, описанной выше частью складки. Диаграммы, составленные

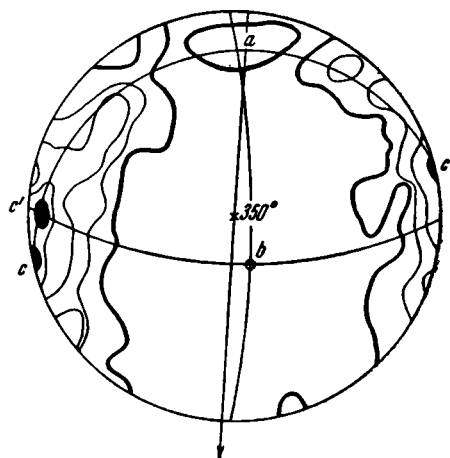
для различных пород этой области и для разных минералов, даны на фиг. 35—38.

Диаграммы для лепидомелана и биотита в миаскитах даны на фиг. 36 и 37 (очень светло окрашенный биотит). Из них видно, что ориентировка



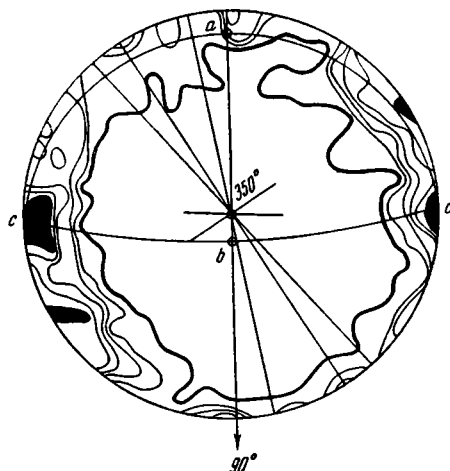
Фиг. 35. Диаграмма ориентировки оптических осей 47 зерен нефелина из миаскита западного склона горы Успенской.

Изолинии: 2, 5, 7%



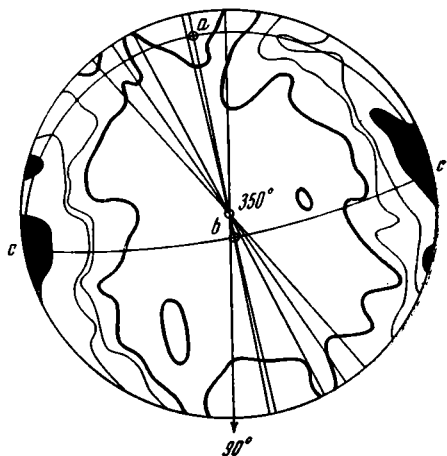
Фиг. 36. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 222 листочков лепидомелана для миаскита, оттуда же, несколько южнее.

Изолинии: 1, 2, 4, 7, 8—9%



Фиг. 37. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 212 листочков светлого биотита из миаскита, оттуда же.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 7, 8—10%. Разрез нормалей к линейности (оси b). Выход линии простирания на диаграмме показан координатой C 350°



Фиг. 38. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 353 листочков мусковита из того же миаскита.

Изолинии: 1, 2, 5, 6—9%. Ориентировка несколько повернута по отношению ориентировки биотита (фиг. 37)

темных слюд в миаскитах сохранилась прежней. Они образуют хорошо выраженные пояса с максимумами, расположенными перпендикулярно плоскостям сланцеватости. Последние сильно диспергированы, вследствие чего появляется несколько максимумов, указывающих на то, что породы

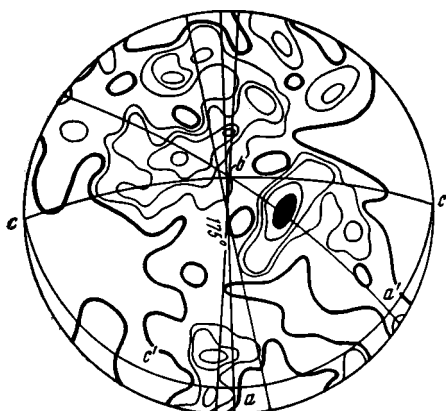
испытывали изменение пространственного положения минералов в связи с деформациями иногда в несколько фаз. На фиг. 37 нанесены трещины, видимые под микроскопом в минералах. Они перпендикулярны к плоскостям сланцеватости и относятся к категории поперечных трещин.

На фиг. 38 дана диаграмма для мусковита. При сравнении ее с диаграммой для биотита из той же породы (см. фиг. 37) можно видеть, что характер деформаций, испытанных этими двумя слюдами, близок, но максимумы для мусковита оказываются смещенными относительно максимумов биотита.

Диаграмма для нефелина представлена на фиг. 35. Она сохраняет тот же характер, что и диаграммы нефелина из района северного окончания исследуемой антиклинали.

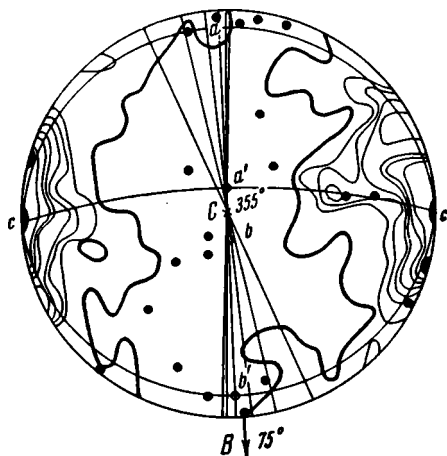
3. ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ ГОРНЫХ ПОРОД В МЕСТЕ ПЕРЕХОДА К СУЖЕННОЙ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ СКАДКИ

В месте перехода антиклинальной складки к суженной части ее (см. фиг. 1, 2) миаскиты западного крыла складки на горе Потаниной имеют линейную сланцеватость, также наклоненную на север под углами $15-45^\circ$.



Фиг. 39. Диаграмма ориентировки оптических осей 100 зерен нефелина из миаскита с горы Потаниной.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5—6%



Фиг. 40. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 289 листочков лепидомелана из миаскита западного крыла складки; отсюда же.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9%. Черные кружки — положение оптических осей зерен нефелина, имеющихся в шлифе

Породы этого района, благодаря сильному сжатию, обладают резко выраженной сланцеватостью (фиг. 41). Такие же элементы залегания свойственны и гранито-гнейсам, развитым как на запад от главной полосы миаскитов (см. фиг. 1), так и на восток от нее. Главная полоса миаскитов сначала, в расширенной части складки, имеет нормальный вид и структуру, описанную выше для северных частей района, а также для горных пород Ильменских гор. Однако в районе сильного сужения полосы миаскитов восточная полоса подвергается сильному сдавливанию и рассланцеванию. Линейность, а следовательно, и ось антиклинали, которой она параллельна, повсюду в этих местах наклонена на север. Если это не было обнаружено непосредственно в поле, то определено потом по ориентировке пояса на диаграмме, по положению оси b для кварца, лепидомелана, нефелина и кальцита. Только в одном месте получено почти горизонтальное положение оси b . Это выполаживание оси складки должно считаться ме-

стным, так как и южнее, на расстоянии 10 км, устанавливается северный наклон линейности у миаскитов и гранито-гнейсов по положению удлиненных частей листочков биотита или лепидомелана.

Диаграммы для различных минералов из пород этого района даны на фиг. 39—46. Особенно интересны места, где миаскиты и гранито-гнейсы находятся вблизи полосы милонитов, расположенной вдоль линии большого разрыва. Опишем некоторые микроструктуры пород из этой части складки.



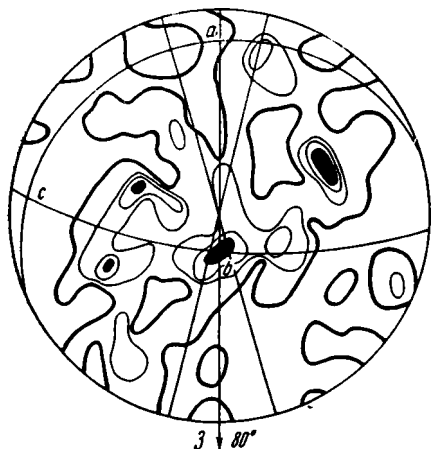
Фиг. 41. Микроструктура миаскита западной полосы этих пород горы Борзовочной. Крупное зерно нефелина с включениями альбита:

н — нефелин; а — альбит; м — микроклин; б — биотит,
к — канкринит; т — титанит

Гранито-гнейсы часто сильно раздроблены. Их полевые шпаты образуют линзовидные крупные зерна, длинные стороны которых вытянуты по сланцеватости. Они представлены зернами микроклина, подвергшегося сильной пертитизации, так что в состав зерен входит до 50% альбитовых вростков на фоне микроклина. Края крупных зерен гранито-гнейсов подверглись грануляции. Из цветных минералов присутствует темный голубовато-зеленый щелочной амфибол арфведсонитового типа. Его зерна также раздроблены на агрегаты, в которых спайность отдельных участков минерала наклонена к направлению полосок под углами 20—40° или приняла положение, параллельное простиранию. Значительная часть этих агрегатов растянута в полоски или проникает между зернышками гранулированного полевого шпата, разветвляясь в тонкие прожилки между ними. Все это указывает на сильную механическую деформацию зерен амфибола, без преобразования его в другие минералы. Вероятно, эта деформация происходила при высокой температуре, но в твердом состоянии, после полного застывания породы. Амфибол сопровождается большим количеством титанита.

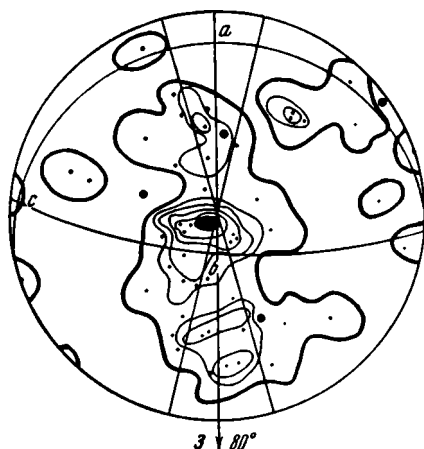
При такой степени деформации встречаются случаи, когда отдельные зерна полевых шпатов оказываются включенными между растянутыми

по сланцеватости массами амфибола. Кварц образует тонкие ленточные полоски докристаллизационной деформации и, кроме того, в отдельных полосках чрезвычайно сильно деформирован после перекристаллизации. Его зерна в этих полосках не только погасают резко волнисто, но нередко



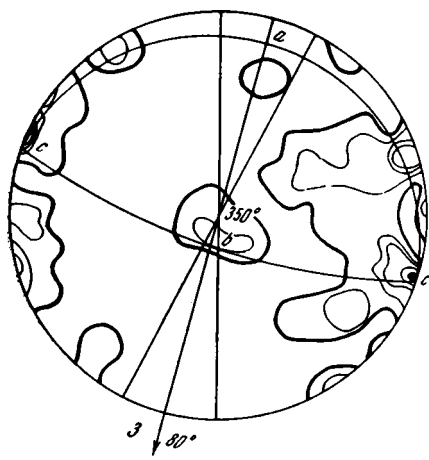
Фиг. 42. Диаграмма ориентировки оптических осей 70 зерен нефелина из мнискита: восточного крыла складки, из суженной ее части (фиг. 1, 2).

Изолинии: 1, 3, 4, 6%



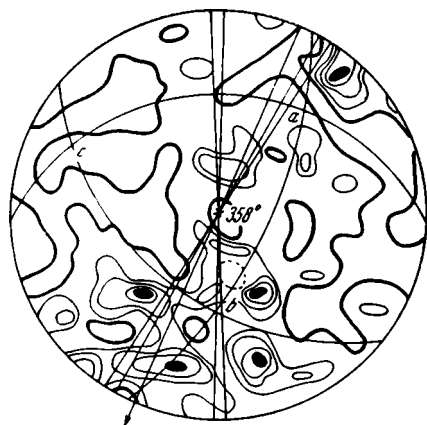
Фиг. 43. Диаграмма ориентировки оптических осей 55 кристалликов апатита из того же мнискита.

Изолинии: 2, 4, 6, 7, 9, 11%. Точки — выходы оптических осей апатита



Фиг. 44. Диаграмма ориентировки оптических осей 38 зерен кальцита из того же мнискита.

Изолинии: 2, 5, 8, 10, 14%. Появление максимума на оси *b* кальцита необычно, так как для него характерен пояс *ac*



Фиг. 45. Диаграмма ориентировки оптических осей 150 зерен нефелина из мнискита суженной части западного крыла складки.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6%

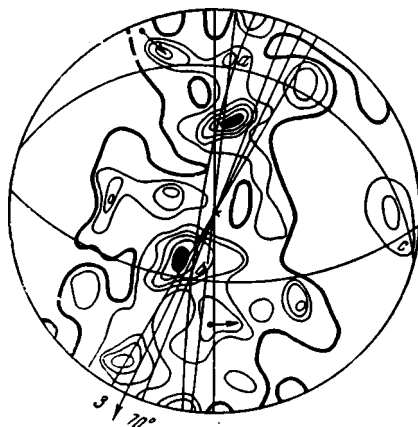
сильно раздроблены и распались на поперечные волнисто погасающие столбики, между которыми видны мелкие продукты дробления. Ориентировка зерен кварца очень совершенная, о чем можно судить на основании близости их момента погасания. Вместе с тем имеются ленточные зерна и недеформированные полоски кварца, подобные описанным ранее на северном конце антиклинали. Они обладают едва заметным волнистым погасанием. В местах дробления зерен полевых шпатов по краям

их полос структура характеризуется как тонкокристаллическая, мозаичная, с величиной зерна не более 0,05 мм. Для этого типа пород была получена диаграмма ориентировки зерен кварца, изображенная на фиг. 46.



Фиг. 46. Диаграмма ориентировки оптических осей 140 зерен кварца из гранито-гнейса суженной части западного крыла складки.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11%. Симметрия пояса кварца нарушена, максимум сдвинут к минимуму и в одну сторону сразу обрывается. Сила деформации постепенно нарастала, падение менялось, крыло становилось круче. Линии со стрелками показывают положения оптических осей в волнисто погасающих зернах кварца. Ориентировка диаграммы показана выходом линии простирания породы С 355°.



Фиг. 47. Диаграмма ориентировки оптических осей 95 зерен нефелина из миаскита восточной полосы ядра складки.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7%.

Гранито-гнейсы восточного крыла антиклинали имеют слабо выраженную линейность. По минералогическому составу они сходны с только что описанными породами, отличаясь от них несколько меньшим содержанием титанита. Структура пород отличается еще большей деформацией. Все минералы вытянуты в линзы и полоски, а кварц развит в виде длинных лент, состоящих из сильно волнистопогасающих раздробленных мелких зерен. Судя по диаграмме, наклон линейности направлен на север под углом около 4° , что соответствует и визуальному измерению на образце. Характер деформации кварца соответствует S-тектонитам, а диаграмма аналогична фиг. 46. У Зандера соответствующие структуры кварца приводятся для гранулитов, волокнистых гнейсов и милонитов. Ленты кварца распались большей частью на мозаику мелких зернышек.

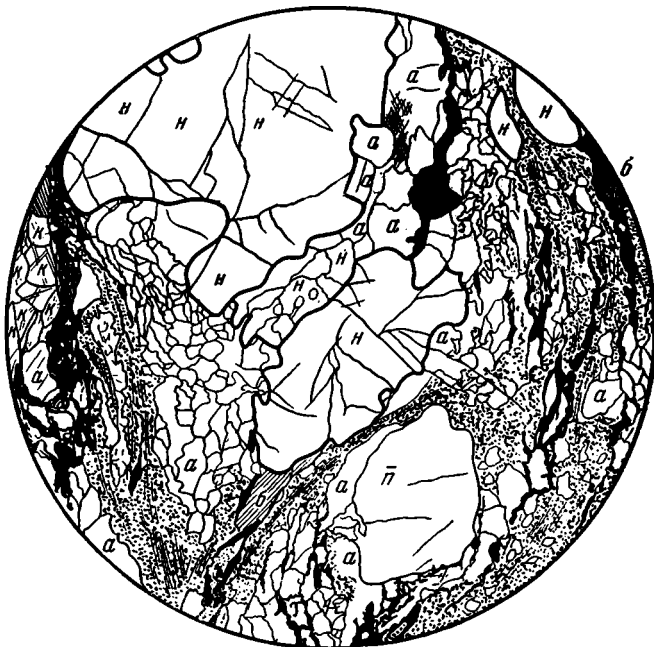
В итоге можно отметить, что около места сужения антиклинали наблюдается та же структура их, какая была описана для севера. Линейность, характеризующая положение оси складки, наклонена и здесь на север. Угол наклона этой оси сильно колеблется, в среднем соответствуя тому, что наблюдалось и на севере, а также в середине описанной части складки.

4. СТРУКТУРА ПОРОД В УЗКОЙ ЧАСТИ АНТИКЛИНАЛИ

(фиг. 1, севернее точки 2)

Деформация горных пород, описанная выше, к югу усиливается и приводит в конце концов к образованию милонитов, которые наблюдаются в месте пересечения полосы миаскитов и щелочных сиенитов с полосой милонитов, идущей с северо-востока несогласно с простиранием других пород.

В скалистых выходах миаскитов, расположенных в 1 км севернее точки пересечения их с полосой милонитов, линейная сланцеватость не замечена. Развитые здесь среднезернистые породы представлены обычными разновидностями. Сланцеватость в них выражена хорошо. В серой массе пород с мелкими листочками лепидомелана, параллельными сланцеватости, включены крупные линзы белого полевого шпата, вытянутые полосками по сланцеватости. Зерна микроклина достигают величины 10×5 мм. Повидимому, эти полоски являются смятыми пегматитовыми полевошпатовыми автоинъекциями. Падение пород вертикальное.



Фиг. 48. Миаскит с южного конца восточной полосы этих пород, около милонитов:

н — нефелин; п — микроклин; а — альбит; б — биотит; к — кальцит. Покрытая точками часть — сильно распыленные полосы полевошпатового состава. Залитые черным полосы — распыленные, смешанные с полевыми шпатами массы лепидомелана

Диаграмма для лепидомелана типична для S-тектонов с максимумом концентрации 15%.

Диаграмма для нефелина дает довольно отчетливый пояс, параллельный сланцеватости (фиг. 47). В месте одного из максимумов располагается ось *b*. Деформация нефелина сказалась в наличии волнистого погасания.

Для этого района имеются и другие диаграммы по миаскитам, полученные для нефелина, лепидомелана, кальцита и апатита. Особый интерес представляют миаскиты, расположенные вблизи милонитов. В 80 м от этой полосы породы сохраняют свой облик, но, в отличие от предыдущих, они сильно сланцеваты и на их темном фоне заметны полоски и линзочки зерен полевых шпатов. Под микроскопом видна сильная деформация минералов. Полевые шпаты и нефелин образуют линзочки и удлиненные зерна, вытянутые по сланцеватости. Многие из них пронизаны полосками мелкозернистой, сильно сланцеватой мозаичной массы зерен альбита (фиг. 48). Лепидомелан расщеплен и истерт в мельчайшие чешуйки, про-

никающие мелкозернистые продукты дробления и перекристаллизации. Местами они скользят тонкими струйками между зернами, цементируя мелкозернистые продукты дробления полевых шпатов. Полоски лепидомелана приурочены к поверхностям скольжения, ясно видимым в шлифе. Макроскопически они имеют вид темносерых полосок с линзочками полевых шпатов. Зерна линзочек полевых шпатов и нефелина часто раздроблены; многие из них волнисто погасают. Весь вид породы под микроскопом показывает, что она подверглась очень сильному раздроблению, с местным истиранием и распылением материала по плоскостям скольжения. Соответственно этому диаграмма лепидомелана показывает структуру, близкую S-тектонитам. Изгибы листочков лепидомелана, часто встречающиеся в шлифе, расположены таким образом, что изменение положения нормали к (001) направлено в одну сторону. Это указывает на одно направление перемещения, объясняющееся движением материала при деформации в одну сторону. Перемещение направлено кверху диаграммы. По ней трудно судить о положении наклона оси *b* деформации.

Диаграмма для 44 зерен нефелина изображает знакомую нам ориентировку (фиг. 49). Пояс нефелина лежит в плоскости *ab*. Судя по другим диаграммам нефелина, максимумы его расположены на месте выхода осей *a* и *b*. С этой точки зрения положение осей эллипсоида деформации на диаграмме будет таким, как это показано на фиг. 49. Такое их положение не противоречит и диаграмме для лепидомелана. При этом становится понятным и изгиб листочков лепидомелана в направлении к оси *a*, указывающий на движение в этом направлении. С другой стороны, круто наклоненная ось *b* соответствует имеющемуся изгибу полосы щелочных пород в юго-западном направлении при приближении к полосе милонитов.

Западная система полосок миаскитов при приближении к полосе милонитов также изменяет меридиональное простирание на юго-западное. Это простирание наблюдается на расстоянии около километра, прежде чем породы вступают в полосу милонитов.

В 1,5 км к северу от места окончания западных полосок миаскитов, при приближении к милонитам, ясно видна линейность, наклоненная на север под углом 25°. Пластовая отдельность их имеет простирание, перпендикулярное полоске миаскитов, и падение на юг под углом 30°.

Диаграмма для нефелина из миаскитов описываемого района дана на фиг. 50.

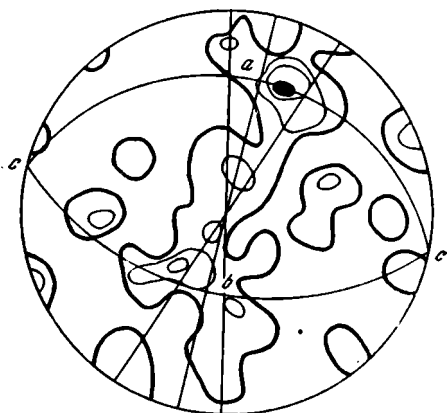
Линейность в гранито-гнейсах, наблюдаемая в поле, а также и выясняемая при помощи диаграмм по положению осей *b* поясов для различных минералов, всегда наклонена на север под углами 15—30°. Диаграммы для разных минералов, преимущественно для кварца гранито-гнейсов, сопровождающих щелочные породы с запада и востока, приведены на фиг. 51—53.

Отличительные черты структур этих горных пород, судя по диаграммам, сохраняются прежние, но породы становятся более сланцеватыми. Гранито-гнейсы принимают черты S-тектонитов, обладая узким поясом, по существу с одним резко выраженным максимумом кварца, расположенным около оси *a*. Полосы гранито-гнейсов и миаскитов при приближении к полосе милонитов изменяют простирание и становятся волнисто изогнутыми. В южной части они принимают положение, параллельное полосе милонитов.

Как видно на фиг. 1, западная полоска миаскитов также прерывается полосой милонитов, и на расстоянии до 7 км миаскиты отсутствуют, будучи смещены к юго-западу вдоль линии разрыва, по которому развиты милониты. В этих местах по обе стороны милонитов развиты гранито-гнейсы, причем на запад от милонитов находятся розовые гранито-гнейсы,

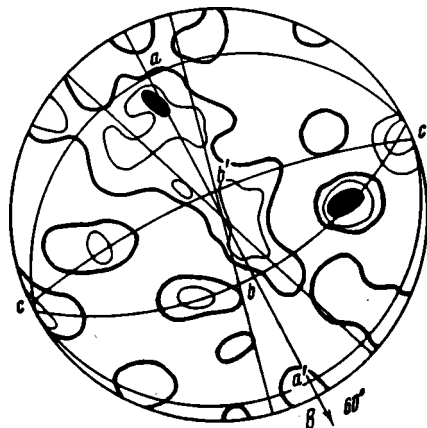
сопровождающие миаскиты, а с востока — пара- и микстогнейсы инъекционной серии.

Гранито-гнейсы, сопровождающие щелочные породы, вблизи милонитов сильно раздроблены. Как показали микроскопические исследования,



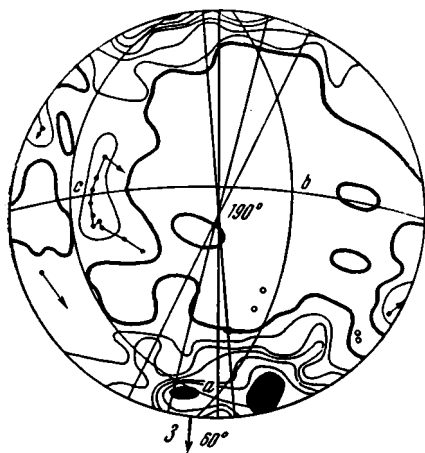
Фиг. 49. Диаграмма ориентировки оптических осей 44 зерен нефелина из миаскита около милонитовой полосы.

Изолинии: 2, 5, 7, 9%



Фиг. 50. Диаграмма ориентировки оптических осей 43 зерен нефелина из миаскита с южного конца западной полосы.

Изолинии: 2, 5, 7%



Фиг. 51. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в гранито-гнейсе южного окончания западной полосы миаскита около милонитов (гора Саргина). Линии со стрелками — пути перемещения оптических осей кварца при волнистом погасании

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9%

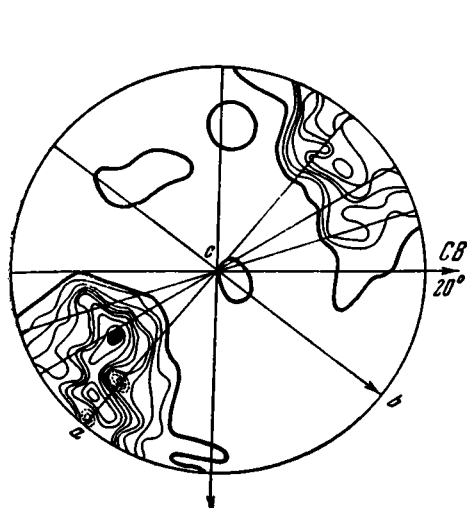


Фиг. 52. Диаграмма ориентировки нормалей к (001) 139 листочков биотита из того же гранито-гнейса.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12—14%

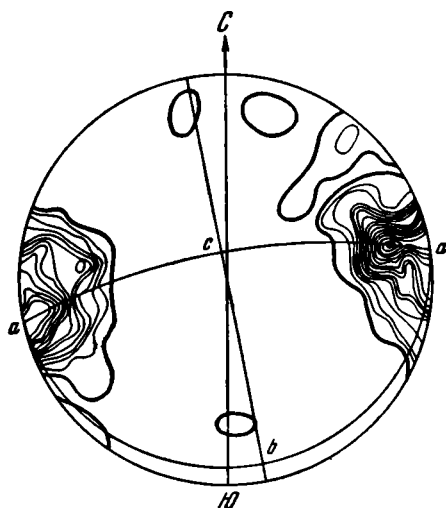
породы местами приобретают признаки сильнейшего катаклаза с ориентировкой продуктов дробления, особенно в непосредственном соседстве с милонитами. Иногда здесь видны местные пластические изгибы гранито-гнейсов, например около речки Егозы, где поворот в простирации до-

стигает 90° и простираение на протяжении около 50 м из меридионального становится широтным. В то же время на этом участке линейность изменяет свое положение: на участке с меридиональным простираением она наклонена на север, тогда как в месте широтного простираения — на запад под углом 35° . Ось этого изгиба, представляющего поперечную складку, круто наклонена к югу, соответственно наклону плоскости сланцеватости пород. В этом месте гранито-гнейсы под микроскопом напоминают песчаники. Иногда кварц в них подвергался перекристаллизации и, будучи



Фиг. 53. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца гранито-гнейсов из района вблизи милонитов (см. фиг. 1, 2).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12, 13%



Фиг. 54. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в гранито-гнейсе с широтным простираением. Шлиф сделан перпендикулярно сланцеватости и параллельно простираению породы.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16%

цементом для полевошпатовых зерен, имеет совершенно одинаковую — волокнистую или скрыто-мозаичную — структуру, просветляясь одновременно на всем протяжении шлифа и распадаясь на тонковолокнистую массу только при погасании (фиг. 55). Порода рассечена бесчисленным множеством трещин. В других случаях величина зерна мозаики кварца и полевых шпатов не превышает 0,5 мм, большей же частью колеблется в пределах от сотых долей миллиметра до 0,1 мм. Изредка встречаются остатки зерен размером до 1 мм. Местами видны мозаично гаснущие и одновременно просветляющиеся струи кварца, прихотливо изгибающиеся в срезе шлифа. Встречаются участки тонкого дробления, окаймленные мозаичным кварцем. По существу порода является милонитом, но только не дошедшим до полного распыления материала (фиг. 56).

Диаграмма для этих пород, хотя и сильно деформированных, но все же сохранивших свой внешний облик, дана на фиг. 54. Почти все породы из этой области, прилегающей к милонитам, характеризуются хорошо ориентированными структурами, диаграмма которых приведена на фиг. 59.

Представляют интерес и породы инъекционной серии гнейсов, развитые восточнее милонитов. Большую роль в качестве основы для инъекций играли кварциты. Эти породы подверглись напряженной складчатости (фиг. 57) и при крутом восточном падении, равном $60-70^\circ$, образуют изоклинальные складки с амплитудой в несколько метров. Инъекции следуют всем изгибам слоев складок, утолщаются в замковых частях и утончаются



Фиг. 55. Структура гранито-гнейса из того же обнажения. Видны зерна полевых шпатов среди сильно ориентированной массы кварца, обладающего почти одновременным просветлением и агрегатным погасанием.

№р — направление кругового сечения индикатрисы кварцевых зерен



Фиг. 56. Микроструктура гранито-гнейсов, близкая к структуре милонитов
к — кварц; п — полевой шпат. Мелкозернистая распыленная масса состоит из мельчайших частиц и обломочков тех же минералов



Фиг. 57. Складки в кварцитах и гнейсах инъекционной серии. Светлые полосы имеют гранитный состав

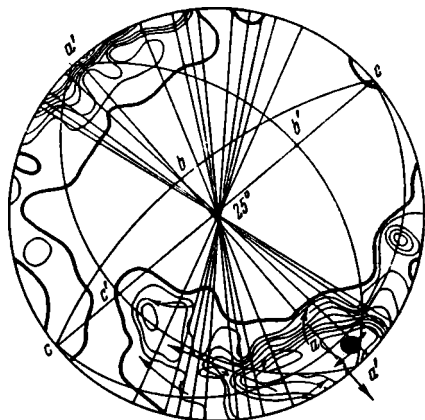


Фиг. 58. Инъекции в гнейсах инъекционной серии. Отпрыски пегматитовых инъекций образуют по слоям седло антиклинали. Между жилами расположена обмятая, но почти массивная порода, представленная амфиболитом.

на крыльях складок. С удалением от источника инъеции, постепенно утончаясь, часто переходят в очковые формы, соединяющиеся одна с другой прожилками или даже не соединяющиеся с материнским прожилком. От жил пегматитов, внедрившихся в кварцитовые толщи и образующих большие раздувы, отходит множество тонких инъеций по сланцеватости, которые кверху утончаются и местами соединяются друг с другом (фиг. 58).

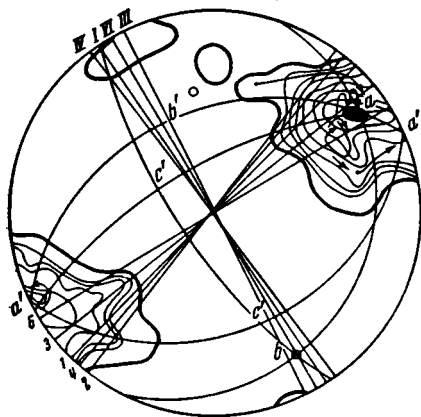
Инъеccionные гнейсы в непосредственном соседстве с розовыми гранито-гнейсами имеют крутое падение на восток. Никаких явлений брекчирования в них нет, но породы очень сильно смяты вследствие сжатия и раздавливания. В кварцитах и парагнейсах наблюдаются инъеции белого среднезернистого пегматита. Обе породы одинаково сильно деформированы. Зерна кварца растянуты в полоски и не только резко волнисто погасают, но превращены в мозаику, обтекающую линзовидные зерна полевых шпатов. Эта структура, представляющая собой структуру течения, свидетельствует о том, что породы были раздавлены.

Структурная диаграмма для кварца (фиг. 60) подтверждает это, обнаруживая типичную ориентировку тектонитовскольжения. Шлиф сделан парал-



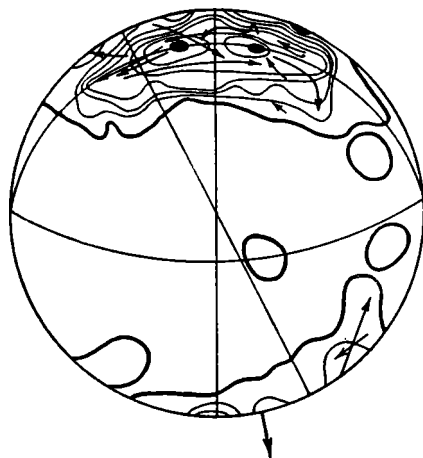
Фиг. 59. Диаграмма ориентировки оптических осей 108 зерен кварца в такой же, как на фиг. 56, породе из суженной части складки (фиг. 1, между 2 и 3). Стрелками показаны изменения в положении оптических осей кварца при волнистом погасании.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 12—13, 19%



Фиг. 60. Диаграмма ориентировки оптических осей 170 зерен кварца из гнейса инъеccionной серии. Стрелки показывают направления смещения оптических осей кварца при волнистом погасании.

Изолинии 1, 2, 3, 4, 7, 10, 13, 15 %. Римскими цифрами обозначены трещины плоскостей скольжения, арабскими — соответствующие им поперечные трещины



Фиг. 61. Диаграмма ориентировки оптических осей кварцевых зерен из пегматитовой жилы в гнейсах, диаграмма которых дана на фиг. 60.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 7, 10, 15%

тельно простирацию гнейсов. Пояс *ас* фактически сведен к одному максимуму, равному 15%. Наблюдается некоторая асимметрия диаграммы. Сходная диаграмма получена и для кварца пегматитов (фиг. 61). Смещения оптических осей кварца при волнистом погасании показаны в виде линий со стрелками на фиг. 60 и 61. Они направлены в противоположные стороны, что заставляет считать скольжения происшедшими при раздавливании. Каких-либо преимуществ одного направления сравнительно с дру-



Фиг. 62. Микроструктура слюдяно-гранатовых гнейсов из обнажения, расположенного западнее милонитов:

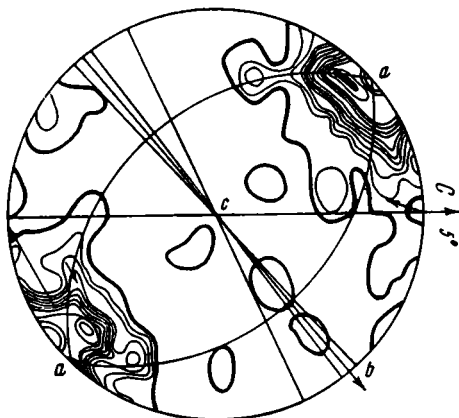
г — гранат с включением кварца; п — полевые шпаты; к — кварц. Многочисленные поверхности скольжения с распыленным по ним биотитом, часто сплошным из волокнистых чешуек. Кварц вытянут в тонкие ленточки, с агрегатным погасанием или волнисто гаснущие

гим не заметно. Течение материала происходило как в одну, так и в другую сторону. Это показывает также, что внедрение пегматитов, совершавшееся под сильным давлением, закончилось раньше, чем прекратилось действие сил сжатия. Внедлившиеся пегматиты были затем раздавлены. Полевой шпат при этом также был гранулирован. На диаграмме (фиг. 60) нанесены сплошные линии I—IV, VI, являющиеся трещинами, соответствующими плоскостям скольжения.

Розовые гранито-гнейсы подверглись исследованию и на степень тектонической ориентировки кварца. Диаграмма кварца этих пород дает хороший пояс, аналогичный фиг. 61, с осью *b*, наклоненной к северу под углом в 15°, что соответствует видимой в поле линейной сланцеватости.

