

საქართველოს  
გეოლოგიური ინსტიტუტის  
ბ რ ა მ ბ ე ე

BULLETIN DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE  
DE GÉORGIE

ტომი III  
Vol. III

ნაკვ. 4  
Fasc. 4

361—480 გვ., 24 ტაბულა და 26 სურათი  
ტექსტი

თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიური ინსტიტუტის გამოსცემა

გამომცემლობა „ტექნიკა და შრომა“  
თბილისი 1938 TBILISSI

БЮЛЛЕТЕНЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ГРУЗИИ

Том III

Вып. 4

П Т О П У Р И А

РКВИЙСКИЙ ИНТРУЗИВ  
ПОРФИРОВИДНОГО ГРАНИТА  
В ДЗИРУЛЬСКОМ МАССИВЕ

BULLETIN DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE GÉORGIE

P. T H O P U R I A

PORPHYRY-LIKE GRANITE INTRUSION  
OF RKVIA IN THE DZIROULA MASSIF

ИЗДАТЕЛЬСТВО „ТЕХНИКА ДА ШРОМА“

ТБИЛИСИ

1938

T B I L I S S I

საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის ბულეტენი

ტომი III

ნაკვ. 4

პ. თოფურია

რკვიის პორფირისებური გრანიტის  
ინტრუზივი ძირულის მასივში

განმომცემლობა „ტექნიკა და შრომა“

თბილისი

1938

T B I L I S S I

## Введение.

В течение трех последних лет я имел возможность работать под руководством проф. А. А. Твалчрелидзе в северо-западной части Дзирульского кристаллического массива. Во время этой работы был обнаружен довольно крупный гранитовый интрузив. Изучение его, а также его производных и контактовых изменений, вызываемых им в окружающих породах, было поручено мне. Предлагаемая работа отнюдь не претендует на исчерпывающее освещение этой темы. Ряд проблем, которые возникают в связи с изучением интрузива, могут быть разрешены только в результате изучения всего Дзирульского массива.

Пользуюсь случаем выразить благодарность проф. А. А. Твалчрелидзе, проф. Г. М. Смирнову и проф. Д. С. Белянкину за неоднократные советы и указания при составлении настоящей работы \*).

### I. Обзор докембрийских образований Дзирульского массива.

Под Дзирульским массивом понимают область Грузинской ССР, которая ограничена с юга Ахалцихско-Имеретинской горной цепью, а с севера Накеральским и Юго-Осетинским хребтами. Восточная его граница проходит несколько восточней Сурамского хребта. С запада же, примерно на меридиане южного отрога Накеральского хребта Цители-Мта, она граничит с Колхидской низменностью.

Географические координаты Дзирульского массива следующие:

60° 40' и 61° 21' восточной долготы и  
42° 17' и 41° 58' северной широты.

\*) Настоящая работа в мае 1938 г. защищена в качестве кандидатской диссертации в Тбилиском им. Сталина Государственном Университете.

Большая часть Дзирульского массива расположена к западу от Сурамского хребта и слагает область бассейнов р. Дзирулы, правых притоков р. Чхеримелы и частично р. Квирилы. Меньшая часть обнажена в Восточной Грузии в бассейнах левых притоков р. Куры, р.р. Лопанис-Цхали и Черат-Хеви. В административном отношении Дзирульский массив входит в состав Зестафонского, Харагоульского, Чиатурского и Хашурского районов Грузинской ССР.

Дзирульский массив является приподнятой частью грузинской кристаллической глыбы. А. И. Джанелидзе (20) показал молодой возраст этого поднятия.

Возраст кристаллических пород Дзирульского массива (за исключением неинтрузий) работами П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе (13,14) устанавливается, как более древний, чем нижний лейас.

Наиболее древние породы представлены кристаллическими сланцами. Среди последних главная роль принадлежит слюдяным сланцам. Роговообманковые и слюдяно-роговообманковые сланцы имеют подчиненное развитие. Названные ме-

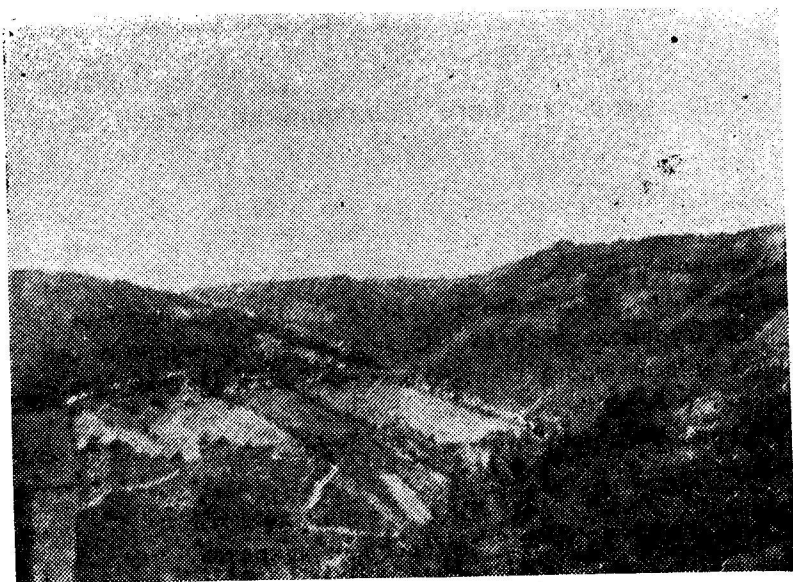


Рис. 1. Характер рельефа Дзирульского массива. Сел. Шроша.

таморфические породы исследователи Дзирульского массива склонны считать за докембрийские образования (13,14,32). Основанием для этого является их большая степень метаморфизма по сравнению с филлитами. Возраст же филлитов работами Барсанова и Флоренского (1,40) устанавливается, как ниже-кембрийский.

Древнейшие плутонические породы в Дзирульском массиве представлены кварцевыми диоритами. Эти породы, согласно исследованиям Дзирульской экспедиции Геологического Института Грузии, в сев. западной части массива залегают среди кристаллических сланцев в виде дайкообразных тел больших размеров. Одно время их возраст принимался за докембрийский. Сейчас же их склонны считать за образования более молодые, чем нижний кембрий. Т. Казахавили (34–35) в кварцевых диоритах были найдены ксенолиты филлита. К тому же заключению приходит Соловьев (36) для серых «докембрийских» гранитов Главного хребта. Н. Татришвили (38), производившая летом 1936 г. исследование в Каробском районе, также указывает на палеозойский возраст серых гранитов.

Эруптивные образования моложе кварцевых диоритов, согласно исследованию ряда лиц (13, 32, 34), представлены основными породами. Габбровые интрузивы в кварцевых диоритах картируются в виде тел с эллипсоидальными контурами, что позволяет приписывать им дайкообразную или штокообразную форму залегания. Большей частью это не крупные тела. Наиболее крупным, судя по площади выхода, является габбровый интрузив, обнажающийся у сел. Шроша. По минералогическому составу эти породы определяются, как биотито-роговообманковые (иногда кварцевые) габбро-диориты (39).

Следует однако отметить, что кроме этих более молодых основных пород, в Дзирульском массиве может быть еще и древние. За остатки таковых можно считать ксенолиты основных пород, большей частью амфиболитов, в кварцевых диоритах. К сожалению, изучение этих пород не закончено и пока нет возможности решить будут ли это остатки именованных изверженных, или наоборот, осадочных пород. Раз-

решением этого вопроса в настоящее время занимается Г. М. Смирнов в Геологическом Институте Грузии.

Наиболее молодая домезозойская эруптивная фаза представлена частью розовыми, частью серыми и белыми биотитовыми гранитами и розовыми аляскитами. Эти породы до последнего времени именуется эопалеозойскими розовыми гранитами. Слагают они то крутопадающие дайкообразные (Рквийский интрузив), то, по Г. Смирнову (32), хонолитовые тела. Нам кажется, что мало оснований говорить об их эопалеозойском возрасте. Достоверно известно только то, что эти породы моложе нижнего палеозоя и древнее нижнего лейаса.

В предлагаемой работе описывается один из интрузивов этих пород—Рквийский интрузив. Последний является наиболее крупным телом среди гранитных интрузивов и на его примере могут быть разрешены некоторые вопросы, возникающие в связи с изучением Дзирульского массива.

## II. Рквийский гранитовый интрузив.

Район развития интрузива можно ограничить с севера и с юга соответственно параллелями  $42^{\circ} 16'$  и  $42^{\circ} 12' 25''$  и с запада и востока меридианами  $60^{\circ} 45'$  и  $60^{\circ} 58'$ .

Морфологически он ничем не отличается от остальных частей Дзирульского массива. В основном это тоже плоскогорье, пересеченное рядом глубоких (до 300 м. глубины) ущелий рек (рис. 1). Из них самая большая р. Квирила течет в СВ-ЮЗ направлении, давая при этом прекрасные обнажения, как самого интрузивного тела, так и его контактного ореола. В районе развития интрузива в нее впадают справа р. Кацхура, слева р.р. Садзелело и Сатопела. Другой большой рекой района, которая, аналогично р. Квириле, дает полный разрез интрузии, является р. Буджа с притоками Гвители, Шаврана и Земо-Шаврана.

### К геологии района развития интрузива.

•Перед тем как перейти к намеченной теме, коротко коснемся геологии района развития интрузива.

Древнейшая постпалеозойская формация представлена эффузивными представителями гранитовой магмы. Породы эти выступают из-под покрова меловых отложений по р. Квириле (между ст. Салисти и Чиатура) и по р. Садзелело. Представлены они кварцевыми порфирами и кварцевыми альбито-



Рис. 2. Характер ущелий рек Дзирульского массива. Река Садзелело.

фирами, чаще фиолетового, розового и, реже серого цвета. Наряду с лавовыми образованиями, которые нередко характеризуются типичной для таковых столбчатой отдельностью (Садзелело), в толще описываемых пород часто наблюдаются обломочные образования. Среди последних наряду с туфо-

брекчиями широкое развитие, повидимому, имеют туфовые и брекчиевые лавы. Эти породы залегают как на Рквийских гранитах, так и на контактовом ореоле их (см. карту). Это указывает на то, что до извержения данного вулканического комплекса происходил интенсивный размыв Дзирульского массива, в результате чего описываемый гранитный интрузив был обнажен.

Возраст описываемой толщи пород в исследованной части достоверно определяется только как до-байосский. По р. Буджа, выше сел. Квацixe, в конгломератовых прослоях байосской порфиритовой серии, наряду с гранитным обломочным материалом, нами были найдены окатанные куски туфовой лавы, которые вполне аналогичны таковым, обнажающимся по р. Квириле.

Вулканическая формация до-байосского возраста в Зап. Грузии описана П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе (13) под названием нижних туфитов. Развиты эти породы у сел. Мартотубани, где их возраст названными авторами определен как ниже-лейасовый или верхне-триасовый, ввиду трансгрессивного залегания на них ниже-лейасовых кварцевых песчаников. Хотя мартотубанские туфиты представлены в главнейшем порфиристыми породами, нам кажется все же возможным синхронизировать с ними описываемый кварцпорфировый эффузив. Принадлежа к одному вулканическому циклу, кварцпорфиристые образования, повидимому, все же являются относительно более поздними. В порфиристых нижних туфитах нами была найдена дайка альбитизированного кварцевого порфирита (в  $\frac{1}{2}$  км. выше ст. Мартотубани по р. Квириле). Образования моложе нижнего лейаса представлены красными мраморовидными известняками, которые выступают у сел. Кацхи. Они, а также литологически аналогичные им известняки из других районов Дзирульского массива (Шроша, Убиса, Бжиневи, Сакасрия), исследованиями П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе (13, 14), на основании наличия в них богатой фауны Amaltheus-ов датируются, как среднелейасовые.

Образования моложе лейаса в исследованной части представлены порфиристыми породами. В сложении этой серии пород, которая в Западной Грузии впервые была выделена

А. Джанелидзе (1,9), принимают участие различные порфириты: роговообманковые, авгитовые и др., встречающиеся в виде покровов даек, межпластовых интрузий, а также туфовые и туфогенные образования. Работами А. Джанелидзе, И. Кахадзе (25) и П. Гамкрелидзе (14), возраст рассматриваемых пород датируется как байосский.

На байосской порфиритовой серии трансгрессивно лежит нижний мел, который аналогичен таковому из других частей Дзирульского массива. Начинается нижний мел базальным конгломератом, который выше при посредстве песчаников переходит в желтоватые и желтовато-розоватые кристаллические известняки (нижний неоком). Местами были отмечены и известняки с Requienia (баррем). Нижний мел в рассматриваемом районе выступает кое-где между порфиритовой серией и верхним мелом и имеет ограниченное распространение, частично ввиду трансгрессивного залегания последнего, а также, повидимому, в связи с тектоническими причинами.

Все вышеописанные формации трансгрессивно (с большим угловым несогласием) перекрываются верхне-меловыми осадками. Последние в исследованном районе везде начинаются конгломератом, обычно небольшой и колеблющейся мощности. Конгломерат содержит окатанные гальки как пород массива, так и вышеописанных формаций. За конгломератом следует небольшой мощности, частью известковистый и иногда глауконитовый песчаник. На песчаниках залегают тонкослоистые, большей частью розовые, реже серые известняки с прослоями и конкрециями розового кремня. Известняки эти выше сменяются серыми и белыми мергелистыми известняками (для которых также характерны кремневые прослои и конкреции) и массивными кремнистыми известняками.

Верхнемеловой (турон, сенон) возраст указанных отложений фаунистически устанавливается благодаря находке в них представителей родов Micraster, Ananchytes, Inoceramus, Belemnitella и др. (13). В. В. Богачев (12) в низах описываемой толщи отмечает элементы сеномана. На наличие последнего косвенно указывает также глауконитовый характер песчаников, следующих за базальным конгломератом. Как известно, в Зап. Грузии сеноман известен в фации глауконитовых песчаников.

Верхнемеловые отложения частично перекрывают Рквийский гранитовый интрузив. Залегают они сравнительно спокойно, с общим, почти северным падением в 10—12°.

В полосе между порфиритовой серией и кристаллическим массивом верхнемеловые отложения сравнительно сильно дислоцированы и образуют синклинальную складку с пологим южным и с крутым, а иногда и опрокинутым северным крылом. Движения, обусловившие появление этой складки, повидимому, очень молодые, т. к. вместе с мелом в них принимает участие и миоцен.

На всех вышеупомянутых формациях трансгрессивно с большим угловым несогласием лежат миоценовые отложения. Так же, как в других частях Дзирульского массива, миоцен начинается базальным конгломератом, в котором наблюдается большое количество кварцевых галек. За последними следуют кварцевые песчаники, которые относят к чокраку (14), и дальше спаниодонтеловые слои. Миоцен большей частью залегают почти горизонтально.

Явления пликативной дислокации вкратце были освещены при описании отдельных формаций. Из дизъюнктивных отметим:

1) Взброс, проходящий в 1 км. ниже ст. Салиети, СВ-ЮЗ простирания. 2) Небольшой взброс, проходящий несколько выше ст. Салиети. Он имеет, примерно, такое же простирание, как и предыдущий. Эти две тектонические линии отмечены в работе П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе (13). 3) Кроме того, северный контакт порфиридных гранитов с кварцевыми диоритами, повидимому, тектонический. В этой полосе порфиридные граниты, повидимому, надвинуты на свой контактовый ореол, ввиду чего последний местами вовсе отсутствует. Наличие тектонического соприкосновения подтверждается также милонитизированностью приконтактной зоны. Кроме того, отмечено еще несколько небольших нарушений. Амплитуды перечисленных перемещений неизвестны, ввиду отсутствия соответствующих маркирующих горизонтов. Однако, максимума эти амплитуды достигают, примерно, в центральной части описываемого интрузива. К востоку и западу перемещения сходят на нет.

Рквийский интрузив хорошо обнажен по р. р. Квирила, Бужа и их притокам и сечет кварцевые диориты, которые, как известно, в основном образуют Дзирульский массив. На поверхности он обнажается в виде удлиненного в широтном направлении тела. Площадь, занимаемая им, около 75 кв. км. Длина—15 км. Максимальная ширина—6—6,5 км. Наиболее широк интрузив в западной части.

С описываемым интрузивом геологически связан ряд жильных образований—жильные граниты, аплиты и пегматиты. Сам интрузив до некоторой степени проявляет неоднородность. Кроме того он вызывает контактовые явления в прорванных им кварцевых диоритах. Соответственно со сказанным, описание будет произведено в следующем порядке:

центральная часть интрузива,  
периферические части интрузива,  
жильные дериваты,  
контакты.

### 1. Центральная часть интрузива.

В основном интрузив сложен гранитами белого (серого) и розового цвета, с порфирированными, иногда довольно крупных размеров, выделениями K-Na полевого шпата и с ясно выступающими на белом или розовом фоне округлыми, крупными, 3-4 мм в диам., зернами кварца. Цветная составная часть всегда биотит, который иногда замещается мусковитом. Нет никаких оснований считать серые и розовые разновидности за два различных по возрасту образования. Эти породы уже макроскопически—структурно и по минералогическому составу, настолько схожи, что не оставляют сомнения в принадлежности их к одной и той же интрузии. Между ними в поле наблюдались вполне постепенные переходы, причем заметилась и некоторая закономерность в распределении розовых и серых участков в интрузиве. Обычно ближе к краям интрузива можно выделить более или менее широкую полосу розового гранита, по направлению же к центру в них постепенно начинают появляться участки серого гранита, сперва меньших размеров и в меньшем количестве, и затем, постепенно увеличиваясь в размерах, в центральной части оба ти-

па гранитов развиты одинаково. Такое распределение хорошо видно в более широкой части интрузива — в разрезах по р.р. Квирила, Буджа, Шаврана. В восточной же, более узкой части, гранит обычно розовый.

В минералогическом составе этих пород принимают участие следующие минералы: кварц, плагиоклаз, микроклин-пертит, биотит и мусковит. Из второстепенных составных частей присутствуют апатит, циркон, немного сфена и магнетита. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, мусковитом, пелитовым веществом и, реже, эпидотом и кальцитом.

Структура описываемых пород гипидиоморфнозернистая (рис. 3 и 4). Порядок выделения минералов, несмотря на ясно идиоморфные кристаллы калишпата, как на это указывал еще Д. Белянкин (3), все-же нормальный, так как в фенокристаллах калишпата нередко наблюдаются идиоморфные включения плагиоклаза.



Рис. 3. Микроструктура основной массы порфирированного гранита.



Рис. 4. Микроструктура основной массы порфирированного гранита.

Плагиоклаз образует довольно крупные зерна размером в среднем  $1 \times 0,7$ ,  $0,7 \times 0,7$  мм. (Отдельные зерна нередко достигают  $1,4 \times 2$  мм.). В виде более мелких образований встречается включенным в калинатровый полевой шпат.

Обычно всегда обнаруживает намеки на идиоморфизм и всегда в большей степени, чем микроклин и кварц. Последние нередко как бы резорбируют плагиоклаз. Чаще полисинтетически сдвойникован. Нередко обнаруживает зональное строение.

Состав плагиоклаза, как то видно из таблицы № 1, колеблется в довольно широких пределах. Об этих колебаниях состава следует отметить следующее: наиболее основные разновидности плагиоклазов (№ 29—34) были встречены только в образцах, отобранных в центральной части интрузии (образцы №№ P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub>, P<sub>4</sub>)\*. При этом андезин все же чаще можно констатировать в разновидностях порфирированного гранита серого цвета. По преломлению

$$n_g = 1.546 \pm 0.002$$

$$n_p = 1.539 \pm 0.002$$

Таблица № 1.

№ образца	B <sub>12</sub>			2V	Уг. пог. $\perp$ PM	№ плагио-клаза	Закон двойникования	Примечания
	ng	nm	np					
P <sub>1</sub>	86°	63°	27.5°	+ 80° - 86°		33.5 16	$\perp$ [001]    (010) $\perp$ [001]    (010)	Ядро Периф.
	87°	75°	15°					
P <sub>2</sub>	10°	87°	89°	- 80°	7° 0° 12° 0	31 25 20 29 0	Альбитовый	Ядро Периф. Ядро Периф.
P <sub>3</sub> P <sub>4</sub>	86°	65°	25°	- 82° - 81°		3 12 12	$\perp$ [001]    (010) Карлсб. Альбит.	
	84°	10°	84°					
	10°	80°	88.5°					
112	85.5°	86.5°	90°			18 15 5	Альбит. Карлсб. (100)	
	80°	22°	69°					
	88°	70°	20°					
103	85.5°	82°	89.5°	- 85°		10 14	Альбит. Альбит.	
	8°	85°	83°					
440	8°	83°	90°			12	Альбит.	
405	78°	23°	72°	- 88°		13 16	Карлсб. Карлсб.	
	87°	14°	76°					

\*) Описанные в настоящей работе образцы хранятся в петрографическом музее кафедры Минералогии и Петрографии Тбилисского им. Сталина Государственного Университета.



главная масса плагиоклаза серого порфирированного гранита определяется, как олигоклаз № 20. Однако, как показывают измерения его на Федоровском столике (№№ P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>), наряду с олигоклазом присутствуют еще №№ 31, 29, 25. Кроме того, зерна, обладающие составом андезина, нередко бывают окружены каемкой из более кислого плагиоклаза. Состав плагиоклаза этих каемок колеблется в довольно широких пределах, от № 20 до альбита. Плагиоклаз серого порфирированного гранита, вообще говоря, заметно затронут процессами пелитизации и серицитизации. Однако, сплошь да рядом встречаются почти совершенно свежие зерна. В таких случаях зональность хорошо видна.

Розовые разновидности гранитов отличаются от серых тем, что здесь наряду с андезином, который характеризуется относительной свежестью, в большом количестве, в большем, чем это наблюдается в порфирированных гранитах серого цвета, присутствуют еще интенсивно серицитизированные и пелитизированные зерна плагиоклазов. Преломление этих зерен, измеренное иммерсионным методом, оказалось равным

$$n_g = 1.539 \pm 0.002$$

$$n_p = 1.526 \pm 0.002,$$

что соответствует альбиту.

Таким образом, плагиоклаз центральной части интрузии можно охарактеризовать следующим образом:

1. Состав плагиоклаза колеблется в довольно широких пределах, от альбита до андезина (№ 34). При этом состав меняется не только от штуфа к штуфу, но он колеблется и в пределах самого шлифа. Кроме того, более кислые плагиоклазы чаще встречаются в розовых разновидностях.

2. Степень измененности плагиоклаза каким то образом находится в зависимости от изменения его состава. Во всех случаях измененные (серицитизированные и пелитизированные) зерна плагиоклаза показывают меньшее светопреломление. Связь процессов серицитизации и пелитизации плагиоклаза с изменением состава хорошо можно наблюдать и на отдельных зернах. В этом отношении интересно одно большое зерно из шлифа № P<sub>1</sub>. Описываемое зерно пелитизацией и

серицитизацией затронуто не полностью. Поражены только его несколько участков. В зерне наблюдается трещинка, которая проходит как по свежему, так и по измененному участку зерна. Наблюдающийся в трещинке дисперсионный эффект (Лодочников) указывает на уменьшение преломления в направлении от свежей к подвергнувшейся изменению части зерна.

Колебания состава плагиоклазов наблюдаются также в переходных от центра к периферии частях интрузива (шл. №№ 112, 115). Однако, пределы колебания здесь уже несколько сужены. Максимальное содержание анортитовой молекулы не превышает 23% (шл. № 115). В образцах же, отобранных близ периферии (шл. №№ 163, 449, 465), плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом.

Связь процессов пелитизации и серицитизации с альбитизацией плагиоклаза хорошо выявляется также при прослеживании интрузива от центра к краям. В образцах из частей интрузии, переходных от центра к периферии (№№ 112, 113, 115), где согласно приведенной выше табличке измерений, состав плагиоклазов не бывает основнее олигоклаза, степень пелитизации и серицитизации плагиоклазов, вообще говоря, более интенсивная, чем в центральных частях. Но и здесь, наряду с сильно измененными зернами плагиоклазов, в шлифах еще наблюдаются и такие, которые серицитизацией и пелитизацией затронуты сравнительно в слабой степени. Такие кристаллы плагиоклазов являются всегда более основными по составу (шлиф № 115—№ 22). Плагиоклазы же периферических частей (обр. №№ 163, 449а, 449б, 465), которые всегда по составу соответствуют альбиту и альбит-олигоклазу, всегда интенсивно серицитизированы и пелитизированы.

Благодаря изменению плагиоклазы описываемых пород и проходящем свете приобретают бурю окраску.

Калина трювый полевой шпат, как по часто обнаруживающейся решетчатой структуре (рис. 5), так и по приводимым ниже оптическим данным (табл. № 2), относится к микроклину.

Микроклин нередко образует крупные (до 10 см. в длину) порфировые вкрапленники, которые часто бывают двой-

Таблица № 2.

№№ шлифов	B <sub>2</sub>			P			2V
	ng	nm	np	ng	nm	np	
P <sub>3</sub> 1				74°	16°	87°	— 82°
2				83°	8°	88°	— 69°
P <sub>4</sub> 1				88°	2°	89°	— 60°
2	86°	72°	17°	83°	7°	90°	— 71°
P <sub>3</sub> 1				87°	15°	89°	— 82°
2				84°	15°	77°	— 72°
115 1				89°	6°	85°	64 —
134 1				73°	24°	83°	
2				90°	0°	90°	
449a 1				87°	11°	81°	— 86°
2				72°	84°	25°	— 83°
3	87°	20°	77°	78°	15°	78°	— 63° —

никованы по карлсбадскому закону. Цвет его то белый, то слегка розоватый. В фенокристаллах микроклина всегда наблюдаются вкрапленники биотита, плагиоклаза и небольшого количества кварца. При этом чешуйки биотита располагаются зонально, параллельно кристаллографическим очертаниям. В описываемой части интрузива вкрапленники микроклина по всей породе распределены более или менее равномерно. В основной массе калишпат совершенно не обладает и намеком на идиоморфизм. От плагиоклазов отличается почти полной свежестью. Большой частью только слегка затронут процессами пелитизации. Серицитизация почти совершенно не наблюдается, тогда как пойкилитово-включенный плагиоклаз в большинстве случаев бывает интенсивно изменен. Иногда на границах микроклина и плагиоклаза в последнем наблюдаются мirmekитовые вроски кварца. Нередко обнаруживается пертитовое строение. В связи с пертитизацией обращает на себя внимание следующее: микроклин вкрапленников всегда гораздо более интенсивно пертитизирован, чем микроклин из основной массы. Пертитовые вроски микроклина вкрапленников чаще, пожалуй, примыкают к тому типу, который А. Болдырев, в одной из своих работ (11), упоминает под

названием извилисто-полосчатого. На разрезах  $\perp$  (010) ширина полосок альбита очень непостоянная. В тех случаях, когда полоса альбита сравнительно широкая, при 150-ти кратном увеличении, под микроскопом наблюдается двойниковая штриховка, идущая поперек полосчатости. На разрезах же, параллельных второму пинакоиду, те же пертитовые вроски альбита имеют вид более правильных — прямых — узких прерывающихся полос, пересекающих спайность по (001) под углом около 65°. Между более отчетливо выраженными полосами часто наблюдаются участки, переполненные многочисленными тончайшими включениями альбита. Это вероятно тип пертита, который Andersen (11) называет Stringperit-ом (волокнистый пертит). От участков, сложенных волокнистым пертитом, имеются переходы к таковым, где пертитовое строение выявляется только при больших увеличениях. При нормальном увеличении такой пертит имеет вид ряби.

По степени пертитизации от микроклина вкрапленников резко отличается микроклин из основной равномернозернистой массы. В последнем нередко пертитовое строение обнаруживается только при больших увеличениях (150-х). При



Рис. 5. Микроструктура порфирового вкрапленника микроклина из Рквийского гранита. Темные, неправильные пятна принадлежат сросткам альбита.



Рис. 6. Микроструктура кварца Рквийского гранита. Видна степень раздробленности кварца, большое количество жидких и газовых включений.

увеличении в 50 х пертитовое строение либо совершенно не наблюдается (шл. P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>), либо выражено очень слабо (шл. №№ 112, 113, 115, 163, 449<sub>1</sub>, 449<sub>а</sub>, 463). Тип пертита основной массы иногда волокнистый (Stringperit) с переходами в криптопертит. В тех же случаях, когда пертитизация лучше выражена (шл. №№ 113, 112), повидимому, имеем дело с тем типом пертита, который Andersen называет пленочным пертитом—Filmpertit (11). При помощи окуляра Гиршвальда, в порфириковых вкрапленниках был произведен подсчет процентного содержания вростков Na—фельдшпата. Результат получился следующий:

Mik — 89,8%  
Ab — 10,2%

Попытка такого же расчета была произведена и для микроклина из основной массы. Однако, более или менее удачно подсчет удалось произвести только на одном зерне из шл. № P<sub>3</sub>. Результат следующий:

Mik — 99%  
Ab — 1%

В остальных случаях подсчет не удался, в виду очень незначительных размеров вростков альбита. Однако, вряд ли их процентное содержание превышает 2—3%. По преломлению микроклин основной массы и порфириковых вкрапленников отличаются только несколько меньшим значением пр для первого.

