

## გეოლოგიური ინსვიფუვის უკომეები

მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული სერია

### ტომი II

- პ. კილასონია. ძირულის კრისტალური მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის პეტროგრაფიული ნარკვევი
- გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი. სვანეთის ზოგიერთი იურული და მესამეული ინტრუზიული ქანები
- ს. ჩიხელიძე. მასალები ძირულისა და ჩხერიმელის პორფირიტული წყების პეტროგრაფიისათვის
- გ. ძოწენიძე და ნ. სხირტლაძე. ახალი მასალები ქვედალიასური ვულკანოგენური წყების პეტროგრაფიისათვის
- გ. ძოწენიძე, ნ. სხირტლაძე, ი. ჩეჩელაშვილი. ძირულის მასივის ლიასური ნალექების მკვებავი სუბსტრატის ლიოლოგიის შესახებ

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

**ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА**

СЕРИЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ

**Том II**

- П. Ф. Киласония. Петрографический очерк юговосточной части Дзиркульского кристаллического массива
- Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили. Некоторые юрские и третичные интрузивные породы Сванетии
- С. С. Чихелидзе. Материалы для петрографии порфиритовой свиты р. р. Чхеримелы и Дзирулы
- Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе. Новые данные о петрографии нижнелейасовой вулканогенной толщи Грузии
- Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе, И. Д. Чечелашвили. О литологии питающей области лейасских осадков Дзиркульского массива

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

Тбилиси

1950

П. Ф. КИЛАСОНИЯ

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮГОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

### В В Е Д Е Н И Е

Предлагаемая работа является опытом петрографического исследования юговосточной части Дзирульского кристаллического массива, в основном совпадающей с бассейном р. Чератхеви.

Сложный комплекс кристаллических пород Дзирульского массива изучался А. А. Твалчрелидзе и Г. М. Смирновым и их учениками. Несмотря на то, что ими в этой области сделано немало, многие вопросы первостепенной важности еще не выяснены и расширяющиеся исследования выдвигают в процессе своего развития новые задачи. Сложность петрографии Дзирульского массива заставляет подходить к нему с разных сторон и делить его на региональные объекты. По каждому из таких объектов представляется возможным осветить данный региональный комплекс в совокупности его генетических условий.

Юговосточная часть Дзирульского кристаллического массива, на которой мы остановились, интересна развитием разных основных и ультраосновных пород, на остальной территории массива играющих подчиненную роль.

Полевые наблюдения, произведенные нами в 1938—1940 г.г., и микроскопическая обработка собранных материалов позволили сопоставить наши выводы с результатами исследований наших предшественников и уточнить некоторые вопросы касающиеся петрографического строения района.

В этой работе речь будет идти главным образом о двух интрузивных типах горных пород—кислых и основных, генетические типы и возрастные соотношения которых, установленные нами в пределах юговосточной части массива, имеют, как нам кажется, региональное значение для всего Дзирульского кристаллического массива в целом\*.

---

\* Настоящая работа была закончена нами в 1940 году. В 1948 году опубликованы интересные работы С. С. Чихелидзе—„Геологические наблюдения в юговосточной части Дзирульского массива“ и Н. Ф. Татришвили—„Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое“. Авторы в основном разделяют наши взгляды о возрастных и генетических взаимоотношениях магматических пород изученного района.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Дзирульский кристаллический массив представляет собой тектонически приподнятую часть Грузинской кристаллической глыбы, явившуюся субстратом для эпиконтинентальных отложений юры, мела и третичной системы.

Значительная площадь Дзирульского массива денудирована, вследствие чего комплекс древних кристаллических пород выступает на дневную поверхность. По периферии его окаймляют трансгрессивно на него налегающие юрские, меловые и третичные породы.

К юговосточной части массива, являющейся объектом нашего исследования, приурочен наиболее разнообразный комплекс изверженных и метаморфических пород. Мы даем их сжатый обзор в порядке от древнейших к более молодым.

Кристаллические сланцы и филлиты. Кристаллические сланцы, преимущественно слюдистые, на основании интенсивной метаморфизации условно считаются самой древней, докембрийской формацией. В пачке мраморов, пластующихся с филлитами, обнаружена в ущелье р. Дедакалии фауна *Coscinocyathus caucasicus* sp. nov., датирующая филлиты нижним кембрием [2]. Таким образом, всю толщу кристаллических сланцев и филлитов можно считать по возрасту докембрийско-кембрийской.

Интрузии кислых, основных и ультраосновных пород. Период внедрения интрузий очерчивается широкими пределами от верхнего кембрия до лейаса. В течение его вулканизм проявлялся последовательными фазами, установить порядок которых является очередной задачей петрографии Грузии.

Наиболее спорным является вопрос о количестве гранитоидных интрузий и взаимоотношении между основными и гранитоидными породами.

Большинство исследователей (Г. Смирнов, С. Чихелидзе, Н. Кандаки, Н. Татришвили и Т. Казахапвили) выделяет две фазы внедрения гранитоидов: а) представленную местами разгнейсованными кварцевыми диоритами, секущими кристаллические сланцы; они синхронизируются с „серыми гранитами“ Главного Кавказского хребта, и б) представленную розовыми гранитами с аляскитовыми фациями, особенно развитыми в верховьях р. Дзирулы. Помимо этого, многими исследователями отмечается факт прорывания габбровых пород аплитами и пегматитами, генетическая связь которых с вышеназванными гранитоидами не оставляет сомнения.

Поскольку формация аплитов и пегматитов в Дзирульском массиве сечет основные породы, можно заключить, что синхроничные ей граниты также моложе основных пород. Местами для комплекса основных пород вмещающими породами являются кристаллические сланцы, которые в значительной степени инъецированы кварцем и розовым микроклином.



В результате интенсивной инъекции образовалась порода, неотличимая от гранитов. Это обстоятельство послужило поводом для некоторых исследователей признать молодой возраст габбровых пород.

В исследованной нами юговосточной части Дзирульского массива, как об этом будет сказано ниже, гранитоиды, вмещающие габбровые породы, представляют собой именно толщу инъецированных кварцем и розовым микроклином кристаллических сланцев (гранито-гнейсы).

Таким образом, представление одновозрастности внедрения гранитной магмы приобретает убедительность для нашего района.

По совокупности проанализированных нами данных намечается следующая последовательность внедрения интрузий.

а) Габброидные породы, представленные метаморфизованными габбро-амфиболитами, содержащими ксенолиты филлитов и кристаллических сланцев. Они залегают в виде более или менее крупных пластообразных и линзообразных тел, быстро выклинивающихся по простиранию. Габбро-амфиболиты секутся габбровыми, диоритовыми и гранитными породами, выступая между ними в виде отдельных разрозненных участков или мелких ксенолитов (рис. 1).



Рис. 1. Ксенолит габбро-амфиболита в кварцевом диорите. Обнажение в ущелье р. Квемо-брлосани (левый приток р. Чератхеви)

С габбро-амфиболитами синхронизируются гарцбургиты (серпентиниты), секущие филлиты. Уточнить возрастные соотношения между этими двумя группами не удалось из-за территориальной разобщенности выходов. Даже там, где они встречаются недалеко друг от друга (ущелье

р. Шуа-геле), непосредственный контакт между ними нигде не был обнаружен.

Серпентиниты залегают в виде отдельных линзобразных и прерывистых тел, вытянутых в направлении СВ-ЮЗ; внедрение их, повидимому, происходило вдоль тектонических разрывов среди филлитовой толщи. За это говорит сопровождение серпентинитовых выходов мионитизированными породами.

б) Габбровые породы (оливиновые, пироксеновые, амфиболовые и кварцевые габбро) секут габбро-амфиболиты и кристаллические сланцы как в виде дайкообразных тел, так и сети мелких жил и апофиз.

в) Следующая интрузия выразилась во внедрении гранитной магмы, откристаллизовавшейся в виде кварцевых диоритов, розовых гранитов и аляскитов. Для этой фазы характерны интенсивные процессы мигматизации кристаллических сланцев. Развитию этих явлений способствовала рассланцеванность метаморфической толщи, благодаря которой мигматизация кристаллических сланцев зашла так далеко, что от них остались лишь ксенолиты, а сам гранит превратился в гибридную породу. В массивные габбро-амфиболиты гранитная магма внедрилась по трещинам в виде маломощных даек.

г) Более молодые интрузии приурочены к мезозою. Секущие жилы диабазов и порфиритов синхронизируются с байосскими порфиритовыми внутриформационными покровами. Наиболее крупное габбро-порфиритовое тело штокообразной формы, обнаруженное нами в ущелье р. Уцлевисцхали, также параллелизуется с мезозойскими образованиями.

Специфическими особенностями юговосточной части Дзирульского массива по нашим наблюдениям являются:

1. Более значительное, чем в остальных частях Дзирульского массива, распространение филлитов, слагающих непрерывную полосу СВ-ЮЗ простирания. В других частях Дзирульского массива филлиты оказываются вкрапленными среди кристаллических пород в виде небольших пятен.

2. Распространение интенсивно метаморфизованных габбровых пород, представленных габбро-амфиболитами.

3. Широкое развитие основных и почти полностью серпентинизированных ультраосновных пород, не обнаруженных нигде в других частях Дзирульского массива.

Начиная с нижнелейасской трансгрессии, денудированный жесткий субстрат Дзирульского кристаллического массива в течение юры, мела и третичного периода неоднократно покрывался морем. В настоящее время, в результате тектонического поднятия массива, морские отложения сохранились только по его периферии.

В районе исследований выражены тектонические особенности, свойственные Дзирульскому массиву.

В пределах кристаллической зоны массива отмечаются:

- 1) интенсивная складчатость и пloyчатость филлитов,
- 2) приуроченность серпентинитов к контакту явно тектонического характера между филлитами и инъецированными породами и
- 3) наличие параллельных простиранию вышеупомянутого контакта милонитизированных пород.

Осадочная толща претерпела многократные тектонические нарушения, имевшие место в течение всего послелейасского периода. Происходило неоднократное складкообразование с поднятием складок по периферии массива. Дизъюнктивные нарушения выражались в ряде надвигов, связанных с отрывом осадочных комплексов от субстрата, а также в разрывах с образованием тектонических клиньев между отдельными формациями (северная периферия массива).

Наконец, тектоническим фактом первостепенной важности является поднятие жесткого кристаллического массива, представляющего в целом антиклинальный выгиб. Явление это, вероятно, связано с более молодыми (неогеновыми) тектоническими движениями (Джанелидзе А. И.).

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

##### *А. Метаморфические сланцы (филлиты)*

Филлиты являются древнейшими образованиями в районе исследования. Прослеживаются они полосой от Лопанис-цхали на востоке до р. Шуа-геле на западе. Мощность их изменчива в зависимости от условий залегания. Толща филлитов тектонически зажата среди кристаллических пород. Местами филлиты оторваны от главной полосы их развития и включены в гранитах. Примером этого может служить ущелье р. Улumba. В толще филлитов встречаются прерывистые линзообразные тела мраморов. При контактах с интрузивными породами наблюдаются мигматизированные участки, которые образовались за счет инъеций разных магм.