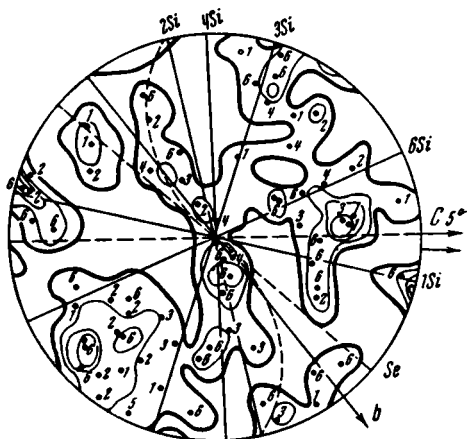
Интересны диаграммы слюдяно-гранатовых ставролитовых гнейсов, развитых западнее розовых гнейсов. В них наблюдается линейность, наклоненная на север под углом 48°. Под микроскопом обнаруживается очень сильная сланцеватость пород (фиг. 62). Множество плоскостей сколь-

жения по сланцеватости и под небольшим углом к ней выставлено прекрасно ориентированным истертым биотитом. Вдоль этих плоскостей и другие минералы также претерпели сильное истирание, местами — настоящую



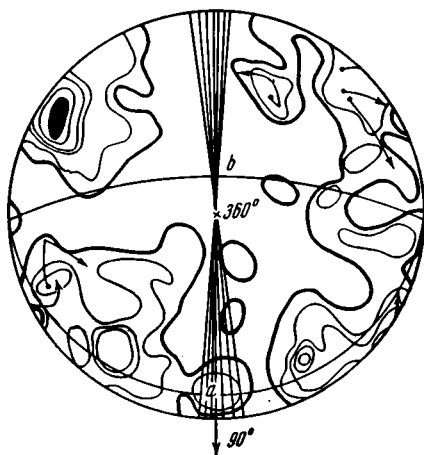
Фиг. 63. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в сечении *ab* (из того же гнейса).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13%



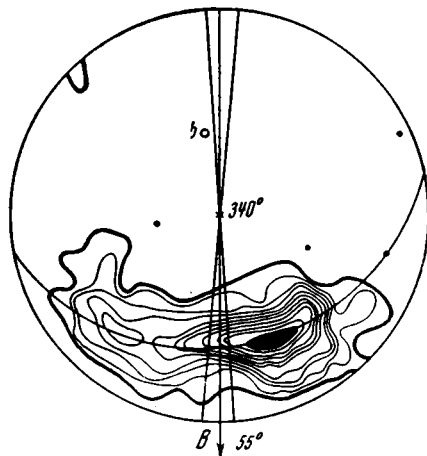
Фиг. 64. Диаграмма ориентировки оптических осей 77 зерен кварца в 6 кристаллах граната в разрезе, параллельном *ab* (из того же гнейса).

Цифры 1—6 при точках обозначают выходы оптических осей, соответствующих зерен граната; 1Si и т. д. — положение сланцеватости в этих зернах



Фиг. 65. Диаграмма ориентировки оптических осей 169 зерен кварца гранито-гнейсов.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6%



Фиг. 66. Диаграмма ориентировки оптических осей 246 зерен кварца гранито-гнейсов из западного крыла складки (на западном склоне Собачьей горы). Точки — отдельные зерна кварца вне пояса.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 13—15%

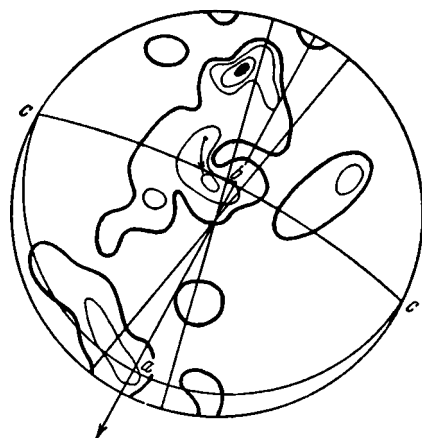
милонитизацию. Соответственно этому они при очень большом количестве плоскостей скольжения повсюду раздроблены и превращены в мелкие линзовидные обломки. Полевые шпаты представлены микроклином и сильно серицитизированным альбитом. Ставролит сильно хлоритизирован.

Кроме того, развиты зерна кордиерита, подвергшиеся хлоритизации, и игольчатые кристаллики силлиманита. Сильная деформация пород связана с тем, что они взяты из местности, лежащей непосредственно к западу



Фиг. 67. Диаграмма ориентировки оптических осей 127 зерен кальцита из мiasкита на западном склоне Собачьей горы.

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5%



Фиг. 68. Диаграмма ориентировки оптических осей 31 зерна нефелина из нефелиновых сиенитов Собачьей горы

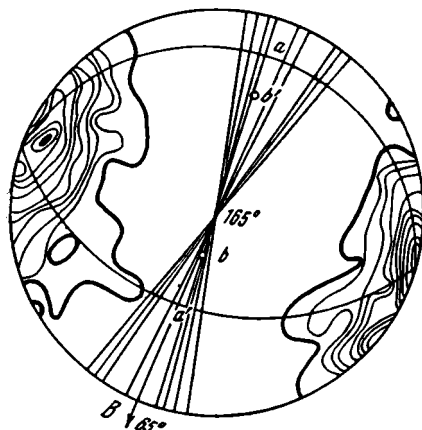
Изолинии: 3, 6, 10, 12%

от полосы милонитов. Не подверглись раздроблению только кристаллики граната, размеры которых колеблются от 0,2 до 3 мм. Они содержат многочисленные включения мельчайших

частичек кварца, турмалина и иногда других минералов. Эти гелицитовые включения не образуют спиральных форм, но все же кристаллы граната при деформации подвергались перемещению. Это видно из того, что в некоторых зернах граната включения образуют ряды, расположенные вкрест простирания. Фиг. 63 показывает ориентировку оптических осей кварца. Фиг. 64 представляет картину ориентировки включений кварца в зернах граната. Вследствие вращения кристаллов граната при перекристаллизации первоначальная стройная картина совершенной ориентировки кварца среди его включений утрачена.

Гранито-гнейсы, расположенные восточнее полосы милонитов, сохраняют нормальный вид и структуру. Их разновидности, залегающие восточнее мiasкитовых полос (фиг. 1, 4 и

5), уже не деформированы после перекристаллизации и характеризуются полным отсутствием волнистого погасания. Их диаграмма обнаруживает соответственно и меньшую ориентировку (фиг. 65). Наоборот, гранито-



Фиг. 69. Диаграмма оптической ориентировки нормалей к (001) 216 листочков лепидомелана из нефелиновых сиенитов западной полосы в южной части района (гора Собачья).

Изолинии: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11—12%

гнейсы, развитые западнее миаскитов, характеризуются признаками сильнейшей ориентировки минералов, свойственной тектонитам скольжения (фиг. 66).

Миаскиты из той же области на горе Собачьей и севернее нее характеризуются совершенной ориентировкой минералов, подобной ориентировке в других породах (фиг. 67—69). На изученных диаграммах видно, что ориентировки слюд в гранито-гнейсах и миаскитах сходны. На всем почти протяжении огромного исследованного района ориентировка нефелина также сохраняет свой тип и характеризуется концентрацией максимумов около оси *b*, с образованием пояса, параллельного плоскости сланцеватости. Сходную с нефелином ориентировку имеет и апатит; наконец, кальцит ориентируется в миаскитах подобно лепидомелану (фиг. 67).

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Итоги петротектонического анализа горных пород щелочного комплекса восточного склона Урала представляют большой интерес. Структура горных пород чрезвычайно чувствительно отражает испытанные ими деформации. Это видно из многочисленных рассмотренных выше диаграмм, составленных для разнообразных минералов гранито-гнейсов, сиенитов и миаскитов. Так, кварц хорошо отражает деформации в гранито-гнейсах. Там, где коренные породы менее нарушены и сланцеваты, на диаграммах для кварца этих пород видны сложные по форме изолинии с развитием многих максимумов (см. фиг. 8, 10). Для пород сильно сжатых частей складки или около полосы милонитов диаграммы принимают вид, свойственный тектонитам скольжения.

Несмотря на сильную деформацию кварца в северной части района, его зерна, входящие в состав полосок, в которые был преобразован кварц при перекристаллизации, не обладают волнистым погасанием, или волнистое погасание настолько слабо выражено, что при нанесении перемещения оптической оси на проекцию это перемещение измеряется всего несколькими градусами дуги. Деформация имела, вероятно, синтектонический характер, и дробившиеся и раставившиеся в полоски зерна при процессе образования складки снова были преобразованы в зернистый агрегат, повидимому не без контактового воздействия интрузий миаскитов, которые были также синтектоническими. И для лежащего восточного крыла северной части складки, несмотря на то, что диаграмма кварца гранито-гнейсов представляет типичную структуру тектонитов скольжения, волнистое погасание в кварце практически отсутствует.

Иные явления наблюдаются там, где гранито-гнейсы развиты вблизи полосы милонитов. Здесь зерна кварца носят все признаки послекристаллизационной деформации, и диаграммы становятся типичными диаграммами тектонитов скольжения. Большая часть их обладает асимметричным строением диаграммы для кварца. Максимумы располагаются несимметрично, и на одном конце их пояса находится самый большой из них, тогда как к другому концу концентрация оптических осей постепенно падает, что свидетельствует о несимметричном скольжении материала в направлении оси *a*. Это обусловлено неравномерным сжатием вследствие того, что полоса милонитов проходит под углом к простиранию складки. Из двух симметрично расположенных максимумов, свойственных обычным диаграммам, остается один, другой же постепенно редуцируется (фиг. 66).

Характерно, что между диаграммами для биотита и для кварца не всегда наблюдается полное соответствие. Как известно, кварц всегда отражает более поздние стадии деформации (Cloos, 1935), а потому можно по этому признаку решать вопрос об относительном возрасте разных деформаций. Численное значение максимума стоит в какой-то степени в

связи с силой деформации. Между тектонитами скольжения и В-тектонитами имеются все переходы. На северном конце складки, в западном крыле, величина максимума кварца равна местами 3%, а там, где гранито-гнейсы обтекают массив змеевиков (фиг. 3), величина максимума доходит до 7%, что соответствует и пропорционально вдвое меньшей ширине полоски сильно сжатых пород (следовательно, и вдвое большему их сжатию). Обычно в районе исследования максимумы для биотита бывают вдвое больше, чем для кварца. Исключения из этого правила, вероятно, объясняются местными причинами и потерей ориентировки при последующей перекристаллизации деформированных зерен.

В гранито-гнейсах и мicasкитах в диаграммах для слюды наблюдается несколько концентраций в поясе. Наличие этих двойных и тройных максимумов объясняется возможностью изменения направления тектонических усилий, особенно когда эти различия наблюдаются для разных слюд — для мусковита и для биотита. При наличии нескольких максимумов для одной слюды в одной породе явление проще всего объясняется изгибами полосок слюд около порфиобластов или бластопорфировых крупных зерен. Места обтекания их слюдами могут дать второстепенные максимумы в поясах слюд. Поперечные максимумы слюд, часто встречающиеся в породах, обычно не превышают по концентрации 2%. Наличие их объясняется поперечными изгибами полос пород. Особенно ясно действие механической ориентировки для слюд иллюстрировано выше для мест с второстепенными складками в северном окончании антиклинали, где развились две системы сланцеватости и, соответственно им, две системы максимумов, которые образуют почти полностью замкнутый пояс с общей для них осью *b*.

Представляет также интерес и изменение положения оптических осей зерен кварца при волнистом погасании. Там, где полоски кварца не подверглись позднейшей деформации, смещение оптической оси его зерен при волнистом погасании не превышает нескольких градусов. Вблизи полос милонитов, где деформации кварца происходили позднее, заметно сильное течение кварца, превращение его зерен в мозаику, скользящую вдоль сланцеватости. В уцелевших частях зерен наблюдается сильнейшее волнистое погасание или поперек длины полосок или по диагонали к ней. Положение полосок угасания соответствует положению максимумов.

Перемещение оптических осей в одном зерне достигает значительной величины, так что волна не раз проходит вдоль зерна, а на проекции это выражается в том, что оптическая ось иногда, если в центр проекции поместить ось *a* деформации, делает двойной оборот. Из этого следует, что зерно действительно вращалось вокруг своей оси в направлении оси *b* по удлинению зерен. Направление вращения может показать направление перемещения материала. В большинстве изученных пород вращение зерен происходило в соседних зернышках во взаимно противоположных направлениях. В этом случае скольжение материала вызывалось, повидимому, простым раздавливанием или сплющиванием. Но в районе, близком к полосе милонитов, это скольжение в большей части зерен было направлено в одну сторону. Здесь раздавливание было ориентировано движением вдоль полосы милонитов, фиксирующих положение поверхности разрыва. Большие смещения оптических осей кварца при волнистом погасании известны из литературы и превышают иногда 90°. В нашем случае это смещение достигает 700° и даже превышает эту цифру, так как оптическая ось на диаграмме делает не один оборот. Если эти кривые разложить в пространных на протяжении зерна в соответственных точках, то получится кривая, несколько напоминающая синусоиду, но неправильная вследствие наличия изломов зерна. Из этого следует, что, кроме того течения материала, которое было направлено в сторону оси *a*, было еще другое — сколь-

жение по составляющей, направленной к юго-западу, параллельно полосе милонитов, другими словами — вдоль поверхности разрыва.

В связи с этим интересно выяснить, как в литературе освещается вопрос о направлении «транспорта» материала при образовании складок и перемещениях вдоль поверхностей скольжения. Последние можно рассматривать как разновидность моноклинальных складок с разрывом целостности пластов и с осью, перпендикулярной направлению скольжения. Каждый надвиг, взброс и сброс можно представить как форму складки, при образовании которой произошел разрыв и перемещение материала шло в направлении движения, как и при образовании складки.

Клоос дал сводку многочисленных наблюдений по вопросу о линсейной сланцеватости и ее роли в распознавании геологического строения. При этом оказалось, что около 60% исследователей констатируют связь линейной сланцеватости с осью b , т. е. с осью складок или развившихся из них форм дислокаций. Наряду с этим очень многие авторы указывают на то, что линейность пород в районах их исследований направлена по оси a , т. е. по направлению перемещения складок и движения. Авторы, изучавшие надвиговые покровы Швеции, доказывают, что в их районах часто, если не всегда, линейность направлена на северо-запад, с наклоном в сторону континента и с поднятием в сторону Атлантического океана, т. е. в сторону движения материала при образовании надвигов. То же справедливо и для шотландских надвигов (Cloos, 1946, 1947). Петрографы и геологи, изучавшие альпийские надвиги и покровы, свидетельствуют о том, что там линейная сланцеватость параллельна фронту надвигов, т. е. оси b . На это указывает Шмидт (Schmidt, 1925), делая вывод о постоянстве этого явления и о большой роли оси b в развитии линейности.

Возможно, что указанные различия обусловлены характером движений вдоль поверхностей разрыва, быстрых в одном случае и медленных — в другом. Можно предположить, однако, что движение вдоль скандинавских и шотландских надвиговых покровов, кроме основного, сопровождалось дополнительными движениями поперечного характера, с осями деформаций, направленными поперек к фронту надвигов. В этом случае деформация будет типа двухплоскостной — с главной осью, параллельной фронту надвига, и второстепенной ($B \perp B'$), параллельной движению — при наличии поперечных складок. Эта мысль была высказана в последнее время Филлипсом (Phillips, 1949), который снова исследовал линейность пород шотландских надвигов и пришел к выводу, что она совершенно не отражает каледонской тектоники, а развилась при последующих поперечных герцинских деформациях и является общей как для левизийских гнейсов, так и для молодых пород, перекристаллизованных дополнительно во время герцинского орогенеза.

Клоос относится отрицательно к мнению об удлинении минералов по направлению оси b и приходит к выводу, что течение материала по оси a обуславливает удлинение минералов по этому направлению. Он приводит обоснования о том, что транспорт материала по оси b , как предполагает Зандер, является частичным дифференциальным транспортом, получающимся вследствие бесконечно малых перемещений при скольжении материала во время образования складок. Истинное удлинение идет всегда по направлению оси a . В случае, если линейная сланцеватость параллельна осям складок, она служит показателем того, что перемещение материала происходило параллельно оси складки при растекании пластического материала, подвергнувшегося давлению. В случае же сильного движения при крупных перемещениях линейность пород принимает положение, параллельное этим перемещениям, т. е. оси a .

С этими доводами согласиться нельзя. Во-первых, при проведении нами исследований выявилась линейность, параллельная осям складок.

Скользящее движение материала при образовании складок — дифференциальное, и происходит по направлению как оси *a*, так и оси *b*. Это дифференциальное течение и обуславливает удлинение минералов по оси *b*, так как растираемый при скольжении по направлению оси *a* материал растекается по направлению наименьшей составляющей напряжения, т. е. по оси складки. Для игольчатых, листоватых и других минералов рост параллельно оси складки особенно благоприятен. Не лишено вероятности, что принцип большей растворимости на ударных сторонах зерен минералов при направленном в одну сторону давлении, который Зандер и многие другие готовы были оставить без внимания, играет при этом свою роль. Вращение кристаллов и механическое растекание материала, усиленное физико-химическими факторами, приводят к большему удлинению минералов по оси *b*.

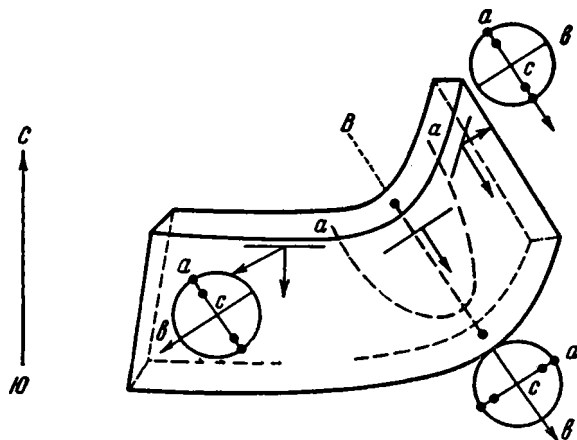
Во-вторых, нельзя при объяснении геологических перемещений материала руководствоваться только дифференциальным скольжением. Несомненно, что транспорт при образовании складок и других форм дислокации всегда происходит в направлении оси *a*. Ось *a* — это направление движения всякой складки. Перемещение материала как в альпийских, так и в скандинавских надвигах шло в направлении, перпендикулярном фронту их и простирацию пород, тем не менее линейность в этих районах различна. Следовательно, главную роль при образовании линейности играет, может быть, характер самих движений, медленных в одних случаях, быстрых — в других. Но самое существенное значение имеет одновременность или разновременность движения по осям складок, расположенных перпендикулярно одна к другой.

О том, что дифференциальные движения материала при складчатых процессах направлены также по оси *a*, свидетельствует так часто наблюдаемое утолщение отдельных складок в замковой их части и утонение их на крыльях. В случае описанного выше течения зерен кварца, при раздроблении и образовании двойного поворота оптических осей при скольжении материала, близ полосы милонитов намечается истинное направление перемещения материала.

Направление смещения устанавливается здесь геологическим картированием; в согласии со смещением находится вращение зерен кварца, сказывающееся в волнистом погасании и в перемещении положения оптической оси в зерне. Линейность здесь соответствует структуре антиклинальной складки, а не новой, наложенной тектонической форме смещения по полосе милонитов. Первоначальное положение линейности не изменилось, в то время как зерна кварца прореагировали на новую деформацию дроблением, сильным растрескиванием и изгибом оставшихся зерен в складочки с волнистым погасанием. Максимумы кварца по положению соответствуют при этом деформации при образовании антиклинали. Эта ориентировка отвечает скольжению в кристаллах кварца по плоскостям призмы. Позднейшая дислокация, со скольжением вдоль полос милонитов, происходила при вращении зерен около оси *b*, близкой по положению к прежней оси *a* (Кузнецов, 1951), и новое скольжение совпало по положению с теми же плоскостями призмы. Поэтому положение максимума не изменилось, но оптические оси получили вращение по отношению к оси *a*.

В отношении структуры миаскитов интересно отметить, что в них лепидомелан ведет себя так же, как и биотит в гранито-гнейсах. Его кристаллизация происходила в условиях, близких к твердому состоянию всей породы. Не течение жидкости, а сжатие породы и динамометаморфизм привели к образованию типично выраженных поясов лепидомелана. Так же ведет себя и альбит, образование которого в значительной степени происходило в поздней и послемагматическую стадию развития пород.

Расположение нефелина тоже закономерное. Почти всегда он ориентирован в миекитах. Застывание последних происходило под действием давления, которое обусловило их полное преобразование в последние стадии формирования пород, вследствие чего они приняли по существу метаморфическую структуру. В заключение необходимо добавить, что линейность, сохранявшаяся в северной половине складки, все время наклоненной на север, при переходе в южную половину складки, в месте ее сужения, после пересечения полосы щелочных пород полосой милонитов приобретает южный наклон. Только местами этот наклон становится горизонтальным или даже северным, отражая места поднятия и опускания



Фиг. 70. Схема изгиба пород (гранито-гнейсов) близ рч. Егозы.

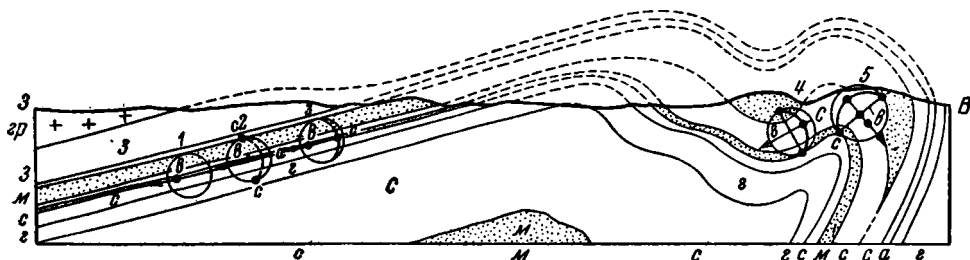
B — ось вторичного изгиба пород. Пунктирная линия a — a показывает изменение положения эллипсоида деформации в различных частях складки

оси складки, ее ундуляций. В расширенной южной части складки, как показали наши наблюдения, она имеет наклон, согласный с падением слоев погружающейся на юг антиклинали Ильменских гор.

Рассмотрим еще схему изменения в эллипсоиде деформации при вторичных изгибах слоев по простиранию, т. е. во вторичных складках, наложенных на главную. Фиг. 70 показывает схему изгиба гранито-гнейсов в районе рч. Егозы. Здесь, как выше было указано, меридиональное простирание пород в обнажении на небольшом расстоянии сменяется широтным. При этом линейная сланцеватость пород изменяется согласно схеме. Ось изгиба пород также показана на схеме. Положение оси b меняется в разных частях складки; на ее гребне ось b расположена по падению, а ось a на месте изгиба принимает горизонтальное положение. Ось a испытывает изгиб согласно дуге, показанной на схеме. Таким образом, в этом случае развивается тип структур, который Зандером обозначается как вызванный деформациями $B \perp B_1$. По отношению к старой структуре, не деформированной вторичным изгибом, ось b новой деформации занимает положение оси a старой, а ось a становится на место прежней оси b , т. е. остается в плоскости сланцеватости, но принимает положение, близкое к горизонтальному (см. фиг. 54).

В заключение наметим несколько профилей через описанную антиклинальную структуру. Профиль фиг. 71 проведен в широтном направлении

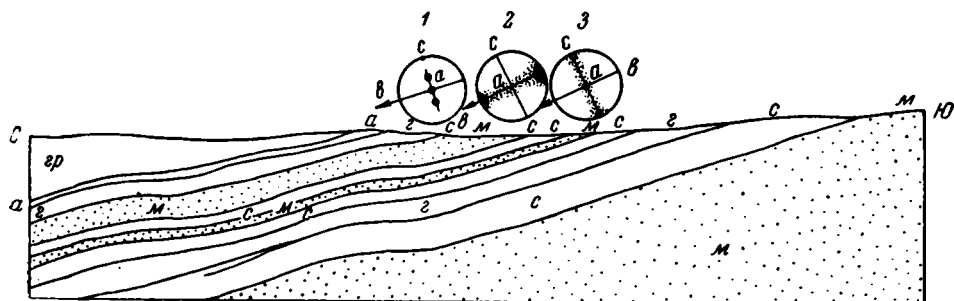
в районе периклинального погружения складки на север. Как видно из этого профиля, восточное крыло складки крутое, западное — пологое. Ориентировка эллипсоида деформации с его осью b и поясом на западном крыле располагается по схеме фиг. 71. Первый слева кружок показывает схему ориентировки нефелина. Пояс его совпадает со сланцеватостью, но обычно сильно размыт, и практически дело ограничивается



Фиг. 71. Профиль через складку щелочных пород близ места ее погружения по линии I фиг. 1:

м — мicas; с — сиениты; г — гранито-гнейсы; з — змеевики; гр — граниты; 1 — диаграмма нефелина; 2 — биотита; 3 — кварца; 4 — 5 — лепидомелана

ориентировкой оптических осей с максимумами около оси b . Второй кружок показывает ориентировку биотита с максимумами на оси c и с поясом ac , прерывающимся на оси a , или с слабым максимумом на этой оси в виде поперечных слюд. Третий кружок представляет ориентировку кварца



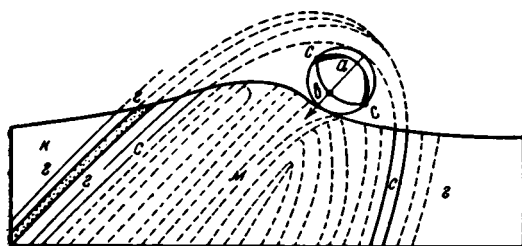
Фиг. 72. Профиль погружающейся части антиклинали щелочных пород по линии простираения складки (II, фиг. 1):

м — мicas; с — сиениты; г — гранито-гнейсы; а — амфиболиты; гр — граниты; 1 — диаграмма кварца; 2 — нефелина; 3 — слюды

с поясом ac и с максимумом в случае сильной деформации на оси a и по обе ее стороны. Как видно на фиг. 71, в месте усложнения общей антиклинальной структуры второстепенными складками пояс лепидомелана становится сплошным, отражая вращение листочков слюды вследствие образования второстепенных складок, а также вследствие образования здесь, наряду с главной отдельностью и сланцеватостью, еще другой, перпендикулярной ей сланцеватости, совпадающей с падением крутого, восточного, крыла складки.

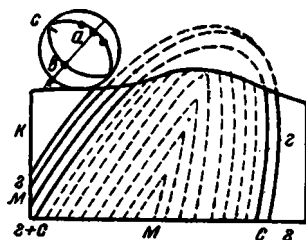
На продольном разрезе вдоль оси погружающейся антиклинали (фиг. 72) видно пологое падение слоев на север. Ориентировка и пояс кварца показаны на первом кружке слева. Концентрация оптических осей кварца на диаграмме ориентирована на схеме соответственно ее поло-

жению в природе. Ось *a* становится перпендикулярной к прежнему положению, так как разрез проведен вдоль оси складки. Ось *b* имеет прежнюю ориентировку, так как ось складки при этом не изменяется. Соответственно этому линейность, ясно выраженная в поле и на образцах, наклонена в этом месте по падению, тогда как ось *a* располагается по пространственному положению параллельно прежнему положению оси *c*. Ось *c*, как всегда, перпендикулярна сланцеватости.



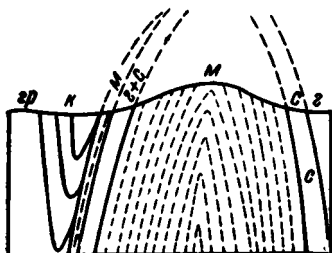
Фиг. 73. Схематический профиль через складку щелочных пород по линии III фиг. 1:

м — миаскиты; с — сиениты; г — гранито-гнейсы;
к — кварциты



Фиг. 74. Схематический профиль через складку щелочных пород по линии IV фиг. 1:

м — миаскиты; с — сиениты; г — гранито-гнейсы; к — кварциты



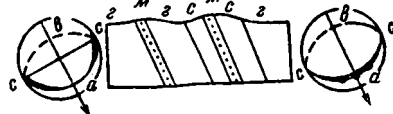
Фиг. 75. Схематический профиль через складку щелочных пород по линии V фиг. 1:

м — миаскиты; с — сиениты; г — гранито-гнейсы; к — кварциты;
гр — граниты



Фиг. 76. Схематический профиль через складку щелочных пород по линии VI фиг. 1:

м — миаскиты;
с — сиениты; г — гранито-гнейсы;
к — кварциты;
гр — граниты



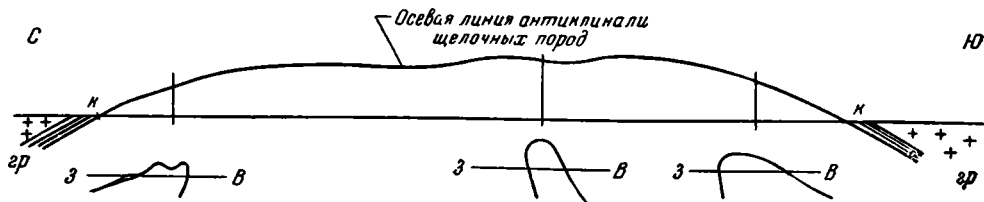
Фиг. 77. Схематический профиль через складку щелочных пород по линии VII фиг. 1:

м — миаскиты; с — сиениты;
г — гранито-гнейсы

На втором кружке показаны максимумы нефелина с поясом, параллельным плоскости сланцеватости. На третьем кружке дан пояс лепидомелана и биотита с максимумами около оси *c*. По оси *a* нормально имеется перерыв пояса, с образованием иногда небольшого количества поперечных слюд.

На фиг. 73 показан профиль, расположенный несколько южнее первого профиля (см. фиг. 1). Падение западного крыла стало более крутым. В ориентировке эллипсоида с поясом лепидомелана или биотита, показанной на фиг. 73, попрежнему наклон оси *b* направлен на север. Еще южнее профиль соответствует схематическому разрезу фиг. 74. На ней показано и расположение осей эллипсоида деформации с поясом слюд. Дальнейшие профили изображены на фиг. 75 и 76. На фиг. 77 показан профиль в южной части района, южнее милонитов. Все слои приняли восточное падение. Ориенти-

ровка слюды в породах соответствует схеме, показанной на левом кружке, а кварца — на правом кружке. Следует отметить, что положение оси *b* в этих местах уже иное — наблюдается наклон этой оси к югу. Еще в средней, суженной, части складки встречаются колебания этого наклона и местами наблюдается возврат к северному наклону осевой линии складки. В этом отражаются ундуляции складки. Но южнее, в области Ильменских гор, наклон этой оси складки имеет уже постоянное южное направление,



Фиг. 78. Схематический продольный профиль складки щелочных пород по простираанию:
* — кварциты, гр — граниты. Вертикальные линии — места схематических профилей, помещенных ниже этих линий

под которым складка и погружается в районе Миасса. На основании этого наблюдения продольный профиль через антиклиналь щелочных пород можно показать схематично — так, как это дано на фиг. 78. Максимального поднятия складка достигает в своей узкой и сильно сжатой части.

ЛИТЕРАТУРА

- В о р о б ъ е в а О. А. Основные структурные черты щелочной интрузии Вишневых гор. — Изв. Акад. Наук СССР, 1947, сер. геол., № 6.
З а в а р и ц к и й А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. — Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1941, № 3.
К у з н е ц о в Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, № 2.
К у з н е ц о в Е. А. Петротектонические особенности мicasкитов. — Вестн. Моск. унив. 1947, № 7.
К у з н е ц о в Е. А. О некоторых проблемах петрографии Урала. — Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951, № 6.
К у з н е ц о в Е. А. и З и н о в к и н А. Д. Гранитовые массивы в геологической структуре Урала. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1940, № 18.
C l o o s Н. Quarzgefügestudien im Östlichen Graubünden. — Min. Petr. Mitt., 1935, 46.
C l o o s E. The lineation; a critical review and annotated bibliography. — Geol. Soc. Amer., 1946, Mem. 18.
C l o o s E. Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. Helsingfors, 1947, Comm. géol. Finl., Bull. № 140.
F a i r b a i r n H. W. Petrofabric relations of nepheline and albite in litchfieldite from Blue Mountain, Ontario. — Amer. Min. 1945, 26, № 5.
P h i l l i p s F. C. Lineation in moinian and lewisian rocks of the Northern Highlands of Scotland. — Geol. Mag., 1949, 86, № 5.
S c h m i d t W. Die Gesteinsumformung. — Denkschr. d. Naturwiss. Mus. Wien, 1925, 3, Geol.-Palaeont. Reihe, № 9.

Е. Д. БЕЛЯНКИНА

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
КАЛИНАТРОВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАВКАЗА И ЗАКАВКАЗЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

Полевые шпаты являются важнейшей составной частью большинства горных пород и одним из критериев для их классификации. Земная кора почти на 60% состоит именно из этих минералов. Поэтому при петрографическом изучении той или иной местности обычно приходится обращаться к изучению полевых шпатов, входящих в состав пород этой местности.

Несмотря на большое значение полевых шпатов, в петрографической литературе последнего времени мы почти не видим работ, посвященных изучению их химизма, и в результате исследователю-петрографу приходится пользоваться старыми анализами, а зачастую и старыми, далеко не всегда справедливыми представлениями о химизме и природе этой группы минералов. Детальное изучение химизма полевых шпатов особенно необходимо в настоящее время, когда совершенно отчетливо наметилась тенденция заменять химическое исследование горных пород количественно-минералогическим их подсчетом, с параллельным детальным изучением оптических свойств составляющих их минералов, и по этим свойствам судить о химизме данного минерала.

В большую группу полевых шпатов входит несколько самостоятельных, но сходно построенных силикатов, имеющих формулу типа $R'_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$, причем комплекс $R'_2O \cdot 2SiO_2$ может замещаться комплексом $2R''O \cdot Al_2O_3$, давая после сокращения коэффициентов формулу $R''O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$. Решетка полевого шпата при этом остается прежней, так как в тетраэдрическом положении вместо четырехвалентного кремния становится трехвалентный алюминий. Создающийся при этом дефицит валентностей компенсируется заменой атома одновалентного щелочного металла двухвалентным атомом щелочных земель.

В качестве одновалентного основания в составе полевых шпатов наиболее часто встречаются калий и натрий. В ряде случаев указывается присутствие ничтожной примеси рубидия и цезия.

Роль двухвалентного основания в большинстве наиболее обычных полевых шпатов играет кальций, и только в некоторых рудных и других месторождениях встречаются существенно бариевые полевые шпаты. Искусственно получены стронциевый и свинцовый полевые шпаты. В очень небольших количествах стронций указан и во многих природных, преимущественно барийсодержащих полевых шпатах. По существующим

взглядам, магний в состав полевых шпатов не входит. Следует указать еще в группе полевых шпатов возможное замещение алюминия трехвалентным железом (Белянкин и Стефанов, 1926).

Суммируем приведенные сведения в следующей таблице (табл. 1).

Таблица 1

Классификация полевых шпатов

Формула	Название	Распространенность	Наиболее частые смеси
$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Ортоклаз (микроклин, анортотоклаз, санвидин)	Исключительно широко распространены, важнейшие породообразующие минералы	—
$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Альбит (анортотоклаз)		Взаимно смешиваются во всех отношениях, дают группу плагиотоклазов
$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	Анортит		
$BaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	Цельзиан *	В чистом виде встречается довольно редко	Образует смеси с $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ — гизалофаны
$Rb_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	—	В чистом виде не встречаются	Присутствуют в виде незначительных примесей к другим полевым шпатам
$Cs_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	—		
$SrO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	—		
$K_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 6SiO_2$	—		
$PbO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	—		

* Не рассматривается здесь казонит — мало изученный бариевый полевой шпат Японии (Ioshimura, 1939).

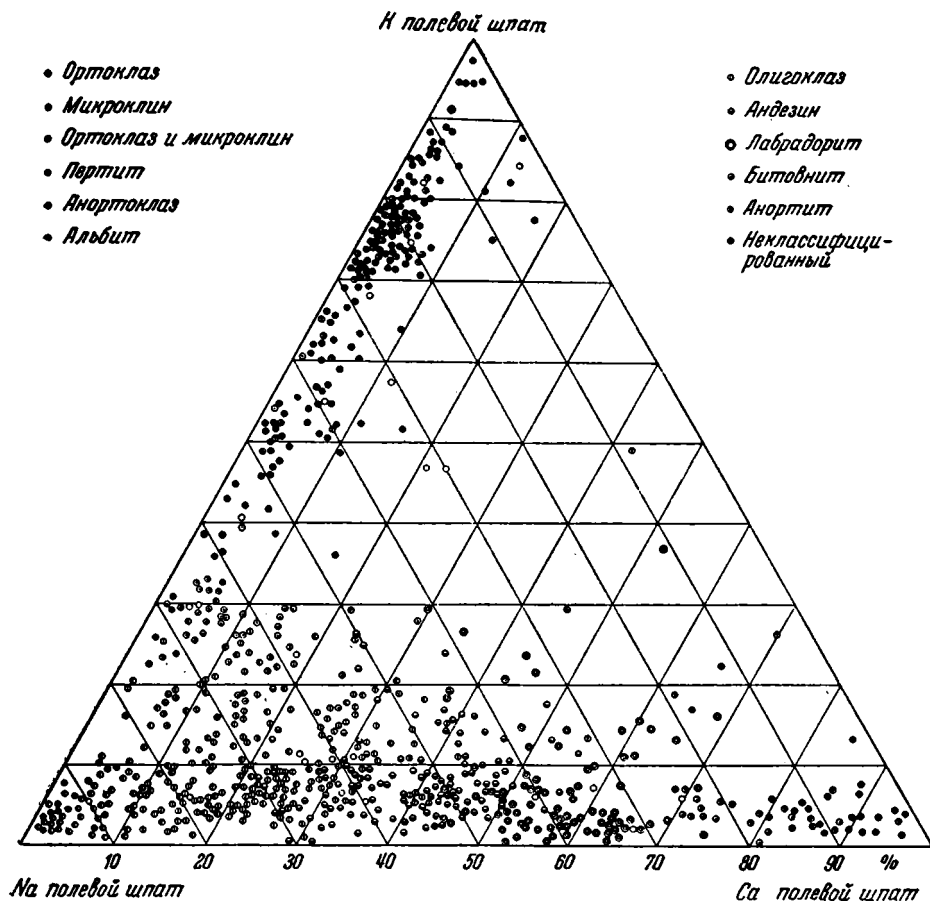
В последней графе табл. 1 показана взаимная растворимость некоторых наиболее распространенных полевых шпатов. Наиболее полно этот вопрос рассмотрен Оллингом (Alling, 1923). Составленная им диаграмма химических составов полевых шпатов приведена на фиг. 1. Она показывает смешимость альбитовой, ортоклазовой и анортитовой молекул, причем смешимость альбитовой и анортитовой молекул полная, тогда как смешимость этих молекул с ортоклазовой очень ограничена.