Преломление микроклина основной массы	Преломление микроклина вкрапленника
ng = 1.527 ± 0.002	ng = 1.527 ± 0.002
Средн. 1.523	Средн. 1.524
nr = 1.519 ± 0.002	nr = 1.520

С целью выявления химического характера микроклина и проверки данных, указывающих на его относительное богатство во вкрапленниках Na фельдшпатом был выделен микроклинпертит как из вкрапленника, так и из основной массы. Результаты анализов обоих микроклинов приведены в табл. 3. Отделение микроклина от других минералов производилось

на центрофуге системы Мошева, посредством тяжелой жидкости Toule. Навеска в 5 гр порошка породы или вкрапленника микроклина обрабатывалась на центрофуге последовательно 3—4, а иногда и 5 раз. Удельный вес Toule обычно при первом центрофугировании был 2.590. После первого центрофугирования полученный результат большей частью оказывался неудовлетворительным по чистоте. При повторной обработке материала удельный вес жидкости постепенно доводился до—1.580—1.575. После 3—4 центрофугирования материал большей частью оказывался пригодным для анализа. Отделение микроклинов, а также некоторых других минералов, было произведено в лаборатории осадочных пород Института Горючих Ископаемых Акад. Наук СССР, при любезном руководстве П. А в д у с и н а.

Таблица № 3.

	1		2		Расчеты анализов на элем. пол. шпаты
	%	экв.			
Si O <sub>2</sub>	63.45	1.059	63.28	1.055	1. Mik осн. массы Or—84.1% Ab—15.2 Ab № 9 Ce— 0,8
Ti O <sub>2</sub>	сл.		0.01		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.13	0.187	19.36	0.190	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	0.004	0.45	0.003	
FeO	0.17	0.002	0.15	0.002	
MnO	сл.		сл.		
MgO	сл.		сл.		
CaO	0.25	0.004	0.24	0.004	
BaO	0.48	0.003	0.65	0.004	
K <sub>2</sub> O	14.23	0.151	13.58	0.144	
Na <sub>2</sub> O	1.57	0.025	1.93	0.031	2. Mik порф. вкрапл. Or—80.2% Ab—18.67% Ab № 6 Ce— 1.13%
п. пр. пр.	0.42		0.44		
Сумма	100.55		100.09		
Аналитик	С. Цейтлин		И. Волков		

Как видно из таблицы, микроклин вкрапленников несколько более богат Na—алюмосиликатом. Сравнивая состав микроклинов, вычисленный из их анализов, с составом, полученным путем подсчета под микроскопом вростков Na алюмосиликата, как видно, наблюдается некоторое расхождение. Для вкрапленников оно равно 8.4%. Этот процент, нужно думать, соответствует тому количеству Na—алюмосиликата, ко-

торое находится в твердом растворе с калиевым полевым шпатом. Для микроклина из основной массы эта разница несколько большая. Однако, если вспомнить, что указанный выше процент вростков альбита в микроклине из основной массы несколько преуменьшен против истинного, для твердого раствора микроклина основной массы можно взять цифру того же порядка.

Кварц, за исключением очень немногочисленных случаев, полностью аллотриоморфен по отношению как к плагиоклазу, так и к микроклину. В единичных случаях (шл. № 113) наблюдаются идиоморфно ограниченные разрезы кварца бипирамидального габитуса. Обычно всегда содержит большое количество включений, среди которых главным образом представлены мелкие включения с резко отрицательным рельефом. Это позволяет их считать за включения жидкости или газа. Кроме того, в кварце нередки включения полевых шпатов, мелких обрывков биотита и небольшого количества иголок рутила и зернышек циркона и апатита. С своей стороны и кварц иногда образует включения в микроклин-пертите и, более редко, в плагиоклазах. Размеры зерен кварца довольно большие—чаще около  $3 \times 2$  мм. Зерна большей частью раздроблены, причем обычно раздробление происходит не до мелких зерен, а из одного большого зерна образуются 2, 3, 4 зерна. Волнистое угасание в общем выражено, но слабо (рис. 6).

Слюда представлена биотитом и мусковитом. Биотит образует чаще неправильные чешуйки, размером в среднем от  $0,8 \times 0,8$  до  $0,3 \times 0,4$  мм. Нередко резорбирован плагиоклазом и микроклином, реже кварцем. Плеохроизм от коричневого по пг до светло-желтого по пр. Схема абсорбции  $ng \nabla pr$ . Всегда в большей или меньшей степени хлоритизирован. Часто замещен хлоритом полностью. Хлоритизированный биотит нередко переполнен зернами вторичного магнетита. Среди продуктов выветривания в биотите встречается также эпидот, который отлагается линзочками вдоль трещинок спайности. Нередко с последним ассоциирован кальцит. Не менее часто биотит замещается мусковитом. Иногда замещение происходит гомоаксиально, — в таком случае вторичный характер му-

сковита, как минерала, образовавшегося за счет обесцвечивания биотита, несомненен. В других случаях плоскости (001) биотита и мусковита взаимно перпендикулярны (или близки к перпендикулярности). В этом случае мусковит в виде чешуек с гораздо большей степенью идиоморфизма, чем биотит, как бы просекает последний при частичном замещении. При полном же замещении агрегат различно ориентированных идиоморфных чешуек мусковита умещается в пределах аллотриоморфной чешуйки биотита, что, конечно, также указывает на его вторичный характер.

В связи с характером и степенью изменения слюды интересно отметить следующее: 1) в образцах из центральных частей (обр.  $P_1, P_2$ ), где плагиоклаз представлен главным образом андезином, биотит, за небольшими исключениями, почти совершенно свеж. 2) По мере прослеживания интрузива от центра к периферии, параллельно с повышением кислотности плагиоклаза повышается также степень измененности биотита—замещение его хлоритом и мусковитом. При этом, в переходных от центра к периферии частях интрузива (обр. №№ 115, 112, 449, 465) оба продукта замещения биотита—хлорит и мусковит развиты обычно в одинаковой степени, тогда как на периферии биотит главным образом замещается мусковитом.

Из второстепенных минералов циркон и апатит образуют идиоморфные включения, первый главным образом в биотите, второй—как в биотите, так и в полевых шпатах. Сфен встречается очень редко. Иногда в кварце наблюдаются включения рутила.

Для иллюстрации количественного минералогического состава гранита центральной части Рквийской интрузии были изучены три наиболее типичных образца. При этом, так как, шиду большой крупнозернистости породы, подсчет в каждом шлифе в отдельности не выражал количественного минералогического состава породы, для каждого образца было изготовлено по четыре шлифа. Кроме того, некоторой помехой оказались еще порфиновые вкрапленники микроклин-пертита, которые, попадая в шлиф, ввиду своих крупных размеров, в значительной степени искажали представление о количествен-

ном минералогическом составе. Для устранения этого неудобства, из упомянутых трех образцов для шлифов отбивались кусочки без порфировых вкрапленников. Результаты подсчета в такой „основной массе“ описываемого гранита приведены в табл. 4 (стр. 21).

Как видно из сопоставления средних величин табл. № 4, основная масса Рквийского гранита характеризуется выдержанным, более или менее постоянным, количественным минералогическим составом. В частности, распределение микроклина в породе весьма равномерное. Те же колебания, которые наблюдаются в отдельных шлифах, главным образом обусловлены кварцем и плагиоклазом, которые как раз образуют наиболее крупные по размерам зерна основной массы. Таким образом количественный минералогический состав основной массы описываемых пород можно принять равным следующему:

Кварц . . . 39.3% об'емные	
Микроклин . 11.4 „	
Плагиоклаз . 40.0 „	Вычислено из средних данных
Биотит . . . 6.4 „	табл. № 4.
Мусковит . . 2.5 „	
Второстеп. . 0.3 „	
<hr/>	
Сумма . 99.9%	

Для вычисления количественного минералогического состава гранита центральной части Рквийской интрузии в целом, на штуфах гранита было подсчитано процентное содержание вкрапленников микроклин-пертита от общего объема породы. В среднем вкрапленники микроклин-пертита составляют 9% от всей породы. Количественный минералогический состав вкрапленников микроклина, которые, как выше указано, содержат включения плагиоклаза, биотита и кварца, представлен на табл. № 5.

Таблица № 4.

	Обр. № P <sub>0</sub>					Обр. № P <sub>1</sub>					Обр. № P <sub>2</sub>				
	1	2	3	4	Сред-нее	1	2	3	4	Сред-нее	1	2	3	4	Сред-нее
Кварц . . .	40.7	33.6	46.8	39.5	40.1	44.7	31.3	49.4	28.5	38.5	32.2	47.8	40.4	38.0	39.3
Микроклин .	15.6	8.9	6.8	14.1	11.4	16.7	10.3	6.8	11.6	11.3	12.0	11.5	12.1	10.3	11.5
Плагиоклаз .	36.0	44.5	39.0	39.3	39.5	32.0	51.0	39.0	48.2	42.5	45.2	27.7	41.7	38.1	38.0
Биотит . . .	6.2	9.1	4.0	5.0	6.3	4.1	5.7	3.0	6.6	5.0	6.2	9.4	3.7	13.4	8.1
Мусковит . .	1.1	3.5	3.1	1.9	2.3	2.2	1.3	1.5	4.9	2.5	4.0	3.6	1.8	1.0	2.6
Второстепен. соот. части.	0.2	0.2	—	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3
Сумма . . .	99.8	99.8	99.7	100.0	100.5	100.0	99.9	100.0	100.0	100.1	99.9	100.2	100.0	100.0	99.8

Таблица № 5.

№ п/л.	1 п/шп.	2 п/шп.	Средний сост. вкрап.
Микроклин-пертит . . . . .	83.2%	80.1%	81.65%
Вкрапленный плагиоклаз . . . . .	14.3 "	16.5 "	15.45 "
Биотит . . . . .	1.4 "	1.9 "	1.65 "
Кварц . . . . .	1.1 "	2.0 "	1.55 "

Рассчитывая, согласно приведенным данным, количественный минералогический состав гранита из центральной части Рквийской интрузии, получаем следующий результат:

Кварца . . . . .	36.0%	объемные %
Микроклин-пертита . . . . .	18.1 "	
Плагиоклаза . . . . .	37.4 "	
Биотита . . . . .	6.0 "	
Мусковита . . . . .	2.3 "	
Аксессуарных . . . . .	0.2 "	
Сумма . . . . .	100.0%	

В табл. № 6, вместе с полученным только что результатом, сведены некоторые данные по Кавказским гранитам, заимствованные у Д. Белянкина (3, 4, 5), а также состав гранитовой эвтектики по Фохту (41). Там же приведен состав основной массы Рквийского гранита.

Таблица № 6.

	Основн. масса Рквийск. гранита из центр. части	Гранит центр. части Рквийск. интр.	Квильский гра- нит по Д. С. Бе- лянкину	Дарьельский гранит по Д. С. Белянкину	Средний состав Кавказского гранита по Д. С. Белянкину	Состав гранито- вой эвтектики по Фохту
Кварц . . . . .	39.3%	36.0%	40.0%	29.5%	34.0%	32.0%
Микроклин-пертит . . . . .	11.4 "	18.1 "	17.0 "	13.5 "	16.5 "	27.0 "
Плагиоклаз . . . . .	40.0 "	37.4 "	36.0 "	44.0 "	38.0 "	38.5 "
Биотит . . . . .	6.4 "	6.0 "	4.0 "	15.0 "	2.0 "	1.25 "
Мусковит . . . . .	2.5 "	2.3 "	3.0 "	—	2.0 "	—
Аксессуары . . . . .	0.3 "	0.2 "	—	—	0.5 "	1.32 "
	99.9%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.07%

Как видно из таблицы, описываемый гранит довольно близок по количественному минералогическому составу к средним Кавказским гранитам. Рассматриваемая порода, так же как большинство Кавказских гранитов, характеризуется большим преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Характерно для Рквийского гранита еще несколько повышенное содержание кварца, а также более меланократный характер.

Сравнивая состав главной массы Рквийского интрузива с составом гранитовой эвтектики предложенной Фохтом, следует, что наши граниты не очень далеки от этого состава. Отличие сводится к избыточному содержанию кремнекислоты в Рквийских гранитах, а также к умеренному содержанию микроклина.

Химический характер гранита из центральной части Рквийской интрузии виден из таблицы № 7. Анализировались 2 образца: 1) № P<sub>2</sub>, порфириовидный гранит белого цвета, взятый из каменоломни на 25-ом километре Чиатурской ж. д. ветки Зак. Ж. Д. 2) № 100, разновидность порфириового гранита розового цвета с 26-го км Чиатурской ветки.

Таблица № 7.

	Обр. № P <sub>2</sub>		Обр. № 100		Магматическая формула по Левинсон-Лессингу
	%	Эквивал.	%	Эквивал.	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71.00	1.183	72.08	1.201	№ P <sub>2</sub> 1.16 R <sub>0</sub> . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 8.11 Si O <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O: R <sub>0</sub> = 1.49: 1 α = 3.89
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.28		0.24		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.24	0.144	15.56	0.152	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.39	0.002	0.46	0.003	
FeO . . . . .	1.72	0.024	1.46	0.020	
MnO . . . . .	0.07		0.05		№ 100 0.96 R <sub>0</sub> . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 7.75 Si O <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O. R <sub>0</sub> = 2.63: 1 α = 3.91
MgO . . . . .	0.71	0.018	0.49	0.012	
CaO . . . . .	1.77	0.032	1.02	0.018	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.82	0.062	3.66	0.069	
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.73	0.040	3.64	0.039	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.15		0.18		Аналитик П. Волков (хим. лаб. Ломоносов- ского Ин-та А. Н. СССР)
S . . . . .	0.16		0.09		
H <sub>2</sub> O . . . . .	1.0		1.12		
Сумма . . . . .	100.09		100.05		

Как видно, по химическому составу рассматриваемые породы хорошо укладываются в рамках гранитов. Кроме того, между серыми и розовыми разновидностями порфировых гранитов, которые тождественны по количественному минералогическому составу, нет разницы и по химическому характеру. Несколько меньшее содержание СаО и MgO хорошо вяжется с повышенной кислотностью их плагиоклаза и с большей степенью измененности слюды.

В целях проверки данных химического анализа и подсчетов количественного минералогического состава, нами был произведен расчет химического состава серого гранита (№ 0) на минералогический. Этот анализ потому был выбран для пересчета, что он выражает химический состав породы, составные части которой менее всего затронуты процессами изменения. Таким образом, полученный при его расчете результат лучше всего должен выражать действительные количественные соотношения составных частей. Результат пересчета следующий:

Кварца . . . . .	31.5%
Микроклин-пертита . .	20.3 „
Плагиоклаза . . . . .	37.4 „ № PI—25
Биотита . . . . .	10.6 „
	99.8%

Как видно, вычисленные цифры хорошо совпадают с данными, полученными при подсчете количественного минералогического состава под микроскопом. Несколько повышенный процент микроклина, конечно, получился лишь потому, что не был учтен серицит, который в породе все же таки присутствует.

При пересчете анализа на составные части были использованы: для микроклина—средний состав, вычисленный из двух приведенных его анализов (стр. 17), для биотита же—средний химический состав биотита гранитов по Чирвинскому. В дальнейшем, при расчетах, если не будет специальных указаний, будем пользоваться этими же аналитическими данными.

## 2. Периферические части интрузии.

От центральных частей довольно отчетливо отличаются породы периферии, причем последние также носят различный характер для западной и восточной части интрузии.

а. *Периферия западной половины интрузии.* Хорошие разрезы периферии можно наблюдать на р. Буджа, Шаврана и Земо-Шаврана. Непосредственно за вышеописанными породами, ближе к периферии следует полоса порфировидных гранитов, которая характеризуется интенсивной шлироватостью. Шлироватость обусловлена появлением участков с повышенным содержанием биотита, количество которого доходит до 15—17%. В иных отношениях по структуре и по качественному минералогическому составу участки, обогащенные биотитом, не отличаются от вышеописанных пород. Эти шлировые участки иногда имеют неправильную форму, чаще же они вытянуты в виде удлиненных линз различных размеров от 0,5 м в длину до 3—4 м, а иногда и больше. Ориентированы они чаще в одном направлении OW, в силу чего в данной части гранит приобретает подобие эвтакситовой текстуры, которая местами, напр. в обнажении у ст. Бослеви, выражена особенно ярко.

При дальнейшем приближении к краям интрузии шлировые биотитовые участки приобретают меньшее значение. Однако, неоднородность породы несмотря на это увеличивается. Гранит становится все более крупнозернистым и неравномернозернистым. Особенно увеличивается в размерах кварц, округлые зерна которого нередко достигают 5—10 мм в диаметре, образуя как-бы порфировидные выделения. В силу этого граниты периферии нами в поле были названы „крупнокварцевыми“. Неоднородность минералогического состава особенно резко выражается в неравномерном распределении икрапленников микроклина, которые нередко образуют подобие шлировидных скоплений. Кроме того, для гранитов периферии часто характерно появление аплитовидных и пегматоидных участков, которые связаны с гранитами постепенными переходами. Формы этих участков чаще удлиненные линзовидные, реже округлые (Гвители). Размеры обычно не боль-

ше 1 м. в длину. Особенно характерны для самых краевых частей интрузии ориентированные, повидимому, вдоль плоскостей ослабления, выделения мясокрасного микроклина, который образует удлиненные цепочковидные скопления.

По минералогическому составу и по характеру слагающих компонентов, породы периферии мало отличаются от таковых центральных частей.

Микроклин		
$B_{12} \left\{ \begin{array}{l} ng \ 87^\circ \ 2V = 63^\circ \\ nm \ 20^\circ \\ pr \ 70^\circ \text{ Ш. № 449} \end{array} \right.$	$P \left\{ \begin{array}{l} ng \ 87^\circ \ 2V = 86^\circ \\ nm \ 11^\circ \\ pr \ 79^\circ \text{ Ш. № 449a} \end{array} \right.$	} Образцы с низовьев р. Шаврана
Плаггиоклаз		
$B_{12} \left\{ \begin{array}{l} ng \ 8^\circ \\ nm \ 82^\circ \\ pr \ 90^\circ \end{array} \right.$	№ 12 Альбитовый закон	
Преломление	$ng = 1.542 \pm 0.002$ $pr = 1.533 \pm 0.002$	Среднее = 1.537

Микроклин и плаггиоклаз вполне аналогичны таковым из центральной части Рквийской интрузии. Только состав плаггиоклаза здесь никогда не бывает основной альбит-олигоклаза.

Микроклин также характеризуется решетчатой структурой и пертитовым характером. Вростки альбита образуют очень мелкие веретенообразные тельца. По типу скорей подходит к волокнистым пертитам. Посредством окуляра Гиршвальда был произведен подсчет процентного содержания пертитовых сростков, при больших увеличениях. Предлагаемый результат, однако, не может считаться вполне удовлетворительным и дает представление только о порядке содержания вростков Na—алюмосиликата.

Mik 93% Вкрапл. из шл. № 449a<sub>1</sub>  
Ab 7%

Для характеристики количественного минералогического состава был изучен обр. № 449a с речки Земо-Шаврана. При

этом, для избежания возможных ошибок, обусловленных крупнозернистостью и неравномерностью породы, подсчет производился в 5 шлифах, изготовленных из обр. № 449a. Количественный минералогический состав принят, как среднее из этих 5 подсчетов. Результаты приведены в табл. № 8.

Таблица № 8.

	Обр. № 449a				Среднее из 5 шл.	остав гранито- вой эв- тектики по Фохту
	Среднее из 1 и 2	3	4	5		
Кварц . . . . .	34.0%	36.9%	44.1%	30.9%	36.5%	32.0%
Микроклин-пер- тит . . . . .	30.9 "	23.8 "	24.0 "	19.0 "	24.4 "	27.0 "
Плаггиоклаз . . . .	27.2 "	35.6 "	27.0 "	46.3 "	33.9 "	38.5 "
Биотит . . . . .	2.3 "	1.9 "	2.0 "	3.0 "	2.3 "	1.25 "
Мусковит . . . . .	6.0 "	1.5 "	2.9 "	0.9 "	2.8 "	—
Акцессорн. . . . .	0.1 "	0.3 "	0.2 "	—	0.2 "	1.32 "
Сумма . . . . .	100.5	100.0	100.2	100.1	100.1	100.07

Как видно, по количественному минералогическому составу периферический гранит отличается от гранита центральной части повышенным содержанием микроклина и меньшим количеством слюды, которая здесь, главным образом, представлена мусковитом. Перечисленные выше особенности гранита периферии—крупнозернистость, неравномерность и т. д.—указывают на его переходный характер от нормального гранита к пегматоидному граниту.

Сравнивая состав периферического пегматоидного гранита с составом гранитовой эвтектики по Фохту, можно усмотреть, что в отличие от гранита центральной части, периферический гранит гораздо более близок к эвтектике. При этом приближение идет за счет, главным образом, увеличения содержания микроклина. Освобождение же от надэвтектического избытка кремнекислоты, как видно, пока что не происходит.

Интенсивность пегматитовых проявлений в перифериях интрузива не везде одинакова. Во-первых, южная периферия несколько более широкая, чем северная (см. карту), и в ней



упомянутые выше процессы проявлены резче. Во-вторых, в каждой периферической полосе интенсивность пегматитовых проявлений уменьшается в направлении с запада на восток. Особенно хорошо последнее проявляется в периферии, окаймляющей массив с севера. Разрезы ее по р.р. Буджа и Гвигитори характеризуются интенсивными пегматитовыми проявлениями, но уже в разрезе по р. Земо-Шавране их проявление сходит на нет.

б. *Краевые зоны восточной половины интрузии.* Отличие периферий восточнее меридиана Земо-Шавраны обусловлено в главнейшем затуханием пегматитовых проявлений. Последнее приводит в одних случаях к тому, что гранит периферии становится мельче зерном, чем гранит центральной части. Таковы, напр. обнажения периферических частей по р.р. Земо-Шаврана или по Квириле немного выше ст. Рквия. В таких случаях контакт между интрузивом и рассекаемым им кварцевым диоритом резкий.

В иных случаях (обнажение у ст. Бослеви, по водоразделу между Сатопела и Садзелело) совершенно стирается грань между порфиридовидным гранитом и кварцевым диоритом. Между этими двумя породами можно выделить более или менее широкую полосу, где уже макроскопически в поле можно отличить структурные элементы как одной, так и другой породы. При приближении к периферии в этих частях в интрузиве на достаточном расстоянии (20—30 м) в порфиридовидном граните появляются сперва незначительных размеров (даже до 1 см в диам.) участки, которые уже по своей макроструктуре (мелкозернистость, идиоморфные, прямоугольные разрезы плагиоклаза) напоминают обычный Дзиркульский кварцевый диорит. Под микроскопом принадлежность их к кварцевым диоритам подтверждается степенью катклаза кварца, которая гораздо более высокая, чем в описанных порфиридовидных гранитах. Переход от этих участков к порфиридовидному граниту в одних случаях резкий, в других он настолько незаметный, что получается впечатление растворения кварцевого диорита. При приближении к контакту количество элементов кварцевого диорита все возрастает, пока наконец он не примет облик типичного серо-

го кварцевого диорита. При достаточной близости к интрузии, в кварцевых диоритах можно наблюдать еще элементы порфиридовидного гранита в виде мелких, часто неправильных оспинок микроклин-пертита, который сплошь да рядом образует и идиоморфные порфиридовидные вкрапленники, совершенно аналогичные таковым описываемой интрузии. Такой кварцевый диорит очень легко можно принять за более молодой порфиридовидный гранит. Однако, как это будет показано при описании контактов, под микроскопом в них легко определить привнесенный характер микроклин-пертита. В других случаях гранит периферии ни по минералогическому составу, ни по структуре и текстуре не отличается от пород центральных частей. Таковы, напр. обнажения в 1 км ниже ст. Салиети и все другие обнажения вдоль северной границы с кварцевыми диоритами восточнее р. Квирилы. Такой их характер невольно наводит на предположение, нет ли в данном случае тектонического соприкосновения. Как будто за это говорит и то, что северная граница (см. карту) проходит в полосе взброса массива на лейас (по П. Гамкрелидзе).

### 3. Жильные производные гранитовой интрузии.

1. *Пегматитовые поля.* Проявление пегматоидных процессов в перифериях западных частей интрузии находит свое выражение и подтверждение в развитии вокруг них, в прорванных ими кварцевых диоритах пегматитовых полей. В строении последних принимают участие большое количество пегматитовых жил, большинство которых представлено пластинчатым типом. Мощность их колеблется в пределах от 0.5—2 м. Нередко мощность меньше 0.5 м и иногда достигает 3 м. По простиранию они прослеживаются не более чем на 10 м. Простирание чаще NW 330—340° и NO 10—15—20°. По строению среди пегматитовых жил можно различить два типа:

Зональные симметричные жилы. Зальбанды таких жил чаще сложены среднезернистым, либо мелкозернистым, большей частью белым, либо слегка розоватым аплит-гранитом (рис. 7). В минералогическом составе этих аплитов принимают участие следующие минералы: кварц, альбит, в

меньшем количестве микроклин и мусковит. Второстепенные составные части представлены гранатом и небольшим количеством рутила. Из вторичных минералов немного серицита

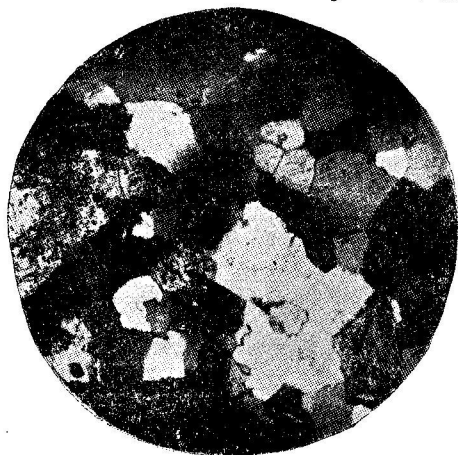


Рис. 7. Аплит в зальбанде пегматитовой жилы.

и пелитового вещества. Структура породы паналлотриоморфная. Кварц образует неправильные зерна, содержащие незначительное количество включений рутила. Альбит (табл. № 9) № № 10—12, образующий также неправильные зерна, все же обладает некоторым намеком на идиоморфизм.

Микроклин, иногда решетчатый, присутствует в породе всегда в меньшем количестве, чем альбит и кварц. Всегда в виде зерен, совершенно лишенных идиоморфизма.

Таблица № 9.

№ шлифа	B <sub>12</sub>			2V	№№ пла-гнокл.	Закон двойникования
	ng	nm	np			
126	12° 10°	82.5° 80°	82° 90°		12	Альбитовый
127	11.5°	79°	90°	-86	10	Альбитовый

$$\text{Ш. № 126 } P_{(001)} \begin{cases} ng 88^\circ \\ nm 26^\circ \\ np 64^\circ \end{cases} \quad 2V = -80$$

$$\text{Ш. № 127 } P_{(001)} \begin{cases} ng 84^\circ \\ nm 6^\circ \\ np 90^\circ \end{cases} \quad 2V = 86$$

$$P_{(001)} \begin{cases} ng 86^\circ \\ nm 6^\circ \\ np 86^\circ \end{cases}$$

Пертитовые вросстки альбита, если и встречаются, то в очень малом количестве.

Сюда представлена чешуйками мусковита. Образует чаще удлиненные резорбированные по краям чешуйки, которые иногда скопляются в агрегаты.  $ng-pr=0.026$ . Довольно часто вдоль трещинок спайности наблюдаются отложения окислов железа.

Количественный минералогический состав аплита зальбандов следующий:

Кварц . . . . .	33%	% об'емные
Альбит . . . . .	48 "	
Микроклин . . . . .	13 "	
Мусковит . . . . .	5.8 "	
Второст. . . . .	0.2 "	

Сумма . 100

За аплитовым зальбандом обычно следует зона полевого шпата. Последний представлен решетчатым микроклином (рис. 8).

$$P_{(001)} \begin{cases} ng 86^\circ \\ nm 10^\circ \\ np 80^\circ \end{cases} \quad 2V = -64^\circ$$

Микроклин образует крупные (до 5 см в длину), иногда идиоморфные зерна различных оттенков розового цвета. От микроклина из центральной части интрузии отличается хорошо выраженной пертитизацией. Пертит по классификации А. Болдырева (10) скорее всего подходит к типу извилисто-полосчатого пертита. Вросстки альбита большей частью широкие и в виде крупных пятен, иногда с жилкообразными



Рис. 8. Микроструктура Мик из пегматитовой жилы. Видны пертитовые вросстки тонкосдвойникового альбита

ответвлениями. Обычно сдвойникован поперек полосчатости. Состав микроклин-пертита, подсчитанный сетчатым окуляром, следующий:

Mik . . . . . 78.9%  
Ab . . . . . 21.9 „

Однако, степень пертитизации микроклина из пегматитовой жилы более высокая. При подсчете сетчатым окуляром нам не удалось учесть мелкие вроски альбита.