Вследствие своей древности, филлиты также метаморфизованы интенсивно. Метаморфизм их выразился в интенсивной рассланцеванности и пloyчатости толщи. Таким путем образовались тонколистоватые филлиты.

Литологически преобладают листоватые сланцы, обладающие блестящей поверхностью. Часто филлиты содержат графитизированное углистое вещество и местами покрыты с поверхности окислами марганца.

Цвет изменяется от серого до черного.

Под микроскопом филлиты обнаруживают сланцевато-ленточную структуру; состоят из глинистого вещества с преобладающим количеством серицита.

В незначительном количестве постоянно присутствуют также кварц, лимонитизированные рудные минералы и хлориты.

Кроме перечисленных минералов, в филлитах встречаются в малом количестве полевые шпаты, а также мусковит, турмалин и микроскопические прожилки кварца.

Появление этих минералов, видимо, произошло в результате гранитной инъекции (рис. 2).



Рис. 2. Микроструктура филлита, обр. № 3. Увел. 45. Никколи скрещены

### *Б. Габбро-амфиболиты*

По своим геологическим и петрографическим особенностям некоторые основные породы ушей р. Черат-хеви и ее притоков отнесены нами к группе габбро-амфиболитов.

Являясь древними породами, они представлены разрозненными останками среди габбро и гранитоидов. Вмещающие породы, представленные филлитами и биотитовыми сланцами, почти не сохранились, встречаясь лишь в виде ксенолитов. Габбро-амфиболиты секутся всеми развитыми здесь магматическими породами как кислой, так и основной магмы, что свидетельствует об их более древнем возрасте. В последующее время

они подверглись интенсивному изменению и превратились в метаморфизованные габбро-амфиболиты. Метаморфизм вполне отчетливо выражен: 1) в ясной сланцеватости пород, местами доходящей до образования типичных роговообманковых сланцев; 2) линейном расположении отдельных породообразующих минералов, дающих типичную сланцеватую текстуру; 3) характерной нематобластической структуре, вызванной параллельным расположением длиннопризматических зерен амфибола и 4) минералогическом составе породы, заключающей преимущественно амфибол, представленный светлоокрашенным актинолитом или синеватым гастингситом.

Под влиянием гранитной магмы происходит биотитизация амфиболовых зерен и привнос  $\text{SiO}_2$ , дающего кварц, вследствие чего образуется кварцевый габбро-амфиболит.

Таким образом, среди габбро-амфиболитов можно выделить следующие разновидности: а) лабрадоровый габбро-амфиболит с гастингситом, б) актинолитовый габбро-амфиболит с эпидото-цоизитовым минералом, в) кварцевый габбро-амфиболит.

а) Лабрадоровый габбро-амфиболит с. Ломиса.

Эта порода в виде сплошной полосы выходит на южной периферии ломисского габбрового массива у правобережного склона р. Ломиса и, кроме этого, в виде разрозненных участков и ксенолитов встречается внутри массива.

Макроскопически порода мелко- и среднезернистая, заметно рассланцеванная, темного цвета; вследствие рассланцевания зерна расположены ориентированно.

Под микроскопом (рис. 3, обр. № 91) наблюдается нематобластическая структура. Главными минералами являются роговая обманка, плагиоклаз и рудный минерал. Из аксессуарных присутствует апатит; вторичными минералами выступают биотит, эпидот, хлорит, сфен, серицит, пренит. Плагиоклазы слабо зональны. Вторичными процессами главным образом затронуты центральные части. Количество плагиоклазов достигает до 40%; они относятся к лабрадору №№ 50—70.

Роговая обманка характеризуется интенсивным плеохроизмом в синеватых тонах и следующими оптическими свойствами:  $\text{CNg} = 18-20^\circ$ ,  $\text{Ng}-\text{Nr} = 0,016-0,020$ ;  $2V = 65-67^\circ$ . Светопреломление по  $\text{Ng} = 1,680 \pm 0,002$ ,  $\text{Nm} = 1,670 \pm 0,002$ ,  $\text{Nr} = 1,660 \pm 0,002$ .

Судя по оптическим свойствам, минерал можно отнести к гастингситовой группе.

Таблица 1

Химический состав лабрадорowego габбро-амфиболита, обр. № 91, сел. Ломиса.  
Аналитик О. Ф. Размадзе

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п. п. п.	влага
39,40	1,63	18,64	5,11	9,59	0,18	13,97	6,94	1,06	2,18	0,38	0,96	0,16

Магматические формулы и коэффициенты по Левинсон-Лессингу

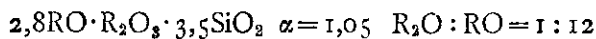


Рис. 3. Микроструктура лабрадорowego габбро-амфиболита.  
Обр. № 91. Увел. 45, николи скрещены

Как видно из приведенной таблицы, порода по химическому составу относится к ультрабазитам. Она очень похожа на „иссит“ Дюпарка (Урал, Косьвинский камень). Последняя порода состоит из плагиоклаза (ряда битовнит-анортита), роговой обманки, апатита и магнетита. Структура панидиоморфнозернистая.

По Левинсон-Лессингу [27], иссит соответствует меланократовому роговообманковому габбро или полевошпатовому горнблендиту.

#### б) Кварцевый габбро-амфиболит

Кварцевые габбро-амфиболиты по сравнению с другими разновидностями менее распространены. Самостоятельные мелкие выходы этих пород встречаются в ущельях р.р. Уцлевис-цхали и Комлетис-геле, а также приурочиваются к контактам габбро-амфиболитов с гранитоидами. Макроскопически порода темная, рассланцеванная, мелко- или среднезернистого строения.

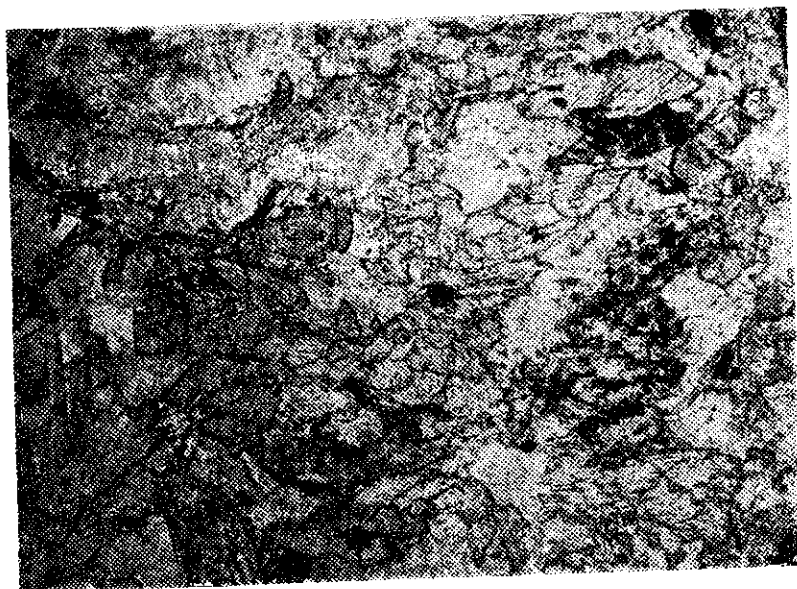


Рис. 4. Микроструктура кварцевого габбро-амфиболита. Обр. № 260.  
Увел. 45, николи скрещены

Под микроскопом (рис. 4, обр. № 260; ущ. р. Уцлевис-цхали) структура нематобластическая. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, роговая обманка, сфен. Акцессорные—апатит, ильменит. Эпимагматические—эпидот, цоизит.

Кварц присутствует в небольшом количестве. Представлен в виде мелких рассеянных зерен, которые местами располагаются цепочкообразно. Заметно слабое волнистое погасание.

Плагиоклаз представлен призматическими кристаллами размером 0,54×0,18 мм. Преобладает над кварцем, часты пойкилитические сращения с роговой обманкой. Заметно изменен. Из продуктов изменения преобладает серицит. Показатель преломления ниже кварца и выше канад-

ского бальзама. Угол погасания в зоне  $PM=27^{\circ}-28^{\circ}$ , что соответствует №№ 45—48.

Плагиоклаз относится к среднему или основному андезину.

Роговая обманка количественно преобладает над всеми минералами. Представлена зеленой разностью с резким плеохроизмом от желтовато-зеленого до соломенного цвета. Развиты призматические грани.  $CNg=14^{\circ}$ ,  $2V(1)-78^{\circ}$ ,  $Ng-Np=0,022$ . Размеры зерен  $0,36 \times 0,35$  мм и  $0,35 \times 0,18$  мм.

Биотит и хлорит представлены в виде небольших пластинок. Оба они замещают роговую обманку.

Сфен присутствует в виде зерен разной величины и формы, от крупных извилистых до мелких округлых.

Апатит присутствует в небольшом количестве в виде мелких призм, включенных в бесцветные минералы.

Ильменит представлен в небольшом количестве; замещен сфеном и лейкоксенном.

Серицит присутствует в большом количестве, как продукт изменения плагиоклазов.

Количественно-минералогический состав породы: 1. кварц—5%, 2. роговая обманка и биотит—30%, 3. плагиоклаз—50%, 4. рудный минерал и сфен—15%.

#### в) *Актинолитовый габбро-амфиболит*

В ущелье р. Черат-хеви, у сел. Сакире выступает кристаллический массив. обнажения массива начинаются темными и мелкозернистыми рассланцеванными габбро-амфиболитами, рассеченными жилами гранитоида, образующими настолько спутанную сеть, что выделение отдельных жил становится затруднительным. Мощность жил колеблется от незначительных размеров до 1 м. Кроме последних они секутся густой сетью диабазо-порфировых даек.

Актинолитовые габбро-амфиболиты темные, рассланцеванные породы с ориентированными блестящими кристаллами роговой обманки.

От других габбро-амфиболитов они отличаются тем, что в них роговая обманка представлена актинолитом, а плагиоклаз в результате поствулканических процессов полностью альбитизирован с попутным образованием пренита, серицита, эпидота и цоизита.

Вся эта масса в проходящем свете темножелтого цвета, а в скрещенных николях имеет мелкочешуйчатое агрегатное строение.

Главным минералом является роговая обманка (обр. № 99, 69, 100, 101, 141, 102, 98, 127). Она представлена длиннопризматическими формами, местами волокнистая, светлозеленого цвета. Плеохроизм слабый:  $Ng$ —желтовато-зеленый,  $Nm$ —голубоватый,  $Np$ —соломенный. В рас-



положении кристаллов заметна определенная ориентация. Катаклиз местами хорошо выражен, вследствие чего кристаллы трещиноваты и пронизаны жилками пренита и кальцита (рис. 5).