Так, из диаграммы (фиг. 2), даваемой Винчеллом (1949) и представляющей более новую интерпретацию диаграммы Оллинга, видно, что в калиево-полевошпатовой молекуле может содержаться до 30% альбита и только 5—8% основного плагиотоклаза. Обратные соотношения близки к этим и представляют такие цифры: в плагиотоклазах может быть от 5 до 20% ортоклазовой молекулы.

Влияние примеси 5—10% калиевой частицы на свойства плагиотоклаза относительно незначительно и потому улавливается с трудом.

Внимание петрографов со времен исследований Е. С. Федорова и Бекке привлечено было к группе плагиотоклазов, которая в настоящее время может считаться достаточно хорошо изученной. По крайней мере сейчас мы имеем возможность по показателям преломления, углам оптических осей, углам погасания и другим оптическим константам определять состав каждого данного плагиотоклаза из альбита и анортита. Правда, по оптическим данным не удается определять примесь калиевой частицы к плагиотоклазу, однако ввиду незначительного количества можно не принимать ее во внимание.

Что касается каликатровых полевых шпатов, то, как показал Д. С. Белянкин (1915, 1927), их светопреломление зависит от содержания примеси кальциевой и натровой частиц. Предложенная диаграмма показывает зависимость среднего светопреломления от состава. По этой диаграмме с известной условностью удастся определить состав полевого шпата из смеси калиевой и плагиоклазовой частиц того или иного номера.



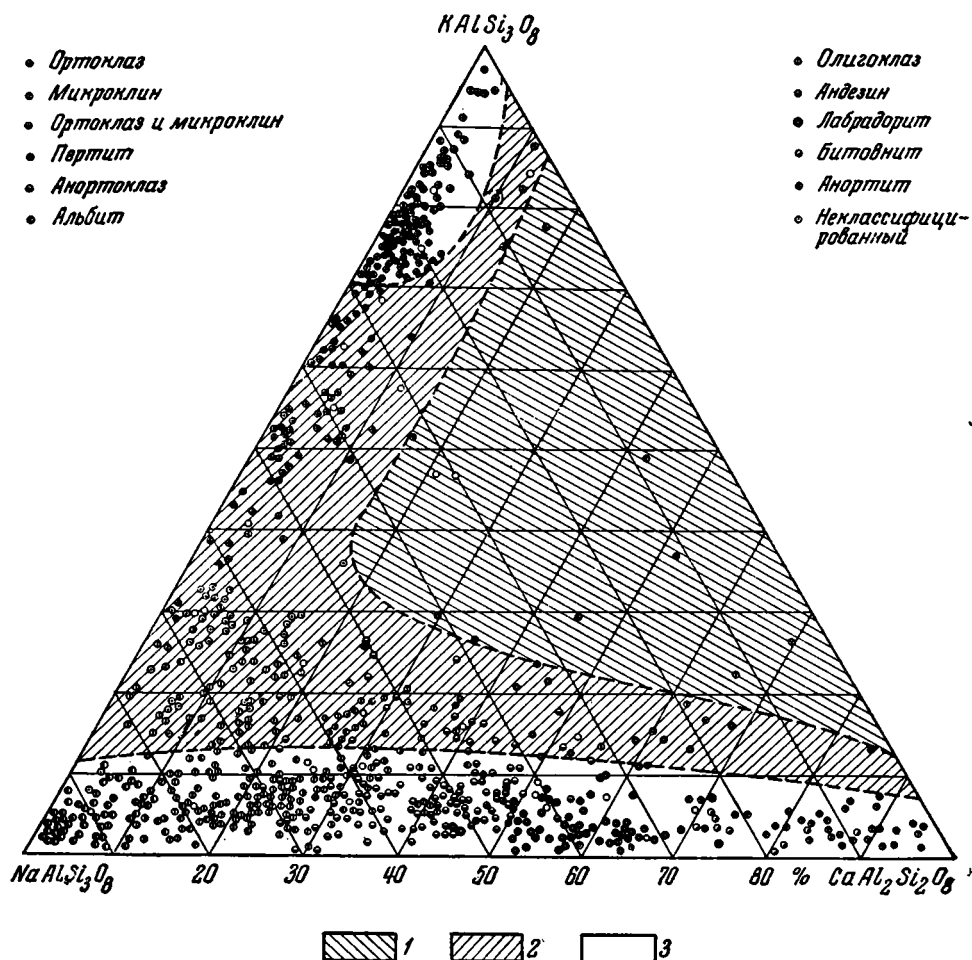
Фиг. 1. Колебания состава полевых шпатов (по Оллингту)

Значительно сложнее обстоит дело с классификацией каликатровых полевых шпатов вообще. Д. С. Белянкин различает среди них ряд разновидностей (табл. 2).

Таким образом, Д. С. Белянкин (1937, 1944) классифицирует полевые шпаты по величине угла оптических осей, не придавая существенного значения кристаллической системе — моноклинной или триклинной — и не связывая различия в углах оптических осей обязательно с химизмом полевого шпата. С химизмом связывает он только величину светопреломления.

Изложенные взгляды получили широкое признание, однако некоторые исследователи (В. Н. Лодочников в СССР, немецкие и английские авторы) продолжают связывать величину угла оптических осей именно с химизмом минералов. В настоящей работе приводятся некоторые данные о связи оптических свойств и химического состава полевых шпатов.

Нами было собрано значительное число литературных данных о полевых шпатах, однако исчерпывающие характеристики оптических и химических свойств приводятся одновременно лишь в редких работах. Этот материал мы дополнили новыми химическими анализами полевых шпатов и данными изучения их оптических свойств. Изученный нами материал



Фиг. 2. Колебания состава полевых шпатов (по Винчеллу)

1 — кристаллы, неустойчивые при всех температурах; 2 — кристаллы, устойчивые при высоких и неустойчивые при низких температурах; 3 — кристаллы, устойчивые также и при низких температурах

тщательно отбирался под бинокулярной лупой и проверялся на чистоту в иммерсионных жидкостях под микроскопом.

Ввиду того, что на свойствах полевых шпатов отражаются условия их образования, в качестве первичного материала были взяты полевые шпаты из пород Кавказа и Закавказья как районов с хорошо изученными геологией и магматизмом.

Классификация каликатровых полевых шпатов

Минерал	Состав	Оптические свойства		
		—2V	симметрия	светопреломление
Санидин	Существенно калиевый	Малый, 0—40°	Моноклинная (триклинная)	Низкое
Na-санидин	С значительным содержанием натровой частицы	То же	Триклинная	Повышенное
К-анортотлаз	Существенно калиевый	Средний, 40—70°	Триклинная	Низкое
Na-анортотлаз	С значительным содержанием натровой частицы	То же	То же	Повышенное
Ортотлаз	Существенно калиевый	Высокий, 70—88°	Моноклинная (или триклинная)	Разное (в зависимости от содержания Na)
Микротлин	То же	То же	Триклинная. иногда с двойниковой решеткой	То же
Na-ортотлаз Na-микротлин	С значительным содержанием натрия	То же	Моноклинная или триклинная	Повышенное

МАГМАТИЗМ КАВКАЗА И РОЛЬ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ В ПОРОДАХ ОТДЕЛЬНЫХ ЕГО ФАЗ

Кавказский магматизм представляет особый интерес, так как магматические проявления на Кавказе и в Закавказье были развиты в течение всей геологической истории — от докембрия или палеозоя до самых верхов кайнозоя. При этом процессы нормального осадконакопления чередовались с эффузивной и интрузивной деятельностью. Взаимоотношения магматических пород с осадками дают возможность иногда весьма точно определять возрастное положение, а в ряде случаев и примерную глубину застывания того или иного магматического тела.

Древний магматизм

Главный хребет

Возраст древнейших этапов магматической деятельности вызывал длительные споры, и хотя докембрийский возраст гранитов Главного Кавказского хребта признавался всеми кавказскими геологами, тем не менее неопровержимые доказательства этого отсутствовали. Только в 1930 г. в Дзирульском гранитном массиве (район с. Лопани), среди мраморов, входящих в толщу филлитов, Г. П. Барсановым (1931) была встречена

несомненно нижнекембрийская фауна. Так как филлиты эти явно моложе залегающих здесь же гранитов и выполняют в них подобие синклинальной депрессии, то и возраст самих древнейших гранитов Дзирульского кристаллического массива определяется как докембрийский.

Среди дзирульских гранитов издавна выделялись серые и красные граниты. При этом серые граниты считали относительно более древними (докембрийскими), а красные рассматривали как интрузии в серые и их относили к нижнему палеозою (Кузнецов, 1941₁). Однако дальнейшие исследования показали совершенно постепенные переходы красных гранитов в серые. Это заставило предположить, что обе эти разновидности представляют разные фазы одного процесса, причем только красные граниты являются собственно магматическим материалом, в то время как серые поглотили и ассимилировали большое количество осадочного материала (Белянкин и Петров, 1945). Кроме этих гранитов, встречаются здесь иные древние образования, а именно породы Рквийского интрузива, описанные П. А. Топурия (1938). Возраст их не определен, но данные П. А. Топурия свидетельствуют о более молодом их возрасте по отношению к обоим типам гранитов Дзирулы. Вместе с тем на рквийские породы трансгрессивно налегают вулканогенные толщи нижней юры, в том числе — нижняя туфогенная толща Чиатурского района, относимая к нижнему лейасу (Гамкрелидзе и Чихелидзе, 1933), но она может оказаться и более древней — палеозойской (Белянкин и Петров, 1945).

Для всех названных пород характерны волнисто угасающий кварц и решетчатый пертитовый микроклин в качестве калиевополевошпатовой составной части породы. Порфировые выделения Рквийской интрузии производят впечатление кристаллов, росших в условиях магматической кристаллизации, а не микроклинового метасоматоза, как это было в порфировидных гранитах Главного хребта, описанных Г. Д. Афанасьевым (1946).

Данных для суждения о возрасте гранитоидных пород Главного Кавказского хребта еще меньше, а именно: В. Н. Робинсон (1932) и И. Г. Кузнецов (1940—1941_{1,2}) параллелизуют метаморфизованную толщу сланцев с кембрийской филлитовой толщей Дзирулы. Поскольку эти сланцы моложе гранитов, то последние и относят к докембрию. Г. Д. Афанасьев (1946), однако, считает докембрийской только гнейсовую толщу, гранитные же интрузии определяет как палеозойские. К нижнему палеозою он относит уруштеньский комплекс преимущественно На-гранитов, к среднему палеозою — комплекс гранитоидов Главного хребта. Среди последних он отмечает участки микроклинизированных пород, микроклиновые вкрапленники которых возникли в процессе общего их метаморфизма.

К комплексу малых интрузий Г. Д. Афанасьев относит интрузивы Ятыр-гварты и Магишо, описанные В. А. Затоковенко (1941). Петрографическое своеобразие их, однако, так велико, что рассматривать их здесь не представляется возможным; геологически и петрографически они гораздо ближе к группе неинтрузий.

Передовой хребет

Выходы гранитов на Передовом хребте (район Кисловодска, по потокам Кубани — Индышу, Джелан-Колу и др., по рекам Белой и Кише в районах ст. Даховской и Сохрая) известны уже давно, еще со времен Аби-ха. Возраст их как в старых работах А. П. Герасимова (1929) и Д. С. Белянкина (1918, 1924), так и в новой сводке, определен как палеозойский (Робинсон, 1948).

В качестве доказательства палеозойского возраста приводятся обычно кубанские обнажения, где жилы гранита прорывают глубоко метаморфизованные нижнепалеозойские породы.

Граниты ст. Даховской и Сохрая, по В. Н. Робинсону (1932) и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1940), определяются как палеозойские на основании наблюдений над южным и северо-восточным контактами интрузии; прорывание развитых здесь мелкозернистых биотитовых пород, параллелизованных с метаморфическими породами палеозойской толщи, свидетельствует о посленижнепалеозойском возрасте также и этих гранитов.

С. С. Кузнецов в 1948—1949 гг. при внимательном осмотре обнажений у ст. Даховской пришел к выводу, что и контактирующие с интрузией породы представляют собой скорее роговики, чем регионально метаморфизованные породы палеозоя. В результате он предположил большую сложность пород, представленных здесь как древними, так и молодыми интрузиями.

Равным образом остается малоопределенным и возраст кисловодских гранитов; известно, что они древнее средней юры, породы которой налегают на них трансгрессивно.

Несмотря на большое количество работ, посвященных гранитам Передового хребта, в литературе почти отсутствуют данные о характере встречающихся в них калиевых полевых шпатов. Они называются по традиции ортоклазом, хотя более правильно называть их нерешетчатым микроклином. Подробно оптика полевых шпатов некоторых гранитоидов интрузий Передового хребта изучена Л. А. Варданянцем (1937, 1938).

Неоинтрузии

Только что перечисленным древним интрузиям (палеоинтрузиям) противопоставляются более молодые интрузивные породы — «неоинтрузии». Первоначально этот термин был применен только к третичным и четвертичным породам. Однако детальное изучение этих интрузий, особенно после установления значительной их металлогенической роли, показало, что неоинтрузии далеко не обязательно столь молоды, что они не одновременны и что в этой молодой магматической деятельности можно наметить несколько самостоятельных фаз.

Впервые кавказская молодая интрузия была установлена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1897 г. (1898) в верховьях Шпанской Арагвы, где она залегает среди сланцев на горе Калько (дациты Калько). Впоследствии, в 1912—1918 гг., Д. С. Белянкиным (1918) было выявлено весьма широкое развитие молодых интрузивных проявлений в Горной Осетии и на территории современной Кабарды. Еще позднее молодые интрузии были открыты на территории Армении (Лупанова, 1925), а затем в Аджарии. Подробное изучение аджарских неоинтрузивных пород сопровождалось детальным картированием их и описанием контактных изменений, претерпеваемых осадками среднего и верхнего эопена под действием гранитных и других неоинтрузивных тел (Белянкин, Петров и Еремеев, 1938). Таким образом был доказан послезооценовый возраст интрузивной деятельности. Еще ранее общегеологические соображения позволили Д. С. Белянкину (1918) принять и для центральнокавказских молодых интрузий верхнетретичный возраст. В 1934 г. рядом исследователей было показано, что абхазские неоинтрузии прорывают и изменяют порфиритовые толщи байоса и в свою очередь трансгрессивно перекрыты верхним мелом (Залесский и Кузнецов, 1940; Кузьмин, 1940, и др.). Впоследствии подобный же посленижнеюрский, но домеловой возраст был доказан Г. М. Смирновым (1941) и Г. М. Заридзе (1938) для крупной интрузии, расположенной в юго-восточной части Дзирульского массива (Хевис-Джвари — Понская), а в настоящее время к этому же геологическому возрасту относят и все интрузии северного склона Малого Кавказа (Соловкин, 1941).

Еще один принципиально новый тип молодых интрузий был встречен в 1937 г. К. И. Чичинадзе в окрестностях перевала Бак в Сванетии (Фаворская, 1947). Впоследствии подобные же образования были обнаружены в окрестностях перевала Аданге (Степанов, 1940, и др.), у перевала Санчар (Годеридзе, 1940) и в районе оз. Кардывач (Еремеев, 1947). Особенностью состава интрузивного тела является широкое развитие гибридных разновидностей, реликтов древнего гранита, захваченного молодой магмой, а также микропегматитовой основной массы, получившейся в результате отвердевания магматического остатка. Возраст этих интрузий предположительно юрский.

Каликатровые полевые шпаты неинтрузий представлены, как правило, анортоклазами, существенно калиевыми, реже — с большим содержанием натрия. Обычно анортоклаз выделяется после плагиоклаза, на который нарастает в виде зональных каемок или в котором образует антипертитовые вроски. Микроклиноватая решетка вообще отсутствует у анортоклазов или же встречается как исключение. Величина угла оптических осей, измерявшаяся очень большим числом исследователей на самых разных образцах анортоклазов из различных пород, варьирует в широких пределах: почти от нуля и до -70° . Преобладают, однако, средние величины, около -50° .

При этом можно отметить большие размеры углов оптических осей у мезозойских неинтрузий (-50° и выше) по сравнению с кайнозойскими.

Последний по времени этап интрузивной деятельности на Кавказе связан с верхнетретичным этапом вулканизма. Впервые отнесенные сюда породы были описаны из лакколитов окрестностей Минеральных Вод. По составу они представляют собой своеобразные липарито-дациты с крупными санидиновыми и санидин-анортоклазовыми и плагиоклазовыми вкрапленниками. Основная масса состоит из этих же полевых шпатов с примесью темноцветных минералов — биотита и роговой обманки. Интрузивная природа этих образований несомненна: она доказывается наличием останцов кровли на вершинах массивов.

Аналогичные по составу породы были обнаружены С. П. Соловьевым в бассейне рек Чегема и Картыка в виде экструзивных тел и лавовых потоков. Еще позднее дайки и неки крайне близких по составу пород были найдены Л. А. Варданянцем по р. Баксан, где они составляют наиболее молодые по возрасту магматические образования.

В более узких пределах возраст этих пород можно определить как апшерон — акчагыл, но лишь по аналогии с нальчикскими туфами, имеющими подобный же петрографический состав.

В Закавказье известны дацитовые и андезит-дацитовые экструзии, весьма напоминающие породы Пятигорья. Эти породы слагают лакколиты Нахичевани (Алинджа, Илан-Даг, Бердык и др.) и жилы среди местной вулканогенной и «соленосной» толщи.

Вкрапленники в этих породах представлены плагиоклазом и цветными минералами, но изредка встречается и санидин. В контактах лакколитов Нахичевани, так же как и лакколитов района Минеральных Вод, мергели превращены в цеолитовые скалны, а сланцы — в роговики. С выходами по р. Баксан можно параллелизовать в Закавказье небольшие интрузивные тела, выходящие в окрестностях с. Элпин, где они образуют ряд массивов, или, точнее, четковидную жилу с раздувами до 10—15 м, сложенную оригинальным трахитом с крупными (до 5—7 см) вкрапленниками санидина. Несколько севернее, по р. Элпин, подобные же, но более мелкозернистые породы образуют массив, достигающий нескольких километров в поперечнике. Все это внедрилось в плиоценовую вулканогенную толщу, а отчасти в подстилающий ее вулканогенный эоцен (Варданянц и Габриэлян, 1947).

Нами непосредственно в обнажениях наблюдались древние граниты Дарьяла, Дзирулы, выходы по р. Индыш, неогинтрузии Мегринского района, породы с р. Баксан, из окрестностей Элпина, лакколиты Минеральных Вод, лакколиты Нахичевани, эффузивы Армении, туфы Нальчика. Здесь были собраны каликатровые полевые шпаты, подвергнутые в дальнейшем минералогическим исследованиям.

Возрастная схема интрузивных пород Кавказа представлена в табл.3.

Таблица 3

Возрастная схема интрузивного магматизма Кавказа

Интрузии	Тип породы (отдельные интрузии)	Возраст	Тип полевого шпата	Примечание
Древние	Гнейсы	Докембрий	Микроклин	
	Гранодиориты и граниты (красные и черные)	Докембрий- — нижний палеозой	То же	
	Граниты порфировидные западной части Глав- ного хребта	То же	То же	Метасоматическое перерождение рав- номернозернисто- го гранита
	Граниты порфировидные окрестностей ст. Рквия, Дзирула	То же	То же	Магматическая кристаллизация
	Граниты северного склона (красные)	Палеозой	Ортоклаз (не- решетчатый микроклин)	
Неогин- трузии	Мезозойские — Абхазия, Дзирула	Верхняя юра	Анортоклаз	
	Мезозойские — Малый Кавказ	Нижний мел	То же	
	Интрузии бакского типа (Аданге, Бак, Кардывач)	Нижняя юра	Анортоклаз с большим 2V (нерешетчатый)	Чрезвычайно сильный процесс гибридизации
	Интрузии Главного хреб- та, малого Кавказа (Аджария, южная Армения и пр.)	Третичные (послесредне- эоценовые)	Анортоклаз с малым 2V	
	Липарито-дацитовые ин- трузии (Минеральные Во- ды, Элпин, Нахичевань); сюда же, по видимому, должны быть отнесены и интрузии Калько и Казбекской группы	Верхнетре- тичные (апше- рон—акчагыл)	Санидин, са- нидин-анорто- клаз	

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	66,59	64,48	64,28	64,91	64,91	63,56	63,45
Al ₂ O ₃	19,61	19,83	19,77	19,46	19,46	18,95	19,13
TiO ₂	0,00	0,06	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	0,00
Fe ₂ O ₃	0,49	0,99	0,68	0,11	0,11	» »	0,65
FeO	0,10				Не опр.	» »	0,17
MgO	0,31	0,29	0,42	0,00	0,00	0,28	Следы
MnO	0,03	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	»
CaO	0,43	0,36	0,42	0,20	0,30	0,038	0,25
BaO	Не определен			0,13	Не определен		0,78
Na ₂ O	6,63	4,73	5,51	4,22	3,75	2,12	1,57
K ₂ O	4,79	8,35	7,84	10,50	10,98	12,32	14,23
H ₂ O	0,11	0,21	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	0,00
Потери при прок. .	0,36	0,46	0,38	0,49	0,49	0,45	—
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	» »	» »	» »
SO ₃	0,16	0,22	0,14	0,05	» »	» »	» »
Сумма	99,61	99,74	99,44	100,17	100,00	97,72	100,23
Уд. вес	—	—	—	—	2,56	—	—
% ортоклаза	32,70	54,11	48,66	62,28	65,97	80,12	83,66
% альбита	64,86	43,94	49,01	35,93	32,54	19,68	13,20
% анортита	2,46	1,95	2,33	1,47	1,49	0,20	1,24
% цельзиана	—	—	—	0,32	—	—	1,90

Примечание. Количество молекул дано в пересчете на 100%.

1 — микроклин из пегматитов близ с. Шроша, Даирульский кристаллический массив 3 и 4 — микроклины из пегматитовых жил и гранита близ с. Шроша (Гамкрелидзе, клин из гранита Фаснал (Белянкин, 1918); 7 — микроклин основной массы гранита ст. 9 — микроклин из гранита по р. Сарди-Дон (Ремизов, 1928); 10 — микроклин из гранита микроклин из гранита по р. Садон (Белянкин, 1918); 13 — микроклин из гранита (1940); 15 — микроклин из гранита по р. Биляги-Дон (Левинсон-Лессинг, 1904); 16 —

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЛИНАТРОВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАВКАЗА И ЗАКАВКАЗЬЯ

Литературные данные

Почти все работы по геологии, петрографии и минералогии Кавказа содержат оптическое описание калинатровых полевых шпатов. Химическое же изучение отобранных полевых шпатов проводилось редко. Имеющиеся в литературе анализы приводятся в данной работе. Большим недостатком многих из них является отсутствие оптических данных, определенных на тех же образцах. Кроме того, в них не содержится определений стронция и в очень многих отсутствуют определения бария.

В анализах, заимствованных из литературы, как правило, содержатся следующие определения: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, H₂O и потери при прокаливании. В некоторых анализах приводятся цифры по P₂O₅, CO₂, SO₃, TiO₂ и в очень немногих — BaO. Иногда приводятся величины удельного веса. В табл. 4, 5 и 6 собраны следующие анализы кавказских полевых шпатов: 16 анализов микроклинов, 5 анализов анортотоклазов, 11 анализов санидинов (номенклатура сохранена по первоисточникам).

кавказских интрузий

%)

8	9	10	11	12	13	14	15	16
63,28	63,26	64,48	63,36	63,32	64,28	66,52	65,08	64,38
19,36	18,45	18,53	19,28	19,48	18,72	17,84	19,07	19,83
0,01	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	Не опр.	0,00	—	—
0,45	0,91	0,34	0,57	0,76	Не опр.	0,30	—	0,99
0,15	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	» »	0,05	—	—
Следы	0,03	0,23	0,54	0,32	» »	0,05	—	0,29
»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	» »	0,00	—	—
0,24	0,72	0,65	0,95	0,04	0,28	0,84	Следы	0,38
0,65	Не определялось		—	—	—	0,24	—	—
1,93	1,80	1,74	1,64	1,34	0,74	3,23	2,40	4,73
13,58	14,29	14,23	13,52	14,35	15,34	10,47	12,45	8,35
0,44	0,07	0,11	0,05	0,09	Не опр.	0,10	—	0,21
Не опр.	0,40	0,70	0,21	0,25	0,66	0,51	0,69	0,16
» »	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	—	0,06
» »	0,28	0,30	0,00	0,00	» »	—	—	—
» »	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	» »	—	—	0,22
100,09	100,21	101,31	100,12	99,95	100,12	100,15	99,69	99,60
—	2,555—	2,558—	2,555—	2,570—	—	—2,568	—	—
—	—2,547	—2,549	—2,547	—2,550	—	—	—	—
80,68	81,79	82,34	80,97	87,94	92,24	66,13	78	53,70
16,52	14,76	14,48	14,33	11,80	6,36	29,15	22	44,03
1,20	3,45	3,18	4,70	0,26	1,40	4,42	—	2,27
1,60	—	—	—	—	—	0,30	—	—

(Янушкевич, 1939); 2 — микроклин из пегматитов близ с. Шроша (Янушкевич, 1939); 1933); 5 — микроклин из пегматита, Дзирульский массив (Курбатов, 1928); 6 — микроклин (Топурия, 1938); 8 — микроклин вкрапленников того же гранита (Топурия, 1938); по р. Архон (Ремизов, 1928); 11 — микроклин из гранита по р. Урух (Ремизов, 1928); 12 — Дарьяла (Белякин, 1914); 14 — микроклин из древнего гранита р. Баксан (Соловьев, 1933); микроклин из гранитов близ сел. Шроша (Гамкрелидзе, 1933).

Микроклин

Всего собрано 16 анализов микроклинов, представленных в табл. 4.

Из них восемь анализов относятся к микроклинам и микроклин-пертитам пегматитовых жил и гранитов Дзирульского кристаллического массива, семь анализов характеризуют древние граниты Осетии (Главного хребта), один анализ полевого шпата из гранита Дарьяла.

К сожалению, в большинстве случаев отсутствуют параллельные определения важнейших оптических констант всех этих минералов. Имеющиеся оптические константы приведены в табл. 6.

В табл. 4 цифры анализов даны в том же виде, как и в оригинальных работах авторов. В столбце, где приведен анализ, ниже даются результаты пересчета его на элементарные полевошпатовые молекулы.

В табл. 5 дополнительно приведены количества кремнезема и глинозема, приходящиеся на долю каждой расчетной полевошпатовой молекулы, и величины фактического избытка или недостатка кремнезема и глинозема по сравнению с теоретическим (ΔSiO_2 и $\Delta\text{Al}_2\text{O}_3$). При расчетах предполагалось, что весь K_2O дает ортоклазовую частицу, весь Na_2O — альбитовую, весь CaO — анортитовую, весь BaO — целезиановую. Величины ΔSiO_2 и $\Delta\text{Al}_2\text{O}_3$ даются со знаком плюс, если расчетная цифра меньше

Распределение SiO_2 и Al_2O_3 в отдельных составляющих микроклина

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2 в ортоклазовой частице	18,34	31,97	30,02	40,20	42,04	47,17	54,48	51,99	54,71	54,48	51,76	54,94	58,73	40,08	47,66	31,97
SiO_2 в альбитовой частице	38,66	27,58	32,13	24,61	21,86	12,36	9,15	11,26	10,49	10,14	9,74	7,81	4,32	18,83	13,99	27,58
SiO_2 в анортитовой частице	0,92	0,66	0,90	0,64	0,64	0,08	0,54	0,52	1,55	1,40	2,04	0,08	0,60	1,80	—	0,82
SiO_2 в целъзиановой частице	—	—	—	0,10	—	—	0,61	0,51	—	—	—	—	—	0,18	—	—
Al_2O_3 в ортоклазовой частице	5,22	9,09	8,54	11,44	11,95	13,40	15,50	14,79	15,56	15,50	14,72	15,62	16,70	11,40	13,56	9,09
Al_2O_3 в альбитовой частице	10,97	7,82	9,11	6,98	6,20	3,51	2,60	3,19	2,98	2,88	2,76	2,22	1,22	5,34	3,97	7,82
Al_2O_3 в анортитовой частице	0,78	0,66	0,77	0,52	0,55	0,07	0,46	0,44	1,31	1,19	1,66	0,07	0,51	0,53	—	0,87
Al_2O_3 в целъзиановой частице	—	—	—	0,09	—	—	0,52	0,43	—	—	—	—	—	0,16	—	—
ΔSiO_2	+8,73	+4,16	+1,23	-0,64	+0,37	+3,95	-1,33	-1,00	-3,49	-1,54	-0,18	+0,49	+0,63	+5,53	+3,43	+4,01
$\Delta \text{Al}_2\text{O}_3$	+2,65	+2,26	+1,35	+0,43	+0,76	+1,97	+0,05	-0,49	-1,40	-1,04	-1,14	+1,57	+0,29	-0,59	+1,11	+2,05
% плагиоклаза	67,30	45,89	51,34	37,40	34,03	19,95	14,44	17,72	18,21	17,66	19,03	12,06	7,76	33,57	22	46,30
№ плагиоклаза	4	4	4	4	4	1	8	7	19	18	24	2	18	13	Альбит	5

аналитической, и со знаком минус, если, наоборот, расчетная цифра больше аналитической. Обсуждение этих величин следует ниже.

Отметим чрезвычайно большое содержание расчетного плагиоклаза в анализах 1—5. Причина этого, вероятно, заключается в том, что анализирован был образец полевого шпата вместе с пертитовыми вростками альбита.

Таблица 6

Оптические константы анализируемых микроклинов

№ анализа	Наименование образца	Ng	Nm	Np	—2V
6	Микроклин гранита Фасвал	—	1,528	—	78—88°
7	Микроклин основной массы гранита близ ст. Рквия	1,527	1,523	1,519	—
8	Микроклин вкрапленников того же гранита близ ст. Рквия	1,527	1,524	1,520	64°
14	Микроклин древнего гранита по р. Баксан	1,525	1,523	1,518	79, 82, 96, 87°

Анортоклаз

Из литературы нам известны только пять приведенных ниже (табл. 7) полных анализов калинатрового полевого шпата из неоинтрузий. К сожалению, выделение чистого минерала для анализа из неоинтрузивных пород вообще крайне трудно, так что у нас нет полной уверенности в действительной мономинеральности всех этих анортоклазов.

Таблица 7

Химические анализы анортоклазов кавказских интрузий

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	65,51	62,22	63,65	63,94	65,49
TiO ₂	0,00	0,02	0,04	Следы	—
Al ₂ O ₃	19,28	19,52	19,63	20,02	20,06
Fe ₂ O ₃	0,06	0,47	0,41	0,40	—
FeO	0,00	0,2	—	—	—
MnO	0,00	Следы	0,01	—	—
MgO	0,09	»	0,12	0,07	0,19
BaO	0,15	—	0,25	0,17	—
CaO	0,52	0,96	0,97	0,58	1,58
Na ₂ O	3,56	5,25	3,52	3,60	6,71
K ₂ O	10,92	8,70	10,20	10,86	5,92
H ₂ O	0,08	Не опр.	—	—	—
Потери при прокаливании	0,20	» »	1,31	0,60	0,20
Сумма	100,37	97,39	100,11	100,24	100,15
% ортоклазовой частицы	66,18	50,88	63,09	65,49	35,09
% альбитовой частицы	30,84	44,40	31,23	31,15	57,04
% анортитовой частицы	2,61	4,72	5,04	2,95	7,87
% цельзиановой частицы	0,37	—	0,64	0,41	—

1 — анортоклаз из молодого гранита р. Баксан (Соловьев, 1940); 2 — анортоклаз из интрузии анальцимового сиенита близ с. Дид-Вани, Гурия (Казанишвили и Топурия, 1939); 3 — анортоклаз из сиенитового интрузива выше с. Тав-Суреби (Казанишвили и Топурия, 1939); 4 — ортоклаз из нефелинового сиенита; Памбак, Армения (Котляр, 1945); 5 — анортоклаз из чаквинского андезита (Глинка, 1906).

Подобно предыдущим случаям, кроме вычисления общего содержания основных полевошпатовых молекул в пересчете на 100%, приводим количество SiO_2 и Al_2O_3 , приходящееся на каждую молекулу, и избыток или недостаток этих окислов в анализах против теоретических величин (табл. 8); оптические константы приводятся в табл. 9.

Таблица 8

Распределение SiO_2 и Al_2O_3 в отдельных составляющих анортотлаза

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2 в ортоклазовой частице	41,81	33,31	39,05	41,58	22,66
SiO_2 в альбитовой частице	20,76	30,61	20,53	20,99	39,12
SiO_2 в анортитовой частице	1,13	2,06	2,08	1,25	3,40
SiO_2 в цельсиановой частице	0,12	—	0,19	0,13	—
Al_2O_3 в ортоклазовой частице	11,89	9,47	11,10	11,82	6,45
Al_2O_3 в альбитовой частице	5,89	8,68	5,82	5,95	11,10
Al_2O_3 в анортотлазовой частице	0,96	1,75	1,77	1,06	2,88
Al_2O_3 в цельсиановой частице	0,10	—	0,17	0,11	—
ΔSiO_2	+1,69	-1,76	+1,80	-0,01	+0,31
$\Delta\text{Al}_2\text{O}_3$	+0,44	-0,38	+0,77	+0,08	-0,37
% плагиотлаза	33,43	49,31	34,69	34,10	64,91
№ плагиотлаза	8	9	13	8	12

Таблица 9

Оптические константы анализированных анортотлазов

№ анализа	Наименование образца	n_g	n_m	n_p	$-2V$
1	Анортотлаз из гранита с р. Ба- ксан	1,528	1,526	1,520	38,56
2	Анортотлаз из сиенита с. Дид- Вани	—	1,531	—	40—67

Санидин

Анализировались главным образом санидины из пород различных пятигорских лакколлитов.

Достаточно хорошим анализом может считаться в табл. 10 только анализ 11. Делленит с р. Баксан содержит крупные санидиновые кристаллы, и отборка его для анализа могла быть произведена относительно легко. Значительно хуже обстоит дело с породами минераловодских лакколлитов. Санидин образует только мелкие кристаллы, переполненные включениями, а потому и анализы их мало достоверны.