Между упомянутыми выше зонами сравнительно редко наблюдаются слабо развитые зоны письменного гранита. И, наконец, центральные части жил обычно слагаются грубозернистым агрегатом микроклина, кварца и мусковита.

Зональные ассиметричные жилы. Реже встречаются жилы с зональным ассиметричным сложением. (Рис. 9). Аплитовая зона развита только в одном из зальбандов, за ним следует пегматитовая зона из крупнозернистого кварца и полевого шпата. Последняя сменяется зоной полевого шпата. Вдоль же другого зальбанда проходит небольшая жилка крупнозернистого богатого кварцем гранита.

Описанные два типа жил имеют наибольшее распространение. Из них чаще встречаются зональные симметричные; причем не во всех жилах имеют одинаковое развитие все вышеописанные зоны. Нередко большее развитие получают высокотемпературные—напр. аплитовые зоны, так что пегматитовая жила нередко превращается в сущности в аплитовую, иногда с небольшой пегматитовой зоной в центральной части, а иногда и без последней (рис. 10). Таких жил в пегматитовом поле почти нет, а если встречаются, то в частях, близких к периферии интрузива, и в периферии. При удалении от интрузива наблюдается, наоборот, упрощение в строении жил в сторону низкотемпературных зон. Напр., иногда отсутствуют аплитовые или аплитовые и полевошпатовые зоны вместе и пегматитовые жилы бывают сложены только крупнозернистым агрегатом кварца и микроклина. При дальнейшем удалении от интрузии, либо гипсометрически в более высоких частях пегматитового поля начинают проявляться еще более низкотемпературные зоны—в центре некоторых жил появляется зона кварца, иногда одна, а иногда и две (рис. 11). Послед-

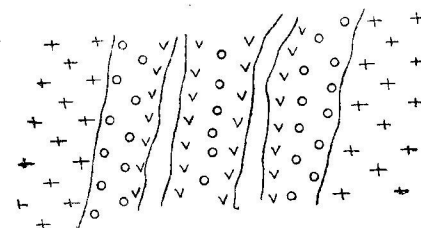
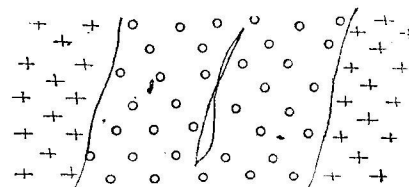
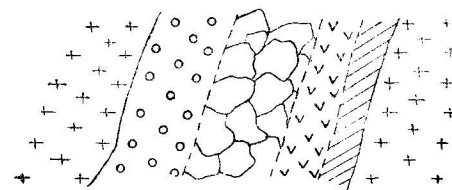








Рис. 9—11.

-  Материнский гранит
-  Аплит зальбанда пегматитовой жилы
-  Пегматит (письменный гранит)
-  Полевой шпат
-  Кварц
-  Мусковитовый гранит

ние нередко получают преобладание и пегматитовая жила превращается в сущности в кварцевую со слабо развитыми пегматитовыми зальбандами. Наконец, при достаточном удалении от периферии интрузива исчезают и последние, и пегматитовые жилы сменяются кварцевыми жилами.

Параллельно с выклиниванием периферического пегматитового гранита с запада на восток, в том же направлении наблюдается также упрощение в строении пегматитовых полей, которое выражается: 1) в уменьшении ширины пегматитового поля (см. карту); 2) в уменьшении количества пегматитовых жил, пока наконец пегматитовое поле несколько восточнее Земо-Шавраны совершенно не выклинится, и 3) в упрощении строения пегматитовых жил в сторону низкотемпературных зон, которое аналогично таковому же при удалении от интрузии.

Наконец, в противоположность периферическим частям, южное поле развито менее северного, что выражается меньшей шириной южного поля, меньшим количеством представленных в нем пегматитовых жил и в более сильном, чем в северном поле, развитии низкотемпературных зон в отдельных жилах.

Наряду с пегматитовыми жилами в пегматитовых полях встречаются в большом количестве дайки гранита. Мощность их доходит до 7–10 м; по структуре и минералогическому составу они не отличаются от пегматоидного гранита периферии. Иногда они несколько мельче зерном. Аналогично гранитам периферии в них сильно развиты пегматитовые процессы, что выражается часто в появлении параллельно плоскостям ограничения даек (б. ч.  $330^\circ$ ) пегматитовых полос, одной или нередко двух и трех.

2) *Жильные слюдяные граниты.* Среди жильных слюдяных гранитов можно отметить две разновидности;

а) Мелкозернистые мусковитовые граниты—чаще светлорозового цвета (№ 430), реже белые. Встречаются они в виде жил мощностью от 1–1,5 до 3–3,5 м, с простиранием NW  $330^\circ$  и NO  $30-35^\circ$ . Чаще они наблюдаются в самом интрузиве (Гвители, З.-Шаврана, Буджа). По Квириле аналогичные

породы встречаются в виде инъекций в окружающие кварцевые диориты.

В минералогическом составе описываемых пород принимают участие из главных минералов кварц, альбит, микроклин и мусковит. Из второстепенных—апатит, циркон, гранат (№ 132) и немного магнетита. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, кальцитом и очень небольшим количеством эпидота.

Структура, несмотря на почти полный аллотриоморфизм составных частей, все же гипидиоморфнозернистая.

Альбит обнаруживает некоторый намек на идиоморфизм. Образует зерна размером от  $10.15 \times 0.15$  мм до  $0.7 \times 1$  мм; серицитизирован и оглинившийся в различной степени. Тонкоодвойникован. Нередко содержит в себе включения кварца и мусковита.

Калишпат по обнаруживающейся решетчатой структуре представлен микроклином. Образует неправильные зерна всегда меньших размеров, чем альбит. В отличие от последнего всегда менее интенсивно пелитизирован. Пертитовых вростков почти не обнаруживает.

Кварц совершенно аллотриоморфен, образует то изометричные, то более удлиненные зерна. Размер от  $(0.14 \times 0.14)$  мм до  $(1.5 \times 2)$  мм. Всегда раздроблен и с волнистым угасанием. Слюда представлена мусковитом, то в виде более идиоморфных, то в виде резорбированных полевыми шпатами чешуек. В последнем случае нередко получается впечатление проростания чешуек слюды и зерен полевого шпата (№ 432). В некоторых случаях присутствует незначительное количество биотита, который либо хлоритизирован, либо переходит в разновидности биотита с меньшим двупреломлением.

Второстепенные составные части встречаются в породе обычным для них образом.

Из вторичных минералов, кроме упомянутых выше, встречается эпидот, приуроченный к плагиоклазу, и кальцит образующий в породе прожилки.

По приводимому ниже количественному минералогическому составу описанные породы можно отнести к мусковитовым гранитам.

Ш. № 430 р. Квирила—Рквия	Обр. № 432 р. Квирила
Кварц . . . . . 36.1%	44.4%
Альбит . . . . . 37.9 "	27,7 "
Микроклин . . . . 17.7 "	17.2 "
Мусковит . . . . . 6.9 "	9.3 "
Второст. . . . . 1.1 "	0.1 "
Вторичные . . . . . 0.1 "	1.2 "
Сумма . . . . . 99.8%	99.9%

б. *Среднезернистые двуслюдяные граниты.* Это чаще среднезернистые, до границы с крупнозернистыми, породы розового цвета. Обычно равномернозернистые. Иногда отдельные зерна полевого шпата и кварца принимают более крупные размеры. В таких случаях порода приобретает несколько порфиновый облик и по внешнему виду иногда напоминает гранит периферий восточных частей. Встречены они в центральной части гранитного интрузива по Квириле между ж. д. ст. Рквия и Салиети и по р. Садзелело в виде двух мощных даек (мощность одной 200 м) с простиранием NW. 330°.

В их минералогическом составе принимают участие из главных минералов кварц, альбит, калишпат и биотит. Второстепенные составные части представлены в главнейшем рутилом, в меньшем количестве встречается апатит и редко гранат. Вторичные—небольшое количество серицита, мусковит, глинистые продукты и небольшое количество магнетита и хлорита.

Порядок выделения минералов нормальный. Структура породы гипидиоморфнозернистая,

Альбит чаще аллотриоморфный, в виде изометричных кристаллов, однако нередко все же наблюдается в виде идиоморфных призматических образований (ш. № 213). Но и в тех случаях, когда он аллотриоморфен, степень его идиоморфизма все же всегда выше чем у калишпата и кварца. Размеры зерен в среднем 0,5 мм<sup>2</sup>, иногда поднимаются до 1—1,2 мм<sup>2</sup>. Часто sdвойникован полисинтетически. Пелитизирован не очень сильно и очень слабо серицитизирован. По составу

плаггиоклаз относится к ряду альбит-кислый олигоклаз (табл. № 10).

Таблица № 10.

№ шлифов	B <sub>1, 2</sub>			2V	№№ Pl	Закон двойнико- вания
	ng	nm	np			
211 Квирила . . . . .	82° 90°	23° 12°	68° 78°	+80° +83°	16 13	Карлебадский Карлебадский
212 Квирила . . . . .	75° 75°	17° 18°	80.5° 84°		8 8	Карлебадский Карлебадский
213 Квирила . . . . .	70°	22°	81°		1	Карлебадский

Калишпат по результатам его измерения на столике Федорова относится к микроклину (табл. № 11).

Таблица № 11.

№ шлифа	P <sub>(001)</sub>			P <sub>(010)</sub>			B <sub>1, 2</sub>			2V	Закон двойник.
	ng	nm	np	ng	nm	np	ng	nm	np		
211 Квирила .	90°	11°	80°							76°	
212	83° 75°	9° 15°	85° 90°	77° 81°	71° 72°	25° 22°				—80° —82°	
213							90° 84°	20° 10°	70° 70°	—90° 74°	

Микроклин всегда аллотриоморфен. Большей частью интенсивно пелитизирован. Пертитовые вростки Na—полешпата наблюдаются только в тех редких случаях, когда микроклин по размерам приближается к порфировым вкрапленникам.

Кварц отличается наибольшим аллотроморфизмом из всех минералов, слагающих описываемую породу. Встречается в виде изометричных зерен в среднем такого же размера, как зерна плаггиоклаза. Кроме обычных для кварца жидких включений всегда содержит многочисленные включения иглолок рутила (до 0,1—0,15 мм в длину). Располагаются эти иглолочки то неправильно в виде пучковидных скоплений, реже с тенденцией на радиальность, то более закономерно, парал-

лельно граням гексагональной призмы (рис. 12). Из слюд представлен мусковит (главным образом) и биотит. Биотит образует неправильные чешуйки размером в среднем  $0,4 \times 0,2$  мм с плеохроизмом от коричнево-бурого по пг до коричневого по пр. Обычно обесцвечивается, то в меньшей степени—и тогда вдоль трещинок спайности появляются небольшие линзочки мусковита—то, чаще, почти полностью. В таких случаях кое-где в чешуйке мусковита наблюдаются плеохроирующие

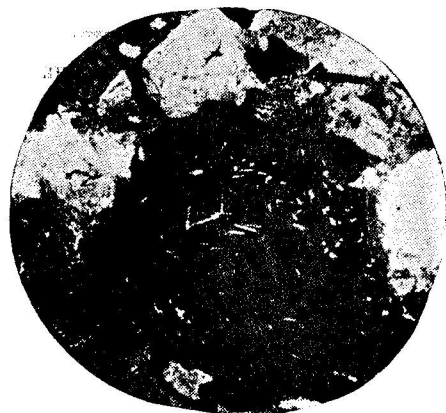


Рис. 12. Включения рутила в кварце из двуслюдяного жильного гранита.

в цветах биотита, либо хлорита участки.  $n_g - n_p$  мусковита =  $=0,024$ . Хлорит, образованный из биотита, грязно-зеленого цвета со слабым плеохроизмом,  $n_g - n_p = 0,006$ .

Кроме того, часто вдоль трещинок спайности наблюдаются отложения землистого вещества, повидимому в ассоциации с магнетитом. Последний иногда в виде более крупных зерен приурочен к биотиту, хлориту и мусковиту.

Приведем химический анализ образца двуслюдяного гранита из одной из даек, развитых между станциями Рквия и Салиети Чиатурской ж. д. ветки (обр. № 211/224).

SiO <sub>2</sub>	71,86%	1,198	Магматическая формула Лесинга-Лессинга 0,93 RO.R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 7—5 SiO <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O : RO = 2,87 : 1 $\alpha = 3,82$
TiO <sub>2</sub>	0,16 "		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90 "	0,156	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53 "	0,003	
FeO	1,03 "	0,013	
CaO	0,98 "	0,018	
MgO	0,33 "	0,008	
K <sub>2</sub> O	4,06 "	0,043	
Na <sub>2</sub> O	4,12 "	0,068	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
H <sub>2</sub> O	0,92 "		

Аналитик П. Волков  
(хим. лабор. Ломоносовского  
Ин-та А. Н. СССР)

Количественный минералогический состав двуслюдяного гранита

Кварц . . . .	32% об'емн.	32%	
Микроклин . .	19 "	20,4 "	
Плагиоклаз . .	40 "	37,0 "	PIN 12
Биотит . . . .	3 "	5,5 "	
Мусковит . . .	6 "	6,0 "	
Сумма 100%		100,9%	

При пересчете, количество мусковита принято равным 6%.

### III. Общая характеристика интрузива и слагающих его компонентов.

Описанный интрузив, как видели, сопровождается рядом дериватов—аплитами, пегматитами и жильными гранитами. Генетическая связь последних с интрузивом порфириовидных гранитов несомненна. На это указывают геологическая приуроченность их к интрузиву, а также некоторые особенности химико-минералогического состава.

В минералогическом отношении (см. рис. 13), как породы интрузива, так и его дериваты, характеризуются преобладанием плагиоклаза над микроклином. Химический же состав их (табл. 12) всегда хорошо укладывается в рамках гранитов. Как видно из табл. 12, наши граниты отличаются от среднего типа, предложенного Дэли (21), являясь несколько более кислыми. Этим же отличаются они от гранитов Кавказского хребта, в частности от Дарьяльского, который в свое время исследовался Д. Белянкиным (4). С последними, однако, их роднит, правда умеренное, но всегда выдерживающееся преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O.

Таким образом, генетическая связь всех описанных пород не оставляет сомнения и с химико-минералогической стороны. Поэтому Рквийский интрузив, а также другие, ему аналогичные интрузивы из Дзирульского массива мы склонны считать за самостоятельную петрографическую формацию, более позднюю, чем кварцевые диориты, так как они вызывают в них контактовые изменения. В дальнейшем, вторую—кис-

Таблица № 12.

	1	2	3	4	5	Магматические формулы и коэффициенты
	Серый гранит Рквий %	Розовый гранит Рквий %	Желтый, двуслюд. гранит Рквий %	Состав сред. гра- нитов по Дэли %	Дерзаль- ский гра- нит по Ве- лянкину %	
SiO <sub>2</sub> . . .	71.00	72.08	71.86	69.92	67.34	$\bar{R}O \text{ SiO}_2 \quad \alpha \quad R_2O:RO$
TiO <sub>2</sub> . . .	0.28	0.24	0.16	0.39	0.51	1) 1.16 8.11 3.89 1,49:1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	15.24	15.56	15.90	14.78	15.05	2) 0.96 7.75 3.91 2.63:1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0.39	0.46	0.53	1.62	11.62	3) 0.93 7.5 3.82 2.87:1
FeO . . .	1.72	1.46	1.03	1.67	2.14	4) 1.17 7.51 3.6 1.4 :1
MgO . . .	0.71	0.49	0.33	0.97	1.30	5) 1.3 7.10 3.3 9.11
MnO . . .	0.07	0.05		0.13	0.07	
CaO . . .	1.77	1.02	0.98	2.15	3.11	
K <sub>2</sub> O . . .	3.78	3.64	4.06	4.07	3.60	
Na <sub>2</sub> O . . .	3.82	3.66	4.12	3.28	3.37	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0.15	0.18		0.24	0.07	
S . . .	0.16	0.09				
H <sub>2</sub> O . . .	1.00	1.12	0.92	0.78	0.27	
Пот. пр. пр.					0.07	
	100.09	100.05	99.89	100.00	99.25	

лую — фазу (после кварцевых диоритов), домезозойской эруптивной деятельности в Дзирульском массиве, мы будем называть Рквийской фазой, так как наиболее типично она представлена в Рквийском интрузиве.

Из приведенных выше таблиц количественного минералогического состава (табл. №№ 4, 6, 8) видно, что каких либо существенных изменений в составе различных частей интрузива не наблюдается. Следует отметить только несколько повышенное содержание микроклина в периферическом граните. К этому вопросу мы вернемся несколько позднее. Сейчас же, мы коснемся некоторых качественных изменений отдельных компонентов породы. Эти изменения сплошь и рядом заметно отражаются на породе.

### 1. Постмагматические изменения.

Указанные выше изменения минералогического состава вызваны постмагматическими процессами и в главнейшем сводятся к альбитизации плагиоклаза и изменению биотита в хлорит и мусковит. Некоторые изменения претерпевает также микроклин-пертит.

*а. Альбитизация.* Как уже выше было иллюстрировано (табл. 1), плагиоклаз описываемых пород характеризуется колеблющимся составом. При этом наиболее широкие пределы этих колебаний наблюдаются в образцах из центральной части интрузий. Состав плагиоклаза здесь колеблется от № 35 до альбита. Было показано, что такие колебания наблюдаются не только в разных образцах, но и в одном и том же шлифе. Далее, было показано, что пределы колебания состава плагиоклазов, по мере прослеживания их от центра к периферии, все суживаются, за счет понижения, если можно так выразиться, верхнего предела. В образцах, переходных от центра к периферии, состав P1 заключен в пределах от № 23 до альбита. В перифериях же плагиоклаз представлен только альбитом и альбит-олигоклазом. Являются ли эти колебания состава плагиоклазов результатом дифференциации или они обусловлены каким-либо иным явлением? Чтобы ответить на поставленный вопрос, из того, что было сказано о порфировых гранитах, укажем на следующее: 1) в образцах из центральных частей, где плагиоклаз представлен главным образом андезином, темноцветный компонент-биотит, за небольшим исключением, почти совершенно свеж (обр. №№ P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>); 2) по мере прослеживания интрузива от центра к периферии, параллельно с общим увеличением кислотности плагиоклаза повышается также степень измененности биотита (хлоритизация и мусковитизация) (обр. №№ 115, 112, 449, 465); 3) вместе с увеличением кислотности плагиоклаза увеличивается также степень его серицитизации. Часто в одном и том же шлифе наблюдаются вместе почти свежий и серицитизированный плагиоклазы. Состав серицитизированных плагиоклазов всегда оказывается более кислым. Кроме того было показано, что даже в одном и том же зерне участки, пораженные серицитизацией, являются более кислыми по составу, чем участки неизменного плагиоклаза.

Только что сказанное бесспорно указывает на связь таких процессов, как альбитизация и серицитизация плагиоклаза, хлоритизация и обесцвечивание биотита с одним и тем же явлением. Этим возможность объяснения колебания состава плагиоклазов дифференциацией исключается. С другой сто-

роны, те же изменения не могут толковаться, как результаты какого-либо более позднего (чем образование интрузива) явления. Вряд ли серицитизация плагиоклаза и изменения биотита обусловлены в главнейшем выветриванием или воздействием более поздних эруптивов—напр. воздействием многочисленных интрузивов альбитизированных кварцевых порфиров, секущих описываемый гранит. В обоих случаях останется необъяснимым факт увеличения измененности породы в направлении к перифериям интрузива. Указанная альбитизация первоначально более основного плагиоклаза, состав которого был, по видимому, не ниже № 32—33 (состав наиболее основного плагиоклаза, наблюдаемого ныне), и другие сопутствующие ему изменения могут быть результатом только тех процессов, которые последовали за затвердением интрузива. В таком случае естественно ожидать увеличения интенсивности процесса в перифериях.

*б. Об изменении биотита.* То, что хлорит и мусковит развиваются в результате постмагматических изменений, не вызывает сомнения. При описании интрузива (стр. 19) было показано, что хлорит и мусковит развиты в одинаковой степени там, где порфиновый гранит сравнительно слабо альбитизирован. В тех же случаях, когда порода интенсивно альбитизирована, среди продуктов изменения биотита преобладает мусковит. Не указывает ли сказанное на то, что среди продуктов замещения биотита хлорит является промежуточным между биотитом и мусковитом? Такой промежуточный характер хлорита для гранитов Горной Осетии установлен Савич-Забодским (31). На возможность такого порядка изменения биотита указывает еще Линдгрэн (27). Если такой порядок изменения слюды подтвердится, мусковит нужно рассматривать как образование, более позднее, чем хлорит. Поскольку регенерация хлорита в слюду мыслима при привносе калия, в постмагматическом периоде развития нашей интрузии вероятно ожидать две стадии: более раннюю, которая должна характеризоваться обильным привносом Na и заметным отсутствием K. В эту стадию вероятно происходили альбитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. В более позднюю постмагматическую стадию наряду с Na

значительную роль должен играть еще K. В эту стадию, по видимому, происходили дальнейшая альбитизация плагиоклаза, образование из хлорита мусковита и серицитизация плагиоклаза.

Постмагматические изменения заметно сказываются и на наружном облике породы и выражаются в изменении серой и белой окраски гранита в розовую.

*О розовой окраске Рквийского гранита.* Принято считать, что розовая окраска гранитов зависит от соответствующей окраски калиевого полевого шпата. При этом, способность кали-шпатов окрашиваться чаще плагиоклазов в розовый цвет обычно объясняют большим сродством  $K_2O$  к железу. В рассматриваемом же случае такое объяснение неприемлемо, так как окраска породы зависит не только от цвета микроклина, но (и даже в главной мере) от окраски плагиоклаза, поскольку последний является преобладающим полевошпатовым компонентом породы. Кроме того, в начале же описания было показано, что серые и розовые разновидности в центральных частях развиты в одинаковой степени и что розовые разновидности получают большее развитие по мере приближения к перифериям. Также ведет себя и интенсивность розовой окраски. Другими словами, интенсивность розовой окраски породы увеличивается вместе со степенью альбитизации плагиоклазов. В таком случае розовая окраска описываемых пород должна представиться, как приобретенная в результате диагенетических изменений, последовавших после затвердения интрузии. Выше было указано, что альбитизированный плагиоклаз в проходящем свете окрашен в бурый цвет.

Что окрашивает породу в розовый цвет? Наверное железо, частично может быть содержащееся в плагиоклазе, частично же освобождающееся при хлоритизации и мусковитизации биотита. Последнее тем более вероятно, что во многих случаях, в разновидностях описываемого гранита, где биотит полностью замещен мусковитом, почти или совсем не наблюдается вторичный магнетит. С другой стороны, если бы розовая окраска в главнейшем зависела от этого вторично освобождающегося железа, нужно было бы ожидать более



или менее равномерной окраски как у микроклина, так и у плагиоклаза. Однако, наблюдения показывают, что под влиянием альбитизации микроклин менее способен окрашиваться в розовый цвет, чем плагиоклаз. Особенно хорошо это видно на порфириновых вкрапленниках микроклина со слабой розовой окраской. В таких случаях обнаруживается, что не весь микроклин окрашивается в розовый цвет, а только отдельные его участки, мелкие пятна, соответствующие повидимому вкрапленному плагиоклазу, количество которого, как известно, достигает 15%. Такая различная способность окрашивания у микроклина и плагиоклаза под воздействием одного и того же процесса (в данном случае альбитизации), скорее повидимому указывает на большую роль того железа, которое содержится в самих полевых штатах. В таком случае, меньшая способность микроклина окрашиваться в розовый цвет, может быть будет в своем роде выражением большего сродства  $K_2O$  к железу.

Таким образом, наблюдаемый минералогический состав пород Рквийской интрузии в значительной степени является диагенетическим. Правда, такие процессы, как серицитизация плагиоклаза, хлоритизация и обесцвечивание слюды, могут происходить и под воздействием агентов выветривания (напр. иногда наблюдается обесцвечивание биотита в поверхностных частях обнажений), однако главная роль все-же, как мы видели, принадлежит постмагматическому процессу. Интенсивная альбитизация плагиоклаза и другие сопровождающие его процессы—серицитизация плагиоклаза, хлоритизация и обесцвечивание биотита, указывают на то, что интрузив был богат летучими, среди которых главная роль принадлежала  $H_2O$ , и соединениям Na. При этом, в постмагматическом периоде интрузии можно различить две стадии. Первая характеризуется заметным отсутствием K. В эту стадию происходят альбитизация плагиоклаза, частично его серицитизация и хлоритизация биотита. Позже, среди летучих, наряду с Na, увеличивается значение K, что приводит к дальнейшей серицитизации плагиоклаза и к переходу хлорита в мусковит.

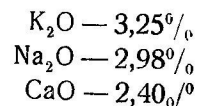
Интересен еще такой вопрос. Является ли минералогический состав мусковитовых гранитов первичным, или в них, так же как в собственно Рквийских гранитах, альбит и мусковит вторичные и образовались, первый за счет альбитизации более основного плагиоклаза, а второй—за счет обесцвечивания биотита. Для мусковита, его соотношения с биотитом и нередкое наличие в них зернышек магнетита ясно указывают на его вторичный характер. Для альбита таких прямых данных нет. Косвенно на вторичный характер альбита жильных пород указывают серицитизированность и сильная пелитизированность, что делает его очень похожим на альбитизированный плагиоклаз из самой интрузии. Следует отметить, что многие склонны считать альбит большей частью за вторичный минерал. В. Лодочников (28) считает, что скорей необходимы доказательства первичности альбита, чем его вторичного происхождения.

## 2. Химическая характеристика постмагматических изменений.

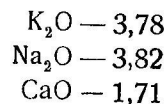
Исходя из того, что анализы образцов из центральной части интрузии (№ P<sub>2</sub> и 100) (стр. 23) выражают химический состав сравнительно слабо альбитизированных пород, а анализ № 211/224 (стр. 38) состав породы, которая интенсивно альбитизирована, можно предположить, что сопоставление этих анализов уже могло дать представление об изменениях химического состава, происходящих во время постмагматического периода развития интрузии. Однако, от непосредственного их сопоставления мы все же воздержимся, так как порода № 211/224 является жильным дериватом, а №№ P<sub>2</sub> и 100—породами самого интрузива. Рассмотрим каждый из них в отдельности.

1. Обр. № P<sub>2</sub>. Слабо альбитизированная разновидность порфириовидного гранита. Эта порода содержит (таб. № 6) 18,1% Mik и 37,4 Pl со средним составом № 20—25. Считая, что до альбитизации, состав первичного плагиоклаза был не ниже № 34 (наиболее основной встречающийся в них Pl), и используя данные анализа микроклина из этих пород, можно, по нашему мнению, с достаточной точностью рассчитать со-

держание щелочей и CaO в них до изменения. В полевых шпатах связано 2,52% K<sub>2</sub>O, 2,98% Na<sub>2</sub>O и 2,40% CaO. При наличии в породе 6% биотита и 2,3% мусковита, рассматриваемая порода до альбитизации P1 и хлоритизации биотита должна была содержать:

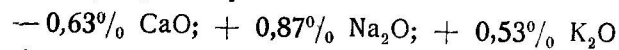


Сравнивая этот результат с данными анализа породы № P<sub>2</sub>, которая, как показано слабо альбитизирована:



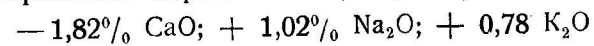
получается, как видно некоторое расхождение. Избыток K<sub>2</sub>O, наблюдающийся в породе и равный  $3,78\% - 3,25\% = 0,43\%$ , должен соответствовать K<sub>2</sub>O, связанному в сериците и мусковите. При альбитизации, как видно, наблюдается унос кальция от 2,40%, высчитанного для не альбитизированного до 1,77% в породе № P<sub>2</sub>. Считая, что вместе с 2,40% —  $1,77 = 0,63\%$  CaO уносится соответствующее ему, для образования анортита, 1,1% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 1,2% SiO<sub>2</sub>, убыль вещества при деанортитизации должна составлять 2,93%. Если даже принять, что последняя цифра не преувеличена, так как частично освобождающийся Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> может оставаться в породе, связываясь с K<sub>2</sub>O в виде серицита, при отсутствии привноса Na<sub>2</sub>O, содержание последнего в породе подымается всего до 3,08%.