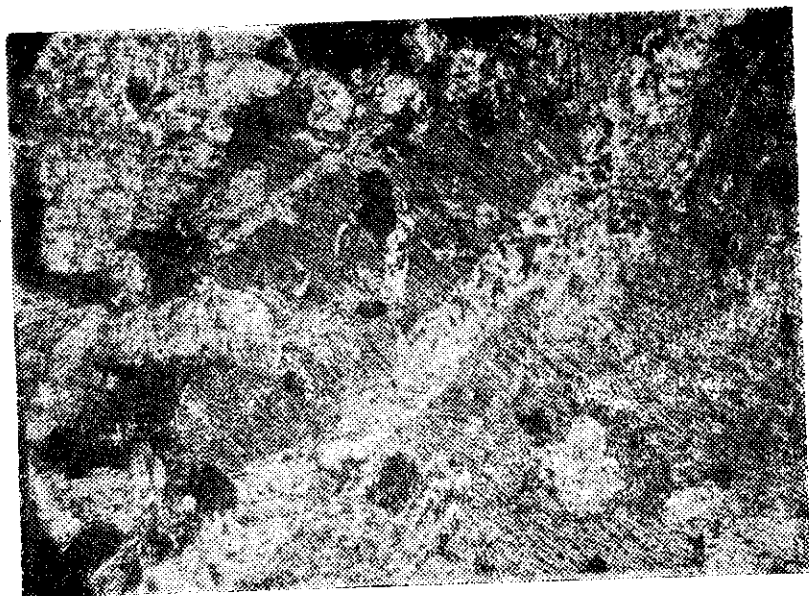


Рис. 5. Жилка пренита в актинолите. Обр. № 99. Увел. 45, николи скрещены

Измерение констант роговых обманок во многих образцах дает следующие колебания  $CNg-15^{\circ}-20^{\circ}$ ;  $Ng-Np=0,020-0,027$ .  $2V=70^{\circ}-75^{\circ}$ ; преломление по  $Ng-1,651 \pm 0,002$ .

Плагиоклаз полностью изменен поствулканическими процессами: альбитизацией, эпидотизацией и цоизитизацией. Местами он пронизан лучистым актинолитом (рис. № 6).

Эпидото-цоизито-кальцитовая масса во многих шлифах выделяется в виде сети нитеобразных жил. Отмечается также участие рудного минерала и местами большого количества эллиптических или округлых кристаллов сфена с высоким двупреломлением и коричневатого цвета; плеохроизм отсутствует.

В этих же породах ассоциируются полосы эпидотизированного габбро-амфиболита, в котором ориентированные полосы актинолита чередуются с полосами чистого эпидота (обр. № 98).

По ущелью р. Чорчанис-геле амфиболиты милонитизированы. В обр. № 123 мы имеем типичную очковую структуру. По краям зерен роговой обманки определенными полосами располагаются обломки, окаймляющие более крупные зерна (рис. № 7).



Рис. 6. Лучистый актинолит в альбите. Обр. № 69. Увел. 45, николи параллельны

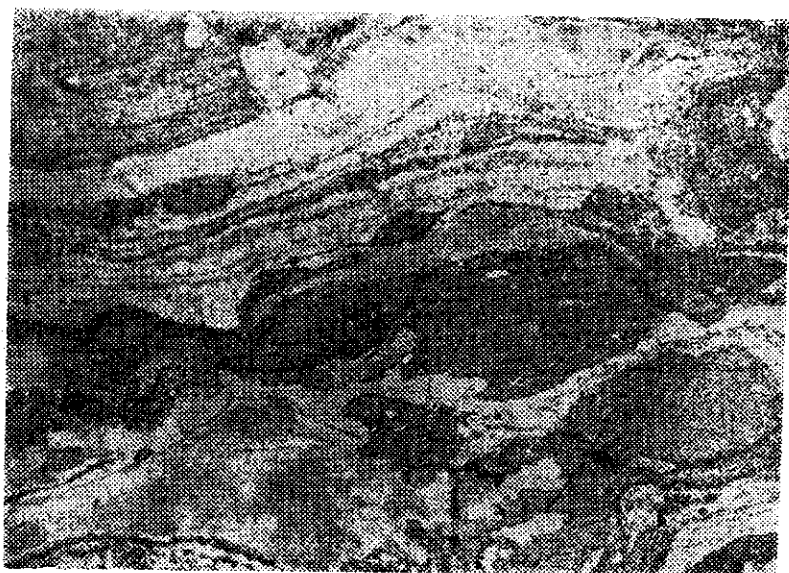


Рис. 7. Милонитизированный габбро-амфиболит. Очковая структура. Обр. № 123. Увел. 45, николи скрещены

Порода в целом состоит из зеленоватой роговой обманки и лейкократовой массы (полевые шпаты и кварц), располагающихся полосами.

Количественный минералогический состав актинолитового габбро-амфиболита (в среднем):

Роговая обманка	—60%
Плагиоклаз, эпидот, цоизит и пренит	—33%
Рудный минерал и сфен	—7%

Для выявления химического характера была подвергнута анализу порода № 99 (актинолитовый габбро-амфиболит), взятая в ущелье р. Чератхеви. В таблице № 2 даются состав этой породы и сопоставление его с таковой породы р. Тагила (Урал) [31], называемой динамометаморфизованным габбро (состоящей из основного плагиоклаза, бледной волокнистой роговой обманки с примесью эпидота, хлорита, магнетита и кварца).

Таблица 2

Аналитик О. Ф. Размадзе

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п. п.
Чератхеви	47,45	1,21	13,42	3,33	11,04	0,15	11,17	6,69	0,98	3,99	0,02	0,14	0,56
Урал	50,51		16,03	1,90	6,95		9,55	8,57	1,07	3,28			

Магматические формулы и коэффициенты по Левинсон-Лессингу:

	Чератхеви	Урал р. Тагил
RO—	3,9	3,29
SiO <sub>2</sub> —	5,2	5,29
α =	1,5	1,68

На основании общего химического и минералогического состава породе можно отнести к габбро. Она отличается от него лишь несколько повышенным количеством натрия и понижением содержания глинозема. Это обстоятельство можно объяснить присутствием вторичного альбита и характером роговой обманки, которая относится к типу актинолита.

### В. Серпентиниты

В окрестностях с. Чорчана ультраосновные породы представлены серпентинитами. Распространение их здесь вполне закономерное. По своей форме они представляют отдельные удлиненные линзы. Залегают в филлитах, в контакте между филлитами и инъецированными породами, мигматитами, а также в самих инъецированных породах. Как уже говорилось выше, метаморфическая толща характеризуется строго СВ—ЮЗ простира-

нием. Этому направлению подчиняется также и простираение серпентинитовых тел. Количество отдельных серпентинитовых тел в действительности гораздо больше, чем перечислено ниже, вследствие множества выходов малого размера. Наиболее крупными являются следующие выходы:

а) Серпентиниты Лопанского ущелья. Р. Лопанис-цхали пересекает серпентинитовый массив вкрест простираения. Вдоль длинной оси он тянется на 700—800 метров, после чего выклинивается в филлитах. Падение контактов крутое. Простираение обычное—СВ—ЮВ. Первоначальная порода полностью перерождена и никакие реликты ее макроскопически не заметны.

Серпентинит здесь однородный, плотный, с синеватым оттенком. Порода сильно трещиноватая. Наблюдается полиэдрическая отдельность.

Поверхность трещин покрыта плотной нефритоидной или серпофитной коркой, обладающей то жирным, то эмалевидным блеском. Окраска породы разнообразная, но преимущественно зеленоватая, синеватая или желтоватая с отдельными серыми пятнами (обр. №№ 138, 250).

б) У серпентинитов Тетри-миндори небольшая вначале мощность к западу постепенно возрастает.

На гребне они образуют раздувы и далее в виде узкой полосы увязываются с Квашавскими серпентинитами. Оба обнажения дают примерно одинаковые породы—темные, плотные серпентиниты, местами расланцеванные, с тонкими прожилками асбеста. Эти серпентиниты на юге граничат с филлитами, а на севере—с инъецированным комплексом, представленным гнейсовидными гранитами, доходящими по составу до кварцевых диоритов (обр. № 6,19). В этих местностях с этими массивами связан выход талька, образование которого, видимо, связывается с действием гранитной магмы.

в) Серпентиниты Чешорского ущелья представляют продолжение Квашавских серпентинитов. Залегают они между инъецированными гранито-гнейсами и филлитами; западнее они залегают полностью в инъецированных породах—гранито-гнейсах. Хорошие обнажения массива имеются по ущелью р. Чешора.

Порода темносинего или черного цвета, плотная, с полиэдрической отдельностью. С поверхности обычно покрыта зеленоватой нефритоидной коркой.

На всем своем протяжении серпентиниты никакой другой породой не секутся. В отличие от других выходов серпентинитов здесь в них наблюдаются реликтовые вкрапленники ромбических пироксенов.

г) Серпентиниты с. Ниниси. Все вышеперечисленные массивы серпентинитов представляют или непосредственное продолжение друг друга, или располагаются вблизи друг от друга.

Серпентиниты Ниниси находятся от них на сравнительно большом расстоянии. Образуя изолированное тело, они не выходят из полосы

общего простирания серпентинитов. Вмещающими породами являются интрузивные гранито-гнейсы. Серпентиниты обнажаются на вершине куполообразного хребта, у слияния р. Нинисис-цхали и ее притока р. Дедаберас-геле. У основания хребта ни по одной из этих рек серпентиниты не обнажаются. О форме выхода судить затруднительно из-за сильно развитого делювиального покрова и кустарниковых зарослей. Обнажающиеся здесь серпентиниты по своему внешнему виду и составу ничем существенно не отличаются от вышеперечисленных. Данные серпентиниты характеризуются преобладанием синеватых и зеленоватых разностей, ячеистой структурой на поверхности, обусловленной наличием зеленоватых полос на синем фоне. Местами наблюдается развитие светлосерых крапенок. Это сочетание обуславливает пестрый вид породы (рис. 7а).



Рис. 7а. Макроструктура серпентинита с. Ниниси

д) Серпентиниты с. Цедани. В окрестностях с. Цедани выходы серпентинитов встречаются в нескольких местах.

Серпентиниты встречаются по ущелью р. Цители-геле. Один выход обнажается в самом ущелье. С ним граничат габбро-амфиболиты и гранитоиды. Серпентинит здесь компактный и не обнаруживает внешнего контактного воздействия.

В этом же ущелье в другом пункте с серпентинитом граничит дайка пегматита. Взаимоотношение между ними макроскопически не удается

установить. Под микроскопом видно, что серпентинит обнаруживает изменение—карбонатируется, превращаясь в лиственит (обр. № 291).

Второй выход обнажается по левому притоку р. Цители-геле. Ущелье это настолько завалено глыбами серпентинита, что речка теряется в них. Серпентиниты представлены породами светлозеленого цвета с синеватыми петлями. Ввиду плохой обнаженности ущелья, форма залегания и вмещающие породы не были установлены. Можно лишь указать, что в верховьях оврага выступают превращенные в дресву граниты.