Таблица 10

Химические анализы санидинов кавказских интрузий (в вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64,12	64,00	64,90	65,27	67,25	67,28	67,88	64,02	65,43	67,09	65,22
TiO ₂	0,00	0,07	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00
Al ₂ O ₃	19,94	22,50	20,50	19,43	19,52	18,92	19,76	20,27	21,20	20,65	19,36
Fe ₂ O ₃	0,36	0,20	0,10	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07
FeO	0,38	Не опр.	Не опр.	0,32	То же	То же	То же	То же	То же	То же	0,00
MnO	0,00	То же	То же	0,00	»	»	»	»	»	»	0,00
MgO	0,09	0,00	0,10	0,14	0,00	0,71	0,18	»	0,22	0,00	0,10
CaO	0,49	0,50	0,00	Следы	0,00	1,07	0,57	0,98	0,42	0,67	0,33
Na ₂ O	3,65	5,40	4,30	3,84	6,20	4,92	4,87	3,08	4,77	3,32	2,55
K ₂ O	10,54	8,00	9,50	10,20	6,07	7,99	6,37	10,39	7,72	7,51	12,19
BaO	0,38	0,00	0,70	0,00	0,89	Не опр.	1,01	0,76	0,00	0,93	0,14
H ₂ O	0,40	0,20	0,20	0,16	Не опр.	То же	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03
Потери при прок.	Не опр.			0,00	То же	»	То же	0,22	То же	То же	0,15
Сумма	100,35	100,87	100,34	99,51	99,93	100,89	100,64	99,72	99,76	100,20	100,14
Уд. вес . . .	2,587	—	—	2,601— 2,596	—	—	2,566	2,595	—	—	2,566
% ортокла- за	64,50	49,53	59,54	64,91	39,61	50,14	45,00	64,99	51,78	56,92	75,32
% альбита .	32,02	47,87	38,62	35,06	57,99	44,28	48,67	27,90	45,86	35,92	22,61
% анортита .	2,51	2,60	—	—	—	5,58	3,38	5,16	2,36	4,25	1,71
% целезиана .	0,97	—	1,84	—	2,40	—	2,95	1,95	—	2,91	0,36

1 — санидин из трахита горы Железной (Белянкин и Стефанов, 1926); 2 и 3 — санидин из трахита горы Бештау (Герасимов, 1937); 4 — санидин из порфировидной лейкократовой породы горы Бештау (Герасимов, 1937); 5 — санидин из лейкократовой породы горы Бештау (Герасимов, 1937); 6 — санидин из трахилипарита горы Развалки; 7 и 8 — санидин из трахилипарита горы Железной; 9 — санидин из биотитового трахилипарита горы Тупой (Герасимов, 1937); 10 — санидин из биотитового трахилипарита горы Медовой (Герасимов, 1937); 11 — санидин из делленита р. Баксан (Соловьев, 1940).

Кроме того, олигоклазовые кристаллы, также образующие вкрапления в этих породах, по внешнему виду очень напоминают санидин и могут быть ошибочно приняты за него. Повидимому, этим обстоятельством обусловливается ненормально низкое содержание ортоклазовой частицы в некоторых анализах (например анализы 2, 5, 7 и др.).

Подобно предыдущим случаям, кроме вычисления общего содержания основных полевошпатовых молекул в пересчете на 100%, приводим количество SiO_2 и Al_2O_3 , приходящееся на каждую молекулу, и избыток или недостаток этих окислов в анализах против теоретических величин (табл. 8); оптические константы приводятся в табл. 9.

Таблица 8

Распределение SiO_2 и Al_2O_3 в отдельных составляющих анортотлаза

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2 в ортоклазовой частице	41,81	33,31	39,05	41,58	22,66
SiO_2 в альбитовой частице	20,76	30,61	20,53	20,99	39,12
SiO_2 в анортитовой частице	1,13	2,06	2,08	1,25	3,40
SiO_2 в цельзиановой частице	0,12	—	0,19	0,13	—
Al_2O_3 в ортоклазовой частице	11,89	9,47	11,10	11,82	6,45
Al_2O_3 в альбитовой частице	5,89	8,68	5,82	5,95	11,10
Al_2O_3 в анортотлазовой частице	0,96	1,75	1,77	1,06	2,88
Al_2O_3 в цельзиановой частице	0,10	—	0,17	0,11	—
ΔSiO_2	+1,69	-1,76	+1,80	-0,01	+0,31
$\Delta\text{Al}_2\text{O}_3$	+0,44	-0,38	+0,77	+0,08	-0,37
% плагиотлаза	33,43	49,31	34,69	34,10	64,91
№ плагиотлаза	8	9	13	8	12

Таблица 9

Оптические константы анализированных анортотлазов

№ анализа	Наименование образца	n_g	n_m	n_p	$\epsilon - 2V$
1	Анортотлаз из гранита с р. Ба- ксап	1,528	1,526	1,520	38,56
2	Анортотлаз из сиенита с. Дид- Вани	—	1,531	—	40—67

Санидин

Анализировались главным образом санидины из пород различных пятигорских лакколлитов.

Достаточно хорошим анализом может считаться в табл. 10 только анализ 11. Дефлени с р. Баксан содержит крупные санидиновые кристаллы, и отборка его для анализа могла быть произведена относительно легко. Значительно хуже обстоит дело с породами минераловодских лакколлитов. Санидин образует только мелкие кристаллы, переполненные включениями, а потому и анализы их мало достоверны.

Таблица 10

Химические анализы санидинов кавказских интрузий (в вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64,12	64,00	64,90	65,27	67,25	67,28	67,88	64,02	65,43	67,09	65,22
TiO ₂	0,00	0,07	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00
Al ₂ O ₃	19,94	22,50	20,50	19,43	19,52	18,92	19,76	20,27	21,20	20,65	19,36
Fe ₂ O ₃	0,36	0,20	0,10	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07
FeO	0,38	Не опр.	Не опр.	0,32	То же	То же	То же	То же	То же	То же	0,00
MnO	0,00	То же	То же	0,00	»	»	»	»	»	»	0,00
MgO	0,09	0,00	0,10	0,14	0,00	0,71	0,18	»	0,22	0,00	0,10
CaO	0,49	0,50	0,00	Следы	0,00	1,07	0,57	0,98	0,42	0,67	0,33
Na ₂ O	3,65	5,40	4,30	3,84	6,20	4,92	4,87	3,08	4,77	3,32	2,55
K ₂ O	10,54	8,00	9,50	10,20	6,07	7,99	6,37	10,39	7,72	7,51	12,19
BaO	0,38	0,00	0,70	0,00	0,89	Не опр.	1,01	0,76	0,00	0,98	0,14
H ₂ O	0,40	0,20	0,20	0,16	Не опр.	То же	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03
Потери при прок. . . .	Не опр.			0,00	То же	»	То же	0,22	То же	То же	0,15
Сумма	100,35	100,87	100,34	99,51	99,93	100,89	100,64	99,72	99,76	100,20	100,14
Уд. вес . .	2,587	—	—	2,601— 2,596	—	—	2,566	2,595	—	—	2,566
% ортокла- за	64,50	49,53	59,54	64,91	39,61	50,14	45,00	64,99	51,78	56,92	75,32
% альбита .	32,02	47,87	38,62	35,06	57,99	44,28	48,67	27,90	45,86	35,92	22,61
% анорти- та	2,51	2,60	—	—	—	5,58	3,38	5,16	2,36	4,25	1,71
% целези- на	0,97	—	1,84	—	2,40	—	2,95	1,95	—	2,91	0,36

1 — санидин из трахита горы Железной (Белянин и Стефанов, 1926); 2 и 3 — санидин из трахита горы Бештау (Герасимов, 1937); 4 — санидин из порфировидной лейкократовой породы горы Бештау (Герасимов, 1937); 5 — санидин из лейкократовой породы горы Бештау (Герасимов, 1937); 6 — санидин из трахилипарита горы Развалки; 7 и 8 — санидин из трахилипарита горы Железной; 9 — санидин из биотитового трахилипарита горы Тупой (Герасимов, 1937); 10 — санидин из биотитового трахилипарита горы Медовой (Герасимов, 1937); 11 — санидин из дефлениа р. Баксан (Соловьев, 1940).

Кроме того, олигоклазовые кристаллы, также образующие вкрапления в этих породах, по внешнему виду очень напоминают санидин и могут быть ошибочно приняты за него. Повидимому, этим обстоятельством обусловливается ненормально низкое содержание ортоклазовой частицы в некоторых анализах (например анализы 2, 5, 7 и др.).

Анализы санидинов приводим в табл. 10 и 11, а оптические свойства их — в табл. 12.

Таблица 11

Распределение SiO_2 и Al_2O_3 в отдельных составляющих санидинов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2 в ортоклазовой частице .	40,35	30,70	36,37	39,05	23,24	30,59	24,39	39,78	29,56	28,87	46,63
SiO_2 в альбитовой частице .	21,28	31,49	25,07	22,39	36,15	28,69	28,40	17,96	27,81	19,35	14,87
SiO_2 в цельзиановой частице .	0,30	—	0,55	—	0,70	—	0,79	0,59	—	0,73	0,10
SiO_2 в анортитовой частице .	1,05	1,08	—	—	—	2,25	1,22	2,11	0,90	1,44	0,71
Al_2O_3 в ортоклазовой частице .	11,48	8,71	10,34	11,10	6,61	8,70	6,94	11,31	8,41	8,21	13,26
Al_2O_3 в альбитовой частице .	6,04	8,93	7,11	6,35	10,25	8,14	8,06	5,09	7,89	5,49	4,22
Al_2O_3 в анортитовой частице .	0,89	0,91	—	—	—	1,95	1,04	1,79	0,77	1,22	0,60
Al_2O_3 в цельзиановой частице .	0,25	—	0,47	—	0,59	—	0,67	0,50	—	0,62	0,09
ΔSiO_2 . . .	+1,14	+3,07	+2,91	+3,83	+7,16	+6,75	+13,08	+3,58	+6,16	+16,70	+2,91
$\Delta\text{Al}_2\text{O}_3$. . .	+1,28	+4,61	+2,58	+1,98	+2,07	+0,13	+3,05	+1,58	+3,13	+4,78	+1,19
% плагиоклаза . .	34,53	50,47	38,62	35,06	57,99	49,86	52,05	33,06	48,22	40,17	24,32
№ плагиоклаза . .	7	5	5	Альбит	4	11	6	16	5	10	7

Просматривая табл. 10, отмечаем дефектность почти всех анализов. Исключительно большой избыток кремнекислоты против формулы (анализы 5, 6, 7, 10) может объясняться только примесью кварца. Повидимому, дефектны и определения оснований.

Таблица 12

Оптические свойства анализируемых санидинов

№ образца	Ng	Nm	Np	—2V
3	—	—	—	30—40°
5	—	—	—	30—50
6	—	—	—	50
7	—	—	—	40
11	1,526	1,524	1,519	30—37

Приведенные выше материалы показывают, что сколько-нибудь надежные анализы имеются только для микроклинов из древних гранитов. Поэтому для анализов были взяты два образца санидина, один образец анортоклаза неинтрузии и один образец ортоклаза «красных» гранитов. Повторять анализы микроклинов древних гранитов мы сочли нецелесообразным.

Образцы для анализов были собраны нами непосредственно в поле, и, таким образом, мы точно знали геологическую обстановку каждого изученного образца.

Образцы взяты следующие: 1) «ортоклаз» из «красного» гранита по течению притока р. Кубань, Индыша, Грузинская ССР — обр. 225; 2) анортоклаз из порфировидного гранита перевала Дебаклу, Мегринский район Армянской ССР — обр. 286; 3) санидин из трахита близ с. Элпин, Микояновского района Армянской ССР — обр. 243, 4) санидин из делленита с р. Баксан, Кабардинская АССР — обр. 40.

Опишем подробно эти образцы.

Образец 225. Так называемые «красные» граниты, из которых взят образец, обнажены по р. Индыш на расстоянии 600—1400 м от впадения ее в Кубань. Возраст этих гранитов принимается за палеозойский (Белянкин, 1924). Микроскопически гранит представляет собой полнокристаллическую крупнозернистую породу от розового до красного цвета. В шлифе порода состоит, как это показал количественно-минералогический подсчет, из кварца — 25%, плагиоклаза — 35% (вторичный альбит), калинатрового полевого шпата — 22%, биотита — 10%, акцессорных и рудных минералов — 1%, вторичного хлорита — 7%.

Двойниковая решетка размыта; наблюдается слабая пертитизация. Детальнее оптические свойства щелочных полевых шпатов описаны ниже.

Щелочные полевые шпаты и плагиоклаз несколько каолинизированы.

Образец 286. Представляет вкрапленники из порфировидных гранитов, обнажающихся в верховьях р. Мегри-Чай на территории Мегринского района Армянской ССР. По возрасту граниты третичные (верхний олигоцен или нижний миоцен) (Грушевой, 1941). Породы — розовато-серого цвета, отчетливо порфировидная, со среднерзистой основной массой. Калинатровые полевые шпаты образуют порфировидные вкрапленники размером до $4 \times 3 \times 1,5$ см. В шлифе основная масса породы имеет гипидиоморфно-зернистую структуру. В составе породы: 37% калинатрового полевого шпата, 20% кварца, 30% плагиоклаза (№ 28), 1% рудных, 10% хлорита (в псевдоморфозах по темным минералам), 1% свежего биотита, 1% свежей роговой обманки. Калинатровый полевой шпат содержит мельчайшие включения биотита.

Образец 243. Крупные вкрапленники санидина из санидинового трахита, обнажающегося по правому склону р. Элпин в 1 км к северо-западу от с. Элпин (Варданянц и Габриэлян, 1947).

Обнажение, из которого взят образец, приурочено, по К. Н. Паффенгольцу (1941), к нижней части вулканогенной толщи олигоценного возраста, где санидиновый трахит образует закономерный внутриформационный поток. Кроме этой породы, отмечаются здесь же прослои туфов и порфиров.

Санидиновые трахиты образуют в непосредственной близости к мельницам с. Элпин три караваеобразных интрузии с пережимами между ними. Поскольку все эти породы залегают в совершенно одинаковых стратиграфических условиях, можно рассматривать все обнажение как четко-видную пластовую жилу. По вертикали размеры интрузии составляют около 50—60 м, по простираанию до 0,5 км. Общая протяженность выходов

интрузии около 2,5—3 км. Выход этот был описан ранее Л. А. Варданянцем и А. А. Габриэляном (1947).

Кроме этого основного, ближайшего к селению выхода, в верховьях р. Элпин, около 3 км выше селения нами был встречен еще один выход подобной же породы, но значительно более крупный, протяжением вдоль реки около 5—6 км, а по вертикали обнажения достигающий вершин местных водораздельных хребтов, имеющих относительно превышение над рекой 500—600 м. Вмещающие порфириды, в особенности покрывающие эти интрузии, контактно изменены — пиритизированы.

По составу своему порода верховьев р. Элпин подобна породе, находящейся близ мельниц с. Элпин, но отличается структурно тем, что в ней нет таких крупных вкрапленников санидина, какие характерны для первой породы.

Порода из описанного выше обнажения над мельницей — серого цвета, с плотной основной массой, с крупными порфировидными вкрапленниками водянопрозрачного каликатрового полевого шпата — санидина, размер которых достигает $7 \times 5 \times 1,5$ см. Часто встречаются здесь двойники по карлсбадскому закону. Основная масса породы состоит из стекла и микролитов плагиоклаза (близкого к олигоклазу). Стекло местами прозрачное, чаще мутное, пелитизированное. Порфировидные вкрапленники — санидин, плагиоклаз, биотит — слагают до 30% породы.

Образец 40. Санидин из делленита с р. Баксан (Соловьев, 1940). Деллениты наблюдаются здесь исключительно в пределах распространения контактово-метаморфических пород и молодых гранитов в балках Большой и Малой Мукулан на левом склоне долины р. Баксан. Залегают они в виде даек и жерловин диаметром до 10—20 м. Возраст делленитов, согласно сказанному выше, весьма молодой — кайнозойский.

Деллениты — светлосерые породы с порфировой структурой. Вкрапленники достигают размера 6×3 , $5 \times 1,5$ см и представлены каликатровым полевым шпатом. Встречаются и вкрапленники кварца и биотита, но гораздо меньших размеров (десятые доли сантиметра).

Каликатровый полевой шпат бесцветен, часто сдвойникован, содержит включения биотита. Основная масса породы состоит из кварца, стекла, санидина, небольших количеств плагиоклаза (андезин). Плагиоклаз встречается также в виде вкрапленников величиной 1—2 мм. Кварц и биотит — тоже в виде вкрапленников в 3—4 мм. Акцессорные минералы — апатит, циркон.

Выбранные из породы более или менее чистые вкрапленники щелочных полевых шпатов дополнительно раздроблялись в крупку размером 0,25—0,5 мм, из которой отбирался под бинокулярной лупой чистый полевошпатовый материал. Чистота отобранного материала проверялась микроскопически.

Для всех образцов определялся удельный вес в стеклянных пикнометрах с капилляром, объемом 3—5 мл. Жидкостью служила вода. Химический анализ проводился обычным путем, т. е. весовым методом определялись кремнезем, глинозем, окись железа, окись кальция, стронция, а также окись магния (путем пересчета из $Mg_2P_2O_7$), окись Ba (пересчетом из $BaSO_4$), окись калия (пересчетом из K_2PtCl_6). Колориметрически определялись количества окислов марганца и титана. Количество окисла натрия вычислялось по разности между суммой хлоридов щелочей и найденным непосредственно количеством хлорида калия. Количество гигроскопической воды и потери при прокаливании также определялись косвенным путем, по потере в весе навесок вещества, в первом случае — при нагревании до 110° и во втором — прокаливанием на паяльной горелке, с доведением до постоянного веса в обоих случаях. Результаты всех этих определений сведены в табл. 13.

Химические анализы каликатровых полевых шпатов

Окислы	Весовые %				Атомные количества			
	225	286	243	40	225	286	243	40
SiO ₂	62,00	62,87	64,14	65,03	1,032	1,046	1,067	1,082
Al ₂ O ₃	20,52	20,67	19,45	19,32	0,402	0,405	0,381	0,379
TiO ₂	0,05	0,05	0,14	Нет	0,0006	0,0006	0,0018	—
Fe ₂ O ₃	1,00	0,50	0,53	0,10	0,012	0,006	0,006	0,001
MgO	0,53	0,21	0,07	0,11	—	—	—	—
CaO	1,53	0,72	0,94	0,53	0,028	0,013	0,016	0,009
MnO	0,10	Следы	Следы	Следы	—	—	—	—
SrO	0,09	0,13	0,11	0,12	0,001	0,001	0,001	0,001
BaO	0,14	0,32	0,50	0,14	0,001	0,002	0,003	0,0009
K ₂ O	6,25	11,82	10,91	12,21	0,133	0,251	0,231	0,259
Na ₂ O	5,78	2,65	3,33	2,49	0,186	0,086	0,107	0,080
H ₂ O	0,48	0,00	0,12	0,13	—	—	—	—
Потери при прокаливании . .	1,40	0,26	0,05	0,03	—	—	—	—
Сумма	99,87	100,20	100,29	100,21	—	—	—	—
Удельн. вес { а) б) в) средний	—	2,57	2,531	2,534	—	—	—	—
	2,62	2,56	—	—	—	—	—	—
	2,64	2,54	2,532	2,532	—	—	—	—
	2,63	2,56	2,531	2,533	—	—	—	—
% ортоклазовой частицы . .	39,27	72,00	65,21	74,71	—	—	—	—
% альбитовой частицы . . .	52,00	23,12	28,50	21,83	—	—	—	—
% анортитовой частицы . . .	8,08	3,68	4,72	2,73	—	—	—	—
% цельзиановой частицы . .	0,27	0,79	1,23	0,35	—	—	—	—
% Sr-полевошпатовой частицы	0,27	0,39	0,34	0,38	—	—	—	—
% плагиоклаза	60,08	26,80	33,22	24,56	—	—	—	—
N ₂ плагиоклаза	13	13	14	11	—	—	—	—

Как и для предыдущих данных, проведены пересчеты и выяснены взаимоотношения между отдельными окислами (табл. 14).

Таблица 14

Распределение SiO₂ и Al₂O₃ в отдельных составляющих каликатровых полевых шпатов

Окислы	225	286	243	40
SiO ₂ в ортоклазовой частице . .	23,93	45,25	41,77	46,75
SiO ₂ в альбитовой частице . . .	33,65	15,43	28,13	14,50
SiO ₂ в анортитовой частице . . .	3,29	1,55	2,02	1,14
SiO ₂ в цельзиановой частице . .	0,11	0,25	0,39	0,11
SiO ₂ в Sr-полевошпатовой частице	0,10	0,15	0,13	0,14
Al ₂ O ₃ в ортоклазовой частице . .	6,81	12,87	11,88	13,29
Al ₂ O ₃ в альбитовой частице . . .	9,56	4,38	5,50	4,12
Al ₂ O ₃ в анортитовой частице . .	2,79	1,31	1,72	0,97
Al ₂ O ₃ в цельзиановой частице . .	0,09	0,21	0,33	0,09
Al ₂ O ₃ в Sr-полевошпатовой частице	0,07	0,11	0,10	0,10
ΔSiO ₂	+0,92	+0,24	+0,44	+2,39
ΔAl ₂ O ₃	+1,20	+1,79	—0,08	+0,65

интрузии около 2,5—3 км. Выход этот был описан ранее Л. А. Варданянцем и А. А. Габриэляном (1947).

Кроме этого основного, ближайшего к селению выхода, в верховьях р. Элпин, около 3 км выше селения нами был встречен еще один выход подобной же породы, но значительно более крупный, протяжением вдоль реки около 5—6 км, а по вертикали обнажения достигающий вершин местных водораздельных хребтов, имеющих относительное превышение над рекой 500—600 м. Вмещающие порфириды, в особенности покрывающие эти интрузии, контактно изменены — пиритизированы.

По составу своему порода верховьев р. Элпин подобна породе, находящейся близ мельниц с. Элпин, но отличается структурно тем, что в ней нет таких крупных вкрапленников санидина, какие характерны для первой породы.

Порода из описанного выше обнажения над мельницей — серого цвета, с плотной основной массой, с крупными порфировидными вкрапленниками водянoproзрачного каликатрового полевого шпата — санидина, размер которых достигает $7 \times 5 \times 1,5$ см. Часто встречаются здесь двойники по карлсбадскому закону. Основная масса породы состоит из стекла и микролитов плагиоклаза (близкого к олигоклазу). Стекло местами прозрачное, чаще мутное, пелитизированное. Порфировидные вкрапленники — санидин, плагиоклаз, биотит — слагают до 30% породы.

Образец 40. Санидин из делленита с р. Баксан (Соловьев, 1940). Деллениты наблюдаются здесь исключительно в пределах распространения контактово-метаморфических пород и молодых гранитов в балках Большой и Малой Мукулан на левом склоне долины р. Баксан. Залегают они в виде даек и жерловин диаметром до 10—20 м. Возраст делленитов, согласно сказанному выше, весьма молодой — кайнозойский.

Деллениты — светлосерые породы с порфировой структурой. Вкрапленники достигают размера 6×3 , $5 \times 1,5$ см и представлены каликатровым полевым шпатом. Встречаются и вкрапленники кварца и биотита, но гораздо меньших размеров (десятые доли сантиметра).

Каликатровый полевой шпат бесцветен, часто сдвойникован, содержит включения биотита. Основная масса породы состоит из кварца, стекла, санидина, небольших количеств плагиоклаза (андезин). Плагиоклаз встречен также в виде вкрапленников величиной 1—2 мм. Кварц и биотит — тоже в виде вкрапленников в 3—4 мм. Акцессорные минералы — апатит, циркон.

Выбранные из породы более или менее чистые вкрапленники щелочных полевых шпатов дополнительно раздроблялись в крупку размером 0,25—0,5 мм, из которой отбирался под бинокулярной лупой чистый полевошпатовый материал. Чистота отобранного материала проверялась микроскопически.

Для всех образцов определялся удельный вес в стеклянных пикнометрах с капилляром, объемом 3—5 мл. Жидкостью служила вода. Химический анализ проводился обычным путем, т. е. весовым методом определялись кремнезем, глинозем, окись железа, окись кальция, стронция, а также окись магния (путем пересчета из $Mg_3P_2O_7$), окись Ba (пересчетом из $BaSO_4$), окись калия (пересчетом из K_2PtCl_6). Колориметрически определялись количества окислов марганца и титана. Количество окисла натрия вычислялось по разности между суммой хлоридов щелочей и найденным непосредственно количеством хлорида калия. Количество гигроскопической воды и потери при прокаливании также определялись косвенным путем, по потере в весе навесок вещества, в первом случае — при нагревании до 110° и во втором — прокаливанием на паяльной горелке, с доведением до постоянного веса в обоих случаях. Результаты всех этих определений сведены в табл. 13.

Химические анализы каликатровых полевых шпатов

Окислы	Весовые %				Атомные количества			
	225	286	243	40	225	286	243	40
SiO ₂	62,00	62,87	64,14	65,03	1,032	1,046	1,067	1,082
Al ₂ O ₃	20,52	20,67	19,45	19,32	0,402	0,405	0,381	0,379
TiO ₂	0,05	0,05	0,14	Нет	0,0006	0,0006	0,0018	—
Fe ₂ O ₃	1,00	0,50	0,53	0,10	0,012	0,006	0,006	0,001
MgO	0,53	0,21	0,07	0,11	—	—	—	—
CaO	1,53	0,72	0,94	0,53	0,028	0,013	0,016	0,009
MnO	0,10	Следы	Следы	Следы	—	—	—	—
SrO	0,09	0,13	0,11	0,12	0,001	0,001	0,001	0,001
BaO	0,14	0,32	0,50	0,14	0,001	0,002	0,003	0,0009
K ₂ O	6,25	11,82	10,91	12,21	0,133	0,251	0,231	0,259
Na ₂ O	5,78	2,65	3,33	2,49	0,186	0,086	0,107	0,080
H ₂ O	0,48	0,00	0,12	0,13	—	—	—	—
Потери при прокаливании . .	1,40	0,26	0,05	0,03	—	—	—	—
Сумма	99,87	100,20	100,29	100,21	—	—	—	—
Удельн. вес {	а)	2,57	2,531	2,534	—	—	—	—
	б)	2,62	2,56	—	—	—	—	—
	в)	2,64	2,54	2,532	—	—	—	—
	средний	2,63	2,56	2,531	—	—	—	—
% ортоклазовой частицы . . .	39,27	72,00	65,21	74,71	—	—	—	—
% альбитовой частицы	52,00	23,12	28,50	21,83	—	—	—	—
% анортитовой частицы	8,08	3,68	4,72	2,73	—	—	—	—
% целезиановой частицы	0,27	0,79	1,23	0,35	—	—	—	—
% Sr-полевошпатовой частицы .	0,27	0,39	0,34	0,38	—	—	—	—
% плагиоклаза	60,08	26,80	33,22	24,56	—	—	—	—
N ₂ плагиоклаза	13	13	14	11	—	—	—	—

Как и для предыдущих данных, проведены пересчеты и выяснены взаимоотношения между отдельными окислами (табл. 14).

Таблица 14

Распределение SiO₂ и Al₂O₃ в отдельных составляющих каликатровых полевых шпатов

Окислы	225	286	243	40
SiO ₂ в ортоклазовой частице . .	23,93	45,25	41,77	46,75
SiO ₂ в альбитовой частице . . .	33,65	15,43	28,13	14,50
SiO ₂ в анортитовой частице . . .	3,29	1,55	2,02	1,14
SiO ₂ в целезиановой частице . .	0,11	0,25	0,39	0,11
SiO ₂ в Sr-полевошпатовой частице	0,10	0,15	0,13	0,14
Al ₂ O ₃ в ортоклазовой частице . .	6,81	12,87	11,88	13,29
Al ₂ O ₃ в альбитовой частице . . .	9,56	4,38	5,50	4,12
Al ₂ O ₃ в анортитовой частице . .	2,79	1,31	1,72	0,97
Al ₂ O ₃ в целезиановой частице . .	0,09	0,21	0,33	0,09
Al ₂ O ₃ в Sr-полевошпатовой частице	0,07	0,11	0,10	0,10
ΔSiO ₂	+0,92	+0,24	+0,44	+2,39
ΔAl ₂ O ₃	+1,20	+1,79	—0,08	+0,65

Сравним полученные нами результаты с литературными материалами. Порода Индыша по возрасту и условиям нахождения наиболее близка к древним гранитам. Щелочной же полевой шпат ее значительно богаче натрием, чем микроклины древних гранитов, и приближается к пертитовым разновидностям микроклинов из пегматитовых жил. Характерно также относительно малое количество окиси бария и очень большое — окиси железа.

Высокая цифра потерь при прокаливании объясняется, повидимому, некоторой выветрелостью породы.

Анортоклаз обр. 286 — явный аналог анортоклазов других молодых интрузий. Характерно высокое содержание в минерале стронция, бария и магния, не отмечавшееся ранее.

Анализы санидина с р. Баксан, произведенные нами, совпали даже в деталях с анализами Сержинской (Соловьев, 1940). Расходятся только количества окиси алюминия. Кроме того, нами определено количество окиси стронция.

Анализ санидина обр. 243 (с. Элпин) соответствует оптическим определениям этого минерала. Характерно также наличие стронция, бария и магния в минерале.

В табл. 15 показаны оптические свойства анализируемых образцов.

Таблица 15

Оптическая характеристика анализируемых образцов

Оптическая константа	225	286	243	40
—2V	86,82,58,48, 36,54,71,64, 50,62,54,74, 72,70,76	55,63,57,72, 55,59,53	46,44,44, 42,26,12, 36,28	52,48,48,52,56, 48,42,32,36,32, 48,40,23,32,18, 32,32
	Среднее 64°	Среднее 59°	Среднее 35°	Среднее 40°
Ng	1,533	1,528	—	—
Nm	—	1,524	1,525	1,524
Np	1,526	—	1,518	1,520

Из всего изложенного можно сделать следующие выводы относительно химизма каликатровых полевых шпатов из интрузий Кавказа и Закавказья.

1. Микроклины древних гранитов содержат не более 15—20% плагиоклазовой частицы. Избыточное против этой цифры плагиоклазовое вещество выпадает в виде пертитовых вростков.

2. Относительные количества отдельных полевошпатовых молекул в полевом шпате «красных» гранитов почти такие же, как и в пертитовых микроклинах древних гранитов.

3. Целъзиановая молекула входит в состав полевых шпатов в весьма значительных количествах, составляя иногда 3—5% всего полевого шпата.

4. Во всех анализируемых нами полевых шпатах оказалось значительное содержание стронция. В расчете на полевошпатовую молекулу количество стронциевого полевого шпата, изоморфно примешанного к основным молекулам, достигает 0,5%, причем иногда количество стронциевой молекулы даже превышает количество целъзиановой.

5. Во всех анализах отмечена окись магния, количество которой доходит до 0,53%.

Согласно представлениям Шибольда, магний не должен давать изоморфных с анортитом магний-полевошпатовых молекул. Однако чистота отбора материала и точность применения методики анализа как будто не дают возможности объяснить появление магния в нашем анализе иначе, как нахождением его в самой молекуле полевого шпата. Вопрос о положении его в кристаллической решетке остается, однако, открытым.

6. Химическая характеристика анортоклазов и санидинов молодых интрузий не отличается в целом от характеристики древних гранитов.

ОБ АНОМАЛИЯХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Несмотря на крайнюю тщательность отбора материала и не меньшую тщательность анализа, пересчет данных анализов кавказских полевых шпатов на элементарные составы полевошпатовых частиц показывает, что представить полученные нами реальные цифры в виде теоретической полевошпатовой формулы совершенно не удастся. Получается некоторое (см. табл. 14) и притом довольно значительное расхождение, изображенное нами в виде диаграммы, на которой SiO_2 и Al_2O_3 показаны со знаком плюс или минус соответственно превышению практических цифр над теоретическими или наоборот (фиг. 3).

Расхождение реальных полевошпатовых анализов с теоретическими формулами отмечалось и ранее. Вопрос этот имеет уже длительную историю и неоднократно обсуждался в литературе. Прежде всего, конечно, напрашивается предположение о загрязнении, но, как мы видели выше, некоторое разрушение породы с соответствующим каолиновым загрязнением можно предположить только в случае образца 225 из индышского гранита. Во всех остальных случаях загрязнение совершенно исключено, поскольку анализованные образцы воднопрозрачны.

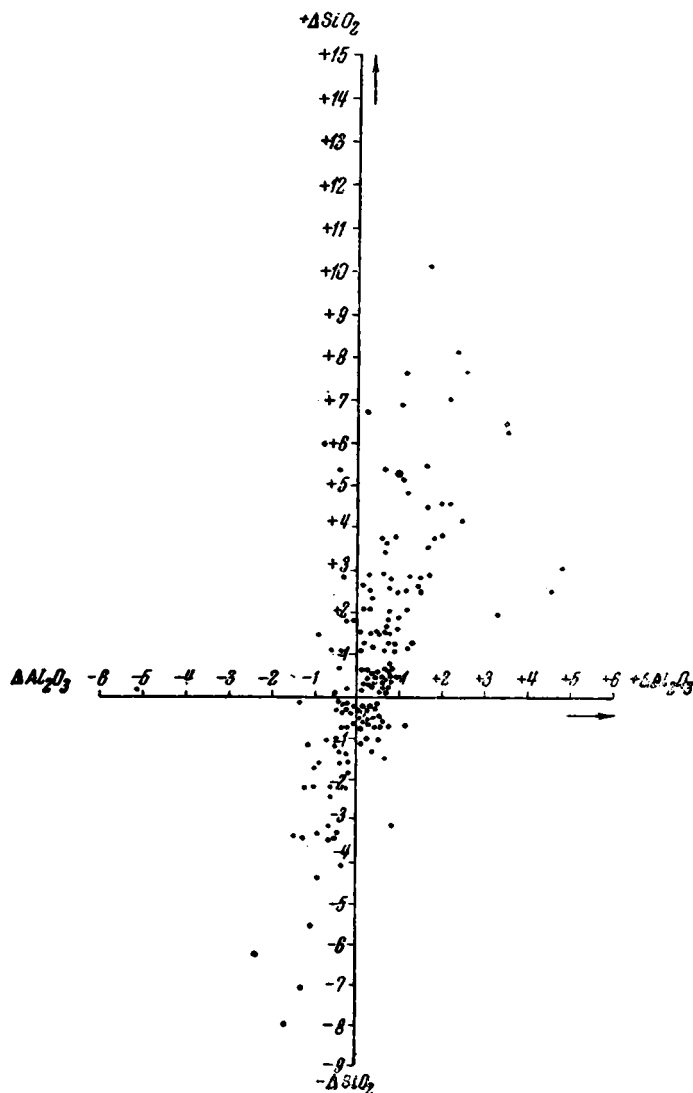
Наиболее распространенным в существующей литературе объяснением несоответствия реального состава и формулы является предположение, сделанное Вашингтоном и Райтом (Washington a. Wright, 1910), о вхождении в состав полевого шпата частицы триклинного карнегиита — NaAlSiO_4 , изоморфного полевым шпатам. Наличие карнегиитовой молекулы предполагает Оллинг (1923), считающий, что все полевые шпаты состоят из пяти компонентов, а именно: ортоклаза, альбита, анортита, целезиана и карнегиита. Барт и Позняк (Barth a. Posnjak, 1932) изучали структуры карнегиита. Они нашли, что он кубический при температурах выше 690° и подобен кристобалиту, при низких же температурах анизотропен. Иошимура (Ioshimura, 1939), описывая минерал казоит (бариевую разновидность полевого шпата) и отмечая недостаток кремнезема в анализе этого минерала, говорит о наличии в его составе нефелина или карнегиита.

Наконец, третье предположение высказано было Д. С. Белянкиным, который воспользовался пересчетом наиболее достоверных анализов и показал, что во всех этих случаях наиболее дефицитным компонентом является кремнекислота и, таким образом, избыточен алюминат щелочей, примесь которых, а не карнегиита, он предполагает в анализируемых полевых шпатах.

Ни второе, ни третье объяснение также не могут быть применены к нашему случаю, хотя бы уже потому, что в двух образцах из трех оставшихся (обр. 283 и 40) кремнекислота находится в избытке по сравнению с глиноземом и щелочами.

Желая проследить характер «химических аномалий» в полевых шпатах, как назвал Д. С. Белянкин это несоответствие между теорией и практикой, мы решили не только сравнить результаты собственных

анализов, но статистически обработать возможно больше материала. Кроме того, пришлось отказаться от способа пересчета, принятого Д. С. Белянкиным, при котором расчет теоретической формулы велся по наиболее дефицитному окислу; более четкие результаты были получены при пред-



Фиг. 3. Зависимость между избытками и недостатками SiO_2 и Al_2O_3 в анализах

положении, что щелочи целиком входят в полевошпатовую молекулу; тогда и получаются указанные уже выше расхождения ΔSiO_2 и $\Delta\text{Al}_2\text{O}_3$.