Таким образом, в данном случае альбитизация плагиоклаза обусловлена не только выносом CaO из породы — собственно деанортитизацией плагиоклаза, но, при этом, происходит еще, как видно, привнос значительного количества Na<sub>2</sub>O. В данном случае, количество привнесенного в породу Na<sub>2</sub>O для того, чтобы довести его % до 3,82% равно 0,87%. Изменения химического состава при той степени диагенезиса, которая наблюдается в пор. № P<sub>2</sub>, схематически может быть выражена следующим образом:



Знаками + и — обозначены привнос или вынос вещества.

2. Если произвести такой же расчет для интенсивно альбитизированной породы № 211/224, получится;



Сопоставляя полученные результаты, можно прийти к следующим выводам.

В начальную стадию альбитизация плагиоклаза обусловлена главным образом не только деанортитизацией в собственном смысле этого слова — выносом CaO, а, повидимому, не менее значительную, если не большую роль играет привнос Na. В этом случае, повидимому, имеет место метасоматическое вытеснение CaO плагиоклазов богатыми Na пневмами. В дальнейшем характер альбитизации, повидимому, несколько меняется, так как количества привнесенного Na<sub>2</sub>O и вынесенного CaO не растут пропорционально. В то время, как интенсивно альбитизированный гранит потерял чуть не втрое больше CaO, чем слабо альбитизированный, увеличение в нем содержания Na<sub>2</sub>O идет крайне медленно. Количество Na<sub>2</sub>O увеличилось всего на 0,15%. Повидимому, альбитизация в эту более позднюю стадию уже носит характер деанортитизации в полном смысле этого слова. Указанием на это, может быть, является эпидот, который в описываемых породах вообще встречается редко и, если встречается, то чаще в интенсивно альбитизированных породах. Интересно отметить, что относительно роли K<sub>2</sub>O получается результат, аналогичный тому, к которому пришли при разборе изменения биотита. Тогда как привнос Na<sub>2</sub>O, в случае обр. № 211/224, всего на 15% больше, чем в слабо альбитизированном, K<sub>2</sub>O привнесено на 50% больше. Это указывает на возрастающую роль K<sub>2</sub>O к концу постмагматического периода.

### 3. К генезису пертитовых сростков микроклина.

Из описания порфировых гранитов и сопровождающих их пород следует, что по типу среди пертитовых сростков встречаются главным образом извилисто-полосчатые, полосчатые пертиты и реже пленочные и волокнистые пертиты, если классифицировать их по А. Болдыреву (11). Для таких пертитов А. Болдырев, на основании данных, полу-

ченных им при изучении Тигирецких берилловых пегматитов, указывает, что по своему генезису они „могут быть эвтектическими или инфильтрационными, но не эксклюзионными“, т. е. образовавшимися в результате распада (11). Основанием для отрицания эксклюзионного происхождения служит большее процентное содержание Na—полевошпатовых вростков в микроклине из пегматита, чем в микроклине из более высокотемпературного материнского гранита; тогда как согласно Фохту (4), Мекинену (6) и др. естественно ожидать обратное. Мы попытались приложить то или иное объяснение происхождения полосчатых пертитовых структур для разбираемого нами случая. Для этого в табл. № 13, которая составлена аналогично приводимой в работе А. Болдырева, сведены некоторые данные о разбираемых пертитах.

Из таблицы видно, что между пертитами, изученными А. Болдыревым и разбираемыми здесь наблюдается большое сходство, как с морфологической, так и с количественной стороны. Так же как для Тигирецких пертитов, микроклин из пегматитовой жилы более богат пертитовыми вростками Na—полевого шпата, чем микроклин из гранитов. Да и сами количественные соотношения для Mik и Ab как в одном, так и в другом случае, одного и того же порядка. Поэтому естественно было ожидать, что происхождение наших пертитов, так же как Тигирецких, инфильтрационное или эвтектическое. Наиболее возможным представлялось инфильтрационное происхождение, т. е. путем замещения или перекристаллизации вдоль трещинок под воздействием газов и растворов. Для такого процесса Рквийский интрузив должен был представлять весьма благодарную среду, так как в нем, как известно, имела место интенсивная постмагматическая альбитизация. Однако, если бы это было в самом деле так, если бы полосчатые пертиты в описываемом случае развивались в результате инфильтрации, которая, вероятно, должна была протекать вместе с альбитизацией, соответственно с различной степенью последней, следовало бы ожидать также различную степень пертитизации у микроклинов. Поскольку, как известно, альбитизации наиболее резко подвержены периферические части Рквийского интрузива и наиболее слабо, а

Таблица № 13.

№ препарата	Вкрапл. Mik из центр. интр. № 1 п/шп	Вкрапл. Mik из перифер. № 449	Mik из № P <sub>2</sub>		№ № 128, 129, 210, 212	№ № 127 <sub>1</sub> и 3	Среднее по А. Болдыреву	Среднее по А. Болдыреву
			из центр. интр.	из перифер.				
Города	Порфиновый интрузив	Крупнозернистый гранит	Мелкозерн. алиты и средн. зер. граниты	Микр. из перитов. мат.	Микр. из пегматита	Микр. из пегматита		
Структура пертита	Главным образом волокнистая	Полосчатая, редко волокнистая	Пленковая	Полосч. и извл. пол.	Полосчатая и ключковидная	Извилисто-полосчат.		
Микроклин	Решетчатый	Решетчатый	Решетчат.	Решетчат.	Решетчатый			
Вростки Ab	В полосчатом пертите поперек полос	поперек полос	Дв. кол. не видно	Двойн. пол. поперек полосности	Дв. пол. поперек полосности	Дв. пласт. по поперек, то вдоль полосности		
Содержание в процентах								
Микроклин	89.8	88.7	100	78.9—76.0	84.8	72.9		
Альбит	10.2	7	0	21.1—24.0	15.2	27.1		

иногда почти совершенно не затронуты центральные его части, естественно ожидать более богатый Na—полевошпатовыми вростками микроклин в образцах из периферий и наоборот. Однако, изучение микроклинов из Рквийской интрузии показывает, что степень их пертитизации в различных частях интрузива более или менее одинаковая (см, табл. № 13 препаp. № 1 п/шп и № 449). Поэтому инфильтрационное об'яснение полосчатых пертитов для данного случая, конечно, неприемлемо. Из таблицы, однако, усматривается один факт, который позволяет разобраться в генезисе рассматриваемых пертитов. Наиболее богат Na—полевошпатовыми вростками микроклин из порфировых вкрапленников собственно интрузии; ему значительно уступает микроклин из основной массы порфировидного гранита и, наконец, пертитовые сростки почти совершенно не проявляются в микроклине из мусковитовых, двуслюдяных гранитов и аплитов. Для последней группы пород следует отметить, что когда микроклин образует кристаллы более крупные, чем величина среднего зерна, в нем пертитовые сростки наблюдаются вполне отчетливо. Таким образом, количество Na—полевошпатового компонента уменьшается по мере уменьшения температуры образования микроклина. Такие соотношения, конечно, лучше всего могут быть об'яснены повышением изоморфной смесимости К и Na—полевых шпатов вместе с повышением температуры, что хорошо следует из известных диаграмм Фохта и Меккинена. Безусловно, с таким выводом несколько не вяжется повышенное содержание Na—полевого шпата в микроклине из пегматита, как на это указывает А. Болдырев. Однако, весьма возможно, что это результат особых условий кристаллизации микроклина в пегматитовых жилах, которые, повидимому, существенно отличаются от условий кристаллизации в гранитах и которые, пока что, все же не известны.

#### 4. Об эволюции интрузива до затвердения.

Для того, чтобы лучше разобраться в эволюции интрузива до его затвердения, приведем треугольную диаграмму (рис. 13), где нанесены: состав гранитовой эвтектики по Фохту (26) и составы изученных нами пород. Для сравне-

ния нанесены также составы среднего Кавказского и Дарьяльского гранитов по Д. Белянкину (4, 5).

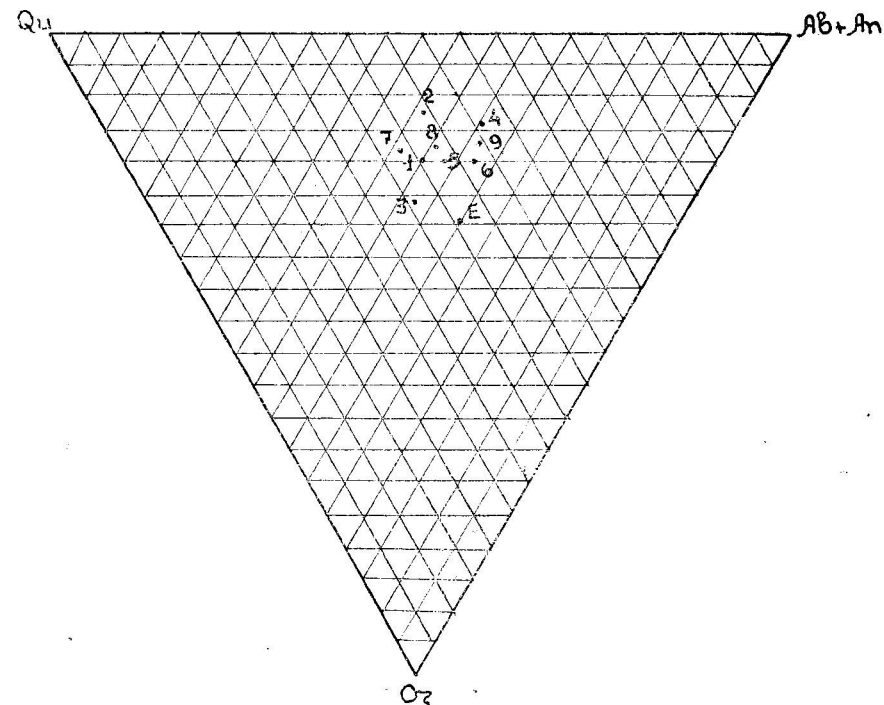


Рис. 13. E—гранитовая эвтектика по Фохту. 1. Гранит центральной части. 2. Основная масса Рквийского гранита. 3. Пегматоидный гранит периферий. 4. Аплит зальбанда пегматитовой жилы. 5. Среднее из составов № 3 и № 4. 6. Двуслюдяной гранит. 7. Мусковитый гранит. 8. Средний Кавказский гранит по Д. Белянкину. 9. Дарьяльский гранит по Д. Белянкину.

Вряд ли должно вызвать сомнение то, что первоначально разместившейся магме ближе всего должен соответствовать состав гранита центральной части. Уже этот состав, как видно, довольно близок к составу гранитовой эвтектики, предложенной Фохтом. Во всяком случае, его точка (№ 1) расположена ближе, чем точка Дарьяльского гранита (№ 9). Состав же периферического пегматоидного гранита, как видно, еще более близок (точка № 3). Укажем на некоторые особенности последнего.

Гранит краевой полосы интрузии, поскольку он содержит меньшее количество слюды (5% В+М), должен характеризоваться меньшим содержанием окиси железа и магнезии, чем граниты центральной части (8,3% В+М). И это даже в том случае, если исключить постмагматические изменения пород. Сопоставим этот факт с другим, о котором в своем месте была речь (стр. 25). Во всех разрезах периферий, где развит пегматоидный гранит, непосредственно перед последним наблюдается более или менее широкая полоса шлироватого, порфириовидного гранита. Шлироватость обусловлена появлением участков, богатых биотитом. Следует отметить, что там, где периферический гранит не обладает пегматоидным характером (краевые зоны восточной половины интрузии) шлироватый гранит отсутствует. Такая геологическая сопряженность пегматоидного и шлироватого гранитов наводит на следующую мысль: меньшее содержание слюды в периферическом пегматоидном граните не обусловлено ли в некоторой степени его концентрацией в богатые биотитом шлиры. В таком случае, это будет одним из путей, по которому гранит Рквийской интрузии дифференцировал с образованием пегматитов.

Другая особенность гранита краевой зоны следующая. Вообще говоря, он характеризуется крупнозернистостью, равномернозернистостью и составом, который приведен в табл. № 8. Но, при этом, для него характерно наличие аплитовых участков. Состав этих аплитов таков же, как состав аплита зальбандов пегматитовых жил (подсчет на стр. 31; точка № 4 на рис. 13). Следует отметить, что количество этих аплитовых участков нередко настолько значительное, что бывает даже трудно решить, с чем имеем главным образом дело в породах краевой зоны: с аплитом ли, или с тем крупнозернистым гранитом, который был описан, как периферический. Такова, напр., периферия интрузива по р. Мазаруле. Изучая соотношения пегматоидного гранита и аплита краевой зоны, нигде не было замечено каких либо указаний на относительно более поздний возраст кого-либо из них. Это позволяет считать их за одновременно застывшие образования.

Обратимся теперь к диаграмме (рис. 13). Как видно, расположение точек выражающих состав главной массы Рквийского интрузива (точка № 1), периферического гранита и аплита (точки №№ 3 и 4) отнюдь не такое, которое указывало бы на эволюцию гранитовой магмы по схемам:

гранит → аплит → пегматоидный гранит → эвтектика или  
гранит → пегматоидный гранит → аплит → эвтектика.

Если состав пегматоидного гранита более близок к эвтектике, чем состав гранита центральной части, нельзя того же сказать относительно аплита. Состав последнего, как видно, отклоняется от эвтектики Фохта более, чем составы других пород.

Интересный результат получается, если вычислить среднее из количественно-минералогических составов периферического гранита и аплита. Такой расчет произведен на табл. № 14. Как видно, количественные соотношения кварца и полевых шпатов в вычисленном среднем (точка № 5 на диагр.), хорошо соответствуют таковым, действительно наблюдаемым в граните из центральной части. При указанных выше соотношениях аплита и пегматоидного гранита (отсутствие указания на последовательность между ними), такое совпадение цифр вряд ли является случайным. По нашему, это совпадение указывает на то, что гранит периферии образовался из магмы, по составу отвечающей граниту центральной части, путем отщепления от него аплита. В результате такого от-

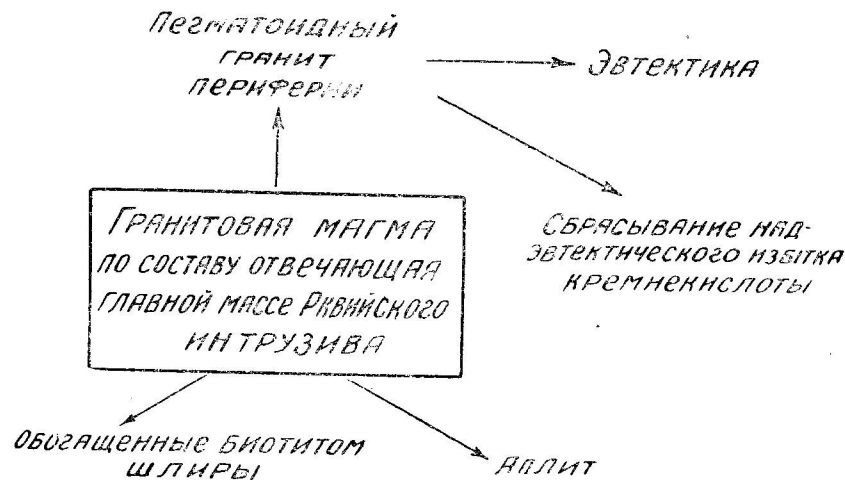
Таблица № 14.

	Периф. гр. обр. 449а	Аплит периферии	Среднее из 1 и 2	Сост. гран. центр. части Рквийск. интр.
	1	2	3	4
Кварц . . . . .	36.5%	33.0%	34.7%	36.0%
Микроклин . . . . .	24.4 "	13.0 "	18.7 "	18.1 "
Плагиоклаз . . . . .	33.9 "	48.0 "	40.9 "	37.4 "
Биотит . . . . .	2.0 "	—	1.0 "	6.0 "
Мусковит . . . . .	3.0 "	5.8 "	3.9 "	2.3 "
Вгостец . . . . .	0.2 "	0.2 "	0.2 "	0.2 "
Сумма . . . . .	100.0%	100.0%	99.4%	100.0%

щепления, гранит Рквийской интрузии приближается к эвтектике, как видно из диаграммы, главным образом за счет увеличения содержания микроклина в породе.

Дальнейшее приближение к эвтектике, повидимому, иного порядка и происходит за счет сбрасывания избытка кварца. В периферическом пегматоидном граните, как известно, кварц в некоторых случаях образует выделяющиеся по величине зерна (до 10 мм в диаметре). По Ферсману (41), это является указанием сбрасывания надэвтектического избытка кремнекислоты.

Таким образом, эволюция Рквийского интрузива в магматическую стадию схематически может быть представлена следующим образом:



Рассмотрим еще несколько вопросов, связанных с эволюцией интрузива с образованием пегматитов.

Там, где в перифериях развит пегматоидный гранит, интрузив окаймляется пегматитовым полем, с большим количеством пегматитовых жил. Ширина пегматитовых полей и характер пегматитовых жил находятся в прямой зависимости от интенсивности пегматитовых проявлений в краевых частях интрузии. Вместе с выклиниванием пегматоидного гранита периферии, примерно на меридиане р. Земо-Шавраны, выклиниваются и пегматитовые поля. При этом из описания

следует, что это выклинивание сводится не только к тому, что уменьшается ширина пегматитового поля, но и к тому, что параллельно происходит смещение строения зональных пегматитовых жил в сторону низкотемпературных зон. Эти изменения в характере обоих пегматитовых полей (северного и южного) совершенно аналогичны тем изменениям, которые наблюдаются, если проследить пегматитовые поля по удалению от контакта интрузии в горизонтальном или вертикальном разрезе. Все это, кроме того, что еще раз подчеркивает генетическую связь пегматитов с описываемой интрузией, указывает также на приподнятость восточных частей интрузива относительно западных.

Последнее видно еще из следующего. В западной части (с. Ква-Цихе, р. Буджа) на массив налегает 100—150 метровая толща верхнего мела и несогласно над последним третичные отложения. Восточнее, третичные отложения непосредственно налегают на массив. Это же, при горизонтальном залегании третичных отложений, указывает на то, что обнажения кристаллического массива, напр., по р. Квириле, должны быть по крайней мере на 100—150 м более глубокими, чем по р. Будже и Мазаруле. Если же к этому добавить, что русло р. Квирилы ниже русла р. Буджи метров на 70, разница соответственно увеличится. Таким образом, дифференциации с образованием пегматита подвергался только гранит, прилегающий к кровле интрузии. За такие граниты кровли можно считать породы, обнаженные по р. Мазаруле, так как западнее они почти сразу скрываются под кварцевыми диоритами. В таком случае мощность слоя гранита, прилегающего к кровле, который подвергался дифференциации с образованием пегматитов, не должна превышать 100—150 м.

Следует тут же добавить, что приподнятость восточной части интрузии безусловно тектонического порядка и ни в каком случае не может быть объяснена, напр., первоначально наклоненной поверхностью интрузива. Дело в том, что поверхность раздела магм удельно более легкого пегматоидного скопившегося в перифериях и удельно более тяжелого материнского (гранит центральной части интрузива), должна быть горизонтальной или близкой к таковой. Поскольку же эта

поверхность горизонтальная и не зависит от формы кровли интрузива, миоценовая трансгрессия сможет ее пересечь только в том случае, если она будет выведена из своего первоначального положения.

То, что пегматиты образовались только в периферических частях, видно также из следующего. Пегматитовые жилы и связанные с ними аплиты в огромном большинстве случаев встречаются в виде полей в окружающих интрузив кварцевых диоритах и их гнейсах. И только в единичных случаях они наблюдаются в самих периферических частях. Такие соотношения указывают на то, что образование этих жил и интрузива не только связано с одним геологическим актом, но что между ними нельзя установить даже последовательности, указывающей на эволюцию интрузива в пределах времени его формирования. Внедрение пегматитов происходило, если не вместе с внедрением интрузива, то во всяком случае не позже его затвердения в незначительной периферической части. Или—что то же самое—процесс дифференциации гранита к пегматиту происходил не где-нибудь в более глубоких, чем теперь, обнаженных частях интрузии, а, как это было уже указано, в перифериях, когда ныне обнаженные части еще не были затвердевшими. В противном случае было бы непонятно, почему не воспользовались пегматитовые жилы всяким направлением и не пересекли тело интрузива, а расположились вышеописанным образом. Для того, чтобы лучше уяснить пегматоидный процесс, происходивший в периферии, укажем на следующее. Пегматоидные участки в периферическом пегматоидном граните, как указывалось, нередко бывают связаны с основной породой постепенными переходами. Однако часто те пегматитовые участки, которые имеют линзовидную форму, как будто бывают связанными с трещинами. Эти трещины всегда проходят в центре жилы, деля их на две симметричные половины. При этом так, что к трещине примыкает наиболее низкотемпературная часть данного пегматоидного выделения. Эти трещины вряд ли можно рассматривать как более поздние, чем сам пегматит, так как никаких смещений вдоль трещин никогда не наблюдается. Если же проследивать такие пегматитовые выделения от центра к

перифериям, получается впечатление жеодообразного выполнения. В некоторых случаях даже вдоль трещины наблюдается некоторое подобие пустоты. Простираение трещин  $270^\circ$ . Приведенный факт указывает на то, что отжим пегматитового расплава, образовавшегося за счет дифференциации периферического гранита кровли интрузии, происходил после, по крайней мере, частичного его затвердения.

Кроме отмеченных аплитов и пегматитов, одновременных с интрузивом, как мы видели, с последним связаны еще другие жильные образования. К ним относятся мощные жилы мусковитового гранита, которые обладают пегматоидным характером и которые секут интрузив в центральной части. Поэтому их нужно считать более поздними. Наличие этих жил указывает на повторную фазу дифференциации в направлении к пегматиту, которая в этом случае, по видимому, происходила уже на большой глубине и не дошла до конца.

#### IV. К о н т а к т ы .

Перед тем как перейти к описанию контактов, необходимо вкратце остановиться на характеристике исходной породы, подвергшейся контактному изменению.

##### 1. Исходная порода.

Контактирующие с Рквийским интрузивом породы представлены кварцевыми диоритами.

Эти породы еще не так давно именовались серыми гранитами. Однако, работами последних лет, с одной стороны сотрудников Института Минерального Сырья Г. Смирнова, Н. Татришвили и Т. Казахашвили (34, 35), с другой — Дзирульской экспедицией Геологического Института Грузии (39), удалось установить кварцево-диоритовый характер рассматриваемых пород. В Дзирульском массиве кварцевые диориты, наряду со сланцами, имеют весьма широкое распространение. Не будет преувеличением сказать, что они его в основном и слагают. В той части, где работала Дзирульская экспедиция (северная половина Дзирульского массива), кварцевые диориты образуют два крупных дайкообраз-

ных тела широтного простираия. Залегают они среди про-  
рванных ими наиболее древних пород Дзирульского масси-  
ва—кристаллических сланцев. Весьма характерно для кварце-  
вых диоритов присутствие значительного количества ксено-  
литов—неосвоенных остатков—сланцевого материала. В упо-  
мянутых интрузивных телах количество такого неосвоенного  
материала увеличивается по мере приближения к контактной  
полосе со сланцами. В самой же контактной полосе широко  
развиты явления мигматитизации сланцев кварцевыми диори-  
тами. Здесь можно отметить все переходные разновидности  
от кварцевого диорита до сланца. Широкое распространение  
кварцевых диоритов в Дзирульском массиве станет еще бо-  
лее наглядным, если указать, что кристаллические сланцы на  
значительных площадях носят следы их воздействия—мигма-  
титизации. Породы таких участков нередко характеризуются  
таким соотношением сланцевого и изверженного материала,  
что их одинаково трудно бывает отнести как к сланцам, так  
и к кварцевым диоритам. С другой стороны, в Дзирульском  
массиве не менее широко развиты и такие кварцевые диори-  
ты, которые в значительной степени лишены посторонних  
включений. Здесь будут описаны как раз эти чистые, если  
можно их так называть, кварцевые диориты. Для того, чтобы  
разобраться в контактовых явлениях, вызываемых Рквийским  
интрузивом, этого вполне достаточно, т. к. контактирующий  
с ними кварцевый диорит большей частью беден ксенолита-  
ми сланца.

*Дзирульский биотитовый* кварцевый диорит в нор-  
мальном своем проявлении, т. е. в тех случаях, когда он ме-  
нее всего подвергнут катаклазу и не обнаруживает воздей-  
ствия гранитов более поздней фазы, представлен гипидио-  
морфнозернистыми породами различных оттенков серого  
цвета.

В минералогическом составе этих пород принимают уча-  
стие следующие минералы: главные—кварц, плагиоклаз и  
биотит; из второстепенных минералов присутствуют циркон,  
апатит, магнетит и сфен. Вторичные минералы представлены  
хлоритом, серицитом, пелитовым веществом, мусковитом и  
небольшими количествами эпидота и кальцита.

В разбираемых случаях, когда описываемые кварцевые  
диориты сравнительно в слабой степени затронуты динамо-  
метаморфизмом, в породе ясно выражена гипидиоморфнозер-  
нистая структура.

Плагиоклаз по составу относится к ряду олигоклаз-  
андезина (см. табл. № 15), и образует идиоморфные призматиче-

Таблица № 15.

№ шлифа	B <sub>1,2</sub>			2V	Уг. пог. ⊥PM	№ плагио- клаза	Двойниковый закон
	ng	nm	np				
426	5°	85°	90°	-83°		27	Альбитовый
439	20°	70°	90°	86°+		41	"
101	76°	14°	90°	±90°		32	Манебахский
101	65°	26°	82°			42	"
101a	15°	75°	90°	±90°		35	Альбитовый
	9.5°	60°	66.5°	-88°		31	"
431	82.5°	25°	66.5°			29	Карлсбадский
431					+12°	29	

ческие выделения; поэтому в шлифах он сплошь да рядом  
имеет форму идиоморфных прямоугольных и квадратных раз-  
резов; почти всегда тонко сдвойникован; иногда содержит  
небольшие и немногочисленные включения зерен кварца.  
Размер зерен большей частью от 1 кв. мм до 1—1,5; 1,5—  
2 кв. мм. Чаще свеж—слегка пелитизирован и слабо серици-  
тизирован (№ 101, 426); реже (№ 431) процессами выветри-  
вания затронут в большей степени.

Кварц образует аллотриоморфные зерна несколько  
больших размеров, чем плагиоклаз. Всегда обладает волни-  
стым угасанием и раздроблен в агрегат мелких различно  
угасающих зерен (мозаичный агрегат). Сравнивая кварц  
Рквийских гранитов и кварцевых диоритов по степени раз-  
дробления, следует отметить, что во всех случаях наблю-  
дается, что кварц кварцевых диоритов раздроблен гораздо  
более интенсивно. Следует отметить еще одну особенность  
кварца кварцевых диоритов. В отличие от кварца Рквийских  
гранитов он содержит небольшое количество жидких включе-  
ний (рис. 14).



Биотит встречается то в виде идиоморфных чешуек, то (чаще) в виде неправильных обрывков. Сравнительно редко, но все же наблюдаются включения его идиоморфных чешуек в плагиоклазе и еще реже в кварце. В некоторых случаях чешуйки биотита (что наблюдается во всех шлифах в большей или меньшей степени) бывают зажаты между кристаллами плагиоклаза и плагиоклаза и кварца (последнее наблюдается реже). Обычно в рассматриваемых случаях свеж; слегка бывает затронут хлоритизацией и редко обесцвечивается.



Рис. 14.

Для характеристики химического состава кварцевых диоритов ниже приводится анализ образца № 426, произведенный в лаборатории геологического сектора Груз. Фил. Ак. Наук СССР химиком Р. Накашидзе, и пересчет его на магматическую формулу по Левинсон-Лессингу.

	%	
SiO <sub>2</sub> —	66,37 —	1,106
TiO <sub>2</sub> —	0,68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —	16,28 —	0,159
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —	1,20 —	0,008
FeO —	4,38 —	0,061
MnO —	0,08	
CaO —	2,41 —	0,043
MgO —	1,61 —	0,040
K <sub>2</sub> O —	1,48 —	0,016
Na <sub>2</sub> O —	2,61 —	0,042
Пот. п/прок.	2,73	
Влаги	0,29	
	100,45%	

Магматическая формула по  
Левинсон-Лессингу  
1,21 RO · R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 6,62 SiO<sub>2</sub>  
R<sub>2</sub>O : RO = 1 : 2,47  
α = 3,14

Аналитик Р. Накашидзе.