Все описанные серпентиниты по своему минералогическому составу довольно однообразны. Для всех них характерна полная серпентинизация. Исключение представляет лишь Чешорский массив, в котором еще встречаются реликтовые минералы, посредством которых становится возможным восстановить характер исходной породы. Серпентиниты Чешорского массива представляют темные породы с темными порфиоровыми выделениями ромбического пироксена и частично серпентинизированного оливина. Оба эти минерала, являясь существенной составной частью породы, представлены в виде довольно крупных кристаллов. Кроме них в шлифах устанавливается содержание густокоричневого хромита. Нередко встречается темнобурая шпинель в виде идеально развитых кристаллов. По этим данным можно заключить, что исходная порода была довольно крупнозернистая и петрографически относилась к типу гарцбургитов.

Это положение можно распространить на все серпентинитовые массивы, так как слагающие их минералы из группы серпентина, в частности антигориты и баститы, видимо, образовались за счет оливина и ромбического пироксена. Минералогический состав типичных серпентинитов следующий: хризотил, антигорит, бастит, асбест, серпофит, хромит и вторичный магнетит.

Структура их типично петельчатая, вязанная. Петли слагают ячейки то с тонкосетчатой, то с грубосетчатой, то с типично вязанной структурой. Ячейки заполнены более низко двупреломляющим серпентинитом, чем сами петли, вследствие чего они четко выявляются в скрещенных николях. Петли обычно представлены тонковолокнистым хризотилом, а ячейки заполнены антигоритом (рис. 8, 9).

Часто весь шлиф пересечен поперечноволокнистым светлым серпентином-хризотилом. В центре вдоль всей длины этих лент в большинстве случаев наблюдаются скопления зерен магнетита. В других случаях (серпофит) эти ленты представлены плотным серпентином. У последней разновидности серпентина преломление ниже, чем у остальных разновидностей, а двупреломление выше, вследствие чего она явно выделяется в шлифах.

Бастит по форме пластинчатый, а по структуре волокнистый. Местами содержит остатки пироксена, в большинстве случаев представленного полными псевдоморфозами. Изучение препаратов дает возможность

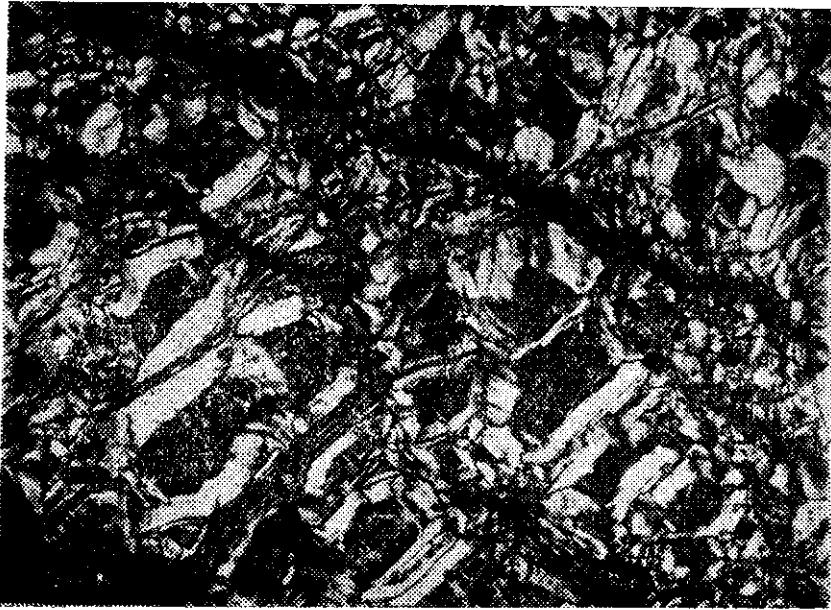


Рис. 8. Петельчатая структура серпентинита; обр. № 28. Увел. 140; николи скрещены

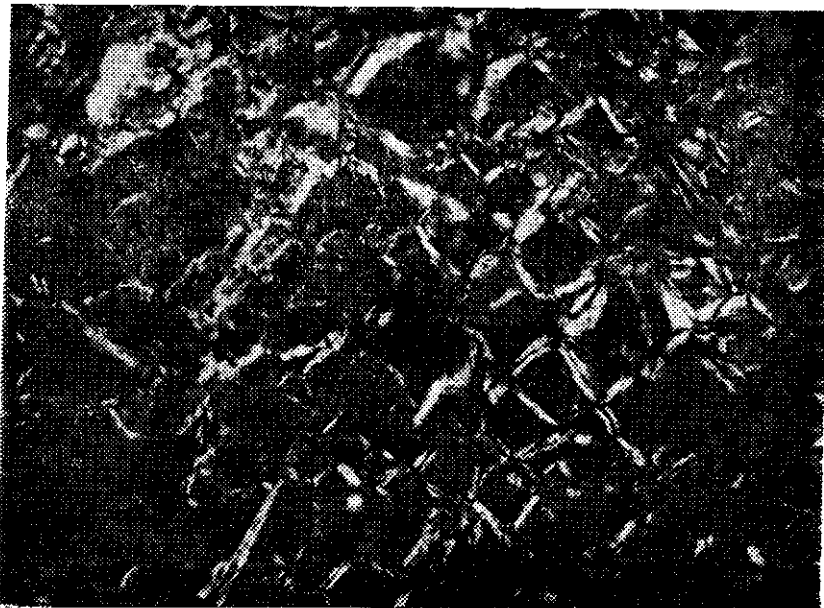


Рис. 9. Ячейчатая структура серпентинита; обр. № 18. Увел. 140; николи скрещены

2. გეოლოგიური ინსტ. შრ., მინერ.-პეტრ. სერია, ტ. II

закл<sup>ю</sup>чить, что процесс серпентинизации отдельных минералов не протекал с одинаковой интенсивностью. Оливин превращается в серпентин скорее, чем пироксен, так как в полностью серпентинизированных породах ба<sup>с</sup>титы иногда содержат реликты пироксена, а с другой стороны в тех породах, в которых еще присутствует оливин, пироксен еще довольно свеж и обнаруживает совершенную спайность как по оси *z*, так и поперечно ей. Порядок образования отдельных разновидностей серпентина следующий: хризотил, антигорит (возможно, что ба<sup>с</sup>тит является одновременно с последним). Самым поздним является серпופит, так как он пересекает все остальные разности (рис. 10). Кроме того, устанавливаются две генерации хризотила.

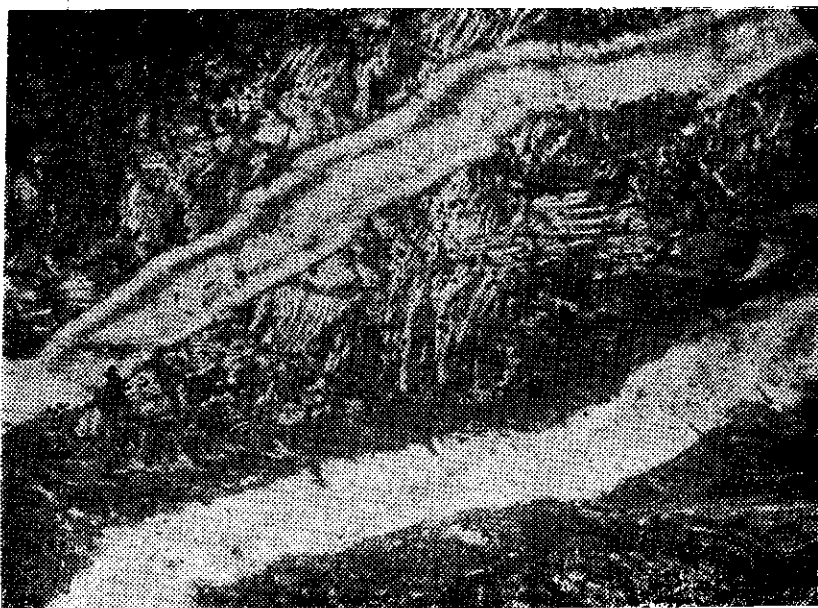


Рис. 10. Пересечение хризотила серпופитом; обр. № 27. Увел. 45; николи скрешены

Хризотил в процессе серпентинизации выделяется первым вдоль микроскопических трещин оливина, образуя поперечноволокнистые шнуры и петли. Последние слагают сетки. В средней (вдоль длины) части шнура образуются магнетитовые скопления. Часто в шлифах наблюдаются густые разветвления хризотил<sup>о</sup>вых шнуров. Светопреломление выше канадского бальзама; цвета интерференции—серые.

Антигорит совместно с хризотилом является существенным минералом; представлен следующими разновидностями:



Игольчатые антигориты (рис. 11) располагаются радиально или спирально, окрашены в слабожелтоватый цвет, местами наблюдаются бесцветные и прозрачные участки. Последние сравнительно с первыми обладают более светлосерыми цветами интерференции. Светопреломление выше канадского бальзама.



Рис. 11. Игольчатые антигориты; обр. № 14. Увел. 86; николи скрещены

Брусчатые антигориты дают веерообразные формы, которые хорошо выступают в скрещенных николях; в проходящем свете бесцветные. Цвета интерференции—желтоватые.

Структурнооднородные или почти изотропные антигориты заполняют сетки, по рельефу и по цвету, вследствие их низкого двупреломления, не отличаются от хризотилов, сетчатая структура выступает ясно.

Бастит представлен крупными таблитчатыми призматическими кристаллами волокнистого строения, размером 2 мм×3 мм. Дает типичные псевдоморфозы по пироксену, иногда содержит реликты последнего. Погасание прямое, интерференционные цвета—серые, светопреломление выше канадского бальзама (рис. 12).

Серпופит представлен исключительно лентами, расположенными то параллельно, то секущими друг друга; имеет плотное строение и не содержит магнетитовых скоплений. Бесцветный, со слабым рельефом и оранжевыми цветами интерференции.



Рис. 12. Псевдоморфоза бастита по энстатиту; обр. № 29. Увел. 140; николи скрещены



Рис. 13. Реликт оливина в серпентините; обр. № 165. Увел. 45; николи скрещены

Оливин представлен лишь реликтами, оставшимися в хризотило-вых сетках. Реликты бесцветны и обладают характерным рельефом. Удается измерить только угол оптических осей, который по двум выходам равен  $88^\circ$  (рис. 13).

Ромбический пироксен присутствует в виде реликтов, которые среди волокнистых кристаллов бастита резко выделяются благодаря своему рельефу и характерной спайности.  $CNg-5-10^\circ$ ,  $2V(I)=+80^\circ$ ,  $Ng-Np=0,009$ , соответствует энстатиту (рис. 14).

Хромит является частым минералом. Образует неправильные кристаллы краснобурого цвета с резким рельефом (рис. 15).

Шпинель тоже обладает краснобурным цветом и потому трудно отличима от хромита. В одном шлифе присутствует идиоморфный сдвойникованный кристалл.