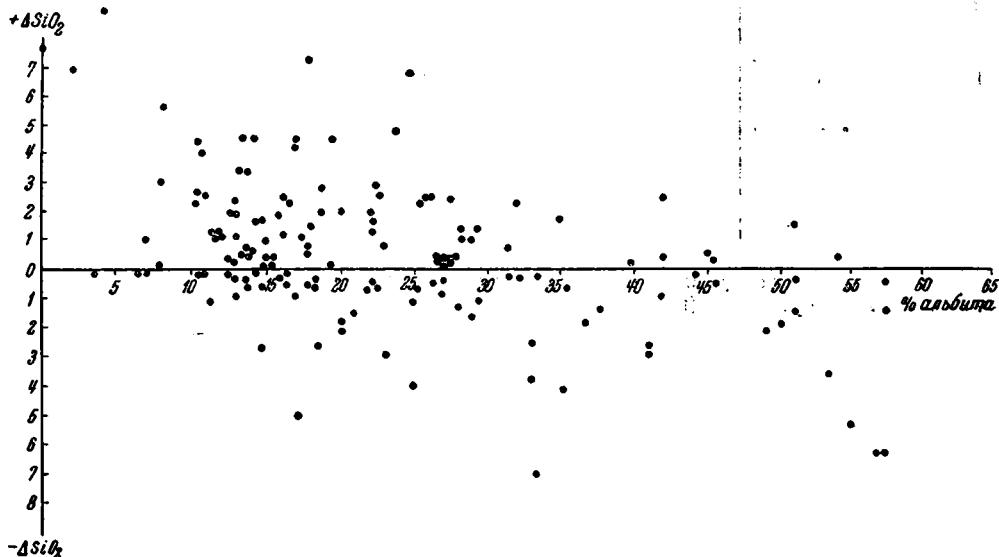
Всего нам удалось собрать 136 анализов калинаторовых полевых шпатов. Все они приводятся в настоящей работе: 36 анализов, относящихся к кавказским полевым шпатам — в табл. 4, 7, 10, 13; 93 анализа — в табл. 20; наконец 7 анализов, имеющих одновременно и оптические характеристики, помещены в табл. 21.

Из рассмотрения анализов выяснилось такое распределение аномалий:

70 анализов показывают избыток кремнезема и глинозема одновременно; 35 анализов показывают, наоборот, недостаток обоих этих окислов, 17 анализов имеют избыточные количества глинозема при недостатке кремнезема и 14 анализов обладают избыточным количеством кремнезема при недостатке глинозема.

Недостаток оснований легко может быть объяснен, как мы это уже сделали в отношении образца из Индыша, начинающимся выветриванием.

Труднее понять избыток щелочей, отмеченный в 44 случаях. Здесь вероятны какие-то примеси. Крайне интересны на этот счет табл. 16 и 17. Из табл. 16 можно видеть преимущественное наличие избыточных количеств кремнезема в полевых шпатах из гранитов и недостаток этого окисла в щелочных породах, богатых натрием и содержащих в своем составе нефелин.



Фиг. 4. Зависимость SiO_2 от процентного содержания альбитовой частицы в составе молекулы полевого шпата

Проследим теперь наличие или отсутствие зависимости между избытком или недостатком кремнезема в молекуле полевого шпата, с одной стороны, и количеством альбитовой частицы в составе молекулы полевого шпата, — с другой. Выразим эти взаимоотношения в виде диаграммы (фиг. 4), на которой по оси абсцисс будем откладывать количество альбитовой частицы, а по оси ординат — избыток кремнезема в анализе (над осью абсцисс) или недостаток этого окисла (под осью абсцисс).

Из диаграммы видно, что по мере увеличения количества растворенной альбитовой молекулы в щелочном полевым шпате постепенно уменьшается абсолютная величина избыточного кремнезема, а при количествах альбита около 30% почти исчезают избыточные количества кремнезема и наблюдается недостаток этого окисла, возрастающий по своей абсолютной величине с увеличением содержания альбита.

Предположив наличие карнегиитовой молекулы в составе полевого шпата, произведем соответствующие расчеты состава описанных выше образцов, считая, что часть натрия идет на образование альбитовой молекулы, а остальной натрий дает карнегиитовую молекулу (табл. 18).

Пересчеты эти сделаны для образцов, для которых имеются измеренные показатели преломления. Вычислим теоретические величины показателей преломления для данных полевых шпатов, по два для каждого

Распределение аномальных полевых шпатов по различным материнским породам

Минерал	Количество образцов с избыточными SiO_2 и Al_2O_3	Количество образцов с недостатком SiO_2 и Al_2O_3	Количество образцов, имеющих избыток SiO_2 при недостатке Al_2O_3	Количество образцов, имеющих недостаток SiO_2 и избыток Al_2O_3
Гранит	10	3	—	3
Гранитный пегматит	36	6	3	3
Аплит	—	2	—	—
Липарит	2	—	—	—
Трахит	12	—	—	—
Сиениты разные	2	2	2	—
Нефелиновые сиениты и фельдшпатиты	5	9	—	2
Прочие породы	—	—	1	1
	67	22	6	9

Примечание. Для 44 образцов материнская порода или не указана в оригинале, или отсутствует (например, 22 адуляра из альпийских жил).

Таблица 17

Распределение избыточных или недостаточных количеств кремнезема или глинозема по разновидностям щелочных полевых шпатов

Минерал	Количество образцов с избыточными SiO_2 и Al_2O_3	Количество образцов с недостатком SiO_2 и Al_2O_3	Количество образцов, имеющих избыток SiO_2 при недостатке Al_2O_3	Количество образцов, имеющих недостаток SiO_2 при избытке Al_2O_3
Адуляр	8	2	1	7
Анортоклаз	5	10	4	3
Микроклин	50	16	7	14
Ортоклаз	4	5	1	2
Санидин	17	6	2	—

Таблица 18

Предполагаемый состав полевых шпатов с введением в состав их карнегиитовой молекулы

(номера анализов табл. 20)

Составляющие частицы	19	20	2	21	16	11	17
% ортоклазовой частицы	65,33	45,63	83,63	92,50	72,95	66,57	69,89
% альбитовой частицы	31,14	48,68	15,49	2,97	24,63	27,67	27,42
% анортитовой частицы	1,82	1,84	0,11	2,47	1,64	0,60	1,69
% карнегиитовой частицы	1,71	3,85	0,77	2,06	0,78	5,16	1,00

образца, предполагая в одном случае отсутствие карнегиитовой молекулы и учитывая ее в другом. Эти цифры сведены в табл. 19.

Таблица 19

**Сравнительные вычисленные и измеренные показатели
преломления полевых шпатов**

№ анализа (табл. 20)	Измеренный	Вычисленный, без карне- гиита	Вычисленный, с карнегиитом
19	1,5380	1,530	1,529
20	1,5329	1,533	1,532
2	1,525	1,527	1,527
21	1,5236	1,528	1,527
16	1,5277	1,5296	1,5290
11	1,524	1,5287	1,527
17	1,5279	1,5299	1,5292

Приведенные данные показывают весьма малые различия в показателях преломления для двух разных пересчетов (обычно не больше 0,001).

Таким образом, мы не в состоянии сделать вывод относительно обязательного присутствия в полевошпатовой молекуле карнегиита и вынуждены ограничиться приведенными выше эмпирическими закономерностями.

**ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ УГЛА ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ КАЛИНАТРОВЫХ
ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ**

Угол оптических осей является величиной, характерной для каждого типа калинатровых полевых шпатов. Обычно она отрицательна; положительные значения составляют редкие исключения. Величина $2V$ колеблется от 0 до 90° у разных типов щелочных полевых шпатов.

Наименьшие значения величины угла оптических осей отмечают: у санидинов (от 0 до -30 — -40°), наибольшие — у микроклинов (от -80 до -90°). Ортоклазы имеют $2V$ около -70 — -80° , адуляры -80° и, наконец, анортоклазы — колебания $2V$ в очень широких пределах от -30° почти до -90° . Санидин — высокотемпературная модификация, отличающаяся малым $2V$. При нагревании других полевых шпатов $2V$ в них уменьшается. При быстром охлаждении (закалке) может сохраниться более или менее высокотемпературная оптика. Барт считает, что величина угла и положение плоскости оптических осей зависят от температуры образования полевого шпата, а также от скорости охлаждения. Меньшие $2V$ соответствуют более высоким температурам и большим скоростям охлаждения. Он полагает, что большее содержание Na вызывает уменьшение $2V$.

Д. С. Белянкин (1937, 1944) считает, что величина $2V$ не зависит ни от температуры образования, ни от химического состава. Винчелл (1949) приводит диаграмму изменения угла оптических осей, в которой это изменение выражается прямой линией, равномерно изменяющейся от ортоклазовой частицы к альбитовой с перерывом от 40 до 60% альбита (фиг. 5, 6, 7).

Проследим теперь изменение угла оптических осей на примере кавказских калинатровых полевых шпатов.

Они характеризуются чрезвычайным разнообразием величины углов оптических осей, изменяющихся от величины, близкой к 0° , до -90° . При этом встречаются изменения $2V$ даже в пределах одного и того же

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64,08	63,14	64,52	64,52	64,19	64,65	63,70
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,05	—
Al ₂ O ₃	18,64	18,59	18,63	19,04	18,64	18,50	19,24
Fe ₂ O ₃	0,48	—	0,32	0,08	0,63	—	0,10
FeO	0,14	—	0,21	—	—	—	0,22
MgO	0,18	—	0,01	—	0,01	—	0,12
MnO	0,01	—	Следы	—	—	—	—
CaO	0,26	0,08	0,17	0,38	0,14	0,08	0,47
BaO	0,02	—	0,02	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	15,68	14,96	14,68	14,51	14,43	14,35	14,30
Na ₂ O	0,73	1,58	1,59	1,42	2,02	1,67	2,35
H ₂ O ⁻	0,18	—	0,22	—	—	0,34	0,13
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прок.	—	0,29	—	0,09	0,83	—	—
Сумма	100,40	98,64	100,37	100,04	100,89	99,64	100,63
Минерал	Анорто- клаз	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин
Порода	Хибинит	Нефели- новый сиенит	Хибинит	Пегматит	Пегматит	Мелано- кратовый мариу- полит	—
Автор	Б. М. Куплет- ский, 1932	И. А. Преобра- женский, 1911	Б. М. Куплет- ский, 1931	А. Н. Ла- бунцов, 1939	А. Н. Ла- бунцов, 1939	И. Моро- зевич, (Moroze- wicz), 1929	Оллинг, 1923
ΔSiO ₂	-0,79	-3,51	-1,32	-0,13	-3,14	-0,20	-5,76
ΔAl ₂ O ₃	-0,12	-0,46	-0,30	+0,20	-0,64	-0,03	-1,03

Окислы	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	64,61	65,05	63,60	65,31	65,04	64,50
TiO ₂	—	—	—	—	0,16	—
Al ₂ O ₃	18,72	19,39	19,68	19,06	19,16	19,01
Fe ₂ O ₃	0,33	0,03	Следы	0,19	—	0,29
FeO	—	—	—	0,03	—	—
MgO	—	0,05	Следы	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—
CaO	0,37	0,28	1,62	0,10	0,16	0,20
BaO	—	0,02	—	Следы	—	1,25
SrO	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	12,87	12,45	11,92	11,66	11,56	11,39
Na ₂ O	3,08	2,99	2,82	3,60	3,83	3,34
H ₂ O ⁻	0,40	—	0,40	0,32	0,38	0,06
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,03	—
Потери при прок.	—	0,28	—	—	—	0,40
Сумма	100,38	100,54	100,04	100,27	100,32	100,44
Минерал	Санидин	Микро- клин	Анорто- клаз	Микро- клин	Микро- клин	Санидин
Порода	—	Пегматит	Аплит	Хибинит Пегматит	Фойяит	—
Автор	Д. С. Бе- лянкин, 1931	А. Н. Ла- бунцов, 1939	Корит- ниг (Korit- nig), 1939	Б. М. Куплет- ский, 1931	И. Моро- зевич, 1929	Е. Занев- ская- Хлипаль- ская, 1937
ΔSiO ₂	-3,41	-0,65	-1,95	-0,32	-1,88	-0,18
ΔAl ₂ O ₃	-0,32	+0,42	-0,92	+0,24	-0,05	-0,27

8	9	10	11	12	13	14	15	16
63,89	64,86	64,53	65,25	64,69	64,16	64,55	64,65	63,94
19,40	18,69	19,35	18,76	19,04	19,42	18,90	18,74	19,09
Следы	—	0,10	Следы	0,08	0,08	0,33	0,19	0,45
—	—	0,02	—	—	—	—	—	0,16
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,17	—	0,32	0,40	0,31	0,67	—	—	0,44
0,48	—	—	0,02	—	—	0,32	—	—
—	—	—	—	—	—	0,20	0,03	—
14,10	14,05	14,04	13,90	13,45	13,16	13,13	13,03	12,93
1,76	2,45	1,86	1,92	2,16	2,17	2,70	3,30	2,45
0,42	0,04	—	—	—	—	0,38	0,05	—
—	—	—	—	—	—	0,09	0,17	—
—	—	0,22	0,40	0,20	0,41	—	—	0,17
100,22	100,09	100,44	100,65	99,9	100,07	100,60	100,16	99,63
Адуляр	Адуляр	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Адуляр	Микро- клин	Микро- клин
—	—	Пегматит	Пегматит	Пегматит	Пегматит	—	—	Пегматит
Д. С. Бе- лянкин, 1931	Д. С. Бе- лянкин, 1931	И. А. Мо- лчанов, 1927	О. А. Во- робьева, 1930	А. Н. Ла- бунцов, 1939	А. Н. Ла- бунцов, 1939	Е. Заневс- кая-Хли- пальская (Zaniew- ska-Chli- palska), 1937	Д. С. Бе- лянкин, 1931	Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935
-1,08	-3,21	-0,75	-0,04	-0,05	-0,51	-2,31	-4,49	-0,79
+0,51	-0,66	+0,11	-0,29	+0,26	+0,28	-0,57	-0,93	+0,16

23	24	25	26	27	28	29	30
65,08	65,70	65,07	64,40	66,08	63,45	64,98	66,21
18,05	18,84	19,06	19,40	18,77	18,61	19,64	18,89
0,37	0,34	0,18	0,83	—	1,08	0,64	0,14
—	—	—	—	—	—	—	—
0,08	—	0,27	0,09	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,24	Следы	0,65	1,01	0,37	—	0,84	0,34
0,21	—	—	0,28	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
11,02	10,50	10,24	8,11	7,68	7,48	7,33	7,29
4,68	4,48	4,26	5,50	6,54	7,30	6,00	6,75
—	0,36	—	—	—	—	0,44	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,08	—	—	1,34	—	—
99,73	100,22	99,81	99,62	99,44	99,26	99,87	99,62
Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Санидин	Анорто- клаз	Микро- клин	Анорто- клаз	Орто- клаз
—	Мариу- полит	Пегматит	—	—	Фельд- шпато- лит	—	—
Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	И. Моро- зович, 1929	А. Н. Ла- бунцов, 1939	Энгель, (Engel), 1936	Оллинг, 1923	Ф. Ю. Ле- винсон- Лессинг, 1906	Спенсер (E. Spen- ser), 1937	Сето (Seto), 1923
-4,92	-0,62	-0,37	-1,11	-2,24	-7,75	-0,41	-1,79
-2,13	0,00	-0,32	-0,56	+0,21	-1,61	-0,19	-0,83

Окислы	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	63,61	65,56	66,28	65,52	64,03	64,60	64,97
TiO ₂	—	—	—	—	0,02	0,12	—
Al ₂ O ₃	18,57	18,10	17,93	19,15	18,31	18,66	17,65
Fe ₂ O ₃	1,08	0,08	—	—	0,68	0,46	0,50
FeO	—	—	—	—	0,04	—	—
MgO	—	0,09	—	—	—	—	0,27
MnO	—	—	—	—	0,01	—	—
CaO	—	0,25	—	0,60	0,12	0,01	0,50
BaO	—	—	—	—	1,12	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	7,22	15,36	15,12	14,73	14,29	14,09	14,02
Na ₂ O	7,40	0,87	0,25	—	1,22	1,56	1,69
H ₂ O	—	—	—	—	0,13	0,35	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,47	—
Потери при прок.	1,34	0,12	—	—	—	—	0,65
Сумма	99,22	100,43	99,58	100,00	99,97	100,32	100,25
Минерал	Микро- клин	Микро- клин	Орто- клаз	Санидин	Анорто- клаз	Микро- клин	Микро- клин
Порода	Фельд- шпато- лит	—	—	—	Нефели- новый сиенит	Сиенито- вый пегматит	—
Автор	Ф. Ю. Ле- винсон- Лессинг, 1906	А. Н. Ла- бунцов, 1939	В. Линд- грен (Lind- gren), 1898	О. А. Во- робьева, 1930	Б. М. Ку- plet- ский, 1932	И. Моро- зович, 1929	Оллинг, 1923
ΔSiO ₂	-7,18	-1,15	+6,93	+7,84	+1,07	+1,55	+0,38
ΔAl ₂ O ₃	-1,53	-0,52	+1,06	+2,02	-0,24	+0,72	-1,32

Окислы	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	64,80	65,01	65,19	64,57	64,69	64,70	64,98
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,40	18,97	19,07	19,10	19,14	18,66	19,20
Fe ₂ O ₃	0,32	0,07	0,08	0,29	0,08	0,20	0,06
FeO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	Следы	—	0,03	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,26	0,23	0,18	0,14	0,31	0,19	0,20
BaO	0,68	—	—	—	—	0,78	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	13,70	13,66	13,54	13,50	13,45	13,44	13,34
Na ₂ O	1,46	2,04	2,05	1,73	2,16	1,74	1,48
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,09	—	—	—	—	0,09	—
Потери при прок.	—	0,09	0,11	0,44	0,20	—	0,33
Сумма	99,71	100,07	100,22	99,80	100,03	99,80	99,59
Минерал	—	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	—	Микро- клин
Порода	—	Пегматит	—	—	—	—	—
Автор	Занев- ская- Хлипа- льская, 1937	А. Н. Ла- бунцов, 1939	А. Н. Ла- бунцов, 1939	С. М. Ку- рба- тов, 1928	Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	Занев- ская- Хлипа- льская, 1937	С. М. Ку- рба- тов, 1928
ΔSiO ₂	+2,75	+0,32	+1,02	+2,50	+0,30	+2,09	+4,85
ΔAl ₂ O ₃	+0,15	+0,31	+0,61	+1,29	+0,56	+0,28	+1,67

Таблица 20 (продолжение)

38	39	40	41	42	43	44	45
65,60	65,20	64,84	65,27	65,20	65,14	64,60	64,42
17,95	19,10	19,50	18,68	18,97	18,77	19,04	19,20
—	—	—	0,07	—	0,13	0,06	0,06
0,30	—	—	—	—	Следы	—	—
1,50	0,40	0,43	0,28	—	0,35	0,19	0,20
—	—	—	—	—	—	—	—
14,01	14,00	13,98	13,89	13,82	13,80	13,80	13,73
0,97	1,60	1,61	1,76	2,07	1,48	1,85	1,87
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,08	—	0,71	0,39	0,38
100,33	100,30	100,36	100,03	100,06	100,38	99,93	99,86
Адуляр	Санидин	—	Микро- клин	—	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин
—	—	—	—	—	—	—	—
Спенсер, 1937	О. А. Во- робьева, 1930	Сето, 1923	А. Н. Ла- бунцов, 1939	Д. С. Бе- лянкин, 1931	С. М. Курба- тов, 1928	А. Н. Ла- бунцов, 1939	А. Н. Ла- бунцов, 1939
+3,09	+1,41	+3,09	+1,23	+0,22	+2,93	+0,57	+0,53
-1,64	+0,59	-1,64	+0,14	+0,50	+0,65	+0,60	+0,80

53	54	55	56	57	58	59	60	61
64,94	65,44	65,15	64,87	65,40	65,11	65,22	65,18	63,94
19,08	18,58	19,38	18,51	18,80	19,04	18,98	19,08	19,09
0,06	0,17	0,03	0,23	0,07	0,20	0,15	0,00	0,45
0,76	—	—	—	—	—	—	—	—
0,18	0,07	—	—	—	0,05	0,03	0,04	0,16
0,35	0,08	0,33	0,23	0,41	0,23	0,21	0,14	0,44
—	—	—	0,92	—	—	—	—	—
13,11	13,11	13,09	13,08	13,08	13,01	12,96	12,94	12,93
0,06	2,59	2,37	1,99	1,83	2,13	2,17	2,20	2,45
—	—	—	0,07	—	—	—	—	—
0,06	0,29	0,08	—	0,14	0,11	0,27	0,16	0,17
98,60	100,33	100,43	99,90	99,73	99,88	99,99	99,74	99,63
Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	—	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин	Микро- клин
—	—	—	—	—	—	—	—	—
А. Н. Ла- бунцов, 1939	А. Н. Ла- бунцов, 1939	А. Н. Ла- бунцов, 1939	Занев- ская- Хлипа- льская, 1937	А. Н. Ла- бунцов, 1939	А. Н. Ла- бунцов, 1939	С. М. Курба- тов, 1928	А. Н. Ла- бунцов, 1939	Пегматит А. Н. Ла- бунцов, 1939
+13,69	+0,02	+0,51	+1,98	+3,77	+2,39	+2,50	+2,51	-0,77
+ 4,08	-0,11	+0,61	-0,05	+0,78	+0,93	+0,90	+1,10	+0,16

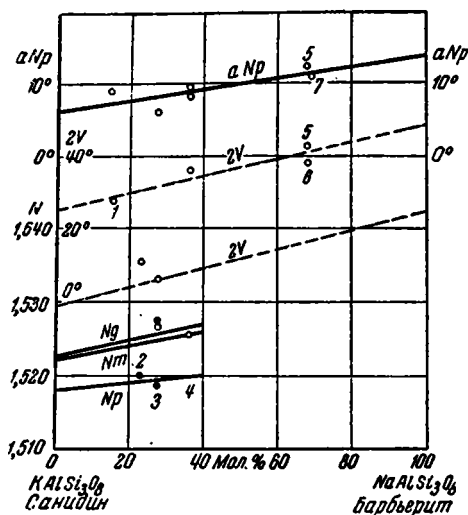
Окислы	62	63	64	65	66	67	68
SiO ₂	65,32	65,63	65,50	64,61	65,45	64,96	64,05
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,98	18,50	19,56	19,36	18,72	18,91	19,70
Fe ₂ O ₃	0,08	0,18	—	0,11	0,30	0,43	0,19
FeO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	0,30	0,13	—	0,07
MnO	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,21	0,35	1,58	0,33	0,36	0,32	0,08
BaO	0,14	—	—	—	—	—	—
SO	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	12,90	12,76	12,67	12,24	12,23	12,09	11,98
Na ₂ O	2,45	1,86	0,55	2,41	2,50	3,31	2,70
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,18	—
Потери при прок.	0,16	0,16	—	0,58	0,19	—	0,90
Сумма	100,24	99,44	99,86	99,94	99,88	100,20	99,67
Минерал	М и к р о к л и н						
Порода	Пегматит	Пегматит	—	Пегматит	Пегматит	—	Пегматит
Автор	А. Н. Лабунцов, 1939	Оллинг, 1923	—	С. М. Курба- тов, 1928	А. Н. Ла- бунцов, 1939	Розен- буш (H. Rosen- busch), 1910	С. М. Курба- тов, 1928
ΔSiO ₂	+1,09	+5,19	+10,38	+2,99	+3,28	-1,32	+2,28
ΔAl ₂ O ₃	+0,42	+0,99	+1,97	+1,45	+0,61	-0,30	+2,05

Окислы	78	79	80	81	82	83	84
SiO ₂	65,05	65,80	65,12	65,38	65,31	65,87	66,30
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,19	19,26	19,01	18,97	18,75	18,53	18,11
Fe ₂ O ₃	0,28	0,51	0,39	0,34	0,27	—	1,70
FeO	—	0,14	0,36	0,10	0,01	—	—
MgO	—	0,10	0,09	0,01	0,09	0,39	—
MnO	—	Следы	0,01	0,02	—	—	—
CaO	0,41	0,33	0,14	0,36	—	0,95	0,10
BaO	—	—	0,02	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	11,19	11,13	11,12	11,06	10,90	10,32	10,20
Na ₂ O	3,57	2,45	3,75	3,38	3,86	3,92	3,32
H ₂ O ⁻	—	—	0,29	0,10	—	0,44	—
H ₂ O ⁺	0,15	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прок.	—	0,20	—	0,03	—	—	—
Сумма	99,84	99,92	100,30	99,76	99,19	100,42	99,73
Минерал	М и к р о к л и н						
Порода	—	—	—	—	—	Анорто- клаз Сиени- товый порфир	Орто- клаз —
Автор	Розен- буш, 1910	Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	Б. М. Ку- plet- ский, 1931	А. С. Амелан- дов, 1931	Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	Оллинг, 1923	Сето, 1923
ΔSiO ₂	+0,51	+8,19	+0,38	+2,56	+5,61	+1,46	+7,68
ΔAl ₂ O ₃	+2,49	+0,44	+0,72	+0,50	-0,59	-1,85	+1,33

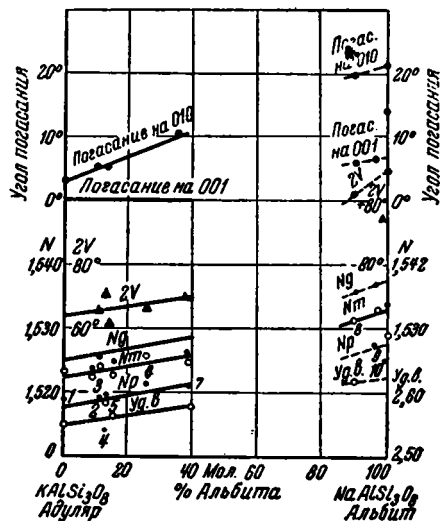
Таблица 20 (окончание)

69	70	71	72	73	74	75	76	77
65,47	65,21	64,58	64,61	65,30	66,00	64,86	65,23	65,19
19,16	19,34	19,83	19,50	19,73	18,17	19,40	19,15	18,84
0,15	0,11	0,19	0,16	0,27	0,22	0,20	0,42	0,11
Следы	0,03	0,07	Следы	0,20	0,24	—	0,08	0,07
0,12	0,14	0,68	0,43	0,35	0,44	0,24	0,08	0,04
—	—	—	—	—	—	—	0,06	Следы
—	—	—	—	—	—	—	—	0,22
11,98	11,97	11,70	11,68	11,61	11,60	11,59	11,33	11,28
2,98	2,97	2,31	3,11	2,62	3,06	3,60	3,71	3,64
—	—	0,29	—	0,05	—	—	0,11	0,08
—	—	—	—	—	—	0,18	—	—
0,29	0,11	0,20	0,40	0,08	0,16	—	—	0,21
100,15	99,88	99,85	99,89	100,21	99,89	100,07	100,17	99,68
М и к р о к л и н								
Пегматит С. М. Курба- тов, 1928	— С. М. Курба- тов, 1928	— Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	— С. М. Курба- тов, 1928	— Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	— А. Н. Ла- бунцов, 1939	— Розен- бум, 1910	Хибинит Б. М. Куплет- ский, 1931	— Солодов- никова, 1935
+1,97	+1,30	+4,86	+2,93	+4,82	+2,80	—1,02	+0,02	+0,31
+0,97	+0,74	+2,03	+0,65	+2,12	—0,32	+0,39	+0,48	+0,14
85	86	87	88	89	90	91	92	93
65,97	65,95	57,70	66,39	65,19	62,01	62,43	63,23	64,02
—	—	1,02	—	—	—	—	—	—
18,55	18,97	15,25	18,72	19,99	21,60	22,15	20,32	20,33
0,27	0,20	7,46	0,29	0,63	2,29	0,44	0,54	0,17
0,10	0,04	0,22	0,12	—	—	—	—	0,02
0,09	0,10	0,09	0,08	—	0,53	0,02	0,06	—
0,03	—	0,19	Следы	—	—	—	—	—
0,11	—	3,28	0,38	0,48	0,95	2,75	1,48	0,27
—	—	0,16	—	—	—	0,35	0,55	0,26
—	—	—	—	—	—	—	—	0,10
10,07	9,64	8,82	7,90	7,03	6,73	4,59	10,28	8,74
4,24	4,62	2,86	5,56	7,08	4,92	7,28	3,75	5,64
0,10	0,02	0,35	0,05	0,38	—	0,42	0,34	0,76
—	—	—	—	—	—	0,15	0,19	—
—	—	0,03	—	—	—	—	—	—
—	—	1,56	—	—	—	—	—	—
—	—	0,89	—	—	—	—	—	—
0,11	0,10	—	0,37	—	—	—	—	—
99,64	99,64	99,88	99,86	100,78	99,03	100,58	100,74	100,31
Микро- клин	Микро- клин	Орто- клиз	Микро- клин	Анорто- клиз	Санидин	А н о р т о к л а з		
—	—	—	—	—	—	—	—	Хибинит
Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	Квен- сель (Quen- sel), 1918	Л. Л. Со- лодовни- кова, 1935	Оллин- г, 1923	Ангель (Angel), 1910	Д. С. Бе- лянкин, 1931	Д. С. Бе- лянкин, 1931	Б. М. Куплет- ский, 1931
+2,46	+2,10	+0,08	+2,90	—4,03	+1,90	—6,24	—1,60	—3,10
+0,38	+0,33	—5,18	+0,24	—0,24	+3,39	—2,24	—0,14	+0,82

шлифа (например $2V = -24^\circ$ и $2V = -72^\circ$), но это исключение. В основном же отмечаются довольно четкие вариации величины $2V$ полевых шпатов в породах разных возрастов. Так, для древних пород докембрия характерны микроклины, имеющие угол оптических осей $2V = -80-90^\circ$.



Фиг. 5. Изменение состава и оптических свойств в ряду санидин — барьерит (по Винчеллу)



Фиг. 6. Вариации состава и оптических свойств в серии адуляр — альбит (по Винчеллу)

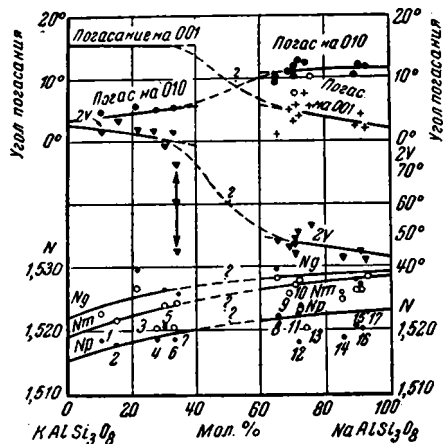
Молодым, главным образом эффузивным породам присущи санидины с малым $2V = -10-30^\circ$; в юрских, меловых и третичных интрузиях Кавказа, так называемых неинтрузиях, находятся ортоклазы и анортоклазы.

Характерны изменения свойств анортоклазов в зависимости от возраста: в юрских интрузиях величина угла оптических осей сравнительно большая: $2V = -55-75^\circ$, в третичных она меньше: $2V = -55^\circ$ до -30° . Кроме того, анортоклазы с большим или средним углами $2V = -40-60^\circ$ обладают в основном триклинной ориентировкой, имея моноклинную ориентировку лишь в 5—10% случаев.

В анортоклазах с величиной угла оптических осей $2V = -40^\circ$ количество моноклинных отклонений доходит до 10—20%. Двойниковая решетка микроклинового типа совершенно отсутствует в разновидностях с углом $2V$ ниже $-40-50^\circ$.

При углах оптических осей $2V = -50-60^\circ$ наблюдается неравномерное погасание, напоминающее решетку

микроклинов, а при величине углов оптических осей $2V = -60-70^\circ$ микроклиновая решетка иногда бывает хорошо выражена. В молодых же членах интрузивного комплекса угол оптических осей анортоклаза уменьшается и приближается к таковому санидина.

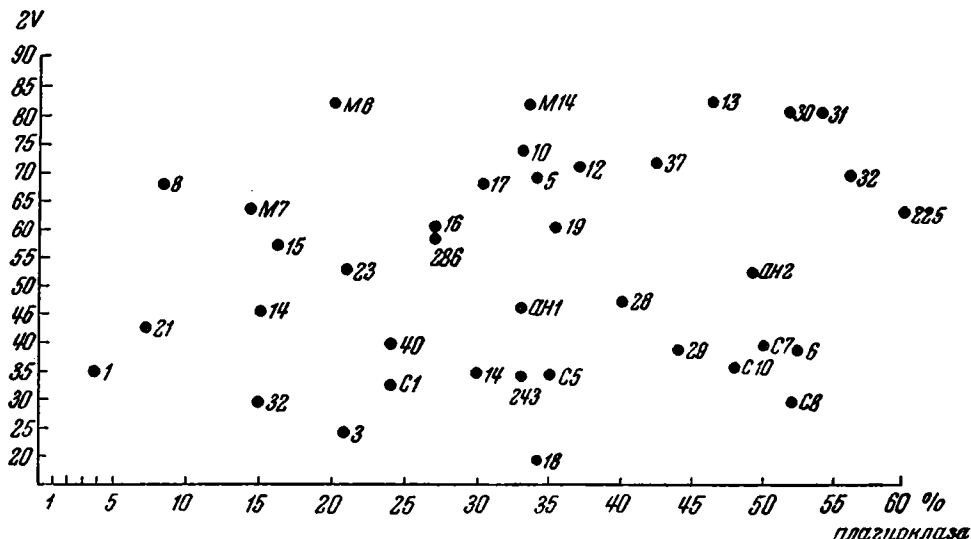


Фиг. 7. Вариации состава и оптических свойств в серии микроклин — альбит (по Винчеллу)

Калинатовые полевые шпаты Северного Кавказа, особенно на примере Тырны-Ауза, изучались подробно Л. А. Варданянцем и С. А. Соловьевым.

Л. А. Варданянц (1937, 1938) применил статистический метод и нашел, что для каждой молодой интрузии характерна своя вариационная кривая углов оптических осей с максимумом. Исходя из этих данных, Л. А. Варданянц считает, что величина угла оптических осей является функцией как температуры образования, так и скорости охлаждения.

Мы проверили зависимость между величиной угла оптических осей и химическим составом. Наши определения $2V$ образцов калинатовых



Фиг. 8. Зависимость величин угла оптических осей от химического состава калинатовых полевых шпатов

полевых шпатов, исследованных также химически, дали такие цифры: для полевого шпата из красного гранита р. Индыш (обр. 225) $2V = -86, -82, -76, -74, -72, -71, -70, -64, -62, -58, -57, -54, -54, -50, -48, -36^\circ$, т. е. составляет в среднем величину -64° . Микроклиноватая решетка очень размытая.

Величины угла оптических осей анортклаза из порфировидного гранита перевала Дебаклу таковы: $2V = -72, -63, -59, -57, -55, -55, -53^\circ$, в среднем -59° .

Углы оптических осей санидина из трахита близ с. Элпин характеризуются следующими цифрами: $2V = -46, -44, -44, -42, -36, -28, -26, -12^\circ$, в среднем -35° .

Наконец, для санидина из делленита с р. Баксан $2V$ колеблется в таких пределах: $-56, -52, -52, -48, -48, -48, -48, -42, -40, -36, -32, -32, -32, -32, -32, -23, -18^\circ$, т. е. в среднем дает величину, равную -40° .

Эти данные совпадают с тем, что было сказано ранее.

Анализы полевых шпатов, имеющих определения $2V$, даны в табл. 4, 7, 10, 13 и 21.

При сравнении с аналогичными данными по другим районам земного шара получаются похожие соотношения: более молодые породы имеют полевые шпаты в общем с меньшим $2V$ по абсолютной величине, чем полевые шпаты более древних пород.

Обратимся теперь к рассмотрению зависимости между величиной угла

оптических осей и химическим составом каликатровых полевых шпатов. Для этого откладываем по оси абсцисс количество молекул плагиоклаза, а по оси ординат — величину угла оптических осей. Получаем чрезвычайно беспорядочный разброс точек по всему полю диаграммы (фиг. 8), что говорит о полной независимости величины $2V$ от химического состава.