Количественный минералогический состав описываемых пород представлен на табл. № 16. Как видно, наряду с типичным кварцевым диоритом (обр. № 268, 431, 469) встречаются также более основные разновидности. В одних случаях большая основность обусловлена понижением содержания кварца (обр. № 374 — близкая к диориту разновидность), в других — повышенным содержанием биотита (обр. № 101).

Таблица № 16.

№ образц.	268	431	469	Средний сост. Дз. кв. диор.	347	101	Состав, вычисл. из хим. анал.
Кварц . . . . .	29.6	31.9	30.0	30.2	6.5	28.2	39.5
Плагиоклаз . . . . .	57.5	56.5	56.5	56.8	82.2	50.0	43.0
Биотит . . . . .	13.0	11.6	14.0	12.9	12.0	21.6	17.2
Второстеп. . . . .	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.5
Сумма . . . . .	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0	100.0	99.2

Такие колебания, конечно, не должны быть непонятными. В начале же описания кварцевых диоритов было сказано, что они богаты включениями сланцевого материала, которые, конечно, следует рассматривать, как остатки ассимилированного ими субстрата. Среди этих остатков субстрата, согласно исследованиям Н. Татришвили и Т. Казахашвили (34; 35), наблюдаются различные, по основности, породы (сланцевые сланцы, амфиболиты и др.). Поэтому, в кварцевых диоритах естественно ожидать некоторую вариацию состава.

Каковы пределы этой вариации? Вправе ли мы, напр., ожидать разновидности гранитового состава? Решение поставленного вопроса, хотя бы приближенное, весьма важно, так как в дальнейшем оно нам поможет разобраться в некоторых затрагиваемых вопросах.

Поставленный вопрос будет разрешен, если знать составы пород субстрата и первоначальный состав разместившейся магмы. Некоторые предположения о составе пород субстрата можно получить по работам Г. Смирнова, Н. Татришвили и Т. Казахашвили (34, 35), а также

по отчетам Дзирульской экспедиции Геол. Инст. Грузии (39). Можно считать установленным, что среди многочисленного и различного по составу остатков сланцевого материала в кварцевых диоритах, нигде не обнаружены разновидности гранитового состава и вообще содержащие калиевый полевой шпат. О составе же магмы к моменту ее размещения можно судить следующим образом.

В полосе сланцев, примыкающих к упомянутым двум интрузивам кварц. диоритовых пород, часто наблюдаются мелкие жилки, мощностью от 2—1,5 см. до 5—10 см., проникающие в сланцы иногда вдоль сланцеватости, и не менее редко пересекающие их в виде сети переплетающихся жилок. Указанная только что приуроченность их к кварцево-диоритовым интрузиям позволяет их считать за мелкие ответвления последних. Поскольку запас тепла этих жилок был небольшой, ассимиляция прорванного ими материала не могла иметь существенного значения. Что это в самом деле так, видно из того, что состав этих жилок, независимо от характера прорванного ими материала, всегда кварцево-диоритовый и может быть иллюстрирован подсчетом в обр. № 431 (табл. № 16). С другой стороны, по причине того же малого запаса тепловой энергии, эти жилки нужно считать за наиболее рано остывшие образования рассматриваемых пород. Так что и с этой точки зрения их состав должен ближе всего соответствовать составу первоначально вторгшейся магмы, давшей начало разбираемым породам. Таким образом, состав первоначально вторгшейся магмы можно принять за кварцево-диоритовый. Далее, поскольку среди освоенного этой кварцево-диоритовой магмой материала нет пород гранитового состава, или вообще пород, содержащих калиевый полевой шпат, образование, путем ассимиляции ею пород субстрата, разновидностей гранитового состава, невозможно. Возможные вариации состава в кварцево-диоритовых интрузиях таким образом ограничены и заключаются в пределах от кварцевого диорита в сторону основных разновидностей.

В противоположность Рквийским гранитам, кварцевые диориты, как породы более древние, гораздо сильнее отра-

жают воздействие сил динамометаморфизма. Даже в тех случаях, когда они наружно не обнаруживают следов последнего, под микроскопом феномены катаклаза выступают резко. Кварц во всех случаях разбит в мелкий мозаичный агрегат, тогда как кварц Рквийского интрузива разбит в очень слабой степени (сравни рис. 6 и 14). Наблюдаемая ныне степень катаклаза кварцевых диоритов, конечно, является результатом наложения различных фаз орогенезиса, действию которых Дзирульский массив подвергался после внедрения кварцевых диоритов. Ниже, при рассмотрении формы залегания Рквийского интрузива, придется несколько ближе подойти к вопросу о роли того или иного орогенезиса для катаклаза кварцевых диоритов. Теперь же вкратце остановимся на тех изменениях структурного и минералогического порядка, которые происходят в результате динамометаморфизма. По степени катаклаза кварцевые диориты можно разбить, по крайней мере, на три следующие группы:

1-ая группа. Кварцевые диориты, в которых катаклаз макроскопически не выражен.

2-ая группа. Кварцевые диориты с выраженной параллельной текстурой и

3-ья группа. Кварцевые диориты с резко выраженной параллельной текстурой—кварцево-диоритовые динамосланцы.

1-ая группа соответствует описанному выше кварцевому диориту и характеризуется почти полным отсутствием нарушения гипидиоморфнозернистой структуры. Феномены катаклаза выражены только в раздроблении кварца. При этом кварц имеет изометричные очертания, т. е., повидимому, та форма, которую он имел до катаклаза, еще существенно не нарушена. Другие составные части породы явлений катаклаза, пока что, еще не обнаруживают. Только в единичных случаях наблюдается изогнутие чешуек слюды.

2-ая группа катакластических разновидностей кварцевого диорита, которая в свою очередь содержит ряд переходных разновидностей, характеризуется уже более существенными нарушениями гипидиоморфной структуры.

а) В первую очередь, почти полностью нарушаются гипидиоморфные соотношения между слюдой и более поздними

по времени выделения минералами. Слюда, чаще чем в предыдущей группе изогнутая, в этих разновидностях обволакивает полевые шпаты и уже обнаруживает тенденцию располагаться более или менее параллельными полосами. При этом гипидиоморфные соотношения между кварцем и плагиоклазом, пока что, почти не затронуты. Степень идиоморфизма плагиоклаза еще такая же, как это вообще характерно для кварцевого диорита. Только иногда изометричные зерна кварца принимают слабо линзовидную форму (обр. №№ 101, 463).

б) В тех случаях, когда порода более сильно подверглась катаклазу, слюда, все еще обволакивающая полевые шпаты, ясно располагается более или менее параллельными полосами. Кроме того, здесь гипидиоморфные соотношения между плагиоклазом и кварцем уже в значительной степени нарушены. Зерна кварца, раздробленные в еще более сильной степени, чем в предыдущих случаях, обладают линзовидной формой. Длинная сторона линзочек кварца располагается примерно параллельно сланцеватости. Плагиоклаз все еще сохраняет первоначальные очертания. Хотя во многих случаях уже наблюдается изгиб двойниковых полосок, закругление углов зерен и даже раздробление, в особенности в местах его соприкосновения с кварцем.

в) Наконец, при еще более сильных нарушениях, плагиоклаз совершенно теряет присущие ему идиоморфные очертания, образуя зерна овальной формы. Раздроблен не только по краям, в местах его соприкосновения с кварцем, но также во внутренних частях зерна. Кварц в описываемых разновидностях еще сильнее раздроблен и как бы образует цемент породы. Несмотря на полное нарушение ясных гипидиоморфных соотношений между составными частями кварцевых диоритов, при просмотре серии шлифов все же могут быть уловлены еще его реликтовые проявления. В частности, не так трудно установить бывшую в породе характерную для кварцевых диоритов высокую степень идиоморфизма плагиоклазов.

3-ья группа катакластических разновидностей характеризуется полным отсутствием всякого намека на бывшую

когда-то в породе гипидиоморфную структуру. Все минералы полностью раздроблены. Порода как на глаз, так и под микроскопом обнаруживает ясно параллельную текстуру. Распределение составных частей в породе иногда неравномерное. Наблюдаются полосы, богатые слюдой, и наоборот. Характерно, что второстепенные составные части — циркон, апатит, которые, повидимому, выпадают при истирании слюды, имеют тенденцию располагаться параллельно сланцеватости длинными осями (обр. №№ 377 и 405). Каких-либо существенных изменений минералогического состава при динамометаморфизме ни с количественной, ни с качественной стороны в изученных нами породах не наблюдалось, за исключением интенсивно рассланцеванных кварцевых диоритов (динамосланцев). В таких случаях плагиоклаз нередко нацело замещен серицитом (обр. № 397).

Следует отметить, что наряду с параллельными текстурами катакластического происхождения, которые большей частью приурочены к определенным тектоническим полосам (напр. полоса взброса кристаллического массива на известняки лейаса ниже ст. Салиети), наблюдаются также параллельные текстуры первичного происхождения. Такие параллельные текстуры наблюдались на кварцевых диоритах р. Думалы, Мечхетуры, Мазарулы и Дзусы. Обязаны они своим происхождением инъективному кварцево-диоритовой магмы по сланцеватости кристаллических сланцев.

*Структурные отличия кварцевых диоритов.* Для того, чтобы лучше разобраться в контактовых явлениях, вкратце остановимся на тех характерных особенностях, которыми отличаются от них Рквийские граниты. Можно указать на три структурных признака, по которым всегда легко различить названные породы.

1. Степень катаклаза породы может служить хорошим отличительным признаком. Тогда как кварц порфировых гранитов, образующий крупные зерна, бывает разбит самое большое на 3, 4, 5 зерен (рис. 6), кварц кварцевых диоритов во всех наблюдаемых случаях интенсивно раздроблен в агрегат очень мелких, различно угасающих зерен (рис. 14).

2. Другой особенностью, которой можно отличать квар-

цевые диориты от Рквийских гранитов, является количество жидких включений в кварце. В то время, как кварц порфирового гранита переполнен ими, кварц кварцевых диоритов содержит их сравнительно небольшое количество. Такое различие кварца этих двух пород находится в полном соответствии с их общим характером. Мы видели, что расплав давший начало Рквийским гранитам, был богат летучими, среди которых существенную роль играли пары  $H_2O$ . Тогда как кварцевые диориты, как это следует из их описания, были, повидимому, бедны ими.

3. Однако, лучшим отличительным структурным признаком является характер гипидиоморфной структуры в кварцевых диоритах и Рквийских гранитах. В кварцевых диоритах степень идиоморфизма плагиоклаза по отношению к кварцу во всех случаях гораздо резче выражена, чем в Рквийских гранитах. Плагиоклаз кварцевых диоритов в шлифе всегда наблюдается в виде идиоморфных, прямоугольных и иногда квадратных разрезов; тогда как плагиоклаз Рквийских гранитов лишен такой степени идиоморфизма. Большая степень идиоморфизма плагиоклаза из кварцевых диоритов наблюдается не только тогда, когда их гипидиоморфная структура почти не нарушена динамометаморфизмом, но в виде реликтового проявления наблюдается и в значительной степени рассланцеванных кварцевых диоритах.

Такой различный характер гипидиоморфного соотношения кварца и плагиоклаза, повидимому, зависит от различного химического состава гранита и кварцевого диорита. Поскольку последний (в рассматриваемом случае) несколько менее кислый, чем порфировый гранит, несколько более основным должен быть и выделяющийся в нем плагиоклаз. А так как основные плагиоклазы выделяются ранее кислых, весьма возможно, что в кварцевых диоритах время, отделяющее начало кристаллизации главных масс кварца и плагиоклаза, большее, чем в гранитах.

## 2. Контактные изменения.

Контактные изменения кварцевых диоритов, прорванных Рквийским гранитовым интрузивом, в главнейшем сводятся

к ин'ектированию их микроклином. Наряду с этим, некоторое распространение имеет еще привнос кварца.

Микроклинизация наблюдается повсеместно в контактном поле кварцевых диоритов. Однако слабее всего все же она выражена в пределах пегматитовых полей и резко там, где пегматитовые проявления отсутствуют. Хорошие обнажения ин'ектированных кварцевых диоритов наблюдаются по р. Квириле (несколько ниже ст. Салиети), у ст. Рквия, Бослеви и по водоразделу между последним и речкой Сатопела. Контактную поверхность между Рквийским интрузивом и прорванными ими кварцевыми диоритами не всегда легко выделить. Например, в западной половине интрузива (по р.р. Будже и Дзусе), переход от периферического пегматоидного гранита, содержащего ксенолиты кварцевого диорита, до кварцевого диорита, богатого жилами, аналогичными этому же пегматоидному граниту и пегматитовыми дайками, вполне постепенный. Постепенные "переходы" от порфировидного гранита до кварцевого диорита сплошь да рядом наблюдаются и в восточной половине интрузии. В качестве примера можно привести обнажение контактовой полосы по водоразделу между р. Сатопела и Садзелело. При описании периферии восточной половины интрузии было показано, что здесь, в приконтактной части порфирового гранита, появляются сперва незначительных размеров участки кварцевого диорита, повидимому являющиеся неосвоенными остатками среди рвущих их гранитов. По мере удаления от контакта количество элементов кварцевого диорита постепенно возрастает, пока, наконец, не осуществляется переход в собственно кварцевые диориты. Эти участки—ксенолиты—легко распознаваемы по характерной для кварцевых диоритов большей мелкозернистости, идиоморфизму плагиоклаза и более меланократному характеру. Под микроскопом их кварцево-диоритовый характер подтверждается также высокой степенью раздробленности кварца. При достаточной близости к контакту, в кварцевых диоритах наблюдаются элементы Рквийского гранита в виде мелких, часто неправильных оспинок микроклина, иногда развивающихся в настоящие порфиробласты. В таких случаях их иногда трудно бывает отличить от настоящего, Рквийско-

го порфиридовидного гранита. Ниже, однако, будет показано, что под микроскопом природу таких пород всегда легко установить.

Более или менее резко разграничены друг от друга порфиридовидные граниты и контактирующие с ними кварцевые диориты в обнажении контактового поля по р. Квириле между ж.-д. ст. Рквия и Беглеви. Железнодорожная выемка проходит здесь, примерно, вдоль самой контактной полосы.

Однако, лучше всего разобраться в изменениях, происходящих в кварцевых диоритах под воздействием Рквийских гранитов, можно на примере северного контактного поля, в его разрезе по р. Квириле (примерно в 1 км ниже ст. Салиети). Поэтому мы сейчас подробно остановимся на описании этого разреза.

*Описание обнажения.* По р. Квириле северное контактное поле обнажается в 1 км ниже ст. Салиети. Кварцевый диорит, в контакте с Рквийским гранитом, на протяжении 100—120 м приобретает розовую окраску, ввиду появления в породе микроклин-пертита. Количество микроклина в породе повышается по мере приближения к контакту. Распределен микроклин, вообще говоря, неравномерно, и эта неравномерность тем большая, чем дальше взят образец от контакта. На общем сером, присущем кварцевым диоритам, фоне участки, обогащенные микроклином, образуют неправильные и неравномерно распределенные пятна и оспинки. Неравномерное распределение микроклина иногда бывает настолько значительным, что нередко возможно от одного и того же образца стандартного размера (9 × 12 см), отбить разновидности кварцевого диорита, почти совершенно лишенные микроклина, и разновидности с значительным его содержанием. Розовая окраска, по мере удаления от интрузии, постепенно уменьшается и уже в 100—120 м от контакта сходит на нет. Однако под микроскопом наличие микроклина в кварцевом диорите можно констатировать на более значительном расстоянии от интрузии.

Появление микроклина в контакте кварцевых диоритов с Рквийским гранитом, а также увеличение его содержания по мере приближения к контакту, являются фактами такого

характера, которые указывают на его привнесенный характер. Такое заключение тем более вероятно, что, как это было показано (стр. 62), в кварцевых диоритах мы не можем ожидать фациальных разновидностей гранитового состава.

*Микроскопическое* исследование лишь уточняет данные полевых наблюдений. С этой целью приведем описание некоторых наиболее типичных образцов.

Обр. № 468—в 50 м от контакта с порфирированными гранитами.

Обр. № 469—в 100 м от контакта с порфирированными гранитами.

Обр. № 507—в 1 км от контакта с порфирированными гранитами.

В обр. №№ 468 и 469, на общем сером фоне, розовые участки, богатые микроклином, образуют неправильные пятна различных размеров. Из каждого образца было изготовлено по несколько шлифов: из серого участка породы, который, как предполагалось, должен был быть наименее или вовсе не микроклинизированным, и из розовых участков образца. Из изготовленных шлифов для каждого образца было отобрано по три шлифа. Из последних №№ 468° и 469° (серые участки) оказались не микроклинизированными кварцевыми диоритами.

№№ 468<sub>1</sub>, 469<sub>1</sub> и

468<sub>2</sub>, 469<sub>2</sub>—фельдшпатизированными в различной степени. №№ со значком 1—в меньшей, а со значком 2—в большей, степени.

Кроме указанных использованы данные описания одготипных образцов из южной контактной полосы с порфирированными гранитами.

Обр. № 463 у ст. Рквия—очень слабо микроклинизированная разновидность.

Обр. № 400—сильно фельдшпатизированная разновидность.

Как уже было указано, описываемые породы характеризуются очень большой неоднородностью количественного минералогического состава. Для иллюстрации этой неоднород-

ности в табл. № 17 сведены результаты подсчетов количественного минералогического состава в шл. №№ 469<sub>1</sub>, 469 и 469<sub>2</sub>, изготовленных из одного и того же образца. Размер образца до использования его на шлифы был 9 × 12 см.

Таблица № 17.

	№ 469	№ 469 <sub>1</sub>	№ 469 <sub>2</sub>
Кварц . . . . .	30.0%	32.7%	33.9%
Микроклин . . . . .	—	3.7 "	43.3 "
Плагиоклаз . . . . .	55.7 "	51.6 "	17.0 "
Биотит и мусковит . . . . .	14.0 "	12.3 "	5.0 "
Второстеп. . . . .	0.3 "	0.3 "	0.5 "
Сумма . . . . .	100.0%	100.6%	99.7%

Другим существенным признаком микроклинизированных кварцевых диоритов является характер гипидиморфной структуры. Во всех случаях, независимо от процентного содержания в породе микроклина, идиоморфизм плагиоклаза по отношению к кварцу всегда так же резко выражен, как в кварцевых диоритах. Правда, этот признак в некоторых случаях бывает сильно замаскированным, ввиду обильно наблюдаемой резорбции плагиоклаза микроклином. Но как реликтовое проявление, устанавливаемое путем восстановления первоначальных форм по их остаткам, резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к кварцу всегда заметен. Таким образом, в этих микроклин-содержащих породах, т. е. породах, по составу близких описанному выше граниту, наблюдается реликтовое проявление гипидиморфной структуры кварцевых диоритов, что позволяет видеть в них кварцево-диоритовую основу. Кроме того, то, что мы в самом деле имеем дело с микроклинизированными кварцевыми диоритами, а не с переходными к Рквийским гранитам, их фациальными разновидностями, видно также из следующего: независимо от содержания микроклина, кварц рассматриваемых пород, по всем своим особенностям аналогичен кварцу кварцевых диоритов. Так же как и последний, он интенсивно раздроблен и отличается незначительным содержанием жидких включений.

Наконец, весьма характерной структурной особенностью микроклинизированных кварцевых диоритов являются соотношения микроклина с другими минералами.

Микроклин (константы, см. табл. измер. № 18) во всех случаях представлен пертитовыми разновидностями и

Таблица № 18.

№№ шлифов	P <sub>(001)</sub>			P <sub>(010)</sub>			2V
	ng	nm	np	ng	nm	np	
507 <sub>2</sub> . . . . .	74°	28°	66°	74°	75°	22°	—88
	77°	24°	70°				—88
469 . . . . .	79°	11°	90°				—84

вполне аналогичен таковому из Рквийского гранита. В большинстве случаев обладает решетчатой структурой. Как правило, всегда бывает свежим, почти совершенно прозрачным. Взаимоотношения его с другими минералами ясно указывают на его привнесенный характер. Особенно хорошо это бывает видно в тех случаях, когда количество микроклина в породе незначительное. Примером могут служить обр. №№ 463 и 469<sub>1</sub>, количественный минералогический состав которых следующий:

	№ 463	№ 469 <sub>1</sub>
Кварц . . . . .	35,2%	32,7%
Микроклин . . . . .	3,7 "	3,2 "
Плагиоклаз . . . . .	44,5 "	51,6 "
Биотит с мусковитом . . . . .	15,3 "	12,3 "
Второстеп. . . . .	0,3 "	0,3 "
Сумма . . . . .	99,0%	100,1%

Здесь микроклин в одних случаях наблюдается в виде зерен, заполняющих промежутки между зернами мозаики кварца. При этом, в трещинки раздробленного кварца нередко внедряются короткие жилкообразные ответвления от основного зерна микроклина (рис. 15).

В других случаях, микроклин в виде жилочек либо пересекает

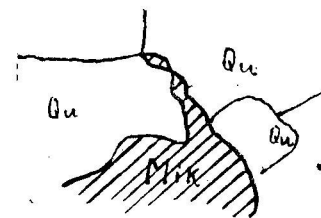


Рис. 15.

подвергшееся катаклазу зерно кварца, как напр. это показано на рис. 16, либо не только пересекает, но и образует почти петлеобразные проникновения между трещинками мозаичного кварца, иногда обволакивая его отдельные зерна (рис. 17).

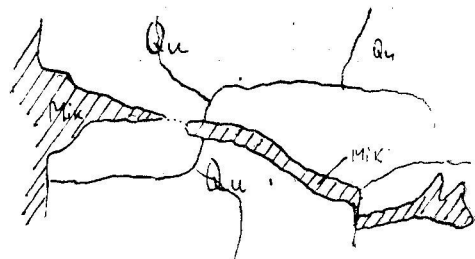


Рис. 16.

то, что микроклинсодержащие разновидности контактных кварцевых диоритов не являются результатом дифференциации

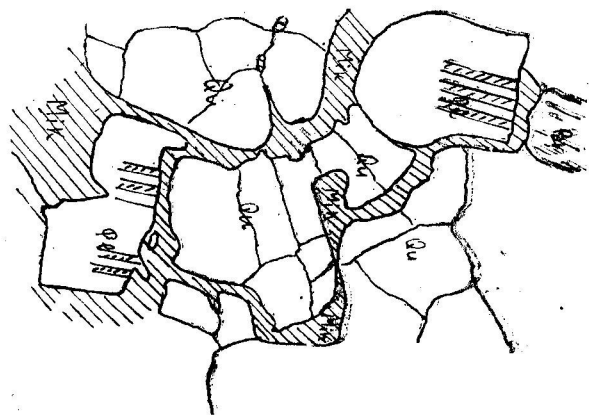


Рис. 17.

кварцево-диоритовой магмы, а что микроклин в этих породах привнеслся не только после их затвердения, но даже после того, как они претерпели сильный катаклиз.

В тех случаях, когда порода заметно или сильно микроклинизирована, такие ясные взаимоотношения не так часто наблюдаются. Хотя и в этих случаях, в шлифах все же можно отметить явления, аналогичные только что описанным. Примером могут служить зарисовки в шл. № 46<sup>а</sup> и 469<sup>б</sup>, представленные на рис. 18 и 19.

В шлифе № 468 (рис. 19) микроклин в виде узкого и длинного жилкообразного тела проникает вдоль зерна кварца, несколько удлиненного деформацией.

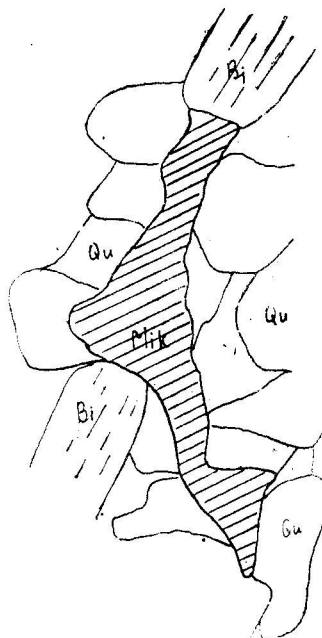


Рис. 18.

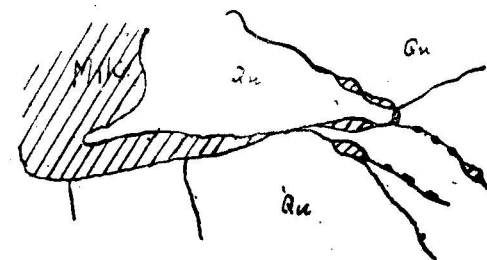


Рис. 19.

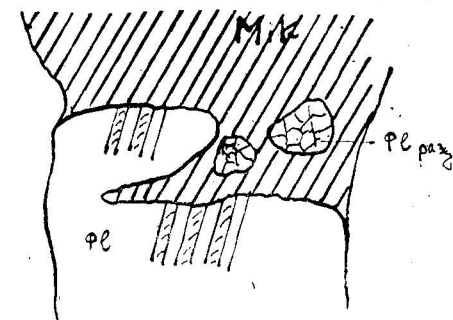


Рис. 20.

В заметно и сильно микроклинизированных кварцевых диоритах, особенно часто (гораздо чаще, чем это характерно для гранитов вообще) наблюдается интенсивная резорбция плагиоклаза микроклином. В одних случаях, проникновению микроклина в плагиоклаз, повидимому, не предшествовало раздробление последнего (рис. 20). В других, как это следует из рассмотрения рис. 21, плагиоклаз предварительно был, повидимому, катаклизирован<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Следует отметить, что такие явления, как представленные на рис. 20 и 21, сами по себе не могут указывать на привнесенный характер микроклина. Такая же картина может получиться в результате протокластических явлений. Однако, при наличии многочисленных фактов, доказывающих привнесенный характер микроклина, давать иное объяснение явлениям, показанным на рис. 20 и 21, конечно нецелесообразно.

Одной из характерных особенностей микроклина сильно ин'екцированных разновидностей кварцевого диорита является значительное (гораздо более значительное, чем это характерно для обычных гранитов) содержание включений плагиоклаза и кварца. При этом интересно отметить, что включения как кварца, так и плагиоклаза, в большинстве случаев раздроблены. Конечно, наличие такого рода включений очень легко объяснимо при допущении привноса микроклина после раз-

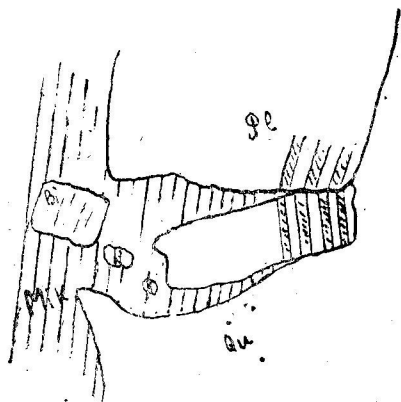


Рис. 21.

дробления породы. (Рис. 22, 23, 24).

Наряду с микроклинизацией, среди тех изменений, которые происходят в кварцевых диоритах под воздействием

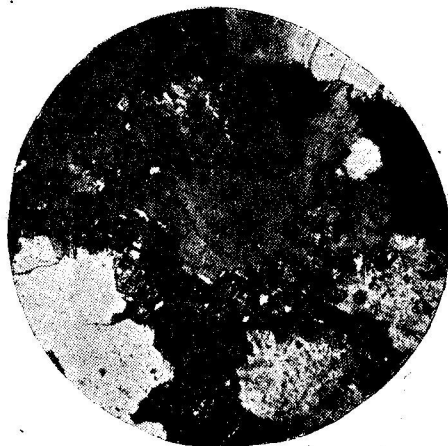


Рис. 22. Микроструктура микроклинизированного кварцевого диорита. Видно большое зерно плагиоклаза, содержащее большое количество включений кварца.

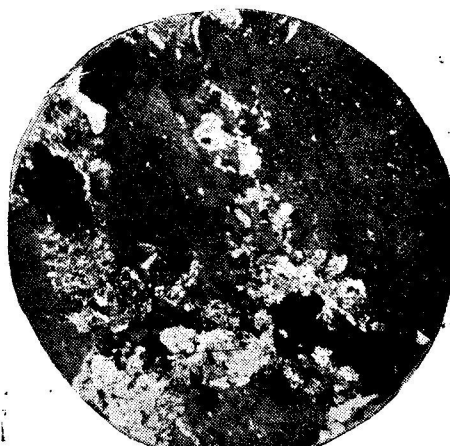


Рис. 23. Микроклинизированный кварцевый диорит. В большом зерне микроклина видны включения агрегата мелкораздробленных зерен плагиоклаза.

Рквийского гранитного интрузива, можно указать еще на следующие.

а) Плагиоклаз, который в не ин'екцированном или слабо ин'екцированном кварцевом диорите представлен олигоклазом и андезином, обладает более кислым составом в тех случаях, когда порода заметно или сильно ин'екцирована.