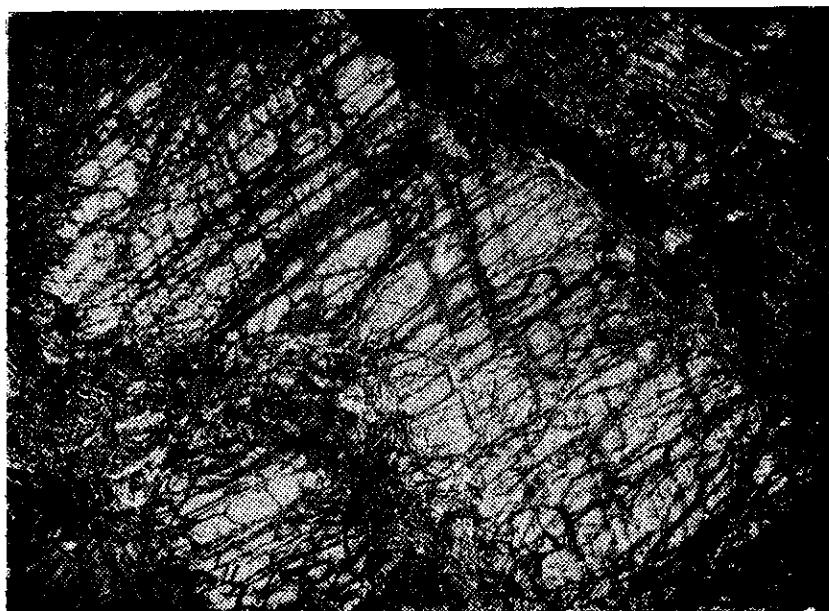


Рис. 14. Реликт энстатита в серпентините; обр. № 29. Увел. 86; николи скрещены

Магнетит вторичного происхождения присутствует в виде пылеобразных зерен и отдельных скоплений.

Кроме этих минералов в меньшем количестве присутствуют кальцит, фуксит и асбест.



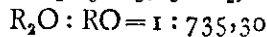
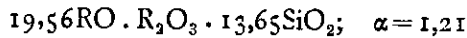
Рис. 15. Хромит с жилками кварца; обр. № 39. Увел. 45; николи параллельны

В нижеприводимой таблице 3 дан химический состав серпентинита (по Барсанову).

Таблица 3  
Анализ серпентинита из сел. Чорчаны. Аналитик Егоров

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	NiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O -110	H <sub>2</sub> O +110
39,93	1,18	5,48	0,34	0,69	сл.	37,62	0,09	0,25	0,03	0,08	1,65	12,75

Магматические формулы по Левинсон-Лессингу



Серпентиниты детально изучены В. Н. Лодочниковым [29, 30], давшим в своей работе, с одной стороны, подробное описание фактических материалов Ильчирского месторождения, а с другой стороны критический разбор литературных данных по серпентинитам земного шара. В работе четко выявлены характерные для серпентинитов закономерности, в частности, относящиеся к их генезису, геологии и химической природе.

Рассматривая в этом отношении Дзирульские серпентиниты, мы констатируем, что их материнские породы почти полностью серпентинизированы; они сопровождаются кварцевыми прожилками привнесенного характера. Наряду с этим серпентиниты местами вблизи гранитоида оталькованы. Ввиду того, что исследователи нашего района (Смирнов, Барсанов и др.) разделяют мнение о древности гранитоидных пород района, они вынуждены связать процессы талькообразования с мезозойскими кварцевыми порфирами и кератофирами, распространение которых очень незначительное.

Наличие кислых пород со своими жильными производными, окружающих более древние серпентиниты, ставит тем самым под сомнение автометаморфический характер серпентинизации. Однако наряду с этим осложняется и вопрос о соотношении процессов серпентинизации и талькообразования. Данных, доказывающих их одновременность, не имеется. Оталькование некоторых серпентинитовых выходов скудное или вовсе отсутствует.

В данном отношении Лодочников [29] находит более благо разумным (на примере месторождения Баженово) считать процесс серпентинизации автометаморфическим и объясняет оталькование этих серпентинитов воздействием кислой магмы. Такой подход применим и к Дзирульским серпентинитам.

Вместе с тем надо отметить, что кварцевые жилы, сопровождающие серпентиниты, по результатам качественного спектрального анализа относятся к продуктам кислых магм (аналитик Низулин).

Дзирульские серпентиниты сопровождаются амфиболитами, но они нигде не затронуты серпентинизацией (Чорчана, Шуа-геле).

Из своеобразия гипербазитовой магмы вытекает и то, что она в контакте с боковыми породами не вызывает ни малейшего изменения последних. По словам Лодочникова, она также не дает ни отпрысков, ни апофиз. Лодочников указывает, что из нескольких сотен прочитанных им работ удалось выбрать десятки примеров такого контактного воздействия, где указывается только уплотнение и отвердевание. Кроме того, Лодочников [29] приводит обзор Наумана, который в 1849 г., обобщая изменения боковых пород около серпентинитов, указывал, что изменение это имеет только гидрохимический характер и почти всегда наблюдается на карбонатах и песчаниках. Аналогичная картина наблюдается в Дзирульских серпентинитах, где в контакте с филлитами проявляется уплотнение, а с карбонатами — лиственитизация.

Если контактное воздействие серпентинитов на боковые породы весьма ничтожно, то боковые породы также слабо действуют на серпентиниты. Будучи необычайно стойкими в отношении выветривания, эти породы очень эффектно выделяются среди окружающих пород. Такие

соотношения констатируются во многих местах западных Альп, где серпентиниты резко возвышаются над гнейсами, гранитами и слюдяными сланцами [29].

Возраст Дзирульских серпентинитов должен рассматриваться в неременной связи с серпентинитами Главного Кавказского хребта. На его северном склоне гипербазитовые породы пользуются заметным распространением, причем эта полоса не непрерывная, а представлена отдельными месторождениями, отстоящими друг от друга иногда на 10 км.

А. П. Герасимов [12] указывает каледонский возраст малкинских серпентинитов и высказывает мысль о существовании гаальской и пфальцской (дотриасовые) фаз интрузий гипербазитов.

И. Г. Кузнецов [25] отмечает, что на Кавказе имеются серпентиниты трех различных возрастов: 1) докембрийские (в Балкарии) по р.р. Сакину и Хизы-Су; 2) каледонские и ранневарийские—верховья Урупа; 3) верхнепалеозойские и нижнепалеозойские по р. Кубани и р. Теберде. Вместе с тем во всех случаях он указывает на более молодой возраст гравитоидов относительно гипербазитовой породы,

Д. П. Сердюченко, изучивший серпентиниты р. Бескесса и Мошевой [34], определяет их возраст докембрием.

Н. А. Игнатьев [22] указывает, что серпентиниты по притокам Малой Лабь, Маркопиджа и Уруштена прорывают докембрийские кристаллические сланцы, а сами секутся пегматитом. Наряду с этим особого интереса заслуживают данные Н. Е. Ефремова [17]. В системе р. Кефара (Худеса, Загедана) в среднекарбонном конгломерате им в 1939 г. были обнаружены многочисленные гальки серпентинитов, особенно по р. Загедане, где были встречены базальные конгломераты, нацело состоящие из серпентинитовых галек и валунов. Заслуживает быть отмеченным наложение среднекарбонных песчаников и сланцев на серпентиниты. По нижней Теберде серпентинитами прорываются песчаники и сланцы нижнего карбона (карачаевская свита, по Робинсону).

Итак, получается узкий промежуток внедрения гипербазитовой магмы между нижним и средним карбоном. Помимо этого указывается, что большая часть выходов серпентинитов Кавказа относится именно к этому периоду (Кефар-Зеленчукский, Загеданский, Тебердинский, Гидамский, Худесский, Беденский, Малкинский, Тхачский). Таким образом, в настоящее время на Кавказе отмечаются разновозрастные, в том числе и нижнекарбонные, серпентиниты.

Сравнивая Дзирульские серпентиниты с вышеупомянутыми серпентинитами, описанными Ефремовым [17], мы находим наибольшее сходство, выражающееся в следующем.

В обоих случаях серпентиниты приурочены к полосам распространения древних палеозойских пород, принадлежат к одной и той же магме

и почти нацело серпентинизированы. Разница заключается лишь в том, что верхняя возрастная граница для Дзиркульских серпентинитов точно не устанавливается. Последнее обстоятельство объясняется отсутствием во всем Дзиркульском массиве формаций от кембрия до лейаса.

### Г. Габбровые породы

#### а) Габбровый массив с. Ломиса

Габбровый массив с. Ломиса представляет небольшое тело с протяжением СВ—ЮЗ (65°).

По юговосточной периферии массива в ущельях р.р. Черат-хеви и Ломиса обнажаются габбро-амфиболиты. Они по внешнему виду похожи на габбровые породы и производят впечатление части габбрового массива, но пронизываются мелкими жилами и апофизами габбро, в массе которых габбро-амфиболиты выступают в виде останцев и ксенолитов.

Массив габбро слагается из темной порфиroidной или мелкозернистой породы, которая к северу становится крупнозернистой и серой.

Переход между указанными разностями постепенный. Местами среди габбро выступает габбро-пегматит, имеющий более шлировый, чем жильный характер.

Все эти разности габбро секутся дайками аплита, пегматита и порфирита. С севера непосредственно контактируют инъецированные породы—гранито-гнейсы.

Кроме ущелий, обнажения имеются также и на гребнях водоразделов, но здесь породы гораздо хуже сохранились и позволяют провести лишь оконтуривание массива. Так, например, крайнее западное обнажение габбрового массива имеется у Кортохского перевала (обр. № 215); второй важный в этом отношении выход у с. Ломиса отвечает восточной границе массива (обр. № 80).

В литологическом отношении массив, как мы видели, не является однородным и характеризуется разным составом периферических и центральных частей. Рассмотрим каждую из них в отдельности в отношении химических и минералогических свойств.

1) Порфиroidное габбро представляет темную или вернее черного цвета породу, на поверхности которой резко выделяются черного же цвета порфиroidные вкрапленники с сильным блеском на изломах. Между вкрапленниками располагается зернистая масса. Эта порода обнажается в виде единой полосы, тянущейся от ущелья р. Ломиса до ущелья р. Черат-хеви. В обоих местах порфиroidные габбро внедряются в вышеописанные габбро-амфиболиты. Между этими породами кроме структурного существует также и минералогическое различие. Так, например, в

первых наряду с вторичной роговой обманкой выступает также бесцветный пироксен и первичная роговая обманка. В шлифах свежей породы явно различимы зерна пироксена, находящиеся в пойкилитовом сростании с роговой обманкой. В выветрелых разностях пироксены, в результате амфиболлизации, постепенно мельчают и выступают в виде еле различимых пятен на зеленом фоне роговой обманки.

Кроме вторичной роговой обманки, повидимому, имелась также первичная обыкновенная роговая обманка, о чем свидетельствует пойкилитовое сростание с нею пироксена. Явно видно также, что главная масса рудного минерала представлена ильменитом, так как в слабо измененных породах он всегда окружен каемкой сфена, а в сильно выветрелых — полностью замещен им. В сильно выветрелых разностях заметно также обогащение Са-ем, что, помимо образования сфена, выражается в образовании большого количества пренита. Отличие заметно и в отношении плагиоклазов. Если в предыдущих габбро-амфиболитовых породах плагиоклазы представлены зональными кристаллами №№ 35—40, 50—65, то в описываемых присутствуют только однородные зерна битовнита от № 78 до № 85.