Из той же диаграммы можно взять еще два примера: 1) для 15% плагиоклазовой молекулы и 2) для 35% плагиоклазовой молекулы. В этих случаях имеем при одинаковом содержании плагиоклазовой частицы разные величины угла $2V$ в полевых шпатах разного возраста, а именно: в обоих случаях кайнозойские полевые шпаты имеют величину, значительно меньшую, чем древние. Так, в первом случае у кайнозойских полевых шпатов (обр. 32) $2V = -30^\circ$, у древних (обр. 15) $= -57^\circ$; во втором случае у кайнозойских (обр. С5) $2V = -35^\circ$, а у древних $2V = -80^\circ$ (обр. М14)

Таблица 21
Химические анализы и оптические свойства полевых шпатов

Описаны	1	2	3	4	5	6	7
	Анорто- клаз Аплит	Анорто- клаз Аплит	Санидин —	Адуляр —	Анорто- клаз Фельзит	Ортоклаз —	Ортоклаз —
SiO ₂	63,60	65,33	62,88	66,38	65,48	66,03	66,06
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,68	19,01	20,24	18,92	19,86	19,37	19,24
Fe ₂ O ₃	Следы	0,10	0,40	0,40	0,18	—	—
FeO	—	—	0,18	Следы	0,07	1,53	0,54
MgO	Следы	0,03	—	—	—	0,02	0,11
MnO	—	—	—	—	—	—	—
CaO	1,62	0,17	1,10	0,10	1,22	0,71	1,11
BaO	—	—	0,94	—	0,62	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	11,92	12,09	8,10	7,90	5,31	7,57	7,63
Na ₂ O	2,82	3,37	5,52	6,06	7,21	5,40	5,45
H ₂ O ⁻	0,40	0,11	0,05	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,23	—	—	—	—	—
Потери при прок.	—	—	—	0,50	—	—	—
Сумма	100,04	100,44	99,41	100,26	99,95	100,63	100,14
— $2V$	+58	35	41	139	83	44°26'	41
Ортоклаз	70,53	71,49	—	46,63	31,42	31,74	32,20
Анортоклаз	8,06	28,59	47,72	51,28	61,18	63,82	64,65
Цельзиан	—	0,83	—	0,47	6,06	3,51	5,51
№ плагиоклаза	22	—	—	—	—	—	—
Δ SiO ₂	-1,95	-0,93	-3,41	+0,59	+0,01	-0,20	-1,67
Δ Al ₂ O ₃	-0,92	-0,02	-0,32	+0,14	-0,48	-0,33	-1,34
Автор	Коритниг, 1939		Д. С. Белянкин, 1931	Спенсер, 1937	Хаукс и Харвуд (Hawkes a. Harwood), 1932	Фёрстнер (Foerstner), 1883	

ВЫВОДЫ

Из всего изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. Во всех нами анализированных образцах каликатровых полевых шпатов обнаружен стронций в количествах 0,09—0,13%, что в пересчете на стронциево-полевошпатовую частицу составляет до 0,39%. Возможность

нахождения стронция в полевых шпатах отмечалась уже раньше, однако при анализах полевых шпатов определение стронция не производилось.

2. Во всех исследованных образцах обнаружена окись магния в количествах до 0,72% (наименьшее — 0,01%). По литературным данным, в анализах также постоянно имеется некоторое количество окиси магния. Гарантированная чистота нашего материала и четкость методики определения исключают возможность объяснения наличия магния в полевом шпате механическими примесями к основному минералу. Поэтому приходится предположить вхождение магния в решетку полевого шпата, что, однако, противоречит расчетам Шибольда относительно устойчивости тех или иных изоморфных замещений в полевых шпатах.

3. Произведенные нами химические анализы, а также и результаты анализов, взятые из литературы, показывают несовпадение теоретически нужных количеств окислов кремния и алюминия с фактическими цифрами анализов. При этом наблюдается как наличие избыточных кремнезема и глинозема или недостаток их обоих, так и комбинация избытка одного из них при недостатке другого. Одновременный избыток кремнезема и глинозема в анализах может быть объяснен иногда наличием в полевом шпате каолинита, получившегося при его частичном выветривании. Относительно недостаточного кремнезема имелись предположения Вашингтона (Washington а. Wright, 1910), Оллинга (1923), Йошимура (1939) о наличии в составе полевых шпатов изоморфной примеси к альбиту в виде молекулы карнегията.

Нами статистически обработан ряд анализов для выяснения закономерностей содержания окислов кремнезема и глинозема в полевых шпатах. В результате обнаружена некоторая закономерность, заключающаяся в том, что полевые шпаты с избыточным количеством кремнезема относятся к породам кислым (граниты, липариты, гранитные пегматиты, трахиты). Наоборот, полевые шпаты, анализы которых обнаруживают недостаток кремнезема, приурочены к щелочным и при этом богатым натрием породам (нефелиновым сиенитам, мариуполитам, пегматитовым нефелиновым сиенитам). Кроме того, из сопоставления количеств альбитовой молекулы в полевых шпатах с избыточным или недостаточным кремнеземом выяснилась зависимость между этими двумя величинами, а именно: по мере увеличения количества альбитовой молекулы в полевых шпатах уменьшается абсолютная величина избыточного кремнезема, при количествах альбита около 30% избыточные количества кремнезема почти исчезают, и этот окисел становится недостаточным.

Все это, а также расчеты теоретических показателей преломления для отдельных полевых шпатов, не дает возможности говорить об обязательном присутствии карнегията, а заставляет нас ограничиться приведением перечисленных выше соотношений.

4. Величина угла оптических осей оказалась не зависящей от химического состава исследуемого полевого шпата. Скорее можно говорить о возрастном различии, т. е. о том, что меньшие величины углов оптических осей характерны для более молодых пород, а большие — для древних. Объяснение этой зависимости надо искать в условиях застывания или в некоторых процессах, наложенных на минерал после его образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Амеландов А. С. Промышленная оценка Вишневогорского месторождения полевого шпата. — Изв. Геол.-разв. упр., 1931, 50, вып. 43.
Афанасьев Г. Д. О древних интрузивных циклах северо-западного Кавказа. — Докл. Акад. Наук СССР, новая серия, 1946, 54, № 5.
Барсаков Г. П. Нижний кембрий в Закавказье. — Изв. Акад. Наук СССР, серия VII, отд. мат. и ест. наук, 1931, № 9.

- Белянкин Д. С. О Дарьяльском граните. СПб. Изд. Упр. по сооружению ж. д., 1914.
- Белянкин Д. С. Об удельном весе и светопреломлении каликатровых полевых шпатов.— Изв. Петр. политехн. инст., 1915, 24, вып. 2.
- Белянкин Д. С. Новейшая кавказская интрузия в бассейнах рек Ардона и Уруха.— Изв. Петр. политехн. инст., 1918, 27.
- Белянкин Д. С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 3.
- Белянкин Д. С. Об «анортклазе» в кавказитах.— Изв. Акад. Наук СССР, серия 6, 1927, 21, № 12—14.
- Белянкин Д. С. О химических аномалиях в полевых шпатах.— Зап. Мин. общ., серия 2, 1931, ч. 60, № 1.
- Белянкин Д. С. К определению понятия и к практике анортклазов.— Изв. Акад. Наук СССР, отд. мат. и ест. наук, 1937, № 2.
- Белянкин Д. С. К минералогии каликатровых полевых шпатов. Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1945.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. и Еремеев В. П. Новые данные по неинтрузиям в бассейне р. Уруха (Центральный Кавказ).— Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1938, вып. 4, петр. серия, № 3.
- Белянкин Д. С. и Стефанов П. Н. О полевом шпате с горы Железной.— Тр. Ленингр. общ. естествоисп., 1926, 56, вып. 1.
- Варданянц Л. А. Характеристика неинтрузий Главного Кавказа.— Пробл. сов. геол., 1937, № 7.
- Варданянц Л. А. Об эволюции санидинов и анортклазов Центрального Кавказа.— Сов. геол., 1938, 8, № 11.
- Варданянц Л. А. О санидинах и липаритах Тырны-Ауза. —Изв. Акад. Наук Арм. ССР, серия естеств., 1947, № 1.
- Варданянц Л. А. и Габриэлян А. А. О санидиновом трахите близ сел. Элпин (Армянская ССР).— Докл. Акад. Наук Арм. ССР, 1947, 6, № 2.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М. Изд. иностр. лит., 1949, Пер. В. П. Петрова и М. К. Бельштерли.
- Воробьева О. А. К изучению каликатровых полевых шпатов.— Тр. Геол. музея Акад. Наук СССР, 1930, 7.
- Гамкрелидзе П. Д. Пегматитовые жилы. В сб.: Минеральные ресурсы ССР Грузии. Тифлис, Гостехиздат, 1933.
- Гамкрелидзе П. Д. и Чихелидзе С. Геология части Дзирульского бассейна.— Бюлл. Геол. инст. Грузии, 1933, № 1.
- Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе.— Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 7.
- Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. II. Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья.— Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 93.
- Глинка К. Д. Исследования в области выветривания.— Тр. СПб. общ. естеств., отд. геол. и мин., 1906, 31, вып. 5.
- Годеридзе К. С. Породы кристаллического комплекса Абхазии в районе перевалов Санчар и Марух. В сб.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Закавказ., вып. 24. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). В сб.: Интрузивы Закавказья.— Тр. Груз. гос. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Дьяконова-Савельева Е. П. Гранитоиды Даховской и Сохрайской интрузий.— Учен. зап. Ленингр. гос. унив., серия геол., 1940, № 45, вып. 8.
- Еремеев В. П. К изучению неинтрузии в районе оз. Кардывач.— Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 84, петрогр. серия, № 27.
- Еремеев В. П. и Петров В. П. Неинтрузии Сванетии. В сб.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Закавказ., вып. 24. М.— Л. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Залесский Б. В. и Кузнецов С. С. Абхазско-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции. В сб. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Закавказ., вып. 24. М.— Л. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Заридзе Г. М. Краткий обзор горных пород Дзирульского массива.— Тр. Груз. индустр. инст. 1938, № 7.
- Затоковенко В. А. Основные черты петрологии интрузивного комплекса района горы Ятыргварты на Северном Кавказе.— Докл. Акад. Наук СССР, 1944, 32, № 9.
- Казакишвили Г. Г. и Топурия П. А. О некоторых сленитовых породах р. Супсы (Западная Грузия).— Докл. Акад. Наук СССР, 1939, 23, № 6.

- Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород.— Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1945, № 2.
- Кузнецов И. Г. Проявления неопитрузий в центральной и восточной Балкарии (Северный Кавказ).— Зап. Мин. общ., 1940., ч. 69, № 2—3.
- Кузнецов И. Г. 1. Дзиркульский кристаллический массив. Схема построения и основные этапы в истории развития тектонических движений и вулканизма в Дзиркульском массиве. В сб.: Интрузивы Закавказья.— Тр. Груз. гос. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Кузнецов И. Г. 2. Интрузивные породы южного склона Главного Кавказского хребта. В сб.: Интрузивы Закавказья.— Тр. Груз. гос. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. В сб.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Закавк., вып. 24, М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Куплетский Б. М. Материалы к изучению хибинских полевых шпатов.— Зап. Мин. общ., 1931, ч. 60, № 1.
- Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 1. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1932.
- Курбатов С. М. Полевые шпаты месторождений СССР и возможность использования их в керамической промышленности.— Тр. Гос. исслед. керам. инст., 1928, вып. 11.
- Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Пегматиты СССР, т. 2. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1939.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа.— Тр. СПб. общ. естеств., 1898, 36, вып. 5. См. также.: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Избр. труды, т. 1. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1949.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе.— Изв. СПб. политехн. инст. 1904, 2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О месторождении магнитного железняка горы Высокой на Урале.— Изв. Сиб. Политехн. инст., 1906, 5.
- Лупанова Н. П. Микроскопическое исследование двух интрузивных горных пород из Армении.— Изв. Научно-техн. кружка металлургов и химиков, 1925, вып. 1 (2).
- Молчанов И. А. Заметка о Канипом месторождении полевых шпатов.— Изв. Геол. ком., 1927, 46, вып. 46.
- Паффенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейнов оз. Севан и р. Веди-Чай, Даралагеза и Нахкрая. В сб.: Интрузивы Закавказья.— Тр. Груз. гос. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Петров В. П. и Белянкин Д. С. Заключительные замечания к неопитрузиям Сванетии и Абхазии. В сб.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Закавк., вып. 24. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Преображенский И. А. Нефелиновые сиениты с р. Тагоби-Собака в бассейне верхнего Зеравшана (Южный Туркестан).— Изв. СПб. политехн. инст., 1911, 15.
- Ремизов Н. А. Петрографическое исследование двух образцов щелочных гранитов из Горной Осетии.— Зап. Мин. об-ва, 1928, ч. 57, вып. 2.
- Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе.— Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 226.
- Робинсон В. Н. Палеозой Большого Кавказа.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1948, № 3.
- Смирнов Г. М. Интрузивные породы южной части Дзиркульского кристаллического массива. В сб.: Интрузивы Закавказья.— Тр. Груз. гос. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Соловкин А. Н. Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР (Курдистана, Карабаха, Талыша). В сб.: Интрузивы Закавказья.— Тр. Груз. гос. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Соловьев С. П. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабарды и некоторые вопросы, с ними связанные.— Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, вып. 2—3.
- Солодовникова Л. Л. Материалы к изучению полевых шпатов из пегматитовых жил Северной Карелии.— Тр. Ломоносов. инст. геохимии, кристаллограф. и минер., 1935, вып. 5.
- Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Вишневогорского месторождения на Урале.— Учен. зап. Ленингр. гос. ун-та, серия геол.-почв., 1941, вып. 10.
- Степанов В. Я. Кислые и основные неопитрузии центральной части Абхазской АССР.; В сб. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, серия Закавк., вып. 24. М.— Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Топурия П. А. Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзиркульском массиве.— Бюлл. Геол. инст. Грузии, 1938, 3, вып. 4.
- Фаворская М. А. Неопитрузии Верхней Сванетии.— Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 84, петрогр. серия, № 27.

- Шибольд Е. Об изоморфии полевых шпатов. ОНТИ, 1934.
- Янушкевич А. А. Сборник химических анализов горных пород и минералов Грузинской ССР.— Тр. Геол. упр. Груз. ССР, 1939, вып. 1.
- Alling H. L. The mineralogy of the feldspars, Pt. 2. — Journ. geol., 1923, 31.
- Anderson O. The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites.—Norsk geol. tidsskrift, 1928, 10, H. 1—2.
- Angel F. Ueber einen Natronsanidin von Mitrowitz. —N. Jb., 1910, Bd. XXX.
- Barth T. F. a. Posnjak E. Silicate structures of the cristobalite type 1. The crystal structure of α -carnegieite.— Ztschr. f. Krist., 1932, 81, H. 1—2.
- Barth T. F. a. Posnjak E. Silicate structures of the cristobalite type 2. Structural relationship of high cristobalite, α -carnegieite and $\text{Na}_2\text{CaSiO}_4$ — Ztschr. f. Krist., 1932, 81, H. 5—6.
- Engel A. Zur chemische Zusammensetzung des Sanidin Anortoklases von Drachenfels, Siebengebirge.— Zbl. Min., Abt. A, 1936.
- Foerstner H. Ueber die Feldspäthe von Panall'ria.—Ztschr. f. Krist., 1883, 8.
- Hawkes L. a. Harwood H. F. On the changed composition of an anorthoclase-bearing rock-glass.— Min. Mag., 1932, 23, № 138.
- Ioshimura. Studies on the minerals from the manganese deposit of the Kaso mine, Japan.— Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 1939, 4.
- Koritnig L. S. Die Feldspäthe von Schwanberg (Steiermark).— Ztschr. f. Krist., 1939, 101 A.
- Lindgren W. Orthoclase as a gangue mineral in a fissure vein.—Amer. Journ. Sci., ser. 4, 1898, 5.
- Morozewicz J. Mariupolit i jego krewniaki.— Prace polsk., Inst. geol., 1929, 2, z. 3.
- Quensel P. Ueber die Vorkommen von Rhombenporphyren in dem präkambri-schen Grundgebirge des Kebnekaisegebietes.— Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1918, 16.
- Rosenbusch H. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, 1910.
- Seto K. Chemical study of some feldspars.—Sci. Rep. Tshoku Univ., ser. 3, 1923, 1, № 3.
- Spencer E. The potash-soda feldspar. 1. Thermal stability.— Min. Mag., 1937, 24.
- Washington H. S. a. Wright F. E. A feldspar from Limosa and the existence of a soda-anorthite (carnegieite).— Amer. Journ. Sci., 1910, 29.
- Winchell A. N. Studies on the feldspar group.— Journ. Geol., 1925, 33.
- Zaniewska-Chlipalska E. O składzie chemicznym pewnych adularow.— Arch. Min. Tow. Nauk. Warszawskiego, 1937, 13.

А. П. ЛЕБЕДЕВ и И. В. ГИНЗБУРГ

**МАТЕРИАЛЫ К ПЕТРОГРАФИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ****ВВЕДЕНИЕ**

В настоящей статье дается краткая геолого-петрографическая характеристика разнообразных интрузивных пород и частично кислых эффузивов, развитых в области правобережья р. Каа-Хема, в нижнем течении.

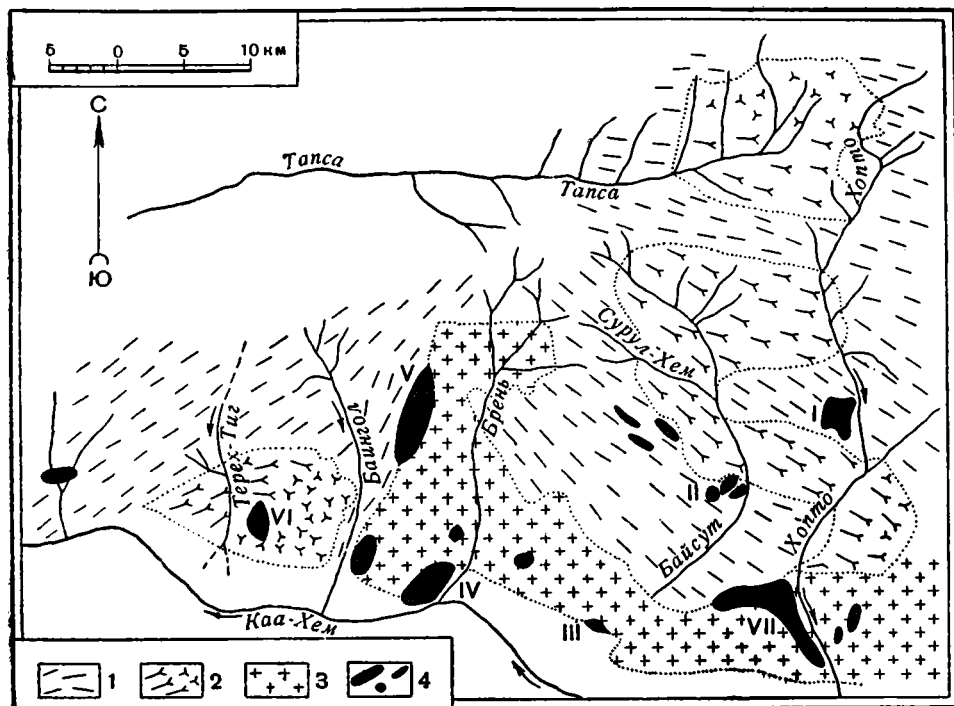
Первые литературные сведения о составе гранитоидов этого района имеются в очерках Хаузена (Hausen, 1927). Несколько более подробное их описание, наряду с описанием кислых эффузивов, было дано в свое время З. А. Лебедевой (1938). В 1945 г. И. В. Гинзбург в качестве петрографа принимала участие в изучении района междуречья рек Тапсы, Хопто и Каа-Хема в составе отряда, возглавляемого В. П. Масловым. В 1947 г. им была опубликована статья, посвященная особенностям кембрийских отложений упомянутого района.

Обработка полевых материалов выполнена авторами в 1946 г., причем И. В. Гинзбург исследовала плагиограниты, кварцевые диориты и кислые эффузивы, а А. П. Лебедев — средние и основные породы. В последующие годы И. В. Гинзбург дополнительно изучила под микроскопом кислые эффузивы; она произвела также сопоставление их с аналогичными образованиями более восточных районов Тувы и некоторых других районов СССР путем непосредственного изучения под микроскопом. Аналогичным образом были исследованы гранитоиды обширной территории к востоку от р. Хопто. Таким образом, в нашем распоряжении оказался богатый материал по геологии и петрографии магматических пород северо-восточной части Центральной Тувы. Вопросы магматизма данного района не нашли отражения в сводных работах Г. В. Пинуса (1950) и В. А. Кузнецова и Г. В. Пинуса (1949), так же как в обзорной статье М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1948). Эти обстоятельства и побудили нас свести воедино собранные нами данные.

1. ГЕОЛОГИЯ

В пределах Каа-Хем—Тапсинского района наиболее древними породами, повидимому, являются зеленые эпидот-серпичит-хлоритовые метаморфические сланцы с альбитом, пироксеном и роговой обманкой, которые перекрыты эффузивно-туфогенной толщей кварц-порфирового состава, предположительно кембрийского возраста. Последняя толща прорвана интрузиями кварцевых диоритов, плагиогранитов, а также разнообразных

основных пород перидотит—габбро—диорит—сиенитового ряда. На размытой поверхности указанных эффузивных и интрузивных образований залегают фаунистически охарактеризованные песчаники среднего силура (Маслов, 1947). Этими данными определяется место магматических пород в общей схеме стратиграфии и устанавливается принадлежность их к салаирскому орогенезу. Общее представление о расположении интрузий в районе дает фиг. 1.



Фиг. 1. Схема расположения интрузий в междуречье Каа-Хема и Тапсы. Составлена по материалам В. П. Маслова, И. В. Гинзбург, Т. Н. Львовой и Н. П. Четвериковой. Номера интрузий на карте: I — Хоптинская; II — Тардамская; III — Каахемская; IV — Зубовская; V — Баингольская; VI — Терехтинская; VII — Нижне-Топкинская. 1 — вмещающие породы нижнего палеозоя (метаморфические сланцы, кислые эффузивы и их туфо-лавы, мраморы, известняки); 2 — кварцевые диориты; 3 — плагиограниты; 4 — основные породы

Вулканические проявления в пределах изученного района Центральной Тувы происходили в течение нескольких фаз. Эффузивная деятельность предшествовала интрузивной. Из интрузивных пород первыми внедрились кварцевые диориты и их дериваты, а в последующую тектоническую фазу — плагиограниты. Геологические взаимоотношения между отдельными членами магматического комплекса выяснены далеко еще не достаточно. В частности, наиболее спорным является вопрос о положении небольших массивов основных пород среди преобладающего поля кислых и средних интрузий. Что же касается соотношений кварцевых порфиров с гранитоидами, а также гранитоидов между собою, то здесь картина более ясна.

1. Взаимоотношения пород

Наши выводы о взаимоотношениях различных пород основаны на следующих данных. Интрузия кварцевых диоритов метаморфизует породы эффузивно-туфогенной толщи, превращая кварцевые порфиры и их туфо-лавы в кварц-пироксеновые и пироксеновые роговики. Известняки, вхо-

дящие в состав эффузивно-туфогенной свиты, в зоне экзоконтакта с кварцевыми диоритами видоизменяются от мраморов до пироксен-гранатовых скарнов. Менее существенны экзоконтактовые изменения, вызванные интрузией кварцевых диоритов в свите метаморфических сланцев, где наблюдается изменение количественно-минералогического состава пород в сторону увеличения содержания пироксена и плагиоклаза. При этом эпидот, серицит и хлорит отходят на второй план. В некоторых случаях экзоконтактовые сланцы более мелкозернисты, с пониженной степенью гнейсовидности и развитием такситовых структур. Вызывая экзоконтактовые изменения во вмещающих породах, интрузия кварцевых диоритов, в свою очередь, несет признаки ассимиляции веществом боковых пород. Так, в эндоконтактах с метаморфическими сланцами (и отчасти с породами эффузивно-туфогенной толщи) развиты преимущественно пироксеновые разновидности кварцевых диоритов; в эндоконтактах с известняками в единичных случаях обнаружены кварцевые диориты с повышенным содержанием ортоклаза в форме порфиробластов.

В отличие от интрузии кварцевых диоритов, сопровождающейся экзо- и эндоконтактовыми образованиями, в интрузии плагиогранитов большей частью не обнаруживается явлений взаимодействия с вмещающими породами. Особенно показательны в этом отношении контакты плагиогранитов с породами эффузивно-туфогенной толщи — резкие, без заметных приконтактовых изменений. Вместе с тем плагиограниты содержат ксенолиты кварцевых порфиров и известняков, также без следов взаимодействия. Более молодой возраст плагиогранитов, по сравнению с кварцевыми диоритами, устанавливается по характеру их контакта (левобережье р. Хопто в ее среднем течении). Кварцевые диориты в зоне экзоконтакта интенсивно метаморфизованы. Они обладают такситовым сложением, обусловленным появлением мелкозернистой роговой обманки и агрегатов мелкозернистого кварца, а также переходят местами в гнейсы и катаклазиты. Плагиограниты, по мере приближения к контакту с кварцевыми диоритами, постепенно утрачивают гранофировую структуру, приобретая гипидиоморфно-зернистую.

Взаимоотношения основных интрузий с вмещающими породами весьма разнообразны и для отдельных массивов выявлены нами не в равной мере. Хоптинские габбро-диориты вызывают ороговикование пород эффузивно-туфогенной толщи и появление в кварцевых диоритах ромбического пироксена — характерного минерала приконтактовых зон. Габбро-диориты Тардама превращают известняки в шпинель-гранатовые скарновые породы. Габбро-анортозиты Терехтигской интрузии в эндоконтакте представлены чередующимися лейкократовыми и меланократовыми разновидностями, которые в виде апофиз-жил проникают к кварцевым диоритам. Каахемский выход диоритов в вертикальном разрезе имеет форму штока; диориты здесь более мелкозернисты в эндоконтакте с плагиогранитами. На правом берегу р. Брень отмечаются явления метаморфизма плагиогранитов в контакте с основными породами: первые подвергаются сильной серицитизации и эпидотизации, вторые же обогащаются кварцем. Тела нижнехоптинских меланократовых диоритов в контакте с плагиогранитами содержат гнезда горнблендита. К сожалению, остались невыясненными соотношения с вмещающими породами Баингольского выхода перидотитов и тела зубовских сиенит-диоритов. Подробнее об особенностях строения массивов основных пород и их взаимоотношениях с вмещающими породами сказано ниже.

Заканчивая характеристику взаимоотношений разнообразных пород района, считаем необходимым еще раз подчеркнуть, что возрастное положение основных пород не выяснено нами в такой степени, как это сделано для кварцевых диоритов и плагиогранитов.

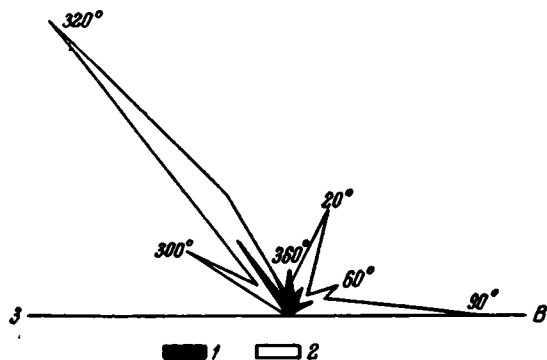
2. Тектоника

В тектоническом отношении комплекс древних пород Каа-Хем — Тапсинского района характеризуется крутопадающими складчатыми структурами, опрокинутыми на запад. Простираие складчатости в западной и восточной частях изученной территории района не одинаково. К западу от р. Брень наблюдаются северо-восточные простирания, а к востоку от нее — северо-западные. Для всего района в целом установлено общее погружение складок на запад — в сторону Урянхайской котловины.

Северо-восточные простирания ($40-50-60^\circ$) выявлены в эффузивно-туфогенной толще в западной части района, где они особенно подчеркиваются аналогичным простиранием синклиналией известняков (Маслов, 1947).

Терехтиг — Каахемская интрузия кварцевых диоритов ограничена разломами северо-восточного простирания на западе и широтного — на севере.

Наиболее отчетливая структура северо-западного простирания ($300-310-320-330^\circ$) обнаружена в районе рек Байсут и Хопто. Она представляет собой крутопадающую опрокинутую на запад антиклиналь, в строении которой принимает участие интрузия байсутских кварцевых диоритов. Послед-



Фиг. 2. Кварцевые диориты Байсутского массива. Простирание гнейсированности (1) и трещиноватости (2)

няя занимает центральную часть антиклинали, располагаясь по контакту свиты метаморфических сланцев и пород эффузивно-туфогенной толщи, содержащей линзы известняка. Внутренний структурный план данного массива, обусловленный преимущественным северо-западным простиранием гнейсированности, в значительной степени согласуется с общим структурным планом вмещающих пород (гнейсированность, расположение линз известняка и т. п.). Помимо северо-западного простирания с падением под углами в $70-80-90^\circ$ на северо-восток (фиг. 2), в отдельных участках Байсутского массива отмечались северо-восточные простирания с углами падения в обе стороны, близкими к вертикальному, а также широтные и северо-западные простирания с пологими углами падения в $20-30-40-50^\circ$ в ту и другую сторону.

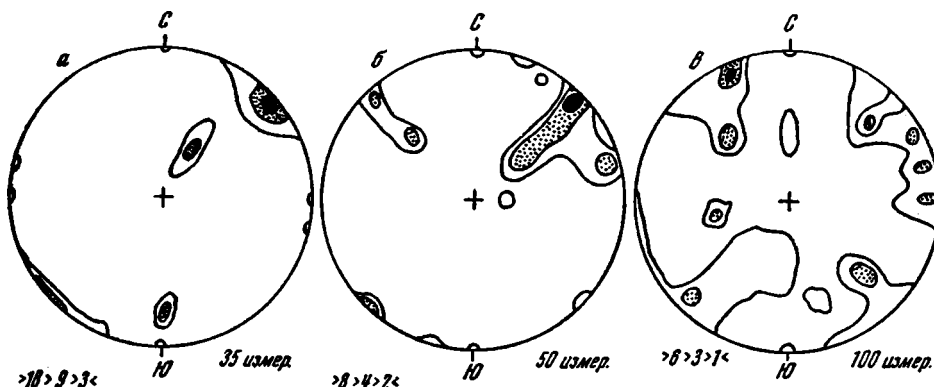
В отличие от кварцевых диоритов, плагиограниты и основные породы не имеют определенной ориентировки слагающих их минералов, отчего и не была выявлена специфика внутреннего строения массивов этих пород.

Специфическая особенность тектонического строения района состоит в характере пространственных взаимоотношений интрузий кварцевых диоритов, плагиогранитов и основных пород. Как видно из прилагаемой схемы (см. фиг. 1), интрузия плагиогранитов занимает центральную часть крупной складчатой структуры, крылья которой на востоке имеют северо-западное простирание, а на западе — северо-восточное. Интрузии кварцевых диоритов располагаются в крыльях этой региональной структуры, а интрузии основных пород в главной своей массе — в приконтактных зонах кислых пород.

Наблюдения за поведением жильных пород показали преобладающее их развитие в районе Байсутской интрузии, где жилы аплит-гранита, залегающие в кварцевых диоритах, имеют большей частью северо-западное

(реже северо-восточное) простираение. Такие же направления наиболее свойственны дайкам альбитофира и основных пород, встречающихся и во вмещающих породах.

Весьма показательна трещинная тектоника района. Направление вытянутости параллелепипедального блока трещин отдельности в кварцевых диоритах, плагиогранитах и породах эффузивно-туфогенной толщи сохраняется более или менее одинаковым: северо-западным на востоке и северо-восточным на западе района (фиг. 3). При этом для всего района



Фиг. 3. Диаграммы преобладающей трещиноватости:

а — кварцевых диоритов Байсутского массива; б — плагиогранитов Бренского массива;
в — пород эффузивно-туфогенной толщи

устанавливается единый план сети трещин с развитием двух систем вертикальных трещин, одной — полого наклонной и двух систем крутых диагональных трещин.

Отмеченные черты тектоники междуречья рек Тапсы и Каа-Хема — единый структурный план вмещающих пород и интрузий гранитоидов, преимущественно согласное залегание жильных пород и ориентированное расположение преобладающей трещиноватости в различных породах — свидетельствуют о завершении формирования структур района в одну из последних фаз салаирского орогенеза.

II. ПЕТРОГРАФИЯ

1. Кварцевые порфиры и их туфо-лавы

Главной составной частью эффузивно-туфогенной толщи, краткая характеристика которой дана В. П. Масловым (1947), являются кварцевые порфиры. На изученной площади они широко развиты. При полевых работах не было произведено расчленения данной толщи в связи со сравнительным постоянством слагающего ее лавового и туфового материала¹. Микроскопическое изучение пород подтвердило это наблюдение и позволило обнаружить некоторые детали их состава и структуры. Прежде всего выяснилось, что различия между отдельными участками эффузивно-туфогенной толщи заключаются в количестве находящихся в ней обломков, а также в степени раскристаллизации стекла. Одновременно выявилось

¹ Только в зонах контакта с известняками и подстилающими метаморфическими сланцами, как указывает В. П. Маслов (1947), наблюдаются своеобразные изменения эффузивно-туфогенных пород, а именно — увеличение в их составе кластического материала.

наибольшее распространение лавовой фации кварцевых порфиров по сравнению с туфо-лавовой.

Кварцевые порфиры. Микроскопическое изучение показало преобладающее развитие кварцевых порфиров с фельзитовой основной массой и вкрапленниками кварца и плагиоклаза, а также обломков этих минералов. Реже встречаются кварцевые порфиры с микропойкилитовой основной массой. Помимо указанных структур основной массы наблюдаются и другие типы строения ее, характерные для кварцевых порфиров, а именно: микрофельзитовая, микрофельзит-микропойкилитовая, микрогранит-аплитовая, а также микрогранофир-микропегматитовая, сферолитовая и микролитовая структуры. Иногда отмечаются флюидальное расположение индивидов основной массы и перлитовые трещины. Структуры основной массы, как это свойственно кварцевым порфирам, то однородны, то крайне непостоянны. Кварц-полевошпатовые индивиды фельзита различны по величине — от слабо мерцающих до 0,05 мм в поперечнике. Последние имеют неправильные очертания. Наблюдаются переходы фельзитовой структуры с крупными индивидами в микропойкилитовую. Среди сферолитов, входящих в состав фельзитовой основной массы, различаются хорошо выраженные радиально-лучистые их представители, величиной 0,1—0,2 мм, с сохраняющимся крестом погасания, а также своеобразные концентрические скорлуповатые сферолиты с краевой зоной, погасающей одновременно. Гранофир или образует оторочку на вкрапленниках кварца и плагиоклаза, находящийся в основной массе, или слагает ее отдельные участки. В фельзитовой основной массе изредка отмечаются пустоты, выполненные новообразованиями столбчатого кварца или кальцитом. Основная масса изобилует мелкочешуйчатым и крупнолистоватым хлоритом, а также тонкодисперсным магнетитом.

Вкрапленники и остроугольные обломки плагиоклаза и кварца содержатся в породах в различных количествах. Они составляют 0,5—10—50%, а по размерам варьируют в пределах 0,1—0,5 — 1 — 5 мм. Плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом (№ 10 — 15%), имеет свежий облик и sdвойникован по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. Кварц содержит редкие включения (диаметром 0,001—0,003 мм) жидкости с пузырьками газа (0,0001—0,0005 мм). Для некоторых обломков кварца характерны полукругло-остроугольная форма и незначительные размеры (0,001 мм), благодаря чему породы приобретают пепловую текстуру. Интересно также явление одновременного погасания вкрапленников и располагающихся в непосредственной близости к ним индивидов фельзита того же состава.

Туфо-лавы, в отличие от кварцевых порфиров, наряду с обломками кварца и плагиоклаза содержат обломки пород самих кварцевых порфиров, реже—туфо-лав кварцевых порфиров и лишь изредка—плагиоклазовых порфиритов. Обломки пород различны по размерам — от долей миллиметра до нескольких метров, чаще они измеряются сантиметрами и дециметрами. Насыщенность туфо-лав кварцевых порфиров кластическим материалом не велика — обломки составляют от 5 до 20% объема породы.

Структура и состав основной массы туфо-лав соответствуют таковым в кварцевых порфирах. Обломки кварцевых порфиров округлы и по составу близки включающей их породе; они выделяются на ее фоне только иным характером микроструктур. То же можно сказать и об обломках туфо-лавы, в свою очередь содержащих более мелкие обломки кварцевых порфиров. Обломки плагиоклазовых порфиритов округлы или угловато-округлы. Они резко выступают среди кварц-порфировой основной массы породы благодаря своей микролитовой, микропойкилитовой структуре с гялопилитовыми участками. Вкрапленники (0,5—1 мм) и лейсты

(0,001—0,005) плагиоклаза в них представлены основным олигоклазом, сильно серицитизированным, со слабо заметным двойникованием. Между лейстами плагиоклаза основной массы расположены хлорит и микрогранофир, или эти лейсты погружены в слабо раскристаллизованное стекло. Характерна направленность в расположении плагиоклаза вкрапленников и основной массы. Интересно, что при палеотипном характере пород сохранились кайнотипные структуры.

Несходимо отметить отсутствие плагиоклазовых порфиритов на территории изученного района — их обломки, входящие в состав туфо-лав, видимо, вынесены с глубины или принадлежат к ранее существовавшим покровам, впоследствии полностью уничтоженным.

Укажем далее, что, в отличие от Каа-Хем—Тапсинского района, в составе эффузивно-туфогенной толщи более восточных районов преобладают туфо-лавы, в которых обломочный материал составляет 40—80% от массы породы. Среди обломков преобладают кварцевые порфиры. Встречаются также обломки плагиоклазовых порфиритов и тонкозернистых метаморфических сланцев; обломки округлые или несколько угловатые, размером преимущественно 0,1—0,5—1—5 мм. Они сцементированы фельзитом и местами соприкасаются. В районах к востоку от области междуречья Тапсы и Каа-Хема гораздо чаще встречаются туфогенные песчаники с теми же обломками и осадочным цементом.