Рассмотрим изменения плагиоклаза кварцевых диоритов, расположив предварительно последнее в ряд по мере повышения %-го содержания микроклина (табл. № 19). В образцах №№ 463 и 4.9, где количество калиевого полевого шпата не превышает 4%, плагиоклаз, согласно измерениям, обладает нормальным составом для такового из Дзиркульского кварцевого диорита (табл. № 20). Как и в последних, плагиоклаз в описываемых случаях очень слабо серицитизирован и оглинившийся.

В тех же случаях, когда порода заметно ин'екцирована калиевым полевым шпатом (как напр. в обр. № 507, где %

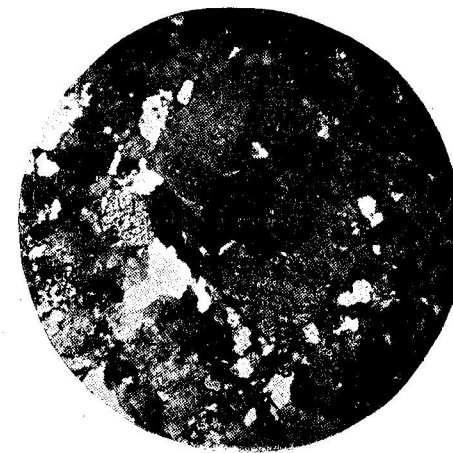


Рис. 24. Микроклинизированный кварцевый диорит. В большом зерне микроклина видны включения агрегата мелкораздробленных зерен плагиоклаза.

Таблица № 19.

Название минералов	№№ образцов				
	463	469	507	468 <sub>2</sub>	469 <sub>2</sub>
Кварц . . . . .	35.2	32.7	34.0	33.0	33.9
Плагиоклаз . . . . .	44.5	51.6	38.3	39.0	17.0
Микроклин . . . . .	3.7	3.2	15.2	22.5	43.3
Биотит и мусковит . .	15.3	12.3	12.0	5.3	5.0
Второстеп. . . . .	0.3	0.3	0.5	0.2	0.6
Сумма . . . . .	99.0	100.1	100.0	100.0	99.8



Таблица № 20.

№ обр.	B <sub>1, 2</sub>			2V	№ плагио- клаза	Закон двой- никового	Примечание
	ng	nm	np				
463	20° 77°	72° 35°	82° 58°	-85	38 35	Альбитовый Карлебад- ский	Преломление > чем у канад- ского бальзама
469	8° 77°	82° 23°	90° 71°	-84 ±90	29 29	Альбитовый Карлебад- ский	" "

Mik=15,2%) вокруг некоторых зерен плагиоклаза, которые обладают нормальным для кварцевого диорита составом, наблюдается, как это видно из таб. 21, появление, в виде наружных зон, более кислого плагиоклаза, состав которого опускается до альбита включительно. При этом, плагиоклаз уже бывает заметно серицитизирован.

Таблица № 21.

№ шл.	B <sub>1, 2</sub>			2V	Угол пог. ∠PM	№ пла- гиокл.	Закон двой- никового	Примеч.
	ng	nm	np					
507	13°	77°	90°	-88°	18 0 -13°	32 33 20 0	Альбитовый	Ядро 1-я периферия 2-я "
507	86° 89°	25° 24°	66° 67°			25 24	Карлебадский Карлебадский	

Наконец, в тех случаях, когда порода сильно ин'екцирована микроклином (обр. № 462<sub>2</sub>, 469<sub>2</sub>), состав плагиоклаза в большинстве случаев соответствует альбиту. Хотя иногда кое-где в шлифе можно отметить плагиоклаз, аналогичный по составу плагиоклазу из не ин'екцированного кварцевого диорита. Приведем результаты измерения плагиоклазов в обр. №№ 468, и 469<sub>2</sub> (табл. № 22).

Таблица № 22.

№№	B <sub>12</sub>			2V	№ Pl	Закон двой- никового	Примечания
	ng	nm	np				
468	15°	75°	90°	-77°	34	Альбитовый	Преломл.>1.540
468 <sub>1</sub>	77° 21°	14° 70°	87° 88°	+76°	5 0	Карлебадский Альбитовый	Преломл.<1.540 " <1.540
469 <sub>1</sub>	8°5	81.5°	90°		13	Альбитовый	Преломл.<1.540
469 <sub>2</sub>	10° 15° 9°	80° 75° 81°	90° 90° 90°	-81° 88°-	31 6 12	Альбитовый " "	Прело- мление > 1.540 Преломл.<1.540

Кроме того, что плагиоклаз сильно ин'екцированных разновидностей отличается своим кислым составом, характерным для него является также сильная степень серицитизированности—гораздо более сильная, чем это наблюдается на плагиоклазах не ин'екцированных или в меньшей степени ин'екцированных кварцевых диоритов.

в) Кроме закономерного обогащения плагиоклаза кварцевых диоритов альбитовой молекулой и закономерного увеличения степени их серицитизированности, вместе с повышением содержания привнесенного микроклина, наблюдаются также изменения темноцветной составной части—биотита.

В тех случаях, когда кварцевый диорит слабо или совершенно не фельдшпатизирован (№ 463, 468<sub>0</sub>, 469<sub>0</sub>, 507), биотит отличается значительной свежестью. Процессами хлоритизации и обесцвечивания обычно бывает затронут слегка—по краям, либо вдоль трещинок спайностей. Плеохроирует такая слюда в обычных для нее цветах—от коричневого по ng до светло соломенно-желтого по np. ng—np=0.050. (Толщина шлифа определена по кварцу). Вместе же с появлением микроклина, наряду с биотитом, в породе появляется бесцветная слюда и хлорит, количество которых повышается вместе с повышением степени микроклинизации.

Образующийся за счет биотита хлорит плеохроирует от светло-желтого по np до травяно-зеленого по ng. ng—np=

0.006. Интерференционная окраска чаще лавендово-синяя, реже стально-серая. Преломление  $n=1.589$ . По приведенным данным хлорит можно отнести к пеннину. Иногда среди продуктов изменения биотита наблюдаются и такие, которые характеризуются переходными цветами интерференции и плеохроизма от биотита к хлориту.  $n_g - n_p$  таких разновидностей  $=0,008, 0,012$  (шл. № 468). Мусковит, образующийся за счет биотита, характеризуется низким двупреломлением  $n_g - n_p = 0.021$  (шл. № 468<sub>1</sub>).

с) Следует указать еще на некоторые изменения количественного минералогического состава. Во-первых, вместе с повышением содержания микроклина уменьшается содержание плагиоклаза и слюды. Весьма возможно, что это результат метасоматического замещения их микроклином.

Во-вторых, сравнивая микроклинизированные кварцевые диориты с немикроклинизированными (см. табл. №№ 16 и 19), можно видеть, что первые всегда характеризуются несколько повышенным содержанием кварца. Повидимому, это является указанием на привнос в кварцевые диориты, наряду с микроклином, еще и кварца. Такое предположение тем более вероятно, что гидротермальный период жизни интрузии характеризуется обильным привносом кварца в окружающие породы. На это указывают многочисленные кварцевые жилы, встречающиеся повсеместно в контактовом ореоле интрузии, которые нередко связаны постепенными переходами с пегматитовыми жилами. Некоторые из этих кварцевых жил являются объектом добычи.

Благодаря привносу кварца происходят, повидимому, и более ощутительные структурные изменения. В этом отношении интересен обр. № 397 с южной контактной полосы.

Обр. № 397. Окварцеванный кварцево-диоритовый динамосланец. Количественный минералогический состав породы:

кварца . . . . .	44.1%
плагиоклаза. . . . .	28.5 "
биотита . . . . .	26.6 "
второстепен. . . . .	0.4 "
	<hr/>
	99.6%

Как видно, порода характеризуется повышенным содержанием кварца против нормального для кварцевого диорита.

При этом, кварц описываемой породы, обладающей ясно выраженной параллельной текстурой, лишен тех феноменов катаклаза, которые для него характерны в таких случаях, как то: вместо мелкозернистого агрегата различно ориентированных зерен с зубчатым сцеплением, наблюдается высоккристаллический паркетобразный агрегат укрупненных зерен кварца, почти лишенных волнистого угасания. Эти зерна обладают, примерно, параллельной, оптической ориентировкой (оптическая ось зерен кварца лежит, примерно, в плоскости сландеватости). Повидимому, такая регенерация кварца (потеря волнистого угасания, зубчатого сцепления и укрупнение) — результат гидротермальной перекристаллизации кварца кварцевых диоритов.

*Южная контактная полоса.* Аналогичные явления микроклинизации наблюдаются и в южной контактной полосе. В разрезе последней по р. Квириле, между ст. Рквия и Бо-слеви, во многих местах наблюдается микроклинизация кварцевых диоритов. Однако, масштаб этого процесса здесь не так широк. Кроме того, в отличие от контактной полосы у ст. Салиети, микроклин не сплошь импрегнирует кварцевые диориты, а проникает в них только там, где кварцевые диориты более или менее рассланцеваны. При сравнительно слабой микроклинизации катаклазированных разновидностей кварцевого диорита, так же как в описанных случаях, появляются гранитизированные оспинки. В тех же случаях, когда в тектоническую полосу привносится значительное количество микроклина, получается несколько своеобразный результат.

Во-первых, благодаря значительному привносу микроклина, количество биотита почти сходит на нет. Получается на вид лейкократовая порода, содержащая в себе остатки биотита и его продуктов изменения в виде мелких удлиненных скоплений, расположенных взаимно параллельно. Во-вторых, так как интенсивный привнос происходит только в полосах рассланцевания кварцевых диоритов, такие микроклинизированные породы обладают формой жил. Ввиду этого, в поле их легко принять за выжимки аплитового характера Рквийской

интрузии. Такая „жила“ наблюдается, напр., по правому берегу р. Квирилы в 0,5 км ниже ст. Рквия. Однако, ее изучение показывает, что мы имеем дело не с чистыми аплитовыми выжимками, а с интенсивно микроклинизированным рассланцеванным кварцевым диоритом. На это указывают следующие факты:

1) У описываемой „жилы“, как вообще у многих жил, наблюдаются апофизообразные ответвления. Характерно для нее также параллельное строение, которое обусловлено упомянутыми выше удлиненными скоплениями слюды. В главной массе „жилы“ сланцеватость параллельна простиранию. В ответвлениях же — следует их направлению. Такой характер сланцеватости указывает, что он описываемыми породами приобретен до их образования. Допустить, что жилы рассланцевались после их образования, — невозможно, так как тогда было бы не понятно, почему сланцеватость во всех случаях следует направлению ответвлений.

2) Под микроскопом привнесенный характер микроклина (обр. № 400) делается еще более очевидным. Во-первых, несмотря на значительное содержание микроклина, характер идиоморфизма плагиоклаза такой же, как в кварцевых диоритах, т. е. в породе наблюдается кварцево-диоритовая основа. Во-вторых, тут также наблюдаются взаимоотношения микроклина с другими минералами (кварц, плагиоклаз), указывающие на его привнесенный характер. Останавливаться на них мы здесь не будем, так как они вполне аналогичны тем, которые описаны на стр. 71—74. Для характеристики степени микроклинизации приведем количественный минералогический состав обр. № 400:

кварца . . . . .	36,5%
микроклина . . . . .	25,0 „
плагиоклаза . . . . .	28,9 „
биотита . . . . .	9,0 „
второстепен. . . . .	0,4 „
Сумма . . . . .	99,8%

В начале же настоящей главы было отмечено, что в пределах пегматитовых полей, кварцевый диорит почти не под-

вергается микроклинизации. Большинство изученных с этой части массива образцов контактовых кварцевых диоритов оказались совершенно лишенными микроклина. В некоторых случаях, однако, микроклинизация наблюдается и здесь. Примером может служить рассланцеванный кварцевый диорит, взятый недалеко от устья р. Шавраны. Благодаря микроклинизации по сланцеватости в породе появляются желтые гранитизированные полосы, напоминающий инъекции аплитового характера (обр. № 321).

Для характеристики химического состава микроклинизированных кварцевых диоритов приведем два химических анализа образцов № 469 (470) и № 400. Последний анализ относится к разновидности кварцевого диорита, который интенсивно фельдшпатизирован. Анализы выполнены в лаборатории Грузин. Филиала Акад. Наук химиком Р. Накашидзе. В таблицах № 23 и 24 сведены упомянутые анализы и пересчеты их на магматическую формулу с данными среднего типа гранита по Левинсон-Лессингу (26). Для сравнения же приведен анализ исходной породы (кварц. диорита).

Таблица № 23.

№ № Окислы	400		469 (470)		Средн. состав гранита по Левинсон-Лессингу		Кварц. диорит у ст. Рквия	
	%	Экв.	%	Экв.	%	Экв.	%	Экв.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72.56	1.209	73.99	1.233	69.92	1.165	66.37	1.106
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.21		0.11		0.39		0.68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.48	0.142	15.47	0.152	14.78	0.145	16.28	0.159
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.19	0.001	0.43	0.003	1.62	0.010	1.20	0.008
FeO . . . . .	1.32	0.018	1.01	0.014	1.67	0.023	4.38	0.061
MnO . . . . .	0.06		0.04		0.13		0.08	
CaO . . . . .	1.72	0.031	0.97	0.017	2.15	0.039	2.41	0.043
MgO . . . . .	0.51	0.073	0.88	0.022	0.97	0.024	1.61	0.040
SO <sub>3</sub> . . . . .	0.48		0.21					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.03		0.03		0.24			
K <sub>2</sub> O . . . . .	4.19	0.045	2.19	0.024	4.07	0.043	1.48	0.016
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.02	0.049	3.88	0.062	3.28	0.053	2.61	0.042
Пот. при прок.	1.45		0.95				2.73	
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0.19		0.28		0.78		0.29	
Сумма . . . . .	100.41		100.44		100.0		100.12	

Магматическая формулы и коэффициенты.

Таблица № 24.

	Магматическая формула	Кoeffиц. вклот. $\alpha$	$R_2O:RO$
№ 400 (Дзир. массив)	$1.09 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.3 SiO_2$	4.11	1.79:1
№ 469 (470) "	$0.89 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.95 SiO_2$	4.8	1.64:1
Состав средн. гранита из 237 анализов по Левинсон-Лессингу . .	$1.17 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.51 SiO_2$	3.6	1.40:1
Кварц. диорит . . . .	$1.21 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.62 SiO_2$	3.14	1.00:2.47

Как видно из таблиц, микроклинизированные кварцевые диориты по химическому составу соответствуют гранитам. Но эти „граниты“ своим химическим составом существенно отличаются от настоящих гранитов Дзирульского массива, какими являются напр. граниты Рквийского интрузива. В то время как для Рквийских гранитов, а равно всех аналогичных ему гранитов из Дзирульского массива (34; 35), характерно преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$  или почти равное их содержание, микроклинизированные кварцевые диориты отличаются преобладанием то одного, то другого из этих окислов, в зависимости от степени микроклинизации породы.

Таким образом, воздействие Рквийской интрузии на кварцевые диориты в главнейшем выражается в микроклинизации последних. Как известно, фельдшпатизация во время контактного метаморфизма—довольно распространенное явление. В частности, аналогичная нашей гранитизация гнейсов кварцево-диоритового состава описана Д. Белянкиным (10) при изучении им образцов с Поморского берега Белого моря.

### V. Некоторые выводы.

Здесь нам придется коснуться нескольких проблем, которые возникают в связи с изучением Рквийского интрузива. Эти проблемы следующие:

1. Относительный возраст интрузива.
2. Форма и глубина залегания интрузива.
3. Генезис интрузива.

При освещении этих вопросов, кроме наблюдений, которые производились нами во время работы в Дзирульской экспедиции Грузин. Филиала Акад. Наук, придется обратиться еще к имеющемуся по Дзирульскому массиву литературному материалу, количество которого к настоящему времени уже довольно возросло. Большая часть этих материалов пока еще не опубликована.

### 1. Возраст Рквийского интрузива.

Возраст описываемого интрузива определяется следующими данными. Рквийский интрузив контактирует с кварцевыми диоритами, которые в последнее время датируются, как после ниже-кембрийские образования. Этим определяется нижняя возрастная граница интрузива. Верхняя граница устанавливается налеганием ниже-лейасовой или верхне-триасовой кварцпорфировой серии на размытую поверхность Рквийского интрузива. Таким образом, имеются основания для отнесения описываемой интрузии к домезозойским образованиям (13, 14).

Однако, для того, чтобы более точно определить возрастное положение Рквийского интрузива среди домезозойских эруптивных образований, принимающих участие в сложении Дзирульского массива, придется коснуться более общего вопроса—последовательности вулканических циклов в Дзирульском массиве. Это тем более необходимо, что в последнее время по данному вопросу высказаны противоречивые взгляды. При этом, не только исследователями Дзирульского массива, но и работавшими по гранитам Главного Кавказского Хребта и Северного Кавказа, с которыми Дзирульские граниты, как известно, часто вполне основательно сравнивают. В результате исследования Рквийского интрузива оказывается возможным внести некоторую ясность и в данный вопрос. Ниже мы ограничимся рассмотрением только домезозойских интрузивных фаз.

а. *Количество и последовательность домезозойских эруптивных фаз в Дзирульском массиве.* Более или менее определенные указания по затрагиваемому вопросу мы находим частью в опубликованных, частью же в неопубликован-

ных работах Г. Смирнова, С. Чихелидзе, П. Гамкрелидзе и других (13, 32, 34, 35). Г. Смирнов и сейчас является сторонником той последовательности фаз, на которую он еще в 1930 году указал в своей небольшой печатной заметке (32). В последней Г. Смирнов намечает на следующую последовательность:

1) Докембрийские серые граниты, секущие свиту метаморфических сланцев (Ксенолиты нижнепалеозойских филлитов в то время в них еще не были обнаружены).

2) Эопалеозойские розовые граниты (На основании наличия в них ксенолитов филлита).

3) Основные породы.

4) Секущие габбровые породы аплиты и пегматиты.

По Г. Смирнову, последние являются производными какой-то верхнепалеозойской интрузии, не обнажающейся на поверхности.

П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе (13), которые в 1929 г. занимались изучением осадочной периферии массива, вскользь касаются данного вопроса. Указанная ими последовательность почти совпадает с выше приведенной.

Сравнивая изученные нами граниты с гранодиоритовыми породами, которые подробно описаны в работах Н. Татришвили, Т. Казахашвили и Г. Смирнова (34; 35) оказывается, что Рквийские граниты по химико-минералогическим особенностям вполне аналогичны некоторым породам, которые названными исследователями описаны под названием эопалеозойских. Этим возрастное положение Рквийского интрузива можно было бы считать определенным. Однако, мнение о приведенной выше последовательности нами не разделяется, так как оно составлено в тот период изучения Дзирульского массива, когда цвету пород придавали большое значение при их разграничении по возрасту. Обычно, и это в значительной степени было обусловлено влиянием работ А. Герасимова (15, 16, 17), считалось, что гранитоидные породы серого цвета являются по возрасту более древними—докембрийскими, а гранитоидные породы розового цвета более молодыми—эопалеозойским и верхнепалеозойскими. Однако, при описании Рквийского интрузива было показано, что

цвет пород ее слагающих столь же часто бывает розовым, как и серым, и что интенсивность розовой окраски является функцией диагенетических изменений, происходящих в интрузии в постмагматическую стадию. В силу этого, не лишено вероятия, что при картировании или при описании, часть более молодых гранитов синхронизировалась с более древними породами. Примером таких ошибок может служить Понская неинтрузия гранодиоритов (обнажается у сел. Хевис-Джвари, Пона и Ципа и у ст. Ципа Зак. ж. д.), которая долго считалась докембрийским образованием и после-байосский возраст которой был установлен чуть-ли не десять лет спустя после начала исследования Дзирульского массива; и это при тех явно выраженных контактных явлениях, которые, как это показали исследования ряда лиц (22, 33, 34), названная неинтрузия вызывает в прорываемых ею порфиритах средней юры. Позже, когда роли цвета стали придавать меньшее значение и когда слагающие Дзирульский массив породы петрографически были изучены лучше, приведенная схема последовательности была несколько уточнена. В частности, древнейшие плутонические породы, до сих пор именовавшиеся серыми гранитами после их изучения под микроскопом оказались *кварцевыми диоритами*, которые по Г. Смирнову имеют банатитовые фации розового цвета. Кроме того, согласно исследований Т. Казахашвили и Н. Татришвили (34, 35), среди эопалеозойских пород встречаются большей частью аляскиты, иногда с фациями нормального гранита. Последовательность фаз, которой придерживаются упомянутые авторы, после указанных коррективов будет следующая:

1. Наиболее древняя фаза—серые кварцевые диориты с розовыми банатитовыми фациями.

2. Затем розовые аляскиты с фациями нормального биотитового гранита.

3. Далее основные и ультра-основные породы и, наконец,

4. Аплиты и пегматиты (новая кислая фаза).

Новая схема, как видно, по существу ничем не отличается от предыдущей, однако она позволяет некоторые розовые граниты, относимые ранее к более молодым (эопалеозойским) образованиям, отнести к более древним, и наоборот.

Во взглядах названных выше исследователей общим является то, что ими всеми признается наличие нескольких докембрийских гранитоидных фаз. К аналогичному же выводу приходит и И. Кузнецов (23), который также склонен строго разграничивать серые докембрийские и розовые эопалеозойские граниты. В последнее же время были высказаны совершенно противоположные взгляды. Недавно в докладах Академии Наук СССР вышла статья Д. Белянкина и В. Петрова (10а), где названные авторы на основании наблюдаемых ими постепенных переходов между серыми и розовыми гранитами приходят к выводу о принадлежности их к одному вулканическому циклу, считая при этом розовые граниты все же несколько более поздними образованиями. Интересно отметить, что к аналогичному выводу о синхронности серых и розовых гранитов пришел и Соловьев (36), изучавший древние гранитоидные породы Главного Кавказского хребта.

Однако, наличие в Дзирульском массиве вышеописанного довольно крупного интрузивного тела, которое, как видно, обладает вполне определенной дайкообразной формой, сопровождается производными—аплитами, пегматитами, жильными гранитами—и вызывает явные контактовые изменения в прорезанных ими кварцевых диоритах, повидимому, не подтверждает этого мнения и вряд ли говорит за принадлежность этой формации к тому же вулканическому циклу, при котором извергались кварцевые диориты (серые граниты).

С другой стороны, нельзя согласиться с Г. Смирновым и другими исследователями при выделении пегматитов и аплитов в самостоятельную фазу. Исследование Рквийского интрузива показало, что он сопровождается аплитовыми и пегматитовыми жилами, которые внедрялись в окружающие интрузив кварцевые диориты, вместе с внедрением самого интрузива. Если же к этому еще добавить, что между аплитами и пегматитами, которые сопровождают Рквийскую интрузию, и теми аплитами и пегматитами, которые секут габбровые породы (напр. у сел. Шроша), нет никакого отличия ни по строению, ни по составу, ни по содержанию в них редких элементов, как это показали разведки последних 3—4 лет (29, 30, 37), то естественно поставить вопрос о правиль-

ности вышеприведенных схем последовательности фаз. В результате наших наблюдений последовательность эруптивных фаз рисуется следующим образом:

1. Кварцевые диориты.
2. Основные породы.
3. Биотитовые граниты, аляскиты, аплиты и пегматиты.

При этом, мы ограничиваемся с одной стороны только докембрийской эруптивной активностью в Дзирульском массиве, а с другой, пока что исключаем из рассмотрения свиту докембрийских кристаллических сланцев, среди которых также могут быть представители основных изверженных пород. Эти породы являются предметом специальных исследований Дзирульской экспедиции Геологического Института Грузии.

Но перед тем как окончательно принять эту последовательность, необходимо указать на следующее:

В Дзирульском массиве все же наблюдаются породы гранитового и гранодиоритового состава, которые безусловно связаны совершенно постепенными переходами с кварцевыми диоритами (бывшими „серыми гранитами“). Эти породы в виде довольно широкой полосы широтного простираются вдоль Дзирульского шоссе, выступая у сел. Шроша, Убисса, Борити, Вертквилис-чала. Кроме того, судя по работам Г. Смирнова и др. (34, 35), аналогичные породы широко развиты в восточной половине Дзирульского массива.

Породы означенной полосы очень похожи на нормальные граниты Рквийской фазы. Как и последние, они обладают то серой, то розовой окраской, хотя преобладающим все же является розовый цвет. Нередко эти породы обладают порфировидной структурой и фенокристаллы в них образованы микроклином-пертитом, который вполне аналогичен таковому из гранита Рквийского интрузива. Все это делает их еще более сходными по наружному облику. Поэтому эти породы часто принимаются за „розовые“ граниты, т. е. за образования, синхроничные с нашим интрузивом.

Однако, отождествление их с гранитами Рквийской фазы, несмотря на большое иногда их наружное сходство, приводит к отрицанию указанной нами последовательности фаз. В частности, так как эти породы связаны совершенно посте-

пенными переходами с кварцевыми диоритами, ставится под сомнение принадлежность кварцевых диоритов и гранитов Рквийской фазы к различным вулканическим циклам. К такому заключению пришли, напр., Д. Белякин и В. Петров (10а), которые в 1935 году познакомились с Дзирульским массивом по его разрезу вдоль Дзирульского шоссе, где как раз широко развиты рассматриваемые гранитоидные породы. Противоречие усугубляется еще тем, что в этих породах, основные породы картируются в виде даек (Шрошинский и Вашлевский габбровые интрузивы). Выше же был показан более ранний возраст габбровых пород. Для устранения указанных противоречий придется ближе познакомиться с гранитоидными породами Дзирульского шоссе. Это тем более интересно, что знакомство с этими породами, в дальнейшем нам позволит ближе подойти к вопросу генезиса описываемого интрузива.

*К вопросу о генезисе гранитоидных пород Дзирульского шоссе.* Из неопубликованных отчетов А. Твалчрелидзе и П. Топурия (39) для характеристики данных пород можно извлечь следующее:

1. Гранитоидные породы Дзирульского шоссе, примерно в пределах между сел. Шроша и Борити слагают довольно широкую полосу (повидимому более 1 км) широтного простирания. Выступают эти породы у селений Шроша, Убиса, Макадубани и Борити. Р. Дзирула и ее правые притоки р. р. Мачарула, Гезрула, Хелмосмула и Думала дают их прекрасные обнажения.

Несмотря на вполне постепенный переход описываемых пород в кварцевые диориты, границу между ними все же можно заметить. К сожалению, можно наблюдать только северную границу; южная, повидимому, покрыта осадочными образованиями. Однако, характер хотя бы только северной границы (соотношение между нею и рельефом) указывают на то, что описываемые породы слагают крупное дайкообразное тело с северным падением.

2. Везде в описываемой полосе в большом количестве встречаются секущие их аплитовые и пегматитовые жилы, которые аналогичны таковым, связанным с Рквийским интрузивом.

Это является одним из таких признаков, которыми описываемые породы отличаются от Рквийских гранитов. Последние, как было указано, никогда не секутся пегматитовыми жилами (стр. 41б).

3. Рассматриваемые гранитоидные породы характеризуются резкой неоднородностью минералогического состава. От разновидностей гранитового и банатитового состава наблюдаются частые и быстрые переходы к почти чистым кварцевым диоритам.

4. Общий наружный облик этих пород зависит от %-го содержания микроклина. В тех случаях, когда содержание микроклина незначительно, порода напоминает обычный Дзирульский серый кварцевый диорит. Разновидности же гранитового и банатитового состава часто почти не отличимы от Рквийских гранитов. В особенности, если микроклин образует порфирировидные кристаллы. Несмотря на это, в разновидностях банатитового и гранитного состава все же, даже при макроскопическом просмотре, можно отметить структурные элементы кварцевого диорита (стр. 42б).

5. В отличие от гранитов Рквийской фазы, гранитоиды описываемой полосы в большинстве случаев в той или иной степени рассланцованы. При этом степень их рассланцованности всегда большая, чем у гранитов Рквийской фазы и кварцевых диоритов. В связи со степенью сланцеватости, необходимо отметить следующее важное обстоятельство: степень сланцеватости описываемых пород, в общем, уменьшается вместе с уменьшением содержания микроклина. Это хорошо наблюдается по р. р. Гезрула и Хелмосмула, которые дают разрезы данной полосы вкрест ее простирания.

Постараемся на основании сказанного прийти к предварительным выводам.