Самой характерной особенностью породы является тройное пойкилитовое сростание плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Из них наиболее идиоморфен плагиоклаз.

Обр. № 83. Порфирированное габбро, сравнительно свежее. Образец взят на правом берегу р. Черат-хеви у устья маленького бокового притока.

Макроскопически порода темная до черного, с черными порфирированными выделениями.

Под микроскопом выражена габбровая структура. Отдельные минералы находятся в пойкилитовом сростании. Наиболее идиоморфны кристаллы плагиоклаза (см. рис. 16).

Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой и рудным минералом. Из эпимагматических присутствуют сфен, серицит и соссурит.

Плагиоклаз (№ 90) представлен кристаллами разной величины; средний их размер достигает 1 мм × 0,5 мм. Они находятся в пойкилитовом сростании с пироксеном и роговой обманкой. Присутствуют также маленькие идиоморфные кристаллы, включенные в пироксены и амфиболы. Плагиоклазы слабо изменены. Обладают заметным рельефом и светлосерой или светложелтой интерференционной окраской.

Из продуктов изменения на первом месте стоит серицит, который присутствует во всех кристаллах. Более ограниченным развитием пользуется соссурит, встречающийся только местами.



Пироксен представлен бесцветными зернами величиной  $0,5 \text{ мм} \times 0,3 \text{ мм}$ . Почти все зерна срastaются с роговой обманкой или же переходят в нее.



Рис. 16. Пойкилитовое срастание пироксена с амфиболом; обр. № 83.  
Увел. 45; николи скрещены

На фоне роговой обманки хорошо различимы бесцветные округлые и овальные зерна пироксена.  $CNg=40^\circ$ ,  $Ng-Np=0,029$ ;  $2V(2)=+60^\circ$ ,  $N=1,701$ , что соответствует диопсиду.

Роговая обманка представлена зеленой разностью. Идиоморфизм у нее отсутствует. Размер зерен достигает  $0,6 \text{ мм} \times 0,6 \text{ мм}$ . Края зерен извилистые. Схема абсорбции нормальная:  $Ng$ —зеленый,  $Nm$ —желтовато-зеленый,  $Np$ —светлозеленовато-желтый. Замещает пироксен. Сам ничем не замещается.  $CNg=20^\circ$ ,  $Ng-Np=0,021$ ;  $2V(1)=65^\circ$ .

Ильменит присутствует в большом количестве в виде крупных зерен, сростшихся с темными минералами. Некоторые зерна присутствуют в скелетных формах. Все зерна более или менее окружены сфеновой каемкой, а некоторые из них полностью замещены сфеном.

Сфен представляет продукт изменения ильменита, дает псевдоморфозы по нему. Характеризуется желтоватым оттенком. Заметен слабый плеохроизм.

Серицит и сосюрит являются вторичными по плагиоклазу. Первый развит сильнее в виде разрозненных чешуек. Второй развит в небольшом количестве.

Количественно-минералогический состав породы:

Плаггиоклаз	45%
Пироксен и роговая обманка	43%
Рудный минерал и сфен	12%

Ниже в таблице 4 приведен химический анализ габбро.

Таблица 4

Химический состав порфировидного габбро обр. № 49 с. Ломиса.

Аналитик О. Ф. Размадзе

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п. п. л.	влага
Порфировидное габбро . . .	41,56	0,94	19,92	6,92	9,19	0,20	13,01	7,27	1,04	2,31	0,02	0,70	0,10
Меланокр. габбро. Урал, Светлый Бор. . . .	41,97	1,06	16,60	3,28	11,23		12,65	7,02	1,18	2,55			2,60

Магматические формулы и коэффициенты по Левинсон-Лессингу

— Ломиса

Светлый Бор

$$RO = 2,35$$

$$3,32$$

$$SiO_2 = 3,31$$

$$3,84$$

$$\alpha = 1,24$$

$$1,2$$

$$R_2O : RO = 1 : 11,3$$

$$1 : 10,8$$

В сборнике химических анализов Немова [31] приводится жильная порода с Урала (Светлый Бор) № 528, описанная Дюпарком. Порода названа меланократовым габбро. По химическому и минералогическому составу порода вполне соответствует описываемой нами породе.

Порода Светлого Бора состоит из плаггиоклаза, диопсида, частично диаллага, роговой обманки и титанистого железняка, сопровождаемых сфеном, апатитом, уралитом, хлоритом, цоизитом и известковым шпатом.

Разница между породами Ломиса и Урала заключается только в характере вторичных минералов: в уральской породе присутствуют цоизит и хлорит, в нашей — пренит и серицит.

2) Оливиновое габбро. Эти породы более светлые и крупнозернистые, чем предыдущие. Они хорошо обнажаются по ущелью р. Ломиса и Черат-хеви. По своему минералогическому составу значительно отличаются от предыдущих пород. Так, например, рудного минерала, присутствующего в первых в виде главной породообразующей составной части, здесь мало. Роговая обманка (актинолит и уралит) выступает лишь как эпимагматический минерал, заменяющий пироксен. Некоторые образцы содержат крупные кристаллы оливина и зеленой шпинели. Это в особен-

ности наблюдается в северо-восточной части массива. Что касается взаимоотношения между порфирировидным и крупнозернистым габбро, то в природе между ними наблюдается довольно постепенный переход. Хорошо выражены габбровая структура, а также пойкилитовое срастание между пироксеном и плагиоклазом. В оливково-шпинелевых разностях наблюдается также келифитовая структура. В последнем случае мы имеем следующую картину: в центре выделяются крупные кристаллы оливина, окруженные узкими каемками сначала ромбического, а затем моноклинного пироксена, перешедшего в уралит. У контакта последнего с плагиоклазом возникает келифитовая оболочка с мелкими зернами зеленой шпинели.



Рис. 17. Микроструктура оливнивого габбро; обр. № 45. Увел. 86;   
николи скрещены

Оливково-шпинелевое габбро (обр. 45). Макроскопически порода крупнозернистая, зеленовато-серая. Сравнительно свежая.

Под микроскопом видна габбровая структура. Порода состоит в основном из плагиоклаза, роговой обманки, пироксенов, оливина и шпинели.

Плагиоклаз присутствует в большом количестве в виде пластинчатых двойникованных зерен размером до  $1 \text{ мм} \times 0,3 \text{ мм}$ . Пойкилитически срастается местами с пироксеном. Содержит включения иголок актинолита, хорошо заметные при увеличении  $\times 6$ . Сравнительно свеж, если не принимать во внимание частичную серицитизацию и выделение кальцита.

Рельеф заметный. Интерференционная окраска беловатая или желтоватая. По своим оптическим свойствам соответствует битовнитам и анортитам № 90—95.

Оливин представлен в виде крупных (3 мм × 0,7 мм) зерен. Все они занимают центральную часть пироксеновых выделений, которые образуют вокруг него келифитовую оболочку (рис. 18). Оливин изменен в основном в серпентин. Неизмененные части сильно трещиноваты, обладают высоким рельефом, бесцветны. Оливин окружен узкой каймой из ромбического пироксена, за которым к краям следует моноклинный пироксен, перешедший в уралит. Оболочка эта содержит включения мелких эллиптических зерен зеленой шпинели и реликты пироксена. Оболочка, вследствие участия шпинели, окрашена в зеленоватый цвет.  $2V(1) = +80^\circ$ ,  $Ng-Np = 0,036$ .

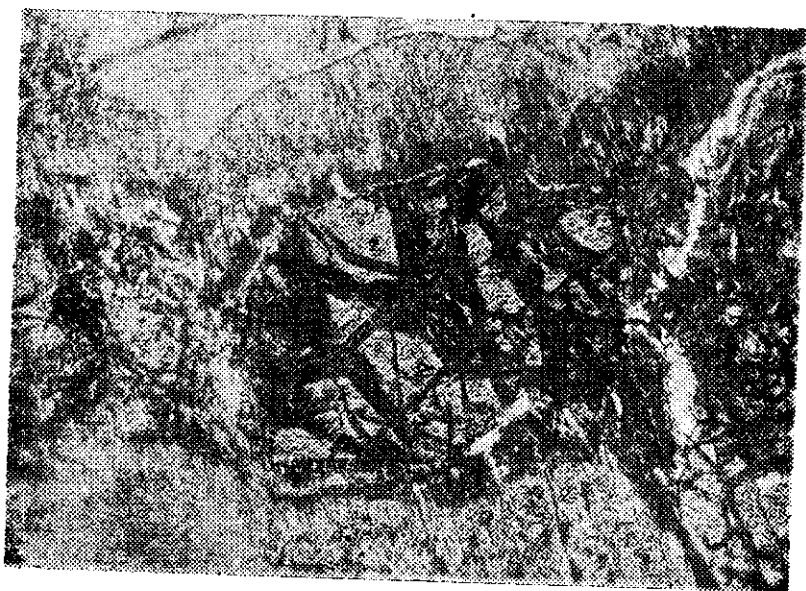


Рис. 18. Келифитовая структура вокруг оливина; обр. № 45. Увел. 86; николи скрещены

Роговая обманка представлена тонковолокнистой разностью светлозеленого цвета. Обладает весьма слабым плеохроизмом. Встречаются и совершенно бесцветные разности, расположенные без всякой закономерности. Все они эпимагматического происхождения. Более крупные кристаллы представляют явные псевдоморфозы по моноклинному пироксену и к тому же содержат реликты последнего. Реликты отчетливо видны при скрещенных николях, вследствие различия в углах погасания. За вторичный характер роговых обманок говорит также их форма, характерная для

пироксена, пойкилитически проросшего плагиоклазом. Процесс уралитизации сопровождается выделением пылевидно-рассеянного рудного минерала, окрашивающего роговые обманки в желтоватый цвет. Рудный минерал располагается вдоль трещин спайности или же реже в виде отдельных неправильных скоплений.  $CNg=20^\circ$ ;  $Ng-Np=0,020$ ;  $2V(I)=-80^\circ$ .

Шпинель представлена округлыми полигональными зернами, размером от 0,3 мм × 0,3 мм до 1 мм × 0,3 мм. Кроме того она присутствует также в виде очень мелких зерен. Свежая, обладает густо зеленым цветом, высоким рельефом, сростается с пироксеном.

Таблица 5

Химический состав оливинового габбро. Обр. № 45, ущелье р. Черат-хеви  
Аналитик О. Ф. Размадзе

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	влага	п. п.п.
Оливин. габбро (45)	42,31	0,21	20,02	6,04	3,88	0,10	13,22	10,08	1,16	1,36	0,12	0,18	2,26
Ультраоснов. габбро, Денежк. Камень (47)	43,75		18,02	7,50	5,31	—	12,40	10,68	0,51	1,46		0,21	

Магматические формулы и коэффициенты по Левинсон-Лессингу (олив. габбро)  $2,45 RO \cdot R_2O_3 \cdot 3 SiO_2$ ;  $\alpha=1,1$ ;  $R_2O:RO=1:15,9$ .

Подобные породы описывались разными лицами из разных мест Урала под названием оливиновых габбро или ультраосновных габбро. Для примера приводим анализ ультраосновного габбро Денежкина Камня [27].