2. Плагиограниты

Плагиограниты слагают массив неправильной формы, занимающий пространство вдоль р. Брень и полосу к востоку от нее вдоль коренного берега Каа-Хема. Они контактируют с метаморфическими сланцами, эффузивно-туфогенными породами и кварцевыми диоритами.

Бренские плагиограниты характеризуются рядом специфических особенностей состава и структуры, несколько отличающих их от обычного типа гранитоидов соответствующего состава. Внешний облик плагиогранитов весьма своеобразен. Среди них встречаются порфировидные разновидности с вкрапленниками кварца и плагиоклаза, массивные (с разной крупностью слагающих их зерен), а также афанитовые разновидности, которые могут быть розовыми, малиновыми, серыми и зеленоватыми. По минералогическому составу — это кварцево-плагиоклазовые породы с изменяющимся содержанием главных минералов (составляющих в сумме 90—95%). Количество кварца и плагиоклаза изменчиво: то преобладает кварц (до 55—65% в шлифе 1292/1), то плагиоклаз (до 60—70% в шлифе 1262). В большинстве случаев встречаются разновидности промежуточного состава с преобладающим значением плагиоклаза (табл. 1). Второстепенные минералы (в порядке распространенности) — биотит, амфибол, ортоклаз, пироксен — составляют обычно 1—2% от всей породы. Акцессорные минералы — магнетит, апатит и титанит — в сумме достигают 2—4%; вторичные — хлорит и эпидот — развиты крайне неравномерно.

Одна из главных характерных черт плагиогранитов проявляется в структуре их порфировидных разновидностей, пользующихся наиболее широким распространением. Порфировидная структура обусловлена наличием крупных (до 0,5—1 см в поперечнике) округлых зерен кварца и идиоморфно-таблитчатых кристаллов плагиоклаза, находящихся среди гранофировой основной массы (табл. I, фиг. 1), которая состоит из взаимно прорастающих кварца и несдвойникового плагиоклаза. В непосредственном соприкосновении с вкрапленниками индивиды гранофира имеют наименьшую величину; по мере удаления от вкрапленников размеры индивидов гранофира увеличиваются, а затем их индивидуальность посте-

Минералогический состав плагиогранитов

(в объемн. %)

Минералы	№ шлифа						
	1262/1	1255/4	1431	1585/2	1292/2	1546	1546 *
Плагиоклаз	57,9	53,7	41,8	49,1	42,8	25,3	41,4
В том числе замещенный хлоритом	—	—	10,0	—	—	—	—
Кварц	33,3	43,9	43,4	15,9	48,7	65,6	51,9
Ортоклаз	—	—	—	9,6	—	—	—
Хлорит	1,6	—	1,4	1,7	2,3	1,8	—
Хлоритизированный биотит	—	—	—	9,1	—	—	—
Эпидот	3,2	—	—	7,6	4,2	1,8	—
Роговая обманка	—	—	—	1,6	—	—	—
Магнетит	0,4	—	2,8	4,8	1,3	4,6	2,0
Апатит	1,2	—	0,6	0,6	0,7	0,9	—
Титанит	2,4	—	—	—	—	—	—
Второстепенные минералы	—	2,4	—	—	—	—	4,7
Сумма	100	100	100	100	100	100	100

* Пересчет химического анализа (табл. 2).

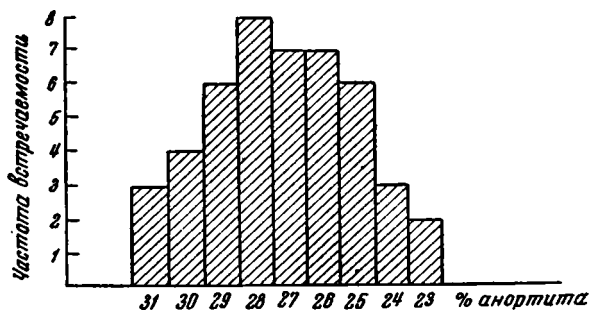
ленно теряется в мелкозернистой паналлотриоморфно-зернистой или гипидиоморфно-зернистой основной массе с размером зерен минералов 0,3—0,7 мм (табл. 1, фиг. 2)

Ширина гранофировых участков основной массы различна: в одних случаях наблюдается лишь гранофировая оторочка вокруг вкрапленников, как описано выше, в других — вся основная масса породы имеет гранофировое сложение. Распологающиеся вокруг вкрапленников индивиды гранофира, принадлежащие к тому же минеральному виду, что и сам вкрапленник (например, кварц), имеют одинаковую с ним оптическую ориентировку — одновременное погасание (табл. 1, фиг. 1). В составе гранофировой основной массы нередко встречаются своеобразные радиально-лучистые срастания плагиоклаза (табл. 1, фиг. 3). Эти образования, так же как гранофир, повидимому, возникли в условиях быстрой кристаллизации. Наряду с порфировидными плагиогранитами широко распространены равномернозернистые плагиограниты с гипидиоморфно-зернистым сложением (табл. 1, фиг. 2). Наконец, изредка встречаются макроскопически афанитовые породы, представленные гранофиром. Порфировидные равномернозернистые и афанитовые плагиограниты связаны между собой породами переходных структур.

Обращают на себя внимание следующие свойства главных породообразующих минералов. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом. Средний показатель преломления минерала изменяется в пределах от 1,544—1,545 до 1,547—1,548, что соответствует колебаниям содержания анортита от 22—25 до 30—32%. Аналогичные данные (фиг. 4) получены при статистическом определении состава плагиоклаза в зоне (010) для 41 зерна. Плагиоклаз вкрапленников порфировидных плагиогранитов и плагиоклаз равномернозернистых их разновидностей обычно sdвойникован по карлсбадскому, альбитовому (с 2—3 индивидами), реже периклиновому законам. Для углов осей 2V определены величины —87, —88°. Крупные кристаллы плагиоклаза часто окружены оторочкой характерного шахматного альбита. Нарастание ортоклаза на плагиоклаз и его проник-

новение в кристаллы плагиоклаза типа антипертитовых вростков наблюдались исключительно редко. В проходящем свете плагиоклаз желтовато-буроватый, замутненный. Он содержит включения более поздних минералов: эпидота (редко серицита) и хлорита. Последний в виде мелких листочков прорастает плагиоклаз или образует выделения больших размеров. Несдвойникованный плагиоклаз гранофира, судя по показателю преломления (в шлифе), имеет состав, аналогичный составу плагиоклаза вкрапленников.

Кварц плагиогранитов (исключая кварц в гранофире) содержит многочисленные включения жидкости с подвижными пузырьками газа, реже — отдельные включения жидкости или газа. Полости минерала, заполненные жидкостью, имеют округлую, овальную, а также полигональную форму. Размеры этих полостей весьма незначительны — 0,0015—0,005 мм. Пузырьки газа в поперечнике имеют величину 0,0001—0,001 мм, что составляет 0,01—0,20 среднего диаметра включений жидкости. Эти включения расположены в кварце или беспорядочно, или собраны в параллельные цепочки.



Фиг. 4. Диаграмма состава плагиоклаза

Для остальных минералов отметим полное замещение биотита хлоритом, с выделением магнетита по трещинам спайности, развитие лучистых агрегатов хлорита между зернами плагиоклаза, образование мозаичных агрегатов эпидота по плагиоклазу наряду с хлоритом, сидеронитовый характер развития магнетита, преобладающую приуроченность выделений сфена и апатита к промежуткам между зернами других минералов. Оптический облик хлорита, замещающего биотит и плагиоклаз или развивающегося самостоятельно, одинаков (cNg от 0 до 12° , слабо выраженный плеохроизм в светлозеленых тонах при прямой схеме абсорбции и аномальной интерференционной окраске). Это говорит об одновременном постмагматическом образовании минерала. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ($cNg = 10-12^\circ$, плеохроизм: Ng — светлозеленый, Np — светложелтый). Пироксен принадлежит к ряду диопсида (не плеохроирует, $cNg = 40-45^\circ$).

Несколько слов о последовательности кристаллизации. Одними из первых начали кристаллизоваться роговая обманка и пироксен, обладающие преимущественным идиоморфизмом относительно плагиоклаза. После образования некоторой части плагиоклаза начал выделяться биотит, закончивший свою кристаллизацию позже плагиоклаза и всегда ксеноморфный к последнему. По отношению к кварцу биотит завершил свою кристаллизацию в одних случаях ранее (идиоморфен), в других — позднее (ксеноморфен). Кварц и плагиоклаз по времени выделения более или менее близки друг к другу — и тот и другой образуют порфиробласты и слагают гранофировую основную массу, в которой кварц и плагиоклаз находятся в анхиэвтектических соотношениях.

В гипидиоморфно-зернистых разновидностях отмечается несколько более раннее завершение кристаллизации плагиоклаза, обладающего более идиоморфными контурами. Образование ортоклаза, повидимому, шло после кристаллизации главной части плагиоклаза (нарастание ортоклаза на плагиоклаз), но до окончания кристаллизации кварца (идиоморфизм

Минералогический состав плагиогранитов

(в объеме. %)

Минералы	№ п/п						
	1262/1	1255/4	1431	1585/2	1292/2	1546	1546 *
Плагиоклаз	57,9	53,7	41,8	49,1	42,8	25,3	41,4
В том числе замещенный хлоритом	—	—	10,0	—	—	—	—
Кварц	33,3	43,9	43,4	15,9	48,7	65,6	51,9
Ортоклаз	—	—	—	9,6	—	—	—
Хлорит	1,6	—	1,4	1,7	2,3	1,8	—
Хлоритизированный биотит	—	—	—	9,1	—	—	—
Эпидот	3,2	—	—	7,6	4,2	1,8	—
Роговая обманка	—	—	—	1,6	—	—	—
Магнетит	0,4	—	2,8	4,8	1,3	4,6	2,0
Апатит	1,2	—	0,6	0,6	0,7	0,9	—
Титанит	2,4	—	—	—	—	—	—
Второстепенные минералы	—	2,4	—	—	—	—	4,7
Сумма	100	100	100	100	100	100	100

* Пересчет химического анализа (табл. 2).

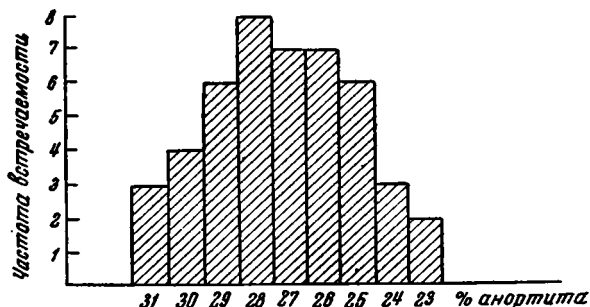
ценно теряется в мелкозернистой паналлотриоморфно-зернистой или гипидиоморфно-зернистой основной массе с размером зерен минералов 0,3—0,7 мм (табл. I, фиг. 2)

Ширина гранофировых участков основной массы различна: в одних случаях наблюдается лишь гранофировая оторочка вокруг вкрапленников, как описано выше, в других — вся основная масса породы имеет гранофировое сложение. Располагающиеся вокруг вкрапленников индивиды гранофира, принадлежащие к тому же минеральному виду, что и сам вкрапленник (например, кварц), имеют одинаковую с ним оптическую ориентировку — одновременное погасание (табл. I, фиг. 1). В составе гранофировой основной массы нередко встречаются своеобразные радиальнолучистые срастания плагиоклаза (табл. I, фиг. 3). Эти образования, так же как гранофия, повидимому, возникли в условиях быстрой кристаллизации. Наряду с порфировидными плагиогранитами широко распространены равномернозернистые плагиограниты с гипидиоморфно-зернистым сложением (табл. I, фиг. 2). Наконец, изредка встречаются макроскопически афанитовые породы, представленные гранофиром. Порфировидные равномернозернистые и афанитовые плагиограниты связаны между собой породами переходных структур.

Обращают на себя внимание следующие свойства главных породообразующих минералов. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом. Средний показатель преломления минерала изменяется в пределах от 1,544—1,545 до 1,547—1,548, что соответствует колебаниям содержания анортита от 22—25 до 30—32%. Аналогичные данные (фиг. 4) получены при статистическом определении состава плагиоклаза в зоне (010) для 41 зерна. Плагиоклаз вкрапленников порфировидных плагиогранитов и плагиоклаз равномернозернистых их разновидностей обычно сдвойникован по карлсбадскому, альбитовому (с 2—3 индивидами), реже периклиновому законам. Для углов осей 2V определены величины —87°, —88°. Крупные кристаллы плагиоклаза часто окружены оторочкой характерного шахматного альбита. Нарастание ортоклаза на плагиоклаз и его проник-

новение в кристаллы плагиоклаза типа антипертитовых вростков наблюдались исключительно редко. В проходящем свете плагиоклаз желтовато-буроватый, замутненный. Он содержит включения более поздних минералов: эпидота (редко серицита) и хлорита. Последний в виде мелких листочков прорастает плагиоклаз или образует выделения больших размеров. Несдвойникованный плагиоклаз гранофира, судя по показателю преломления (в шлифе), имеет состав, аналогичный составу плагиоклаза вкрапленников.

Кварц плагиогранитов (исключая кварц в гранофире) содержит многочисленные включения жидкости с подвижными пузырьками газа, реже — отдельные включения жидкости или газа. Полости минерала, заполненные жидкостью, имеют округлую, овальную, а также полигональную форму. Размеры этих полостей весьма незначительны — 0,0015—0,005 мм. Пузырьки газа в поперечнике имеют величину 0,0001—0,001 мм, что составляет 0,01—0,20 среднего диаметра включений жидкости. Эти включения расположены в кварце или беспорядочно, или собраны в параллельные цепочки.



Фиг. 4. Диаграмма состава плагиоклаза

Для остальных минералов отметим полное замещение биотита хлоритом, с выделением магнетита по трещинам спайности, развитие лучистых агрегатов хлорита между зернами плагиоклаза, образование мозаичных агрегатов эпидота по плагиоклазу наряду с хлоритом, сидеронитовый характер развития магнетита, преобладающую приуроченность выделений сфена и апатита к промежуткам между зернами других минералов. Оптический облик хлорита, замещающего биотит и плагиоклаз или развивающегося самостоятельно, одинаков (cNg от 0 до 12° , слабо выраженный плеохроизм в светлозеленых тонах при прямой схеме абсорбции и аномальной интерференционной окраске). Это говорит об одновременном постмагматическом образовании минерала. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ($cNg = 10\text{--}12^\circ$, плеохроизм: Ng — светлозеленый, Np — светложелтый). Пироксен принадлежит к ряду диопсида (не плеохроирует, $cNg = 40\text{--}45^\circ$).

Несколько слов о последовательности кристаллизации. Одними из первых начали кристаллизоваться роговая обманка и пироксен, обладающие преимущественным идиоморфизмом относительно плагиоклаза. После образования некоторой части плагиоклаза начал выделяться биотит, закончивший свою кристаллизацию позже плагиоклаза и всегда ксеноморфный к последнему. По отношению к кварцу биотит завершил свою кристаллизацию в одних случаях ранее (идиоморфен), в других — позднее (ксеноморфен). Кварц и плагиоклаз по времени выделения более или менее близки друг к другу — и тот и другой образуют порфиробласты и слагают гранофировую основную массу, в которой кварц и плагиоклаз находятся в анхизэктических соотношениях.

В гипидиоморфно-зернистых разновидностях отмечается несколько более раннее завершение кристаллизации плагиоклаза, обладающего более идиоморфными контурами. Образование ортоклаза, повидимому, шло после кристаллизации главной части плагиоклаза (нарастание ортоклаза на плагиоклаз), но до окончания кристаллизации кварца (идиоморфизм

ортоклаза к кварцу). Акцессорные минералы — короткостолбчатый апатит, ромбоидальный сфен и магнетит, развивающийся в интерстициях, — в главной своей массе образовались на завершающих этапах кристаллизации. Однако часть апатита (длинностолбчатого габитуса) и магнетита (кубической формы) возникли ранее, так как находятся в виде включений в плагиоклазе.

Таблица 2

Петрохимическая характеристика плагиогранита

Химический состав обр. 1546			Числовые характеристики по Заварицкому					Числовые характеристики по Ниггли			
Оксиды	вес. %	молекулярные количества		1546	I	II	III		1546	IV	V
SiO ₂	76,41	1272	<i>a</i>	9,9	11,2	11,7	10,7	<i>Si</i>	435,5	450	370
TiO ₂	0,23	3	<i>c</i>	1,8	2,6	3,1	5,1				
Al ₂ O ₃	10,60	104	<i>b</i>	5,5	3,2	5,0	1,8	<i>al</i>	35,5	47	42
Fe ₂ O ₃	3,31	21	<i>s</i>	82,8	83,0	80,2	82,4				
								<i>fm</i>	23,3	7	12
FeO	1,06	14									
MnO	Следы	—	<i>a'</i>	65,9	33,3	50,7	0	<i>c</i>	15,4	4	11
MgO	0,58	14	<i>f'</i>	14,1	16,7	30,7	54				
CaO	2,48	45	<i>m'</i>	20	50,0	18,6	46				
Na ₂ O	4,70	76	<i>c'</i>	—	—	—	—	<i>alk</i>	25,9	42	35
K ₂ O	Следы	—									
P ₂ O ₅	Следы	—	<i>n</i>	100	97,6	84,6	12	<i>k</i>	0	0,2	0,25
H ₂ O ⁻	0,34	—	<i>t</i>	43,4	33,3	50,7	23	<i>mg</i>	0,25	0,2	0,3
H ₂ O ⁺	0,24	—	<i>φ</i>	0,24	0,2	—	0				
			<i>Q</i>	44,0	41,0	33,9	—				
Сумма	99,96		<i>a:c</i>	5,5	4,31	3,8	—				

I — юксит; II — плагиогранит (А. Н. Заварицкий, 1950); III — плагиогранит (Горшков, 1946); IV — натрогранит-аплитовый тип магмы; V — нормально трондземитовый тип магмы (В. И. Луцицкий, 1932).

Химический анализ плагиогранита (обр. 1546 из района междуречья Брени и Байсута), произведенный Л. Б. Тумилович в лаборатории Института геологических наук, помещен в табл. 2 наряду с числовыми характеристиками. Сравнение петрохимических особенностей бренских плагиогранитов со средними составами аналогичных пород убеждает нас в их близости. Между тем обращает на себя внимание несколько большее значение коэффициента *b* (*fm*) при меньшем значении коэффициентов *a* и *c* в анализированном плагиограните. Кроме того, при сопоставлении химических составов бренского плагиогранита и родственных по составу пород из Южной Норвегии (Гольдшмидт), Рудного Алтая (Н. А. Елисеев, 1938) и Горного Алтая (Афанасьев, 1946)¹, а также Алдана (Горшков, 1946) обнаруживается более высокое содержание в бренском плагиограните кремнезема — 76,4%, против 65—73% в родственных породах, что стоит в связи с повышенным содержанием кварца в анализированном образце (см. табл. 2). Характерно также и почти полное отсутствие окиси калия, присутствующей в небольшом количестве в других разновидностях пород этой группы (см. табл. 2). Указанные отличия в химизме бренских плагиогранитов не могут препятствовать объединению этих пород в одну группу с типичными плагиогранитами других районов.

¹ Данные этих трех авторов не приведены в табл. 2.

Значительно более глубокие различия между бреньскими плагиогранитами и плагиогранитами других районов выступают при сопоставлении особенностей их структуры и отчасти — минералогического состава, что в первую очередь относится к характеру плагиоклаза. Породы, описываемые под названием «плагиограниты» или «трондьемиты», содержат иногда зональный плагиоклаз состава олигоклаз-андезина (№ 20—40, чаще — № 28—33), нередко с антипертитовыми вростками ортоклаза, и характеризуются гипидиоморфно-зернистой или гранитной структурой. Порфировидные гранофировые структуры бреньских плагиогранитов, наряду с наличием обильных жидких и газовых включений в кварце, а также несколько более кислым составом плагиоклаза (№ 25—29), свидетельствуют о гипабиссальных условиях формирования интрузии. Неравновесные условия консолидации пород привели к появлению разнообразных структур. Бреньские плагиограниты являются более гипабиссальными представителями данной группы пород, чем трондьемиты Южной Норвегии, для которых характерны порфировидный облик, гипидиоморфно-зернистая структура и развитие зональных плагиоклазов, отороченных ортоклазом.

Плагиограниты, подобные равномернозернистым бреньским разновидностям с гипидиоморфно-зернистой структурой, без гранофировых участков и с меньшим количеством включений жидкости и газа в кварце, а следовательно, являющиеся более глубинными аналогами бреньских пород, — известны, по имеющимся данным, также к востоку и северо-востоку от изученного нами района.

3. Кварцевые диориты

На изученной территории кварцевые диориты образуют три отдельных массива: Байсутский, Хоптинский (в верховьях рек Тапсы и Хопто) и Терехтиг-Каахемский, являющиеся, по всей вероятности, частями одной крупной интрузии. Перечисленные массивы кварцевых диоритов достигают размеров 100—200 км². Они залегают среди сланцев (Хоптинский массив), или среди эффузивно-туфогенной толщи (Терехтиг-Каахемский массив), или в зоне их контакта (Байсутский массив). Во вмещающих породах кварцевые диориты вызывают разнообразные экзоконтактовые изменения, наиболее интенсивные в известняках.

Кварцевые диориты представляют собой среднезернистые серые породы преимущественно гнейсовидного облика. На светлом фоне беспорядочно расположенных светлосерых удлиненно-таблитчатых кристаллов плагиоклаза, округлых зерен молочно-белого или серого кварца (до 2 мм) и розового калиевого полевого шпата (0,2—7 мм) отчетливо выделяются столбчатые кристаллы роговой обманки (0,8—1,4 мм) или пироксена (0,7—1 мм), а также листочки биотита (0,15—4 мм), ориентированные более или менее одинаково.

Степень совершенства ориентировки минералов весьма непостоянна. Наиболее совершенной ориентировкой обладают биотитовые кварцевые диориты (с параллелизмом отдельных листочков биотита или его скоплений). Менее совершенная ориентировка отмечается у биотит-роговообманковых разновидностей пород (часто с лучистыми скоплениями роговой обманки и нередко порфировидных за счет ортоклаза). Наименьшая степень совершенства ориентировки обнаруживается у биотит-роговообманково-диопсидовых кварцевых диоритов, обладающих в большинстве случаев массивным сложением. В кварцевых диоритах наблюдается плоскостная и линейная ориентировка минералов, которую, видимо, можно рассматривать в качестве вторичной, возникшей в условиях регионального метаморфизма, и отчасти — первично-гнейсовой, возникшей на завершающих

этапах формирования интрузии, после ее застывания в период автометаморфизма.

В составе отдельных массивов кварцевых диоритов преобладают то те, то иные разновидности этой группы горных пород. Так, в Байсутском массиве развиты главным образом биотит-роговообманковые кварцевые диориты; реже встречаются биотитовые и биотит-роговообманково-диопсидовые кварцевые диориты, являющиеся эндоконтактной фацией. Для Хоптинского массива характерны гнейсовидные биотит-диопсидовые и двуслюдяные, а также массивные диопсид-роговообманковые кварцевые диориты. Терехтиг-Каахемский массив сложен преимущественно массивными биотитовыми кварцевыми диоритами. Роговообманковые разновидности (с диопсидом, реже — с биотитом) встречаются обычно в эндоконтактной зоне. Кварцевые диориты отдельных массивов микроскопически неотличимы, в связи с чем приводим совместное их описание.

Прежде всего необходимо отметить неразрывную связь друг с другом выделенных петрографических разновидностей пород этой группы, между которыми намечаются постепенные переходы от более основных к более кислым. Количественно-минералогический состав отдельных, наиболее широко распространенных разновидностей (табл. 3) свидетельствует об обычном характере этого перехода, выражающегося в увеличении содержания кварца и отчасти ортоклаза при сохранении более или менее одинакового количества плагиоклаза и в понижении суммы цветных минералов; среди последних наблюдается возрастание количества роговой обманки при уменьшении содержания диопсида и повышение количества биотита при понижении содержания роговой обманки в разновидностях, лишенных пироксена.

Главный породообразующий минерал кварцевых диоритов — п л а г и о к л а з — представлен sdвойникованными по альбитовому, реже периклиновому и карлсбадскому законам, идиоморфными, обычно таблитчатыми, несколько удлинёнными кристаллами (табл. 1, фиг. 4), имеющими чаще всего состав олигоклаз-андезина (табл. 4). Наряду с ним присутствует зональный плагиоклаз (табл. 1, фиг. 5), в составе которого отмечается увеличение альбитовой молекулы по мере перехода пироксеновых разновидностей кварцевых диоритов в биотитовые (табл. 5). Следующий по распространенности минерал — к в а р ц — встречается в зернах неправильной, более или менее изометричной формы (табл. 1, фиг. 1, 5), изредка имеет облачное погасание. О р т о к л а з у (см. табл. 4), представленному мелкими и крупными зернами, присущи неправильные очертания, определяемые контурами ранее выделившихся минералов (табл. 1, фиг. 4). Цветные минералы кварцевых диоритов — б и о т и т, р о г о в а я о б м а н к а и д и о п с и д (табл. 6) — обладают различной степенью идиоморфизма. Изменений в составе биотита и роговой обманки по мере перехода от более основных разновидностей пород к кислым из-за недостатка определений не устанавливается. Акцессорные минералы — м а г н е т и т, реже а п а т и т и очень редко с ф е н — имеют обычные оптические свойства. В качестве вторичных минералов в кварцевых диоритах присутствуют (в порядке степени распространения): х л о р и т, замещающий биотит и частично роговую обманку, с е р и ц и т, развивающийся по плагиоклазу (табл. 1, фиг. 4, 5), и э п и д о т, встречающийся как в плагиоклазе, так и среди темноцветных минералов.

Кварцевые диориты обладают гипидиоморфно-зернистой структурой (табл. 1, фиг. 5) с элементами монзонитового развития ортоклаза (табл. 1, фиг. 4) и офитового развития плагиоклаза, а также с признаками реакционных соотношений между цветными минералами (табл. 1, фиг. 6). Среди кварцевых диоритов широко распространены катаклазированные и разгнейсованные разновидности, для которых характерно развитие мелко-

Минералогический состав кварцевых диоритов
(в объемн. %)

Минералы	Диопсидо- вые породы		Роговообманковые породы						Биотитовые породы		Сред- ний состав
	№ шлифа										
	1134	1144	505/2	1021/1	505/1	1106	1091	1402	1092	1021/2	
Плагноклаз	64,5	66,5	54,0	54,5	69,0	68,3	67,4	83	61,5	21	60,5
Ортоклаз	1,7	1,5	13,4	13,1	2,0	2	13,6	—	10,5	21	7,0
Кварц	7,8	5,2	14,6	10,2	15,5	20,5	9	8	19	51	18,6
Пироксен	14,5	10,3	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0
Роговая обманка	1,5	8,2	18,0	20	11,0	7,5	6,0	2,5	—	—	6,5
Биотит	9,3	7,8	—	2,2	2,5	1,5	3,5	5,8	8,4	7	5,0
Апатит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Магнетит	0,7	0,5	—	—	—	0,2	0,5	0,7	0,6	—	0,3
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Таблица 4

Оптические константы плагноклаза и ортоклаза кварцевых диоритов

Минералы	Показатели пре- ломления		Ng—Nr	2V	Nr (001)	Nr (010)	№ плагио- клаза
	Ng	Np					
Плагноклаз	1,553	1,546	0,007	—88° —86° —84°	—	9—14°	28—32
Ортоклаз *	1,524	1,518	0,006	—68° —69°	9°	0°	—

* Может быть, перешетчатый микроклин, так как принадлежность к моноклинной или триклинной сингонии не определялась.

Таблица 5

Состав зональных плагноклазов в кварцевых диоритах
(в % содержания анортита)

Равновидности кварцевых диоритов	№ шлифа	Состав плагноклаза		
		ядро	промежуточ- ная зона	краевая часть
Биотит-роговообманково-диопсидо- вый	1134/1*	55—50	43—40	28—26
Биотит-роговообманковый	1344/1*	45—42	38—36	32—30
»	1391/3**	35	30	27
»	1106/1**	28	—	24
Биотитовый	1022/1**	32	28	26
Жила гранит-аплита	1092/4***	28	20	15

* Определения на столике Федорова.

** Определения в зоне симметричного погасания.

*** Определения в разрезе $\perp$ Nr.

Оптические константы цветных минералов кварцевых диоритов

Минералы	Плеохроизм			Схема абсорбции	Показатели преломления			Ng-Np	2V	сNg
	Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np			
Биотит	Густокоричневый до черного		Светло-желтый	$Ng > Nm \geq Np$	1,664	1,660	1,602	0,062	-20°	0°
Роговая обманка	Зеленый	Буровато-зеленый	Светло-желтый	$Ng > Nm > Np$	1,677	1,670	1,666	0,011	-70°	10-20°
Диопсид	Не плеохроирует			$Ng > Nm > Np$	Не определены			0,024	+49° +50°	40-45°

Таблица 7

Петрохимическая характеристика кварцевых диоритов

Химический состав обр. 1091/1			Числовые характеристики						Минералогический состав			
Окислы	вес. %	молек. колич.	по Заварицкому			по Ниггли			Минералы	вычисленный по химическому анализу (вес. %)		подсчитанный в шлифе, средний (из табл. 3, объемн. %)
			1091/1	I		1091/1	II	I вариант		II вариант		
SiO ₂	63,46	1057	a	9,5	10,6	Si	224,9	225	Кварц . . .	12,9	14,7	18,6
TiO ₂	0,53	6	c	5,1	5,7	al	30,4	32	Ортоклаз . .	10,9	7,7	7,0
Al ₂ O ₃	14,63	143	b	12,6	11,7	fm	33,6	31	Плагиоклаз .	57,2	57,2	60,5
Fe ₂ O ₃	3,13	19	s	72,8	72,0	c	21,3	19	Воластонит .	3,3	—	—
FeO	3,76	53	a'	—	—				Энстатит . .	8,7	—	—
MgO	2,71	67	f'	49,6	50,6				Гиперстен . .	4,4	4,4	—
CaO	5,64	100	m'	36,4	41,7				Диопсид . .	—	6,8	—
Na ₂ O	3,16	52	c'	14,1	7,7	alk	14,7	18	Биотит . . .	—	5,6	—
K ₂ O	1,61	17	n	37,7	71,0				Магнетит . .	2,6	3,6	0,3
P ₂ O ₅	0,03	—	t	20,7	19,0	k	0,3	0,3				
H ₂ O ⁻	0,30	—	φ	0,7	0,9				Темноцветные (суммарно) . .	16,4	20,4	13,5
H ₂ O ⁺	0,98	—	Q	21,7	17,1	mg	0,5	0,5				
Сумма	99,94		a	1,9	1,8							
			c									

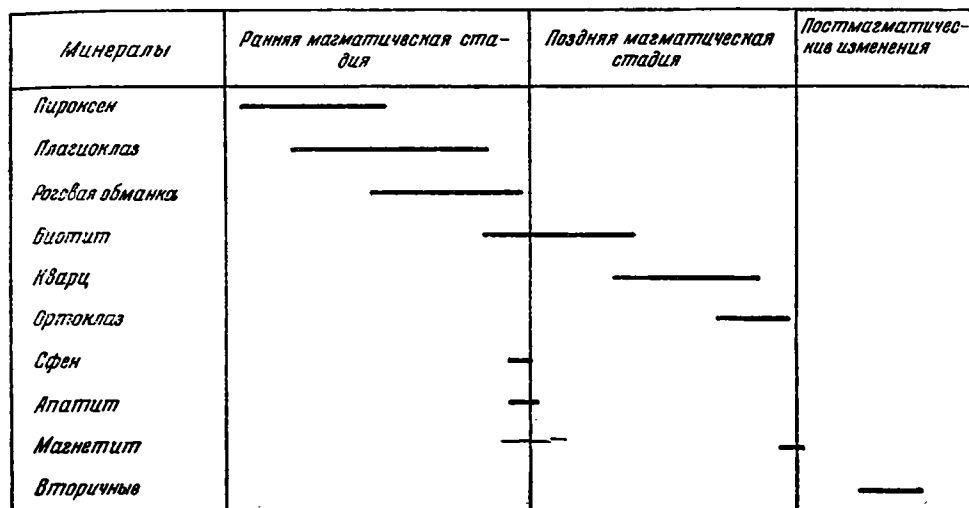
I — средний кварцевый диорит (А. Н. Заварицкий, 1950).

II — нормальный кварцево-диоритовый тип магмы (В. И. Лучицкий, 1932).

зернистых агрегатов кварца, нередко ассоциирующегося с мелкопластинчатой роговой обманкой; в них встречаются крупные зерна кварца с интенсивным волнистым погасанием, плаггиоклаза с хорошо видными микросдвигами и изогнутые кристаллы биотита и роговой обманки.

Химический анализ образца байсутского биотит-роговообманкового кварцевого диорита (№ 1091/1) из района водораздела рек Брень и Хопто

в нижнем их течении, выполненный Л. Б. Тумилович в лаборатории Института геологических наук, приведен в табл. 7, где даны также числовые характеристики и вычисленный по химическому анализу минералогический состав породы. Байсутский кварцевый диорит отличается от среднего кварцевого диорита Дели и А. Н. Заварицкого (1950) лишь несколько большим значением коэффициентов b и s , а также меньшей величиной коэффициентов c и a . От кварцевых диоритов западной части Центральной Тувы, описанных В. П. Еремеевым (1950), байсутские кварцевые диориты отличаются большим содержанием кремнезема и меньшим глинозема, железа, магния, марганца и кальция, будучи по сравнению с ними более лейкократовыми. В минералогическом отношении различия между ними



Фиг. 5. Последовательность минералообразования в кварцевых диоритах байсутского типа

выступают не так отчетливо. Особенностью байсутских кварцевых диоритов оказывается наличие ортоклаза, а не микроклина.

Одна из самых существенных черт описываемых кварцевых диоритов состоит в хорошо выраженной последовательности минералообразования (определяемой по степени идиоморфизма и взаимного расположения минералов), которую мы попытались изобразить в виде схемы (фиг. 5).

Взаимоотношения кварца и полевых шпатов в различных разновидностях пород одинаковы: плаггиоклаз идиоморфен по отношению к кварцу и ортоклазу. Взаимоотношения цветных минералов тоже вполне определены: пироксен идиоморфен по отношению к роговой обманке и совместно с ней — к биотиту. Более сложные взаимоотношения наблюдаются между группой цветных и группой светлоокрашенных минералов, особенно между плаггиоклазом, роговой обманкой, биотитом и кварцем. В биотит-роговообманково-диопсидовых кварцевых диоритах часто наблюдается идиоморфизм плаггиоклаза по отношению к пироксену, что может свидетельствовать о более позднем окончании кристаллизации пироксена, даже если этот минерал начал выделяться ранее плаггиоклаза. Соотношения роговой обманки и плаггиоклаза также различны. Преобладает более высокая относительная степень идиоморфизма у амфибола. Плаггиоклаз всегда идиоморфен относительно биотита, причем последний нередко содержит включения небольших кристаллов плаггиоклаза и в то же время как бы обтекает его крупные выделения. Такие соотношения показывают,

что биотит начал выделяться перед окончанием кристаллизации плагиоклаза и продолжал выделяться после ее окончания. Роговая обманка во всех без исключения случаях идиоморфна по отношению к кварцу и ортоклазу. Кристаллизация ее завершилась ранее начала выделения этих светлоокрашенных минералов. Биотит также чаще всего идиоморфен по отношению к кварцу; нередко, однако, листочки биотита располагаются между группами зерен кварца, указывая на близость конца кристаллизации биотита с началом периода кристаллизации кварца. Ортоклаз обычно ксеноморфен по отношению к другим минералам, в том числе и к акцессорным. Он содержит включения зерен плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и, следовательно, образовался после них.

Выделение акцессорных минералов в общей схеме последовательности минералообразования относится в основном к периоду окончания кристаллизации пород, будучи приурочено ко времени образования кварца и биотита. Из акцессорных минералов первым выделился апатит, так как зерна его бывают включены в магнетит (или титаномagnetит?), окруженный иногда оторочкой сфена (лейкоксена?). Апатит и магнетит встречаются совместно с биотитом, примыкая к нему с краев или находясь между его листочками. В скоплениях цветных минералов апатит и магнетит также ассоциируются с биотитом или расположены между зернами пироксена и роговой обманки (табл. I, фиг. 6).

Заканчивая описание кварцевых диоритов междуречья Тапсы и Каа-Хема, укажем, что к востоку от этого района широко распространены небольшие массивы мелкозернистых массивных мезократовых кварцевых диоритов, дающих на отдельных участках переходы к кварцевым габбро-диоритам, кварцевым диорит-монцонитам, а также к гранодиоритам. В составе данных пород, как и в кварцевых диоритах Каа-Хем—Тапсинского района, принимают участие диопсид, обыкновенная роговая обманка, биотит, плагиоклаз, ортоклаз и кварц. Они характеризуются оптическими свойствами, близкими к таковым соответствующих минералов кварцевых диоритов байсутского типа.