Такие особенности описываемых пород, как резкая смена минералогического состава от кварцевого диорита до банатита и гранита, наличие структурных элементов кварцевого диорита при общем облике, схожем с таковым Рквийского гранита, наличие секущих их аплитовых и пегматитовых жил, отсутствующих в Рквийском интрузиве, уже указывает на то, что описываемые породы не являются аналогами Рквийских

гранитов. Увеличение же %-го содержания микроклина вместе с увеличением сланцеватости, по нашему мнению является таким фактом, который может быть объяснен только при допущении привноса микроклина после рассланцевания породы. В таком случае рассматриваемые гранитоиды должны толковаться, лишь как микроклинизированные кварцевые диориты.

Остается только проверить это положение под микроскопом. Здесь мы лишь вкратце осветим микроскопический облик этих пород. Более подробные сведения можно найти в отчетах А. Твалчрелидзе и П. Топурия (39).

Минералогический состав этих пород следующий: из главных минералов встречаются кварц, плагиоклаз и биотит и редко роговая обманка. Второстепенные составные части представлены апатитом, цирконом и небольшими количествами турмалина и ортита. Из вторичных минералов отмечены серицит, хлорит, пелитовое вещество, кальцит, эпидот и магнетит.

Кварц чаще интенсивно раздроблен и с резким волнистым угасанием и при этом почти всегда более резко выраженный, чем у кварца кварцевых диоритов.

Плагиоклаз, несмотря на то, что нередко, ввиду сильного катаклаза породы, бывает изогнут (заметно по двойниковым полоскам) и даже раздроблен, все-же в некоторых случаях характеризуется такими очертаниями, которые указывают на наличие степени идиоморфизма большей, чем у плагиоклаза Рквийских гранитов. В этом отношении описываемые породы сходны с кварцевыми диоритами.

$$V_{1,2} \begin{cases} ng 72^\circ \\ nm 38^\circ \\ pr 56^\circ \end{cases} \text{ Pl № 38, закон Карлсбадский.}$$

Шлиф № 267.

$$V_{1,2} \begin{cases} ng 84^\circ \\ nm 37^\circ \\ pr 52^\circ \end{cases} \text{ Pl № 33, закон Карлсбадский.}$$

Шлиф № 275<sub>1</sub>.

Степень измененности плагиоклаза вообще значительная и повышается вместе с увеличением содержания микроклина.

(сходство с контактовым кварцевым диоритом!). Из продуктов замещения плагиоклаза можно отметить серицит и пелитовое вещество, благодаря которому плагиоклаз обретает бурю окраску. Однако, в описываемых породах плагиоклаз в главнейшем подвержен пелитизации. Серицитизирован он не всегда и не очень сильно.

Цветной силикат представлен в большинстве случаев биотитом, реже обыкновенной зеленой роговой обманкой. Как биотит, так и роговая обманка в большинстве случаев полностью хлоритизированы. Среди продуктов их замещения всегда в большом количестве присутствуют зернышки вторичного магнетита. Эпидот и кальцит развиваются, повидимому, главным образом за счет роговой обманки. Как биотит, так и роговая обманка бывают зажаты между зернами плагиоклаза, располагаясь параллельными цепочковидными полосами.

Калиевый полевой шпат:

$$P_{(001)} \begin{cases} ng 89^\circ \\ nm 10^\circ \\ pr 80,5^\circ \end{cases} \quad 2V = -89^\circ \quad P_{(001)} \begin{cases} ng 90^\circ \\ nm 4^\circ \\ pr 90^\circ \end{cases} \quad 2V = -73^\circ$$

Шл. № 267

$$2V = -76^\circ$$

представлен часто решетчатым микроклин-пертитом, который вполне аналогичен микроклину из Рквийского гранита. Взаимоотношения его с другими минералами бесспорно указывают на его привнесенный характер. Из этих взаимоотношений достаточно отметить следующее:

В шлифе № 269 наблюдалось несколько жилок микроклина, секущих, главным образом, плагиоклазы. То, что в данном случае имеем дело с жилками микроклина, образовавшимися в результате выполнения катакластических трещин, а не с явлениями протоклаза, хорошо видно на одной из жилок в шл. № 269. Эта жилка прослеживается по всему шлифу, пересекая, кроме плагиоклаза, еще зерно раздробленного кварца (рис. 25 и 26). Это обстоятельство бесспорно указывает на привнос микроклина после катаклаза кварца. Рассматривая гранитоидные породы, развитые вдоль Дзирульского



шоссе, за микроклинизированные кварцевые диориты, по нашему мнению, не рационально применять к ним такие названия, как банатит, гранит и т. д., поскольку эти названия выражают определенный генезис породы.

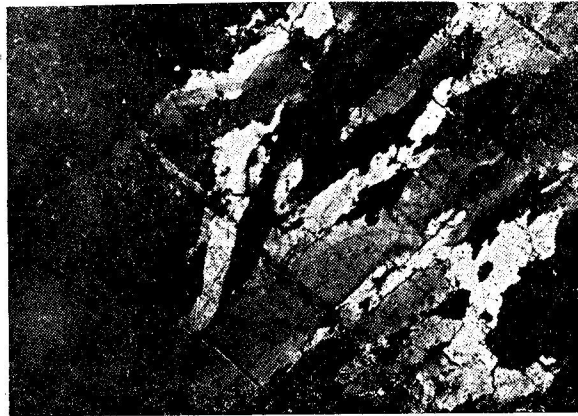


Рис. 25.

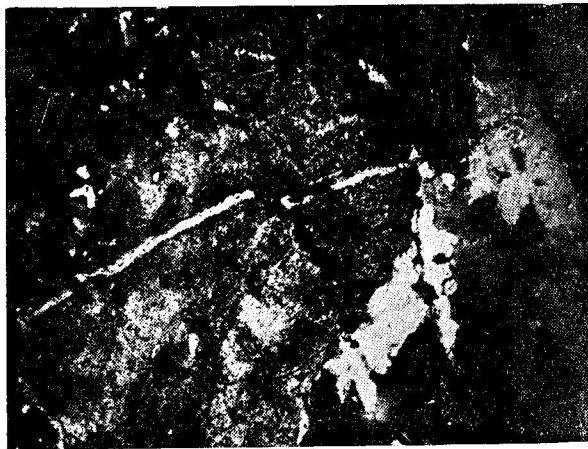


Рис. 26.

Как мы видели, природа привнесенного микроклина вполне аналогична таковому из Рквийского интрузива. Кроме того, в полосе пород Дзирульского шоссе в большом количестве

встречаются аплитовые и пегматитовые жилы, которые также совершенно подобны таковым, связанным с Рквийским интрузивом. Наконец, простираение пород Дзирульского шоссе, как указано, такое же широтное, как у упомянутого интрузива. Естественно, поэтому, допустить, что появление данной ин'екцированной и фельдшпатизированной полосы связано с внедрением гранитов Рквийской фазы. Тем более, что аналогичные явления привноса микроклина наблюдаются и в контакте кварцевых диоритов с Рквийским интрузивом.

Образование описываемых пород мыслится следующим образом. Поскольку степень катаклаза пород описываемой полосы всегда большая, чем у немикроклинизированных кварцевых диоритов и поскольку, как видно из сказанного выше, этот катаклаз произошел до микроклинизации, данную полосу прежде всего нужно рассматривать, как тектоническую полосу, образовавшуюся до или во время внедрения гранитов Рквийской фазы. Вдоль этой тектонической полосы вместе с внедрением гранитов Рквийской фазы происходило ин'екцирование аплитовых и пегматитовых жил и вместе с последними привнос—пропитывание микроклином.

*Возраст Рквийского интрузива.* При указанном толковании генезиса пород Дзирульского шоссе, устраняются те противоречия, о которых говорилось выше (стр. 447). В частности, возраст габбровых пород, картирующихся в микроклинизированных кварцевых диоритах в виде даек, все же устанавливается более древним, так как они (габбровые породы) секутся аплитами и пегматитами. Последние же синхроничны с микроклинизированными кварцевыми диоритами. Этим предложению выше последовательность домезозойских вулканических циклов—

1. кварцевые диориты,
2. основные породы,
3. биотитовые граниты и аляскиты с производными (Рквийский интрузив и др.),

надо считать доказанной.

Таким образом, Рквийский гранитный интрузив с его дериватами является наиболее молодым домезозойским образованием Дзирульского кристаллического массива.

## 2. Форма и глубина залегания Рквийского интрузива.

а. *Форма залегания.* Г. Смирнов в 1930 г. (32) указывал на то, что эопалеозойские розовые граниты, т. е. граниты, синхроничные описываемому Рквийскому интрузиву, залегают в виде хонолитообразных тел. Далее, он все время проводит ту же самую точку зрения, основываясь на своих исследованиях и на исследованиях своих сотрудников (Н. Татришвили и Т. Казахашвили) в Харагоульском и других районах Дзирульского массива (34, 35). Другие исследователи, если и касаются проблемы формы залегания, то лишь в порядке постановки вопроса (13).

Для Рквийского интрузива степень его обнаженности также не позволяет высказаться определенно. Однако, характер контактных ореолов, пегматитовых полей и другие особенности, по нашему мнению, позволяют внести некоторую ясность в данный вопрос. Чтобы получить представление о форме интрузивного тела, укажем на следующее:

1. На поверхности интрузив обнажен в виде удлиненно-го в широтном направлении тела. При этом длина его почти в 3 или 4 раза превышает среднюю ширину.

2. Контактный ореол в восточной половине интрузии (к востоку от р. Квирилы) сравнительно узок; заметные изменения наблюдаются только в пределах 80—100 м от контакта. Дальше интенсивное проявление воздействия интрузии не наблюдается. Поэтому для данной части можно предположить более или менее крутое падение контактных поверхностей.

3. О характере южной контактной поверхности в западной половине интрузии можно судить по разрезам, которые дают р.р. Буджа и Мазарула. Из карты видно, что здесь интрузив окаймлен пегматитовой полосой. В направлении от интрузии пегматитовые проявления в названной полосе постепенно сходят на нет и почти совершенно затухают в 700—800 метрах от нее. Далее к югу на расстоянии 700—800 м как по р. Будже, так и по Мазаруле, обнажены кварцевые диориты, которые почти лишены воздействия Рквийского ин-

трузива. После указанного перерыва в кварцевых диоритах вновь появляются пегматитовые жилы и аналогичные периферическому пегматоидные граниты, которые слагают параллельную интрузиву полосу почти такой же ширины и интенсивности. Появление второй пегматитовой полосы может указывать на изгиб контактной поверхности (см. разрез АВ).

Судя по характеру пегматитового поля, которое окаймляет интрузив с севера, контактная поверхность здесь такого изгиба не обнаруживает.

Профили интрузива для его восточной и западной половины представлены на разрезах АВ и СД.

4. Часть интрузий восточнее р. Квирилы, как видно из карты, отличается меньшей шириной (максимальная ширина 3,5 км). В своем месте (стр. 415) было показано, что по длинной оси массива в восточном направлении происходит поднятие интрузива. Поэтому в восточной половине обнажены его более глубокие части. Таким образом, можно предположить, что вместе с увеличением глубины залегания, происходит уменьшение ширины интрузива. В результате вышеизложенного, Рквийский интрузив, если ограничиться глубиной, допустимой при экстраполяции, должен представиться в виде расширяющегося кверху крупного дайкоподобного тела.

*Относительная глубина залегания.* По форме залегания Рквийский интрузив, как видно, следует отнести к гипабиссальным телам. На это также указывает ряд его структурных особенностей, как то: порфиоровидная структура и не так уже редко обнаруживающееся у плагиоклазов слабое зональное строение. Относительно последнего признака нужно заметить, что весьма вероятно, что частое отсутствие зональности и его слабое проявление являются следствием постмагматической альбитизации, которая могла сгладить различие между отдельными зонами. Однако, вряд ли можно считать описываемый интрузив типично гипабиссальным. По Усову (42), исключительно микроклиновый характер калишпата присущ большей частью абиссальным телам. Поэтому, может быть будет вернее, если по глубине залегания Рквийский интрузив считать промежуточным между гипабиссальными и абиссальными телами. Для того, чтобы внести большую

ясность в разбираемый вопрос, было бы не лишним интереса сравнить описанный интрузив с точки зрения относительной глубины залегания с каким либо другим, заведомо гипабиссальным телом в Дзирульском массиве. Наиболее подходящими для этого являются неинтрузии. Особенности минералогического состава и структуры последних, в частности анортоклазовый характер калишпата, резкая, иногда ритмическая зональность плагиоклазов и иногда эффузивный (кварц-порфировый) облик их краевых частей, установленные работами Г. Заридзе (22), Казахашвили, Татришвили (35) и др., указывают на типично гипабиссальный характер неинтрузий. Сравнение тем более интересно, что по размерам неинтрузии часто не уступают интрузивам Рквийской фазы. Например, площадь, занимаемая Понской неинтрузией, почти равна площади Рквийского интрузива. Если же принять, как указывает Г. Заридзе (22), что до наблюдаемой глубины Понская интрузия обнаруживает батолитовое расширение, размер его, вообще говоря, должен быть большим, чем у описанного нами. Решение поставленного вопроса, по нашему мнению, возможно, если исходить из следующих соображений: орогенные движения, при которых образовались Рквийский интрузив и неинтрузии, безусловно вызывали в кварцевых диоритах—в породах, в основном слагающих Дзирульский массив,—явления динамометаморфизма; если каким нибудь образом удастся установить характер динамометаморфизма при том или ином орогенном движении, тем самым получат некоторое освещение геологические условия происхождения интрузивов.

Таким образом, в первую очередь нам придется познакомиться с явлениями динамометаморфизма в кварцевых диоритах.

Поскольку кварцевые диориты породы древние—докембрийские, как их считали до последнего времени, или палеозойские, по новым данным Г. Смирнова, Н. Татришвили и Т. Казахашвили, и поскольку в них происходило извержение последующих интрузий, каждая из которых была связана с орогенной фазой, естественно допустить, что наблюдаемая теперь степень их катаклаза представляет резуль-

тат наложения различных фаз динамометаморфизма. В палеозое более или менее отчетливо намечаются два движения:

Первый раз катаклазу кварцевые диориты, повидимому, подверглись во время внедрения основных пород. Эти основные породы представлены разнообразными габбро и рогово-обманково-кварцевыми габбро. Слагают они сравнительно небольшие дайкообразные тела.

Следующей орогенной фазой была, повидимому, та, при которой происходило внедрение гранитов Рквийской фазы. Это, повидимому, наиболее сильное движение в палеозое, так как оно сопровождалось внедрением крупных интрузивов гранита и гранитизацией кварцевых диоритов в большом масштабе.

Из послепалеозойских движений можно отметить: движения, которые предшествовали отложению нижнего лейаса и которые сопровождались внедрением кварцевых порфиритов, кварц-порфиров и кварц-альбитофиров; затем верхнеюрские движения, которые сопровождались внедрением неинтрузий—Понская неинтрузия (по Г. Заридзе и Г. Смирнову). Кроме Понской в Дзирульском массиве неинтрузии отмечены еще у сел. Чалвани (Н. Татришвили) и между ст. Мартотубани и Бослеви Чиатурской ветви Закавказья. Наконец, отметим движения, обусловившие поднятие ныне обнаженной части грузинской глыбы—Дзирульского массива, которые произошли, повидимому, не ранее олигоцена (А. Джанелидзе).

Перечисленные движения безусловно в той или иной степени отражались на кварцевых диоритах. Однако, роль каждого из них, ввиду отсутствия достаточных данных, не может быть учтена.

Имеющийся в нашем распоряжении материал исчерпывается следующими данными:

1. Изучение микроклинизированных разновидностей кварцевого диорита показало, что микроклин в этих породах сплошь и рядом проникает в виде жилочек вдоль трещинок раздробленного кварца и других минералов.

2. С другой стороны, при изучении тех же микроклинизированных разновидностей нередко можно отметить раздробление зерен микроклина (обр. №№ 405<sub>1</sub>, 399, 400).

3. Микроклинизация кварцевых диоритов происходила под воздействием гранитов Рквийской фазы.

Таким образом, мы имеем возможность различать феномены катаклаза, приобретенные кварцевыми диоритами до или не позже внедрения гранитов Рквийской фазы, от таких, которые приобретены позже. Каждый из них обязан своим происхождением не одному процессу динамометаморфизма, а представляет результат наложения различных фаз последнего, связанных с различными орогенными движениями. Условно прием называть катаклазы, приобретенные кварцевыми диоритами после внедрения гранитов Рквийской фазы, *поздними катаклазами*, а ранее — *древним катаклизом*.

Рассмотрим теперь роль каждого из этих катаклизмов.

1. Кварцевые диориты и граниты Рквийской фазы по существу гранитоидные породы, поэтому нарушения, вызываемые воздействием сил динамометаморфизма, должны отражаться в них более или менее одинаково. В таком случае, степень катаклаза Рквийского гранита будет равна той, которую получили кварцевые диориты в результате орогенных движений, последовавших после внедрения Рквийского интрузива. Но так как степень катаклаза Рквийского гранита, как абсолютно, так и в особенности по сравнению с кварцевыми диоритами, незначительна, нужно думать, что наблюдаемые феномены катаклаза кварцевых диоритов в основном приобретены ими не позже внедрения гранитов Рквийской фазы. А так как из палеозойских орогенных фаз наиболее интенсивной является, повидимому, та, с которой связано внедрение гранитов Рквийской фазы, можно предположить, что, в основном, наблюдаемый ныне катаклиз кварцевых диоритов произошел именно при этом орогенном движении.

2. Динамометаморфизм, который происходил под влиянием орогенного движения, давшего граниты Рквийской фазы, существенно отличается от позднего. На Дзирульский массив, в частности, на его главную слагающую — кварцевые ди-

ориты, он отражается более или менее равномерно. В главнейшем воздействие древнего катаклаза выражается почти в повсеместном появлении в кварцевых диоритах разновидностей с параллельной текстурой. Роль динамосланцев, приуроченных к определенным тектоническим полосам, здесь ограничена. Поздние же движения, как показано, в общем на кварцевых диоритах почти совершенно не отражаются. Их проявления имеют только локализованный характер и они представлены динамосланцами и зонами раздробления, приуроченными к определенным тектоническим полосам. Таковыми являются, напр., зона разлома в кварцевых диоритах вдоль полосы взброса кристаллического массива на известняки лейаса, южнее ж. д. станции Салиети; зона разлома также в кварцевых диоритах, связанная с небольшим надвигом, который проходит севернее ст. Салиети и который установлен в верхнемеловых осадках и др. После сказанного, можно подойти к решению поставленной выше проблемы.

Различный характер древнего и позднего катаклаза указывает на то, что Дзирульский массив находился в различных условиях гидростатического давления при тех орогенных движениях, которыми они (катаклазы) вызваны. В частности, поскольку орогенное движение, обусловившее появление Рквийского интрузива, отражается на массиве в целом и более или менее равномерно (т. е. имеет характер регионального метаморфизма), при нем Дзирульский массив должен был находиться под большой нагрузкой (т. е. под большим гидростатическим давлением), чем во время всех последующих орогенных фаз. С своей же стороны это указывает на то, что гипабиссальный Рквийский интрузив является более глубинным телом, чем все более поздние интрузии.

### 3. О генезисе Рквийского гранитового интрузива.

При рассмотрении микроклинизированных кварцевых диоритов было показано, что сплошь и рядом получают такие разновидности гранитоидов, которые очень похожи на граниты Рквийской фазы. Возможность получения разновидностей, близких к Рквийским гранитам, будет еще большая, если

вспомнить, что вместе с привносом микроклина привносится еще  $SiO_2$ ; в результате происходит потеря реликтовых катаклазовых проявлений у кварца. Степень же катаклаза последнего как раз является одним из существенных отличий между двумя кислыми формациями Дзирульского массива. Как правило, кварц более древних кварцевых диоритов, в отличие от более поздних гранитов, бывает интенсивно раздроблен и обладает резким волнистым угасанием.

Сказанное позволяет поставить такой вопрос: если в результате ин'екцирования, фельдшпатизирования и привноса кварца в кварцевые диориты, получаются разновидности пород, почти ничем не отличающиеся от Рквийских гранитов, то может быть образование последних нужно понимать, как результат перечисленных явлений. В таком случае, такие интрузивы, как Рквийский, представились бы в своем роде регенерированными кварцевыми диоритами, благодаря поднятию аплит-пегматитовой магмы.

Однако, вряд ли генезис Рквийских гранитов об'ясним таким образом. Правда, по общему химическому облику Рквийские граниты близки к пегматитам, но в данном случае все же имело место поднятие более или менее чистой гранитной магмы, которая (как это было показано выше, стр. 416) дифференцировалась с образованием пегматитов только после или, лучше, во время размещения интрузива. Весьма возможно, что частично происходило загрязнение чистой гранитовой магмы прорванными ею кварцевыми диоритами. Однако, это не могло существенно отразиться на описываемых гранитах, ввиду близости их состава с составом кварцевых диоритов. Тем более, что вряд ли процесс ассимиляции кварцевых диоритов мог иметь широкое развитие, — почти пегматоидный облик Рквийского гранита, указывая на его сравнительно низкотемпературный характер, исключает возможность ассимиляции кварцевых диоритов в широком масштабе. Нам кажется небезинтересным сопоставить некоторые особенности Рквийских гранитов (чистых гранитов по происхождению) с особенностями гранитоидов, образовавшихся путем микроклинизации кварцевых диоритов.

Рквийские граниты (чистые граниты) Гранитоиды образовавшиеся путем микроклинизации кварцевых диоритов

1. Степень катаклаза всегда очень слабая. Наружно она совершенно не выражена. Под микроскопом наблюдается очень слабое раздробление кварца.

2. Гипидиоморфная структура, соответственно с меньшей основностью плагиоклаза, характеризуется меньшим идиоморфизмом плагиоклаза к кварцу, чем это наблюдается в кварцевых диоритах.

3. Аплитовые и пегматитовые жилы располагаются в контактовом ореоле интрузии. Центральные части ими никогда не секутся. Иногда наблюдаются в перифериях.

4. Минералогический состав в общем постоянный.

1. Степень катаклаза большей частью большая, чем у кварцевых диоритов, но не меньше. Параллельная текстура всегда хорошо выражена и тем лучше, чем больше в породе микроклина. Под микроскопом наблюдается интенсивная раздробленность кварца.

2. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к кварцу, независимо от содержания в породе микроклина, всегда такой же резкий, как у кварцевых диоритов.

3. Всегда секутся аплитовыми и пегматитовыми жилами.

4. Минералогический состав резко непостоянный.

## VI. Заключение.

Постараемся теперь охарактеризовать Рквийский интрузив в общих чертах.

1. Возраст интрузива, на основании имеющихся данных, нельзя считать установленным. Достоверно известно, что он моложе нижнекембрийских кварцевых диоритов и древнее нижнего лейаса или верхнего триаса. Последние, как известно, представлены наземной эффузивной кварцпорфировой формацией (лавами, туфоловами и туфами) и лежат частично как

на интрузиве, так и на его контактовом ореоле. Таким образом, к моменту извержения этого эффузивного комплекса, Рквийский интрузив был уже, повидимому, в значительной степени обнажен. Сказанное позволяет отнести описываемый интрузив к домезозойским образованиям, среди которых он является наиболее молодым плутоническим образованием.

2. По форме залегания интрузив представляет крупную дайку, до наблюдаемой глубины уменьшающуюся в мощности. Поэтому, а также на основании некоторых структурных особенностей (порфировидная структура, зональные плагиоклазы, пегматитовые образования), описываемый интрузив нельзя отнести к абиссальным телам. Сравнивая Рквийский интрузив по глубине залегания с другими, типичными гипоабиссальными телами из Дзирульского массива (напр. с Понской гранодиоритовой неинтрузией), устанавливается его более глубокий характер. Это следует, с одной стороны, из сравнения некоторых особенностей минералогического состава (анортотазовый характер калишпата, и резкая зональность плагиоклаза неинтрузии), а с другой, из сравнения геологических условий образования, откуда следует, что Рквийская интрузия должна была образоваться при большем гидростатическом давлении, чем Понская неинтрузия. Поэтому, глубина залегания Рквийского интрузива является промежуточной между глубинами залегания типично абиссальных и гипоабиссальных тел.

3. Минералогический состав главной массы интрузива характеризуется следующими количественными соотношениями: Кварца 36%, Микроклина 18%, Плагиоклаза 37%, Биотита 6%, Мусковита 3%, Акцессорных 0,2%, и является, таким образом, в значительной степени близким к пегматитовому составу. На пегматитовый характер указывает и химический состав описываемого гранита (71—72%  $\text{SiO}_2$ ), а также значительное содержание летучих, что обуславливает, с одной стороны, некоторые структурные черты описываемых пород, как крупнозернистость и неравномернозернистость, а с другой является причиной диагенезиса минералогического состава (постмагматическая альбитизация плагиоклаза, хлоритизация и мусковитизация биотита).

4. Ассимиляция магмой Рквийского гранита прорванных кварцевых диоритов, в виду близости их химических составов, не могла существенно изменить поднимавшуюся магму. Кроме того, этот процесс вряд ли мог иметь большое значение, так как, как указано в п. 3, поднимающаяся магма уже обладала признаками пегматитового расплава и являлась, таким образом, сравнительно низкотемпературной. Поэтому, граниты, слагающие Рквийский интрузив, мы склонны рассматривать, за более или менее чистые граниты.

5. Являясь уже к моменту размещения близкой по составу к гранитовой эвтектике Фохта, разместившаяся на месте Рквийского интрузива гранитовая магма, первоначальному составу которой ближе всего, повидимому, соответствует состав главной массы Рквийского интрузива, претерпевает дифференциацию, в результате которой происходит образование пегматоидного расплава в перифериях. Эта дифференциация (дальнейшее приближение к эвтектическому составу) идет двумя путями. Во первых, за счет сбрасывания избытка магнезии и железа в богатые биотитом шпирсы шпироватого гранита, который всегда приурочен к пегматоидному граниту периферии и связан с ним постепенными переходами. Во вторых, от приблизившегося уже таким образом к пегматиту расплава, происходит отщепление аплитовой магмы, в результате чего в краях интрузива появляется аплит и уже совсем близкий к эвтектике пегматидный, богатый кварцем гранит. Среднее из количественно-минералогических составов этих пород, хорошо соответствует составу главной массы Рквийского интрузива, а в поле, в перифериях интрузива, они находятся в таких соотношениях, которые скорее указывают на их одновременное происхождение, чем на относительно более поздний возраст кого-либо из них. Однако, и состав периферического пегматоидного гранита, образовавшегося после отщепления аплитовой магмы, все еще не вполне соответствует эвтектике. Дальнейшее и окончательное приближение к последней происходит уже за счет сбрасывания надэвтектического избытка кремнекислоты.

6. Дифференциации с образованием пегматитов подвержены только части интрузии, прилегающие к кровле. Глуби-

на, на которую этот процесс распространился, повидимому, не превышает 150—200 мт. Ниже этой глубины в перифериях не происходит образования пегматоидного гранита. В соответствии с этим меняется и характер эндоконтактных изменений: периферический гранит в таких случаях обычно более мелкозернистый. Ввиду приподнятости интрузива, в восточной его части периферический пегматоидный гранит смыт верхнемеловой и миоценовой трансгрессией. Здесь обнажены более глубинные эндоконтактные породы, лишенные пегматитовых проявлений.

7. То, что дифференциация с образованием аплитов и пегматитов происходила именно в перифериях, а не на глубине, видно также и из распределения пегматитовых и аплитовых жил. Последние нигде не секут центральные части интрузива. Располагаются главным образом в контактовом ореоле, изредка встречаясь в его приконтактных частях. Все это указывает на то, что отжим пегматитового расплава и его внедрение в окружающие породы происходили после частичного затвердения интрузии у кровли.

8. После затвердения интрузива в значительной части, на глубине, повидимому, происходила еще одна дифференциация в направлении к пегматиту. Проявлением этой более поздней дифференциации, которая видимо не дошла до конца, нужно считать те мощные жилы мусковитового и двуслюдяного гранитов, хорошо развитых по р. Квириле, которые секут интрузив и которые по структурным и минералогическим особенностям примыкают к пегматоидным гранитам.

9. Эволюция интрузива отнюдь не закончилась его затвердением. Летучие, которыми был богат Рквийский интрузив и среди которых главное значение, повидимому, имеют пары  $H_2O$ , и соединения Na и K, производят интенсивные изменения минералогического состава, в результате чего нередко меняется и наружный облик породы. В постмагматическом периоде развития интрузива можно различить две стадии. В первой, среди летучих значительную роль играют пары воды и Na, благодаря воздействию которых происходят альбитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита.

Во второй стадии, наряду с  $H_2O$  и Na, повидимому,

существенную роль приобретает еще K. Для второй стадии характерны образование из хлорита бесцветной слюды и серицитизация плагиоклаза. В результате диагенетических процессов, кроме изменения минералогического состава, происходит еще изменение цвета породы — появление розовой окраски.