По химическому составу Ломисское оливиновое габбро приближается к ультраосновным типам.

3) Габбро-пегматиты. Габбро-пегматиты в пределах массива представлены большей частью в виде шпиров и в меньшей степени в виде жил (ущелье р. Улумбис-цхали). Они не имеют широкого развития. Нижеописанный образец взят на левом берегу р. Черат-хеви близ оливинового габбро. Габбро-пегматиты чрезвычайно крупнозернисты. Наибольшего размера достигают кристаллы роговой обманки.

Обр. № 46. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, апатита и поствулканических минералов—эпидота, хлорита, соссюрита, альбита и пренита (см. рис. 19).

Плагиоклаз (№ 65—70) присутствует в большом количестве в крупных кристаллах, почти полностью замещенных соссюритом, пренитом и альбитом. Вследствие изменения, плагиоклазы приобрели желтоватую или серую окраску, явный рельеф. Местами в виде пятен выступает альбит.

На плагиоклазах заметно тонкое полисинтетически двойниковое строение.

Роговая обманка представлена крупными кристаллами размером от  $2 \times 1,4$  см до  $3 \times 1$  см; характеризуется интенсивным плеохроизмом от зеленого до желтовато-зеленого цвета. Схема абсорбции:  $N_g > N_m > N_p$ . Содержит включения плагиоклазов, апатита и многочисленных мелких зерен рудного минерала. За счет нее развиты хлорит и эпидот, присутствующие в большом количестве. Они всюду непосредственно связаны с роговой обманкой.

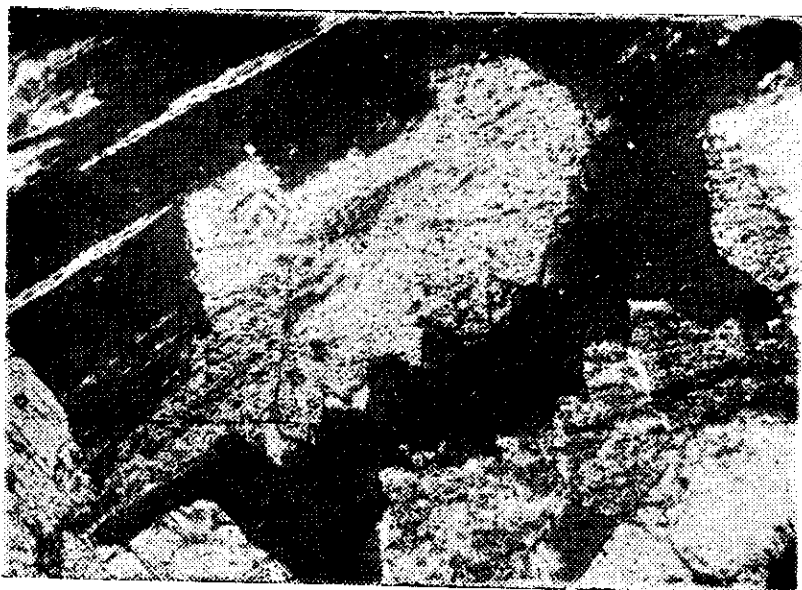


Рис. 19. Замещение амфибола эпидотом; обр. № 46. Увел. 45; николи скрещены

Свежие части кристаллов роговой обманки дают следующие константы:  $CN_g = 20^\circ$ ;  $2V = -66^\circ$  (2 вых.);  $N_g - N_p = 0,020$ , что соответствует обыкновенной роговой обманке.

Хлорит представлен в виде довольно крупных пластинчатых кристаллов. Характеризуется травянисто-зеленым цветом и интенсивным плеохроизмом от зеленого до соломенного цвета. Двупреломление весьма характерное, интерференционные аномальные цвета. При скрещенных николях обнаруживаются секториальные и конусообразные агрегаты. Часто наблюдаются включения эпидота или в виде узких полос, или же в виде отдельных кристаллов. Реже попадаются включения сфена. Обладает прямым погасанием.

Апатит присутствует в большом количестве в виде зерен размером от 1,5 мм×0,3 мм до 0,3 мм×0,3 мм с характерными призматическими и шестиугольными разрезами. Иногда включены в роговую обманку и другие минералы. Зерна окружены сосюритовой массой, которая местами даже в них внедряется. Намечается сгруппированность в отдельные участки. Между зернами апатита иногда располагается пренит.

Эпидот количественно лишь немногим уступает апатиту. Зерна его размером 1 мм×0,3 мм разнообразны по своему характеру. Некоторые из них окрашены в желтоватый цвет и обладают слабым плеохроизмом, другие совершенно бесцветны. Первые обычно бывают включены в хлорит и сами содержат включения коричневых зерен сфена. Вторые ассоциируют с сосюрито-цоизитовой массой в виде неправильных зерен, хорошо отличимых вследствие их высокого аномального двупреломления.

Сфен присутствует главным образом в виде мелких иголочек, включенных в хлорит и эпидот, и реже в виде отдельных идиоморфных кристаллов. Обладает резким рельефом и перламутровыми цветами интерференции.

Рудный минерал представлен крупными кристаллами пирита.

Пренит образует агрегатные скопления и замещает плагиоклаз.

Кальцит отмечается в нескольких местах в виде ксеноморфных зерен или же в виде каемок, окружающих сосюрито-цоизитовую массу. Хорошо отличим от последних высоким двупреломлением и более низким рельефом.

Сосюрит замещает плагиоклаз. Обладает серым цветом и резким рельефом. Ассоциирует с другими эпимагматическими минералами.

Количественный минералогический состав породы:

Плагиоклаз, сосюрит и серицит	— 50%
Роговая обманка, хлорит	— 35%
Апатит	— 8%
Эпидот, сфен	— 7%

Резюмируя приведенные выше данные, можно сказать, что в габбровом массиве с. Ломиса хорошо выделяются две продольные полосы: 1) крупнозернистое габбро и 2) порфиридовидное габбро.

Как мы видели выше, эти различия представляют не самостоятельные в геологическом отношении тела, а составные части единого массива.

Современное строение массива не оставляет впечатления цельного геологического тела. Южная периферия массива представлена порфиридовидными разностями, а северная — крупнозернистыми. Такое положение осложняет подход к массиву как к единому геологическому телу, обязывая в первую очередь считаться с тем обстоятельством, что эти породы входят в комплекс древнепалеозойских пород, неоднократно прегерпевавших тектонические нарушения. Поэтому можно допустить, что современ-

ная структура массива не отвечает первоначальному его состоянию и современный массив представляет лишь часть первоначального массива.

Известно, что крупные массивы основных пород обычно дают резко отличные друг от друга центральную часть и периферии. Мелкие тела эту особенность отражают еще резче.

Оливиновое габбро данного массива—крупнозернистое, не носит следов рассланцевания; обладает габбровой структурой. Плагноклазы изометрические. Выделяется оливин. Все эти особенности указывают на спокойные условия начальной кристаллизации магмы. Для порфиroidных разностей характерна уже порфиroidная структура. В мелкозернистой или среднезернистой основной массе расположены порфиroidные выделения роговой обманки. Оливин здесь уже отсутствует.

Резко выражено пойкилитовое сростание минералов. Вокруг мелких зерен пироксена выделяется роговая обманка. Пойкилитовое сростание наблюдается также между плагноклазом и роговой обманкой и между плагноклазом и ильменитом.

Заслуживает внимания содержание в этих породах первичной роговой обманки, образующей крупные порфиroidные выделения, образование которых можно объяснить началом их кристаллизации еще в глубинных условиях с участием в этом процессе минерализаторов.

Установить форму залегания массива в целом затруднительно, поскольку он принимает участие в дислоцированном комплексе. Тектонические воздействия находят свое выражение в образовании системы трещин, в амфиболитизации и пр. На основе современного статуса, а именно эллиптической формы выхода, минерального состава, структурных и текстурных особенностей—форму массива правильнее всего принять как интрузивную залежь.

#### *Д. Гранитоидные породы*

Гранитоидные породы в изученном районе имеют преобладающее развитие. Характеризуются они большим разнообразием как в отношении структурных и текстурных особенностей, так и состава и окраски. Макроскопически можно различить следующие типы:

1. Гвейсовидные, вплоть до полосчатых разностей, 2. Порфиroidные, в которых наблюдаются крупные выделения микроклина (микроклинизированный кварцевый диорит), 3. Розовые или светлосерые аляскиты и 4. Розовые пегматиты.

Породы первого типа интенсивно разрушены вплоть до превращения в дресву. Порфиroidные разности затронуты разрушением в гораздо меньшей степени. Остальные разности довольно свежие.

В отношении характера их залегания и их взаимоотношений можно отметить следующее: два первых типа пород, обнаруживая между собою



чтостепенный переход, в основном образуют крупные интрузивные массивы, являющиеся вмещающими для всех остальных изверженных пород. Последние образуют небольшие тела, в большинстве жильного характера.

### 1) Гранито-гнейсы

Эти породы пользуются наибольшим распространением из всех гранитоидов. Особенно ярко они представлены вокруг Чешорского серпентинитового массива, в северном контакте Чорчанских серпентинитов, и вдоль югозападного контакта габбрового массива Ломиса.

Макроскопически они характеризуются гнейсовидной и местами полосчатой текстурой и неравномерным распределением темных и лейкократовых компонентов.

Таблица 6

Количественный минералогический состав гранито-гнейсов

№№ обр.	Местонахождение	Кварц	Микроклин	Плаггиоклаз	Биотит	Мирмекит	Апатит и др
42	Ломиса	25%	32,7%	20,83%	15%	6%	0,5%
25	Комлетис-геле	3,6 "	25,9 "	55,1 "	14,8 "	—	0,6 "
25	" "	3 "	64 "	30 "	3 "	—	—
218	Ломисис-хеви	26,25 "	28,65 "	38,56 "	3,85 "	2 "	0,9 "
7	Квашава	31,16 "	34,4 "	26 "	8 "	—	—

Такой переменный минералогический состав не является характерным для нормальных изверженных пород. Так, например, в обр. № 42 количество кварца и микроклина соответствует почти нормальному, но зато количество плаггиоклаза небольшое. Одновременно наблюдается избыток биотита. Характерно также значительное развитие микропегматита.

В отношении характера отдельных породообразующих минералов нужно отметить следующее.

Кварц участвует в переменном количестве от 3 до 31%. По своим формам можно различить кварц двух типов—катакластический и с нормальным погасанием. Первый тип представлен сильно раздробленным агрегатом с резким волнистым погасанием отдельных зерен, второй же соответствует кварцу второй генерации, развитому или в виде самостоятельных прожилков, или же в форме микропегматита и мирмекитовых вростков.

Калиевый полевой шпат (микроклин). Очень интересен характер калиевого полевого шпата. Первая особенность, которая бросается в глаза, это его чрезвычайная свежесть, что вынуждает нас отличить его от кварца лишь по дисперсионному эффекту (рис. 20).

Проявления его в породе разнообразны, начиная от тонких извилистых форм и каплевидных выделений до неправильных кристаллических зерен.