Отличие этих горных пород от описанных кварцевых диоритов заключается в их: 1) мелкозернистости; 2) повышенном содержании минералов, обычно находящихся в реакционных соотношениях; 3) преимущественно зональном характере плагиоклаза с варьирующим составом — от олигоклаза до лабрадора (№ 28—55).

Главное отличие кварцевых диоритов восточного района от их аналогов в Каа-Хем — Тапсинском районе состоит в неустойчивости количественно-минералогического состава, а также в непостоянстве соотношений между минералами, что находит свое отражение в разнообразии наблюдающихся структур: гипидиоморфной, офитовой и монцонитовой. Это может свидетельствовать о широком развитии явлений ассимиляции и гибридизма, сопровождающих образование данных кварцевых диоритов. Произведенное сопоставление кварцевых диоритов нашего и более восточного районов показывает больше сходства между ними, нежели различия; поэтому и те и другие можно рассматривать как части единой крупной интрузии, менее глубоко эродированной на востоке, где кварцевые диориты, видимо, формировались в более гипабиссальных условиях.

4. Породы основного комплекса

Переходя к описанию разнообразных горных пород основного состава, приведем сначала краткую петрографическую характеристику отдельных массивов и участков их развития.

1. Хоптинская интрузия залегает в среднем течении р. Хопго (см. фиг. 1) среди эффузивно-туфогенных пород, составляющих кровлю интрузии бай-

сутских кварцевых диоритов. В зоне юго-западного контакта хоптинские основные породы местами непосредственно соприкасаются с байсутскими кварцевыми диоритами. Хоптинская интрузия основных пород имеет в плане неправильные очертания; она несколько вытянута в северо-восточном направлении (длина 3—5 км, ширина 2—2,5 км). Породы, слагающие эту интрузию, имеют темносерый или серый цвет, текстура их массивная, средне- и крупнозернистая. В штучках хорошо заметны серый плагиоклаз и черные роговая обманка и пироксен.

Хоптинская интрузия сложена главным образом габбро. Помимо габбро встречены габбро-диориты, лейкократовые габбро (габбро-анортозиты), роговообманковые диориты, монцодиориты, кварцевые габбро, кварцево-диопсидовые и порфириовидные диопсидовые сиениты. Для различных участков интрузии характерно преобладание то той, то иной разновидности горных пород. Так, в северной части интрузии развиты преимущественно габбро, а также кварцевые габбро-диориты, в южной части преобладают лейкократовые габбро (габбро-анортозиты), наряду с которыми встречаются роговообманковые диориты и монцодиориты. Центральные части массива образованы габбро и габбро-диоритами. В зоне эндоконтакта с эффузивно-туфогенными породами на северо-востоке интрузии обнажены габбро и роговообманковые диориты, а на юго-западе ее — кварцево-диопсидовые сиениты с апофизами порфириовидных диопсидовых сиенитов. В зонах экзоконтакта с основными породами Хоптинской интрузии породы эффузивно-туфогенной свиты, как уже отмечалось ранее, ороговикованы. В зоне контакта Хоптинской интрузии габбро-диоритов с Байсутской интрузией кварцевых диоритов появляются породы, содержащие ромбический пироксен: энстатит-роговообманковые кварцевые диориты и гиперстен-биотитовые сиениты.

2. Основные породы в районе дер. Тардам и к северо-востоку от нее слагают небольшие интрузивные тела удлиненной формы: до 1,5—2 км в длину и до 0,5—1 км в ширину. Они расположены в зоне контакта байсутских кварцевых диоритов с породами эффузивно-туфогенной толщи, содержащей линзы известняков. Рассматриваемые интрузии основных пород сложены крупнозернистыми (1—2,5 мм) темносерыми габбро-диоритами, среди которых различаются: габбро, биотит-роговообманковые кварцевые габбро-диориты, роговообманковые габбро-диориты и т. п. Специальных наблюдений над зонами контактов Тардамских интрузий основных пород с вмещающими породами не производилось, установлено лишь превращение известняков в шпинель-гранатовые скарны.

3. Каахемская интрузия, как уже отмечалось, вскрыта в обрыве коренного берега р. Каа-Хем среди бреньских плагиогранитов, с которыми имеет резкие, крутопадающие контакты. В плане интрузия вытянута в широтном направлении (длина 0,75 км, ширина 0,5 км). На вертикальной стенке почти непрерывного обнажения наблюдается изменение зернистости и состава основных пород: среднезернистые (0,5—1 мм) диориты к западу переходят в крупнозернистые (3—5 мм) амфиболовые габбро-диориты с участками амфиболового анортозита. Эти габбро-диориты очень эффектны благодаря присутствию белого плагиоклаза и зеленой роговой обманки. Непосредственные контакты Каахемской интрузии с бреньскими плагиогранитами обнаружены не были. Взаимоотношения основных пород, аналогичных каахемским, с плагиогранитами наблюдались в районе левого и правого берегов р. Брень, к северу от Зубовской интрузии (см. фиг. 1). Плагиограниты в экзоконтакте сильнее всего эпидотизированы и серицитизированы, а габбро-диориты в эндоконтакте обогащены кварцем, причем состав плагиоклаза становится более кислым.

4. Зубовский массив расположен в нижнем течении р. Брень, на северо-западе он граничит с плагиогранитами, но контакты их не были изучены.

На юго-востоке данный массив диоритов скрывается под силурийскими красноцветными осадочными породами. Вскрытая часть интрузии занимает площадь в 4—6 км². Горные породы, образующие Зубовский массив, различны по окраске и зернистости, причем разновидности среднего состава мелкозернисты и окрашены в темносерые цвета, тогда как разновидности кислого состава крупнозернисты и имеют красную окраску.

В составе Зубовского массива встречаются роговообманковые диориты, биотитовые диориты; мезократовые и лейкократовые (олигоклазиты), а также кварцевые монцониты, дающие, с одной стороны, переходы в роговообманково-диопсидовые монцониты и далее — в роговообманковые сиениты, а с другой стороны, переходящие в лейкократовые порфировидные граносиениты и далее — в лейкократовые порфировидные граниты. Граносиенитовые и гранитные породы в виде прерывистой, более или менее однородной полосы шириной до 0,75 км оконтуривают с севера и северо-запада сиенито-диоритовые породы, причем между крайними представителями рассматриваемого ряда пород — роговообманковыми диоритами и гранитами — в нескольких случаях обнаружены резкие контакты.

Ввиду отсутствия наблюдений над характером контакта основных пород с гранитоидами остался невыясненным вопрос об их относительном возрасте. Вместе с тем здесь развит комплекс пород, подобный комплексу Хоптинской интрузии, и так же, как в ней, в зоне контакта с гранитами развиты сиенитовые разновидности. Поэтому Зубовский массив можно считать более молодой интрузией относительно плагиигранитов бреньского типа.

5. Баингольский массив расположен на главном водораздельном хребте рек Брень и Баингол, в верхнем их течении. Баингольский массив сложен ультраосновными породами, среди которых отмечены перидотиты типа верлитов, оливиновые габбро и габбро-нориты. Форма интрузивного тела и его отношения с вмещающими породами не установлены.

6. Терехтигская интрузия резко выделяется в рельефе на равнинном пространстве, сложенном кварцевыми диоритами. Интрузия вытянута в меридиональном направлении, длина ее до 1 км, ширина до 0,5 км. Она сложена темносерыми габбро-диоритами и плагноклазитами, среди которых наблюдаются разновидности, как обогащенные, так и обедненные плагноклазом. В южной части интрузии развиты габбро-диориты, а на севере — габбро-диориты и лабрадориты. В экзоконтактные кварцевые диориты проникают апофизы терехтигских основных пород.

7. Нижнехоптинские основные породы образуют разрозненные выходы среди плагиигранитов. Эти основные породы состоят главным образом из габбро, местами обогащенных рудным минералом. На контакте с плагиигранитами габбро превращены в меланократовые кварцевые диориты с гнездами горнблендита (размером от сантиметров до нескольких метров).

В телах габбро-диоритов, приуроченных к южному контакту Хоптинской интрузии кварцевых диоритов, встречаются шпильки пироксенитов, сложенных диааллагом с примесью энстатита, роговой обманки и плагноклаза.

Наконец, укажем, что в составе бреньских плагиигранитов в районе верхнего и среднего течения р. Брень изредка встречаются своеобразные диопсид-роговообманковые граниты с гранатом, находящиеся в большинстве случаев вблизи ксенолитов мрамора.

Из приведенного обзора видно, что основные интрузии Каа-Хем—Тапсинского района залегают в различной геологической обстановке и что в их составе принимают участие различные типы горных пород. При этом, как показало изучение шлифов, представители одной и той же группы

пород из разных массивов существенно не различаются между собой, отличаясь лишь в деталях. Поэтому в дальнейшем изложении мы выделяем отдельные группы пород по признаку их петрографического состава, оставливаясь на ведущих разновидностях.

С и е н и т ы — средне- и мелкозернистые (поперечник зерен 1—3 мм) — широко развиты в комплексе с монцонитами в составе Зубовской и Хоптинской интрузий. Структура пород аллотриоморфная, зерна имеют округлые контуры (табл. II, фиг. 7). Состав полевошпатовой части непостоянен: то преобладает микроклип, то олигоклаз; так же изменяется и состав цветной части, которая в одних случаях представлена только моноклинным пироксеном, в других — им же совместно с роговой обманкой, а в эндоконтактных разновидностях Хоптинской интрузии — гиперстеном и биотитом. Содержание цветных минералов в общем не велико, в пределах 10—15%. Плаггиоклаз образует относительно мелкие, удлиненные лейстовидные зерна, обычно имеющие полизональное строение (ядро — № 35—30, середина — № 30—25, края — № 20—15). Микроклип, перешетчатый или со слабо выраженным двойникованием, развит в округлых или таблитчатого характера зернах, свежих, прозрачных, в некоторых случаях пелитизированных. Пироксен типа диопсида представлен зеленоватой разновидностью, в мелких удлиненно-призматических зернах ($cNg = 41-42^\circ$), частью в сростаниях с замещающей его обыкновенной роговой обманкой ($cNg = 12-20^\circ$), плеохроирующей в зеленых тонах. Гиперстен встречается в мелких удлиненных зернах с резким плеохроизмом ($2V = 68^\circ$). Биотит дает яркокоричневые крупные листочки с неправильными контурами. В небольшом количестве (1—3%) иногда присутствует кварц. Акцессорные минералы — апатит, магнетит.

М о н ц о н и т ы Зубовской и Хоптинской интрузий — среднезернистые породы, с величиной зерна около 3 мм; в целом для них характерен гипабиссальный облик. Структура их монцонитовая с резко идиоморфным развитием лейстовидных кристаллов плаггиоклаза, включенных в крупные ксеноморфные образования микроклина. Иногда в расположении плаггиоклаза отмечается трахитоидность. Местами структура неустойчива и переходит в панидиоморфную. В составе пород принимают участие плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, пироксен и амфибол (последние находятся в переменных соотношениях); местами довольно значительного содержания достигает биотит.

Плаггиоклаз имеет зональное строение, с колебанием в составе от № 45 до № 25. Слабо сосюртитизирован. Калиевый полевой шпат в хоптинских монцонитах представлен груборешетчатым, свежим, прозрачным микроклином с тонкими вростками пертита и с участками, лишенными двойникования. В монцонитах Зубовской интрузии микроклип нерешетчатый, пелитизированный. Моноклинный пироксен типа диаллага, бесцветный или слабо зеленоватый, образует или параллельные сростания с обыкновенной роговой обманкой, или реликтовые участки среди зерен последней. Для роговой обманки Зубовской интрузии определены показатели преломления: $Ng = 1,676$; $Nm = 1,670$; $Np = 1,665$; $Ng - Np = 0,011$.

Биотит встречается в крупных, сильно хлоритизированных и эпидотизированных листочках. Цветные минералы обычно образуют скопления или же нарастают один на другой в обычном порядке реакционного ряда. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, сфен. Минералогический состав кварцевого монцонита, тесно связанного с монцонитами (Зубовская интрузия), оказался следующим (в объемн. %): кварц — 11,8, перешетчатый микроклип (ортоклаз?) — 38,1, плаггиоклаз — 41,9, роговая обманка — 13,3, моноклинный пироксен — 1,1, акцессорные минералы — 0,8.

Д и о р и т ы образуют группу разномзернистых пород с непостоянным содержанием главных породообразующих минералов — роговой

обманки и плагиоклаза. Среди них различаются собственно роговообманковые диориты, иногда с пироксеном и биотитом, и в различной степени измененные разновидности, содержащие кварц и обогащенные вторичными минералами: актинолитом, хлоритом, эпидотом, пренитом, развивающимися обычно по цветным минералам, реже — по плагиоклазу.

Роговообманковые диориты (от меланократовых до лейкократовых) входят в состав почти всех выходов основных пород. Структура диоритов гипидиоморфно-зернистая. Плагиоклаз sdвойникован по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. Состав его колеблется в пределах от № 55—50 в ядре до № 45—35 по краям. Обыкновенная роговая обманка плеохроитует по схеме: Ng — светложелтый, Nr — светложелтый; $cNg = 12-20^\circ$; $2V = -78-79^\circ$; показатели преломления (данные для Каахемской интрузии): $Ng = 1,658$; $Nm = 1,650$; $Nr = 1,638$; $Ng - Nr = 0,020$. Второстепенные минералы — реликтовый диопсид, биотит, акцессорные — магнетит, редко апатит, вторичные — серицит, хлорит.

Г а б б р о - д и о р и т ы — темносерые или черные массивные породы, преимущественно мелко- и среднезернистые, с величиной зерен от 1,5 до 2,5 мм, редко до 3,5 мм. Структура пород ближе к габбровой, часто неравномернозернистая, такситовая благодаря неравномерному распределению цветных минералов. Встречаются разновидности, переходные к панидиоморфно-зернистым. Более лейкократовые разновидности обычно сильно варьируют по величине зерна плагиоклаза; темноватые расположены в промежутках между последними. Отмечены случаи катаклаза с искривлением табличек плагиоклаза.

Габбро-диориты сложены примерно поровну амфиболом и плагиоклазом, с переменным участием второстепенных компонентов. Минералогический состав (в объеме, %) в одном случае (Терехтигская интрузия) оказался следующим: плагиоклаз (№ 55—50) — 49,8, пироксен — 15,2, амфибол — 32,7, кварц — 1,0, ортоклаз — 0,4, магнетит — 0,6, апатит — 0,3.

Плагиоклаз развит в табличатых зернах, большей частью зональных, с особенно резко выраженной зональностью у более мелких зерен. Ядро у плагиоклаза обычно более серицитизировано или пренитизировано. Состав колеблется от № 60 до № 35, в отдельных случаях ядро сложено битовнитом № 70—72. В одном шлифе (по углам в зоне симметрического погасания) плагиоклаз еще более основной: в ядре № 78, в краевой зоне № 42. Иногда присутствует широкая каемка альбита. Отмечаются случаи замещения лабрадора олигоклазом № 25—30. Моноклинный пироксен (бесцветный диаллаг) наблюдался в виде реликтов в амфиболе, образуя в нем мелкие удлиненные зерна. Последний дает широкие призматические зерна, нередко идиоморфные по отношению к плагиоклазу; принадлежит к обыкновенной роговой обманке ($cNg = 20-22^\circ$), встречаются частично обесцвеченные зерна. Светопреломление (для роговой обманки Хоптинской интрузии): $Ng = 1,662$, $Nm = 1,654$, $Nr = 1,646$; $Ng - Nr = 0,016$.

Мелкошестоватая или волокнистая роговая обманка, близкая к актинолиту, местами развивается по пироксену и первичному амфиболу. Отмечалась изредка и более темная, коричневая роговая обманка, типа базальтической. Второстепенные составные части: биотит в мельчайших листочках, кварц (до 1—3%), ортоклаз (тончайшие включения в плагиоклазе), апатит, магнетит (иногда в пегматондном срастании с амфиболом), пренит (гнезда, прожилки).

П л а г и о к л а з и т ы (анортозиты) — синевато-черные средне- и крупнозернистые породы, со средним размером зерен 3—5 мм. Они присутствуют обычно в ассоциации с габброидами, слагая среди последних довольно значительные участки (Терехтигская, Зубовская, Хоптинская

и Каахемская интрузии). По составу преобладающего минерала — плагиоклаза — можно выделить в рассматриваемой группе: олигоклазиты, лабрадориты и битовнититы; в остальном все эти породы близки друг другу (табл. II, фиг. 8). Структура плагиоклазитов гипидиоморфно-зернистая, часто с признаками протоклаза и явлениями грануляции; зерна плагиоклаза изогнуты и раздроблены по краям. Преобладают крупные (поперечник 1—2 мм), удлиненные кристаллы полисинтетически сдвойникового плагиоклаза. В промежутках между крупными кристаллами плагиоклаза расположены мелкие зерна цветных минералов. Зерна плагиоклаза, как правило, не зональны; состав их отвечает чаще всего лабрадору № 55—50—45, реже встречается плагиоклаз № 75—70—65 и в единичных случаях № 35—30. Изредка отмечаются мельчайшие антипертитовые вросстки ортоклаза. По зонам дробления в плагиоклазе наблюдается серицитизация. В случае несколько повышенного содержания цветных минералов (некоторые разновидности из Терехтиского массива) породы приближаются по составу к лейкократовому диориту. Помимо плагиоклаза, в плагиоклазитах присутствуют в небольшом количестве также хлоритизированный биотит, эпидот, клиноцоизит, моноклинный пироксен и ортоклаз; акцессорные минералы: циркон, магнетит, сфен и, в относительно крупных зернах (до 0,5 мм длиной), апатит.

Габбро представлены большей частью массивными среднезернистыми породами (0,5—3 мм) темносерой окраски (табл. II, фиг. 9). Породы этой группы слагают большую часть Хоптинского массива и встречаются также в составе других массивов, ассоциируя с диоритами, сиенитами и плагиоклазитами. Структура пород габбровая, обычно неравнозернистая, примерно с одинаковой степенью идиоморфизма у обоих главных компонентов — плагиоклаза и пироксена. Изредка наблюдалось ориентированное субпараллельное расположение удлиненных кристаллов плагиоклаза. Пироксен и плагиоклаз содержатся примерно в одинаковом количестве. В перенорменном количестве присутствуют также роговая обманка, биотит, магнетит, изредка кварц.

Плагиоклаз представлен лейстовидными кристаллами, то однородными — № 60—50, то со слабой зональностью — № 75—70 в ядре и № 60—50 в краевых частях. Определение на федоровском столике в одном случае дает $PNg=32^\circ$; $PNm=65^\circ$; $PNp=70^\circ$, что отвечает лабрадору № 60. Цветные минералы габбро — моноклинный пироксен и амфибол — по своим оптическим свойствам не постоянны в его разновидностях. Моноклинный пироксен — бесцветный или слабо зеленоватый, иногда с различной окраской центральной и периферической частей, не плеохроирует, $cNg = 40-42^\circ$ или $44-45^\circ$. По этим данным он был определен как диаллаг. Однако по показателям преломления (Терехтиская интрузия): $Ng = 1,688$, $Np = 1,654$, $Ng - Np = 0,024$ — он приближается к энстатит-авгиту. Пироксен часто имеет двойниковое строение и содержит тонкие вросстки вторичного коричневатого амфибола по спайности, сопровождаемые выделениями магнезита. Роговая обманка, кроме того, образует самостоятельные пластинчатые кристаллы с двойниками; обычно она светло-зеленая по Ng и светложелтая по Np; показатели преломления (Терехтиская интрузия): $Ng = 1,685$, $Np = 1,672$, $Ng - Np = 0,013$; $cNg = 15-18^\circ$.

Наряду с рассмотренными двумя типами роговой обманки присутствует нередко тонковолокнистая ее разновидность, близкая к актинолиту и развитая на стыках крупных зерен. Биотит часто развит в виде неправильных листочков в интерстициях, нередко совместно с кварцем. Местами (Нижне-Хоптинский массив) довольно значительно содержание рудного минерала (магнетита?, 0,7 мм в поперечнике) сидеронитовой структуры.

Габбро-ориты — черные, массивные, неравнозернистые породы (величина зерен 1—3 мм) — встречаются в Байнгольском

массиве. Они отличаются от габбро присутствием, наряду с диопсидом, примерно в тех же количествах, ромбического пироксена типа гиперстена, в крупных зернах, с характерным отчетливым плеохроизмом: N_p — розоватый, N_g — зеленоватый. Угол $2V = -66^\circ$, что отвечает 36—38% содержания молекулы $FeSiO_3$. Другой особенностью этих пород является более основной состав плагиоклаза (битовнит № 75). Встречены также магнетит и серпентин.

Перидотиты развиты в тесной ассоциации с габбро-норитами. Они представлены черными, плотными среднезернистыми породами (средний размер зерен оливина 3—4 мм). Содержание оливина в них достигает 65—75%. Оливин образует округлые или изометрические зерна, частично (а в некоторых случаях и полностью) замещенные петельчатым серпентином; показатели преломления: $N_g = 1,695$, $N_p = 1,658$, $N_g - N_p = 0,037$, что дает состав хризолита с 12% молекулы Mg_2SiO_4 . В промежутках между зернами оливина расположены мелкие выделения сильно измененного моноклинного пироксена. Тонкие прожилки минерала группы серпентина в зернах оливина сопровождаются точечными выделениями магнетита и хлорита (табл. II, фиг. 10).

Горнблендиты входят в состав Нижне-Хоптинской интрузии, где сопровождают габбро и диориты. Это синевато-черные, массивные крупнозернистые породы, с величиной зерен до 1 см. Под микроскопом они образуют почти сплошной агрегат беспорядочно расположенных зерен амфибола пойкилитовой структуры. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой с обычным характером плеохроизма. Зерна ее в участках, соприкасающихся с хлоритом, почти не обнаруживают плеохроизма. Роговая обманка содержит многочисленные пойкилитовые включения плагиоклаза и, изредка, кварца (табл. II, фиг. 11).

Пироксениты образуют шпировые обособления в габбро-диоритах. По внешнему виду они представлены черными, с массивной текстурой, плотными неравномернозернистыми породами с колебаниями размеров зерен пироксена в пределах 0,3—2 мм. Форма зерен пироксена изометрическая; идиоморфные очертания ему не свойственны. Породы на 85—90% состоят из бесцветного моноклинного пироксена типа диаллага с углом погасания $cN_g = 43-44^\circ$, $2V = +54, +56^\circ$. Характерны тончайшие, ситовидно расположенные пойкилитовые включения роговой обманки и кварца. В подчиненном количестве присутствуют: энстатит, коричневая роговая обманка и плагиоклаз. Последний по составу принадлежит андезин-лабрадору и образует многочисленные зерна как в промежуточной массе, так и в пироксене. Зерна кварца — малого размера. В небольшом количестве присутствуют мелкие неправильные зерна титаномagnetита.

Заканчивая описание основных и ультраосновных пород изученного района следует подчеркнуть, с одной стороны, широкое развитие габбро, габбро-диоритов, диоритов, сиенитов и горнблендитов, дающих разнообразные взаимные переходы, наряду с незначительным распространением габбро-норитов, перидотитов и пироксенитов, а с другой — большую роль явлений ассимиляции и гибридизма в образовании таких пород, как сиениты, монцониты, кварцевые диориты, кварцевые и амфиболовые габбро и, наконец, горнблендиты.

5. Жильные породы

Довольно разнообразные по составу и структуре жильные породы в пределах описываемого района широко распространены. Наиболее часто они встречаются на территории развития Байсутской и Хоптинской интрузий кварцевых диоритов, в меньшей степени — среди пород эффузивно-туфогенной и метаморфической толщ и лишь в единичных случаях — на

площадах, занятых бреньскими плагиогранитами и основными породами. Среди жильных образований района встречаются представители кислого ряда — аплиты и лейкократовые граниты, среднего ряда — альбитофиры, диоритовые и плагиоклазовые порфириды и микродиориты, а также основного ряда — габбро-диориты, бербахиты, палеобазальты. Все эти породы нередко образуют жильные поля (например, в районе р. Суруг-Хема), в которых дайки, простирающиеся более или менее одинаково, составляют до 25—40% от общей массы горных пород. Мощность даек различна — обычно от 20—50 см до 2—4 м, причем наиболее маломощными чаще бывают дайки аплита и лейкократового гранита. Наибольшая протяженность (0,5 км) отмечена у дайки альбитофира в районе р. Суруг-Хема. Ниже приводим краткое описание пород дайковой формации в установленном порядке: от более кислых к более основным.

А п л и т ы — розовые среднезернистые (0,3—0,5 мм) породы с массивной аплитовидной структурой, на фоне которой замечается некоторый параллелизм листочков мусковита и редкого биотита. Главными породообразующими минералами являются кварц и олигоклаз (№ 8—10—12), присутствующие в породе примерно в равных количествах. Из второстепенных, кроме мусковита и биотита, наблюдается небольшое количество ортоклаза.

Л е й к о к р а т о в ы е г р а н и т ы — розовые среднезернистые (0,5—0,8 мм), существенно лейкократовые породы, то массивного, то порфировидного сложения за счет крупных выделений ортоклаза. Структура гипидиоморфно-зернистая. Кварц — главный породообразующий минерал. Ортоклаз в этих породах преобладает над олигоклазом (в одном случае плагиоклаз зональный: ядро — № 25, края — № 15). В качестве второстепенных иногда присутствуют единичные зерна биотита, хлоритизированной роговой обманки, а из аксессуарных — апатит и магнетит.

А л ь б и т о ф и р ы — желтовато-серые плотные, с мелкими вкрапленниками, породы. Вкрапленники принадлежат альбиту, обычно сильно серицитизированному и пелитизированному; длина вкрапленников до 2—3 мм. Основная масса имеет трахитоидную структуру; она сложена преимущественно из микролитов плагиоклаза до 0,3 мм длиной, в промежутках между которыми присутствуют тончайшие выделения кварца, ортоклаза и тонко распыленного рудного вещества. В небольшом количестве присутствуют также хлорит-эпидотовые псевдоморфозы по кристаллам амфибола, хлоритизированный биотит, апатит, магнетит.

П л а г и о к л а з о в ы е п о р ф и р и т ы — темнозеленые плотные порфировидные породы с белыми полевошпатовыми вкрапленниками длиной до 1,5 мм. Вкрапленники сложены ортоклазом или андезином № 35—40, обычно сильно измененным, хлоритизированным и серицитизированным, частью сплошь замещенным агрегатом зернышек эпидота и клиноцоизита. Основная масса имеет тот же характер, что и в диоритовых порфиридах, отличаясь пониженным содержанием микролитов роговой обманки. Микролиты принадлежат преимущественно зональным плагиоклазам, в промежутках между которыми присутствуют мелкие выделения хлорита, кварца, пренита, рудных минералов. Структура основной массы местами трахитоидная.

Д и о р и т о в ы е п о р ф и р и т ы — темносеровато-зеленые плотные породы с отчетливой порфировой текстурой. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу и амфиболу; длина их около 3 мм. Основная масса пород имеет панидиоморфно-зернистую структуру и по своему облику близка к микродиоритам. Вкрапленники, так же как микролиты плагиоклаза, образованы преимущественно альбит-олигоклазом. Последний в ядре иногда сложен андезином. Амфибол развит главным образом в основной массе, принадлежит к типу обыкновенной роговой обманки.

В основной массе, образованной плагиоклазом и роговой обманкой, в перемешанном количестве присутствуют: ортоклаз (местами его довольно много), кварц, хлоритизированный биотит, реликты моноклинового пироксена, апатит, эпидот и анальцит.

Микродиориты — зеленовато-серые плотные породы. Структура панидиоморфно-зернистая; характерен игольчато-призматический габитус роговой обманки и лейстовидная форма плагиоклаза; длина зерен обоих минералов 0,3—0,7 мм, изредка достигает 1,5 мм. Плагиоклаз обычно представлен альбитизированным зональным андезином, а в некоторых случаях — лабрадором. Изредка можно наблюдать тонкие каемки ортоклаза вокруг плагиоклаза. Амфибол представлен слабо окрашенным актинолитом; изредка наблюдаются реликты моноклинового пироксена. Второстепенные составные части: биотит, кварц, калиевый полевой шпат (часто в микрогранофировом срастании с кварцем); вторичные: эпидот, цоизит, хлорит; акцессорные: апатит, сфен, магнетит; количество последнего достигает иногда 10—12%.

Габбро-диориты — темнозеленые плотные породы с офитовой, отчасти порфировидной структурой вследствие присутствия более крупных выделений, длиной до 2 мм, на фоне мелкозернистой офитовой массы с размером зерен до 0,5 мм. Состоит из лейст альбитизированного и сосюритизированного плагиоклаза и изометрических зерен бесцветного моноклинового пироксена, группирующихся вокруг зерен плагиоклаза. В небольшом количестве присутствуют крупные округлые зерна измененного оливина, замещенного идингситом и серпентином. Присутствуют также магнетит, эпидот и в небольшом количестве, в отдельных участках, анальцит.

Бербахиты (микрогаббро) — темнозеленые плотные породы. Структура паналлотриоморфная, иногда трахитоидная с субпараллельным расположением лейстовидных зерен плагиоклаза. Размер зерен до 1—1,5 мм (табл. II, фиг. 12). В составе преобладает плагиоклаз в изометрических или столбчатых зернах, альбитизированных, изредка зерна реликтами зонального лабрадора. В промежутках между зернами плагиоклаза рассеяны мелкие выделения бесцветного моноклинового пироксена, изредка гиперстена, тонкоагрегатного актинолита, хлорита и акцессорных минералов — магнетита и апатита.

Палеобазальты — порода, состоящая из плотной массы интерсертальной структуры с включениями редких и мелких порфировых выделений, до 1,5 мм в ширину, представленных идингситовыми псевдоморфозами по оливину и, в меньшем количестве, слабо зональным лабрадором. Основная масса сложена из микролитов альбитизированного плагиоклаза, более редких — моноклинового пироксена; в промежутках — хлорит, магнетит, эпидот, кальцит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим некоторые общие особенности интрузивной деятельности в описываемом районе Центральной Тувы. Из интрузивных пород наибольшим развитием пользуются гранитоиды — кварцевые диориты и плагиограниты. Из них первые — более древние. Основные (и ультраосновные) породы весьма разнообразны, но в количественном отношении они резко уступают гранитоидам. Основные породы слагают небольшие массивы неоднородного состава и по времени своего образования в большинстве случаев моложе обеих гранитных интрузий. Многие интрузии основных пород и отчасти кварцевые диориты, а также плагиограниты в зонах контактов несут признаки взаимодействия (ассимиляция, гибридизм) с окружающими их породами. Жильные породы типа аплитов и лей-

кократовых гранитов, видимо, являются дериватами кварцевых диоритов, так как не встречены в плагииогранитах и основных породах. Жильные породы среднего и основного состава, вероятно, моложе или одновременны с интрузиями основных пород.

При дальнейшем изучении магматических пород района, с нашей точки зрения, в первую очередь должно быть обращено внимание на явления взаимодействия различных комплексов пород и на характер перехода между разновидностями в пределах каждого из массивов, с целью дополнения и уточнения намеченных нами закономерностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Плагноклазиты (трондьемиты) Кара-Кема. В сб.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Горшков Г. С. Об архейских интрузиях Алданской плиты.— Докл. Акад. Наук СССР, 1946, 54, № 6.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, вып. 6. Изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- Еремеев В. П. Интрузии центральной части Тувы и связанные с ними контактные процессы.— Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 107, петрогр. серия, № 31.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. Акад. Наук СССР, 1950.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы.— Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Кузнецов В. А. и Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении.— Докл. Акад. Наук СССР, 1949, 65, № 1.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы.— Тр. Монг. комиссии, 1938, № 26.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945—1946 гг.— Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Лучицкий В. И. Петрография, 1932.
- Маслов В. П. О составе кембрийских отложений Центральной Тувы.— Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Пинус Г. В. Ультраосновные породы юго-восточного склона Западного Саяна.— Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 72, № 5.
- Hausen H. The upper Jenissei drainage area. Acta geographica, 1927, № 1.
-

Т а б л и ц а I

Детали микроструктур плагиогранитов

- Фиг. 1. Шлиф 1275/2, ув. 20, николи +. Порфировидная структура с микрогранофировой основной массой.
- Фиг. 2. Шлиф 1255/4, ув. 20, николи +. Гипидиоморфно-зернистая структура с проявлением лучистого расположения кристаллов плагиоклаза.
- Фиг. 3. Шлиф 1275/1, ув. 46, николи +. Радиально-лучистое срастание лейст плагиоклаза. Видно увеличение размеров лейст по мере удаления от центра.

Детали микроструктур кварцевых диоритов

- Фиг. 4. Шлиф 1001/2, ув. 35, николи +. Псевдомонцитная структура, ксеноморфизм ортоклаза (1) к плагиоклазу (2) и роговой обманке (3); плагиоклаз серицитизирован.
- Фиг. 5. Шлиф 1686, ув. 20, николи +. Гипидиоморфно-зернистая структура. Серицитизированный в ядре плагиоклаз (1) с оторочкой более кислого состава. Биотит (2) ксеноморфен к плагиоклазу и идиоморфен к кварцу (3).
- Фиг. 6. Шлиф 1671, ув. 35, без анализатора. Скопление темноцветных и акцессорных минералов. Видно более позднее образование акцессорных апатита (1) и магнетита (2) относительно диопсида (3) и нарастающих на него роговой обманки (4) и биотита (5).
-



1



4



2



5



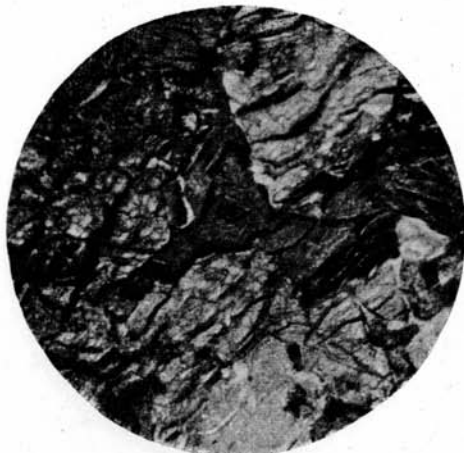
3



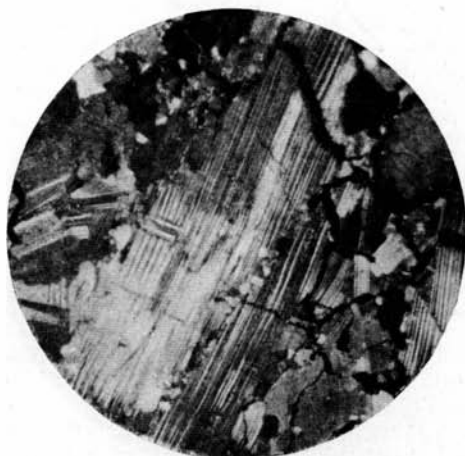
6



7



10



8



11



9



12

Т а б л и ц а П

Детали микроструктур средних, основных и ультраосновных пород

- Фиг. 7. Шлиф 1098/4. Сиенит. Ув. 10, николи +. Преобладает неравномернoзернистый агрегат из зерен микроклина. В левой нижней части снимка видны зерна пироксена.
- Фиг. 8. Шлиф 1387/8. Плагноклазит. Ув. 10, николи +. Хорошо выступают протоклаз и катаклаз у зерен плагноклаза.
- Фиг. 9. Шлиф 1516/1. Габбро. Ув. 10, николи +. Видно прорастание пироксена амфиболом.
- Фиг. 10. Шлиф 1619. Перидотит. Ув. 10, николи +.
- Фиг. 11. Шлиф 1519/2. Горнблендит. Ув. 10, николи +. Видна ситовидная структура крупных зерен роговой обманки.
- Фиг. 12. Шлиф 1027/3. Бербахит. Ув. 20, николи +. Видна трахитоидная структура.
-

СОДЕРЖАНИЕ

В. И. Гоньшак ова. О траппах Ангаро-Илимского района (юго-западная часть Сибирской платформы)	3
В. И. Гоньшак ова. Эффузивные породы нижнего палеозоя района хребта Чингиз	28
Е. А. Кузнецов и А. Д. Зиновкин. Геологическое и петрографическое исследование Сысертского гранитного массива	55
Е. А. Кузнецов. К вопросу о петротектонике щелочных пород восточного склона Урала	142
Е. Д. Белякина. Химико-минералогическое исследование калинатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья	185
А. П. Лебедев и И. В. Гинзбург. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части Центральной Тувы	223

16 р. 35 к.