10. Контактные изменения, вызываемые Рквийским интрузивом весьма оригинальны. Интрузив почти не вызывает какого-либо термального воздействия в прорванных им породах. Это, впрочем, не может нас удивить, так как вторгшаяся гранитовая магма, близкая по своим свойствам к пегматиту, является сравнительно низкотемпературной, а прорванные породы являются породами изверженного происхождения (кварцевые диориты). Однако, интрузив весьма активно воздействует на окружающие породы в постмагматическую, в пневматолитическую и гидротермальную стадии своего развития. Это воздействие в главнейшем сводится к микроклинизации кварцевых диоритов, что приводит к образованию их гранитовых разновидностей. Своеобразный генезис микроклинизированных кварцевых диоритов, — привнесенный характер их микроклина, — в большинстве случаев может быть установлен как в поле, так и под микроскопом. Наряду с микроклинизацией, может быть только несколько позже, происходят еще другие изменения минералогического состава — серицитизация плагиоклаза, хлоритизация биотита и т. д.

Микроклинизация кварцевых диоритов является весьма широко развитым процессом в Дзирульском массиве. Здесь обширные площади сложены микроклинизированными кварцевыми диоритами, которые при беглом их изучении весьма легко принять за дифференциаты кварцевых диоритов. Это тем более, что, как это показано в работе, в результате микроклинизации и сопутствующих ей явлений происходят нередко такие изменения, которые полностью стирают всякий след своеобразного происхождения таких гранитоидов. Таким образом, в случае Дзирульского массива, микроклинизация наряду с такими явлениями, как дифференциация и ассимиляция, является одним из процессов, благодаря которым происходит новообразование горных пород в широком масштабе

Из главных выводов, к которым можно прийти в результате произведенного исследования, укажем следующие:

1. В Дзирульском массиве следует различать два вполне обособленных вулканических цикла, при которых происходило внедрение кислых пород, сперва кварцевых диоритов, позднее гранитов Рквийского типа (Рквийская фаза).

2. Выделение пегматитовых образований в отдельную самостоятельную фазу, производимое некоторыми исследователями (Г. Смирнов) нашими данными не подтверждается. В работе показано, что пегматиты являются дифференциатами гранитов Рквийской фазы.

3. Однако в Дзирульском массиве имеются породы, по внешнему своему облику аналогичные гранитам Рквийской фазы и секущиеся пегматитовыми образованиями, что указывает таким образом на якобы более поздний возраст последних (породы развиты вдоль Дзирульского шоссе); кроме того эти породы, нередко, вполне постепенно переходят в кварцевые диориты. Все это ставит под сомнение вышеприведенные выводы. Однако, в работе показано, что эти породы, по своему генезису, отнюдь не аналогичны гранитам Рквийской фазы и что они являются микроклинизированными кварцевыми диоритами.

4. Такое понимание генезиса пород развитых вдоль Дзирульского шоссе (сел. Шроша, Убиси и т. д.) разрешает и вопрос о возрастном соотношении гранитов Рквийской фазы и Дзирульских габбро-диоритовых пород. Поскольку габбро-диоритовые породы Дзирульского массива ин'екцируются пегматитовыми образованиями наряду с кварцевыми диоритами, возраст Рквийских гранитов определяется как более поздний.

5. На основании изложенного, если ограничиться с одной стороны докембрийскими эруптивными образованиями, а с другой исключить пока из рассмотрения кристаллические сланцы Дзирульского массива, среди которых повидимому имеются ортопороды, возрастная последовательность в Дзирульском массиве представится следующей:

наиболее древние—кварцевые диориты,  
за ними . . . . —габбровые породы и  
наиболее поздние—граниты Рквийской фазы.

6. Традиционное деление гранитоидных пород на древние и более поздние по цвету породы, серые и розовые граниты, берущее свое начало от известной статьи А. Герасимова („К вопросу о современных данных по геологии Северного Кавказа“), также не подтвердилось. В работе показано, что цвет пород Рквийских гранитов может быть тем или иным в соответствии со степенью диагенезиса породы.

Тбилиси. Геологический институт Грузии.

Октябрь 1937 г.



### Porphyry-like granite intrusion of Rkvia in the Dziroula massif.

In this work there is described one of the intrusions of Dziroula crystalline massif. The geologists usually understand this „Dziroula massif“, as a region of Georgian SSR, that is bordered by Akhazikhe-Imeratian range from south and Nakerala and South Ossetian ranges from north. Its eastern border goes somewhat easter than Suram range. To west it adjoins to Kolkhida lowland. Dziroula massif is an elevated part of Georgian chystalline block. The latter, according to recent conceptions, represents a fragment of Stauropole crysialline platform, clutched between the two mountain systems: Caucasus and Anti-Caucasus. The final forming of Dziroula massif, i. e. its elevation and unloading of the deposit covering it, took place not before the Oligocene. (A. I. Djanelidze).

Dziroula massif consists of various crystalline rocks. The oldest of them are the pre-cambrian crystalline schists. Pre-dominating among these are the mica-schists. The hornblende-schists are less abundant.

Then we have a lower-paleozoic formation. — The quartz-diorites. These rocks form the big dikes among the crystalline schists. Their mineral and chemical composition is given pl. 16, p. 67. The unsteadiness of mineral composition is a result of assimilation of crystalline schists by the dioritic magma. However, the author shows that the assimilation of schist material may only give the variations more basic than the quartz-diorites. As a result of broadly spread injection of quartz-dioritic magma there goes migmatization of the crystalline schists.

Eruptive formations younger than quartz-diorites are represented by gabbro-intrusions. They make the dyke-form and stock-form bodies. Besides them in Dziroula massif we apparently have also some old basic rocks.

The earliest pre-mesozoic eruptive phase is represented by biotite-granites (rosy and gray) and rosy alaskites. They make steep dyke-form or chonolitic bodies.

In this work there is described just one of such bodies—the Rkvia intrusion.

### The Rkvia intrusion.

The Rkvia intrusion is outcropped in NW part of Dziroula massif, in the valley of Kvirila river, southward and also westward and eastward from Tshiathura town.

The data we dispose are not sufficient to define exactly the age of this intrusion. However it is authentically known, that the intrusion is younger, than lower-cambrian quartz-diorites and older, than lower liassic (or may be upper-triassic) formation, which, we know, is represented by sub-aeral effusive products of quartz-porphry (lavas, tuff-lavas and tuffs) and lie partly upon the intrusion, partly upon its contact aureole. So that Rkvia intrusion had been significantly outcropped before the effusion of this complex. Therefore we can refer it to pre-mesozoic formations, among which it is the youngest plutonic one.

The Rkvia intrusion represents a big dyke, the thickness of which, as deep as we can trace, gradually reduces. This and also some other structural peculiarities (porphyry-like structure, zonal plagioclazes, pegmatitic formations) do not allow us to refer the intrusion to abyssal bodies. Comparing Rkvia intrusion with other, typical hypabyssal bodies of Dziroula massif (e. g. Phona grano-dioritic neo-intrusion) we see it has more abyssal character (Kalium spars are represented by anorthoclaze groups and plagioclazes have sharp zonality in the neo-intrusion). On the other hand geological conditions of its origin show, that Rkvia intrusion had been formed at hydrostatic pressure more, than that of Phona neointrusion. Therefore we suppose the depth of occurrence of Rkvia intrusion to be intermediate of typ. abyssal and hypabyssal.

The mineral composition of the cheaf mass of Rkvia intrusion is characterized by following proportions: quartz—36%, microcline—18%, plagioclaze—37%, biotite—6%, muscovite—3%, the accessory minerals—0,2%. So the rock is very near to pegmatites. Its pegmatitic character is shown also by the chemical

composition (71—72%  $\text{SiO}_2$ ) and significant amount of volatile substances that stimulates some structural features (coarse granular and uneven granular) of described rocks and, on the other hand, the diagenesis of mineral composition (post-magmatic albitization of plagioclase, chloritization and muscovitization of biotite).

Assimilation of quartz-diorites by Rkvia granitic magma could not essentially change the elevating magma. Besides, this process hardly could have much significance, for, as we have noticed above, elevating magma already bore the signs of pegmatitic fusion and had comparatively low temperature. Therefore we are inclined to consider the rocks forming Rkvia intrusion, as more or less pure granites.

At the moment of distribution the granitic magma of Rkvia intrusion (the primary composition of which corresponds with composition of the chief mass of Rkvia intrusion) is very near to granitic eutectics of Focht and undergoes the differentiation that causes the formation of pegmatoid fusion in peripheral parts. This differentiations (i. e. further oncoming to eutectic composition) goes in two directions: 1) In those „schliers“ of „schliery“ granites, where biotite is abundant, surplus magnesium and iron are cast down; such „schliery“ granites are always concentrated in the peripheral pegmatoid parts and are connected with the granites by gradual intermediate stages. 2) The fusion, thus uncome to pegmatite, causes the segregation of aplitic magma and, as a result of this, in the peripheries of the intrusion there appear aplite and very close to eutectics—pegmatoid granite, rich in quartz. Average quantitative mineral composition of these rocks tallies with composition of the chief mass of Rkvia intrusion. In field, on the peripheries of intrusion they are found in proportions that indicate rather on their simultaneous origin, then the difference of their ages. However even the composition of peripheral pegmatoid granite (formed after the segregation of aplitic magma) is not quite fit to eutectics. Further and final oncoming to the latter goes by casting down of super-eutectic abundance of silicic acid.

Differentiation and pegmatitization is seen only in the parts of the intrusions, adjoining, to its roof. This process spreads only till the depth of 150—200 mt. Further in depth there are no pegmatoid granites in the peripheral parts. Consequently changes also

the character of endo-contact alterations—peripheral granites are in such cases usually more fine-granular. In the eastern part of the intrusion peripheral pegmatoid granite is eroded by upper-cretaceous and miocene transgressions, because this part is more elevated. Here are the outcrops of more deep rocks, which possess no pegmatitic features.

The fact, that differentiation, which gave aplites and pegmatites, was proceeding just in peripheral and not in deep parts, is illustrated by distribution of pegmatite and aplite veins: they never cross the central parts of intrusion and are injected mainly into the contact-aureole. All these facts show us that wringing of the pegmatite fusion and its injection into surrounding rocks had place after the partial solidification of intrusion at its roof.

After the significant part of intrusion was solidified, there was one more differentiation in the deeper parts. The products of this more late differentiation, that was apparently not complete, are these thick veins of muscovite—and muscovite-biotite granites, which are well developed in Kvirila valley. They cross the intrusions and by structural and mineralogical peculiarities adjoin to pegmatoid granites.

The solidification did not at all mean the end of evolution of the intrusion. Volatiles, that were abundant (particularly vapor of  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$ ) produced intensive changes in mineral composition, what often causes the change of external appearance of the rock. In post-magmatic period of evolution of the intrusion may two stadiums be distinguished. During the first stadium among the volatiles  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{Na}_2\text{O}$  are significant and thanks to their influence albitization of plagioclase and chloritization of biotite begins. During the second stadium, apparently, the new substance,  $\text{K}_2\text{O}$  begins to participate. This stadium is characterised by formation of colourless mica from chlorite and sericitization of plagioclase. Diagenetic processes cause besides the change of mineral composition also change of colour—the rock becomes rosy.

Contact alterations, caused by Rkvia intrusion, are very peculiar. The intrusion has had almost no thermal influence on the country-rocks; but it ought not surprize us, because the intruded magma, which is like the pegmatite, has comparatively low temperature and, the country-rocks are of magmatic origine (the qu-

artz-diorites). On the other hand the intrusion had very actively influenced the country-rocks during the post-magmatic—pneumatolitic and hydrothermal stadiums of its evolution. This influence is mainly expressed by microclinization of quartz-diorites, that produced their granitic varieties. Thus out of common character of microclinized quartz-diorites, introduced microcline in them for the most part may be established in field, as well as under the microscope. Besides the microclinization, but may be with some delay there were other alterations of mineral composition—sericitization of plagioclase, chloritization of biotite etc.

Microclinization of quartz-diorites is a very broadly spread process in Dziroula massif. Vast areas are here built up by microclinized quartz diorites and it is easy to misunderstand them as the differentiates of quartz-diorites. This illusion becomes more comprehensible if we remember that, as it is shown in this work, microclinization and its attendant processes often cause the alterations that fully mask the peculiar means of origine of such granitoides. So that, in the case of Dziroula massif microclinization, together with the differentiation and assimilation is one of the processes that cause the formation of new rocks on vast areas.

---

Of the principal conclusions which may be made after researches, we admit the following:

1. In Dziroula massif we must distinguish two quite independent volcanic cycles, during which acid rocks were intruded: first the quartz-diorites and then the granodiorites of Rkvia Type (the Rkvia phase).

2. The data we possess do not confirm the opinion of some explorers (G. M. Smirnof), who consider the pegmatite formation as a separate phase.

3. However in Dziroula massif there are some rocks externally resembling the granites of Rkvia phase and being crossed by pegmatite veins. It means although more young age of these rocks (that are outcropped along the Dziroula highway). Besides, they are often and fully transformed into the quartz-diorites. So that the first two conclusions become doubtful. Nevertheless the author shows, that the genesis of these rocks is not at all analogical to

that of Rkvia granites and that they are microclinized quartz-diorites.

4. Such understanding of the genesis of rocks developed along the Dziroula highway (Ubissi, Shrosha etc.) resolves also the question of the chronological correlation of granites of Rkvia phase and gabbro-dioritic rocks of Dziroula. Since [the pegmatite formations are injected into the gabbro-dioritic rocks of Dziroula massif, as well as into the quartz-diorites, the age of Rkvia granites is to be considered as more young.

5. If we shall take as a limite the pre-mesozoic eruptive formations and on the other hand, exclude from consideration the crystalline schists of Dziroula massif, which, apparently, contain also the ortho-rocks, the following scale of ages may be established for Dziroula massif:

the oldest . . . . . quartz-diorites;  
medium . . . . . gabbro-rocks;  
the youngest . . . . . granites of Rkvia phase.

6. Traditional division of granitoid rocks as old (gray) and young (rose) ones, that takes its beginning from the famous article by A. P. Guerasimoff („To the question of recent data for the geology of Northern Caucasus“) also is not right. The author establishes that the colour of Rkvia granite is various and varies accordingly to the degree of diagenesis of the rock.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Барсанов Г.—Нижний кембрий в Закавказье. *Изв. Акад. Наук СССР, Л-град* 1931 г.
2. Белянкин Д.—Материалы для петрографии Центрального Кавказа. *Изв. С. П. Политехн. Института*, т. XVIII. СПб 1912.
3. " —Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитовых породах. *Ibid.*, т. XXIII, № 1. СПб 1914.
4. " —О Дарьяльском граните. Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Кавказский хребет. Изд. управления по сооружению жел. дороги. СПб 1914 год.
5. " —К исследованию Кавказских гранитов. *Изв. С. П. Политехнического Института*, т. XXVII. СПб. 1918.
6. " —К вопросу о взаимных отношениях щелочных полевых шпатов по поводу диаграммы состояний, предложенной Меккинем. *Изв. Петр. Полит. Института*, т. XXVIII. Петроград 1921.
7. " —К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. *Изв. Геол. Комитета*, т. 43, Ленинград 1924 г.
8. " —О анортклазе в кавказитах. *Изв. Акад. Наук СССР*, 1927 г.
9. " —Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Закавказья. *Тр. Петрина Академии Наук СССР*. 1934.
10. " —К петрографии поморского берега Белого моря. Там-же.
- 10а. Белянкин Д. и Петров В.—Петрографы Академии Наук СССР в Грузии. *Вестник Акад. Наук СССР*, № 2, Москва-Ленинград 1936 г.
11. Болдырев А.—О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевшпатовых сростаний в связи с изучением Тигирецких берилловых пегматитов. *Тр. ЦНИГРИ*, вып. 12. Ленинград 1934 г.
12. Богачев В.—Геологический очерк Чнатурского бассейна. *Изв. Азербайджанской Полит. Ин-та*, Баку 1929.
13. Гамкрелидзе П. и Чихелидзе С.—La géologie d'une partie de la vallée de la Dziroula. *Бюл. Геол. Ин-та Грузии*, т. I, в. 2. Тбилиси 1933 г.
14. Гамкрелидзе П.—Геологическое описание части долины р.р. Чхеримелы и Дзирулы, *Изв. Геол. Ин-та Грузии*, т. I, в. 2 Тбилиси 1933 г.
15. Герасимов А.—Кавказская складчатость и вулканизм. *Журн. "Природа"* № 35, 1922 г.
16. Егго-же—Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. *Изв. Геол. Ком.*, т. 47, № 4. Ленинград 1928 г.
17. Егго-же.—Тектоника, вулканические циклы и металлогения Северного Кавказа. *Геология на фронте индустриализации*, № 7—9, 1933 г.
18. Грубеман и Нигли.—Метаморфизм горных пород. *Георазв. издат.* Москва—Ленинград 1933 г.
19. Джанелидзе А.—Matériaux pour la géologie du Radcha. *Изв. Тбилисского Ун-та*. Тбилиси 1926 г.
20. Джанелидзе А.—Проблема Дзирульского массива. Стенограмма доклада, читанного на заседании Геологического Ин-та и Геологич. Об-ва Грузии.
21. Дэли Р.—Изверженные породы и глубины земли. Изд. ОНТИ Москва—Ленинград. 1933 г.
22. Заридзе Г.—Хевская неонитрузия в Дзирульском массиве. *Бюл. Геол. Ин-та Грузии*, Том IV, в. 1, Тбилиси 1938 г.
23. Кузнецов И.—Об открытии фауны в Закавказских кембрийских отложениях. *Изв. Всесоюзного Геол. Разв. Сбед.*, вып. 100, т. 50, 1931 г.
24. Кузнецова Е.—Материалы по пегматитовым жилам Дзирульского массива. *Изв. Всес. Геол. Разв. Сбед.*, вып. 98, 1931 г.
25. Кахадзе И. Р.—Les Ammonites bajociennes de la Géorgie occidentale. *Бюл. Геол. Ин-та Грузии*, том II, вып. 2. Тбилиси 1938 г.
26. Левинсон-Лессинг Ф.—Петрография. *Горн. Геол. Нефт. Из-во.* Москва—Ленинград 1933 г.
27. Линдгрэн В.—Минеральные месторождения. *Горн. Геол. Нефт. Изд-во*, в. III. Москва—Ленинград 1935 г.
28. Лодочников В.—Петрология Воронежской кристаллической глыбы. *Мат. по общ. и прикл. геологии*, вып. 69. Ленинград 1927 г.
29. Нацвлишвили Ш.—Отчет по разведке слюды в Дзирульском массиве за 1934 г. Хранится в Зак. Отд. Ин-та Минеральн. Сырья. Тбилиси.
30. Роква М. Л.—Отчет по поискам и разведке редких элементов в Дзирульском массиве. 1934 г. Хранится в Зак. Отд. Ин-та Минер. Сырья. Тбилиси.
31. Савич-Заблодский.—Петрографическое исследование пород грано-диоритовой магмы Горной Осетии. *Зап. Рос. Мин. Общ.*, Москва 1927 г.

32. Смирнов Г.—Геологические наблюдения в восточной части Шопранского уезда. *Зак. Краеведч. Сборник*, сер. А, т. 1. Тбилиси 1930 г.
33. Смирнов Г. и Заридзе Г.—Неоинтрузия в Дзирульском массиве. *Докл. Акад. Наук СССР*, т. 11 (XI) № 1 (78), Москва 1936 г.
34. Смирнов Г., Татришвили Н. и Казахашвили Т.—Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива. *Труды Петрогр. Ин-та Акад. Наук СССР*, вып. 11, Москва 1947 г.
35. Их-же.—Геолого-петрографич. очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллическ. массива. *Тр. Груз. Отд. НИИ Минер. Сырья*, вып. 2, Тбилиси 1938 г.
36. Соловьев.—К вопросу о возрасте древних гранитов Кавказского хребта. *Зап. Рос. Минер. общества*, т. LXIV, № 2, 1935 г.
37. Табагари В.—Отчет по поискам и разведке редких элементов в Дзирульском массиве за 1935 г. Хранится в Зак. Отд. Ин-та Минер. Сырья. Тбилиси.
38. Татришвили Н.—Геолого-петрографический очерк Каробского района Главн. Кавказского хребта. Рукопись хранится в Зак. Отд. Инст. Минер. Сырья. Тбилиси 1937 г.
39. Твалчредидзе А. и Топурия П.—Материалы к отчету Дзирульской экспедиции Грузинского Филиала Акад. Наук СССР. Хранится в Геол. Ин-те Грузии. Тбилиси 1936 г.
40. Флоренский В. и Барсанов Г.—Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопавис-Пхали в Юго-Осетии. *Тр. СОПСА Акад. Наук СССР*, 1936 г.
41. Ферман А. Е.—Пегматиты. *Труды Совета по изуч. производ. сил*, т. I, 1932 г.
42. Усов.—Фации и фазы интрузивов. Изд. „Кубуч“. Томск 1932 г.
43. Чирвинский П.—Количественный минералогический и химический состав гранитов грейзенов. *Изв. Алекс. Донского Полит. Ин-та*, Москва 1910 г.

## СОДЕРЖАНИЕ.

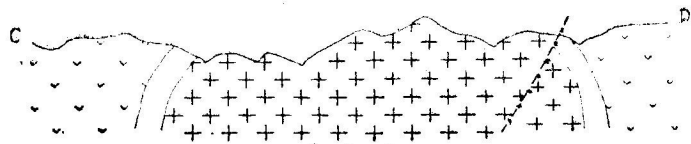
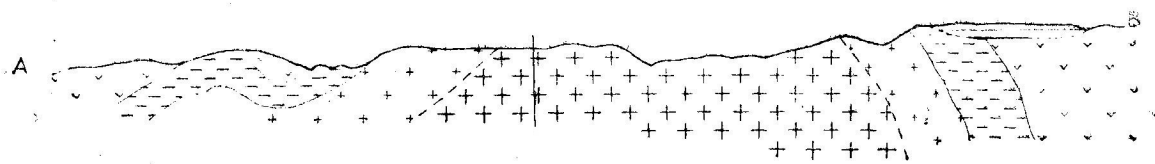
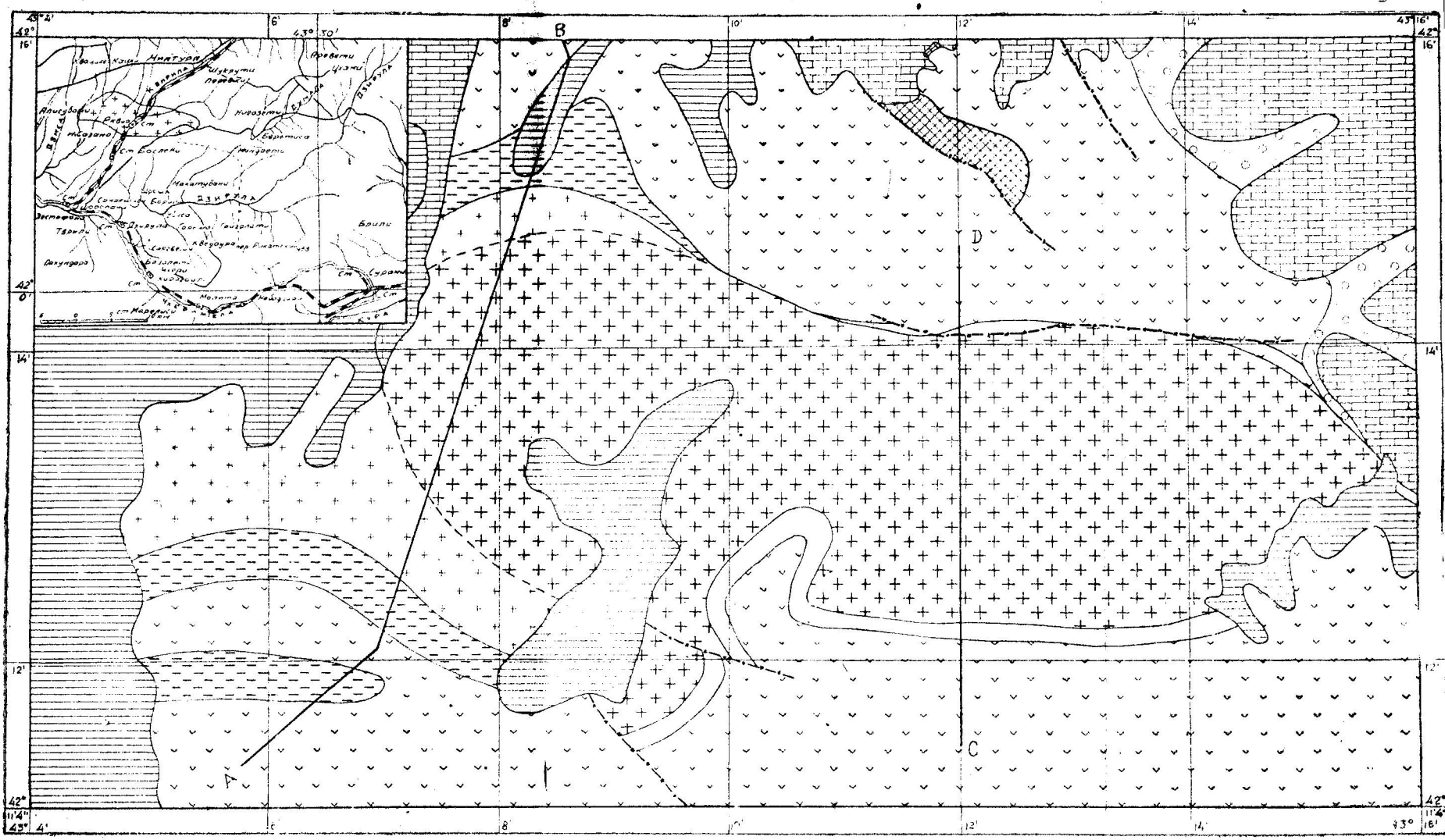
	Стр.
Введение . . . . .	361
I. Обзор до-мезозойских образований Дзирульского массива . . . . .	361
II. Рквийский гранитовый интрузив.	
К геологии района развития интрузива . . . . .	364
1. Центральная часть интрузива . . . . .	369
2. Периферические части интрузива . . . . .	385
а) Периферия западной половины интрузии . . . . .	385
б) Краевые зоны восточной половины интрузии . . . . .	388
3. Жильные производные гранитовой интрузии . . . . .	389
а) Пегматитовые поля . . . . .	389
б) Жильные слюдяные граниты . . . . .	394
в) Среднезернистые двуслюдяные граниты . . . . .	396
III. Общая характеристика интрузива и слагающих его компонентов.	399
1. Постмагматические изменения . . . . .	400
а) Альбитизация . . . . .	401
б) Об изменении биотита . . . . .	402
в) О розовой окраске Рквийского гранита . . . . .	403
2. Химическая характеристика постмагматических изменений . . . . .	405
3. К генезису пертитовых сростков микроклаина . . . . .	407
4. Об эволюции интрузива до затвердения . . . . .	410
IV. Контакты . . . . .	417
1. Исходная порода . . . . .	417
2. Контактные изменения . . . . .	426
V. Некоторые выводы . . . . .	442
1. Возраст Рквийского интрузива . . . . .	443
а) Количество и последовательность до-мезозойских интрузивных фаз в Дзирульском массиве . . . . .	443
б) К вопросу о генезисе гранитоидных пород Дзирульского шоссе . . . . .	448
в) Возраст Рквийского интрузива . . . . .	453
2. Форма и глубина залегания Рквийского интрузива . . . . .	454
а) Форма залегания . . . . .	454
б) Относительная глубина залегания . . . . .	455
3. О генезисе Рквийского интрузива . . . . .	459
VI. Заключение . . . . .	461
Резюме . . . . .	468
Список использованной литературы . . . . .	474

პ/აგ. რედაქტორი ა. ჯანელიძე  
გამომშვები ნ. მალანია  
გადაეცა წარმოებას 14/X-38 წ.  
ხელმოწერილია დასაბეჭდად 9/XI-38 წ.  
მთავლიტი № ი-3591  
შეკვეთა № 1222  
ტირაჟი 600

# СХЕМА

геологического строения района Рквийского интрузива в Дзиркульском массиве и разрезы

1:10000 0 1 2 3 км.



## ЛЕГЕНДА

- |  |  |   |                             |
|--|--|---|-----------------------------|
|  | Кварцевые диориты и кристаллические сланцы |  | Лейас-красные известняки    |
|  | Порфировидный гранит                       |  | Лейас-кварц порфиров эфузив |
|  | Периферический пегматоидный гранит         |  | Верхний мел-известняки      |
|  | Пегматитовые поля                          |  | Миоцен                      |
|  | Контактный кварц диорит                    |  | Тектонические линии         |