Когда в породе его мало, он совершенно утрачивает идиоморфизм и встречается в виде отдельных каплевидных форм, рассеянных среди кварцево-плаггиоклазовой массы. Более крупные его зерна обычно имеют порфиробластический характер и в них часто бывают включены мирмециты и резорбированные кристаллы плаггиоклаза (рис. 21 и 22). В других

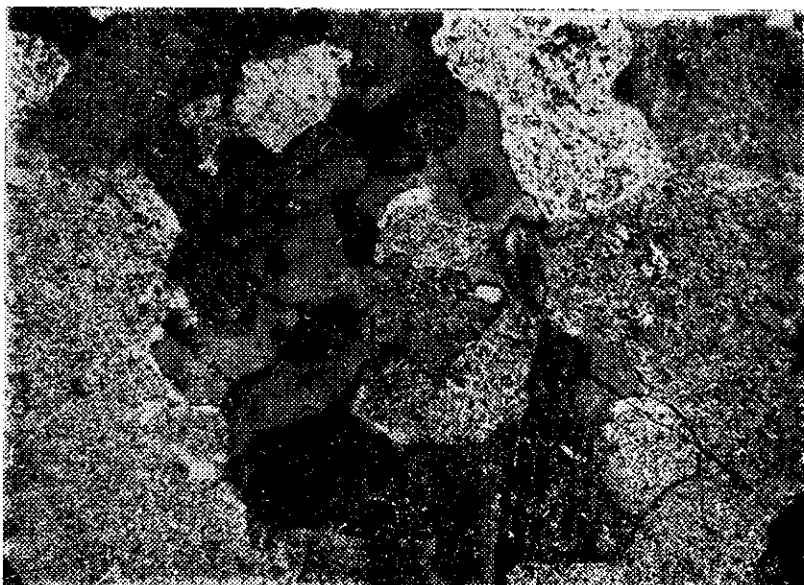


Рис. 20. Внедрение калципата в плаггиоклаз; обр. № 42<sup>1</sup>. Увел. 150; николи скрещены

случаях калиевый полевой шпат выступает как цементирующее плаггиоклаз вещество. В таких же соотношениях находится он и с биотитом и хлоритом. Нередко он прорастает кварцем с образованием микропегматита; у контакта с калиевым полевым шпатом на плаггиоклазах наблюдается мирмецитовая структура.  $2v = -80^\circ - 90^\circ$ .

Плаггиоклазы, в отличие от калиевых полевых шпатов, всегда изменены. Встречаются в виде крупных призматических кристаллов, почти всегда с корродированными краями в результате резорбции кварцево-микроклиновой массой. К характерным их особенностям относится также широкое развитие мирмецитовых каемок. По своему составу они соответствуют олигоклазам.

Биотит всегда присутствует в виде небольших, неправильно рассеянных, перекристаллизованных, окрашенных в зеленые тона чешуек.

Из аксессуарных минералов присутствуют идиоморфные кристаллики апатита.



Рис. 21. Включение мirmekита в микроклинс; обр. № 218. Увеличение 86; николи скрещены



Рис. 22. Резорбированные кристаллы плагиоклаза в микроклинс; обр. № 42. Увел. 150; николи скрещены

Из вторичных минералов можно отметить пелитоморфную массу и серипит, происшедших за счет изменения плагиоклазов.

## 2) Микроклинизированные кварцевые диориты

Кварцевые диориты—кристаллически зернистые породы в основном серо-розового цвета; характеризуются переменным составом, структурой и текстурой. Территориально всегда связаны с одной стороны с кристаллическими сланцами и габброидами, включая ксенолиты последних, и с другой—гранито-гнейсами, мигматитами (гранитоидного характера), образуя с ними постепенный переход.

По распространению, в сравнении с гранито-гнейсами, кварцевые диориты занимают подчиненное место.

Сплошной выход таких пород фиксируется на правом берегу р. Черат-хеви между с.с. Сакире и Чорчана. Из этих пород явно нормальные по составу и структуре кварцево-диоритовые участки выделяются спорадически. Названные породы серого цвета, гипидиоморфной структуры, состоящие главным образом из кварца, плагиоклаза, биотита, реже—роговой обманки и немного микроклина. Акцессорные минералы—сфен, ильменит и апатит.

Как выше было упомянуто, в этих породах особенно подчеркивается меняющийся состав и облик породы в целом. Макроскопически преобладают серовато-розовые порфириовидные разновидности, розовый цвет которых обусловлен присутствием такого же цвета микроклинов. Эти последние на сером фоне ярко выделяются своей свежестью и необычайной крупностью зерен, придающих породе в целом порфириовидный характер (рис. 23).

Под микроскопом (обр. №№ 72, 94) выявляется резко различный характер основной массы и порфириовых выделений. Порфириовидные участки представляют смесь кристаллов кварца и привнесенного калиевого полевого шпата, местами с мirmekитовой структурой. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза и биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, роговой обманкой, сфеном. Плагиоклазы (№ 20) представлены частично идиоморфными, сдвойникованными кристаллами.

Для биотита характерна сгруппированность по отдельным участкам, в которых крупные пластинки биотита перемешаны с мелкими чешуями. Последние, по видимому, произошли за счет роговой обманки. К этим скоплениям, которые обычно содержат включения зерен кварца, приурочены выделения идиоморфных призмочек апатита и сфена (рис. 23а). Биотит характеризуется нормальной схемой абсорбции и обычным дву-преломлением. Часто он хлоритизирован с попутным выделением магнетита. Хлорит обладает плеохроизмом в зеленых тонах и низким дву-преломлением.



Рис. 23. Макроструктура микроклинизированного кварцевого диорита



Рис. 23а. Скопление биотита и эпидота в микроклинизированном кварцевом диорите; обр. 72. Увел. 45; николи скрещены

Нижеприведенный химический анализ породы из окрестностей сел. Чорчана обнаруживает явление микроклинизации. Сумма щелочей—8,56%. Авторы, отмечая избыточность щелочей, породу относят к гранодиоритам.

Таблица 8

Аналитик В. А. Егоров

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	BaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
64,27	0,83	16,48	0,61	3,59	2,84	1,34	0,17	0,07	3,08	5,48	99,86%

Магматические формулы и коэффициенты по Левинсон-Лессингу  
 $1,47 RO \cdot R_2O_3 \cdot 6,53 SiO_2$ ,  $\alpha = 2,96$

Микроскопическое изучение пород показало, что порфиновые микроклиновые зерна с основной массой породы не имеют генетической связи, а носят явно привнесенный характер. Помимо микроклина, повидимому, привносится SiO<sub>2</sub> в виде мелкоагрегатного кварца и кварцевых прожилков.

На основании вышеизложенного, мы полагаем, что микроклинизированные кварцевые диориты являются сложными образованиями, формирование которых началось с ранней стадии внедрения гранитной магмы. При контакте с боковыми породами, биотитовыми сланцами и габброидами,— в результате ассимиляции и взаимной реакции, гранитная магма в начале давала кварцевые диориты и габбро-диориты. Эти последние особенно образуются при контакте с габбро-амфиболитами. В дальнейшем, последующими действиями той же магмы, происходила микроклинизация диоритовых пород.

Процессы микроклинизации кварцевых диоритовых пород подробно описаны П. Топурия [37] в западной части массива, но разница между его и нашими описаниями заключается в том, что мы как образование кварцевых диоритов, так и их микроклинизацию связываем с деятельностью одной гранитной интрузии, а П. Топурия эти процессы приписывает разновозрастным интрузиям: докембрийской и палеозойской, и тем самым разделяет мнение о разновозрастности гранитоидных интрузий.

Аналогичные породы в северозападной части массива описываются Г. М. Смирновым и др. [35, 36] как банатиты и считаются фацией докембрийских кварцевых диоритов (серых гранитов).

### 3) Равномерно-среднезернистые граниты (аляскиты)

Эти породы светлосерого или розового цвета. Для них характерны небольшие выходы. Их дайки большей частью приурочиваются к габброидным породам, а также, не обнаруживая с ними резкого контак-

та, выделяются среди остальных гранитоидов. Из всех выходов можно отметить Земобролосанские и Ломисские выходы. Первый из них обнажается в верховьях оврага и частично трансгрессивно перекрыт известняками. Массив расчленен сетью тонких трещин и пиритизирован.

С поверхности порода обычно имеет корку красного цвета, возникающую за счет окисления пирита; неокисленные участки обладают светло-серой окраской и в них в значительном количестве выступает свежий пирит.

Порода состоит главным образом из кварца, микроклина, плагиоклаза и редко биотита. Обладает типичной гипидиоморфно-зернистой структурой.

Плагиоклаз (альбит) представлен в виде значительно серицитизированных призматических кристаллов.

Микроклин представлен аллотриоморфными кристаллами с микроклиновой решеткой и часто с пертитовым строением. По сравнению с плагиоклазом значительно более свеж.

Кварц присутствует в виде катакластических и аллотриоморфных зерен с волнистым погасанием.

Таблица 7

Количественно-минералогический состав аляскитовых гранитов

№ обр.	Местонахождение	Кварц %	Микроклин %	Плагиоклаз %	Биотит и хлорит %	Рудный минерал %
107	Земо-Бролосани	35	40	24,5	0,5	
107 <sup>1</sup>	Черат-хеви	32	44	16,9	4,8	1,8
262	Квемо-Бролосани	36,3	31,8	32,35	0,6	—
259	Ломиса	28,6	36,1	34,6	0,7	—
		32,8	44,26	22,13	0,82	
171	Средний состав	32,5	39	26	1,5	

#### 4) Пегматиты

Пегматиты в изученном районе почти всегда залегают в габбро-амфиболитах в виде секущих даек мощностью до 7 м. Можно различить микропегматиты и крупнозернистые пегматиты. Микропегматиты, представленные плотными розоватыми породами, характеризуются более простым минералогическим составом. Под микроскопом видна типичная пегматитовая структура (рис. 24), образованная совместной кристаллизацией кварца и микроклина. В небольшом количестве присутствуют пластинчатые и призматические двойникованные зерна кислого плагиоклаза. В некоторых образцах значительно развита серицитизация.

В виде аксессуаров присутствуют мусковит и турмалин.

Обыкновенные пегматиты представляют крупнозернистые породы, в которых микроскопически легко различить правильное срастание кварца с калиевым полевым шпатом, мусковит и красный гранат. Под микроскопом обнаруживается также наличие синеваато-серого турмалина.

Среди гранитоидных пород нашего района Флоренский и Барсанов выделяют три типа: аплиты, равномернозернистые серые граниты и порфириовидные граниты. Это разнообразие ими объясняется дифференциацией гранитной магмы на месте. В возрастном отношении всю совокупность гранитоидных пород упомянутые исследователи считают более древней, чем формацию габбро и серпентинитов.

Н. Канделаки, на основании своих наблюдений, считает возможным различить две фазы внедрения гранитоидов: а) более древнюю, чем серпентиниты, представляемую крупнозернистыми и гнейсовидными гранитами и б) более молодую, чем габбро, представленную аплитами и пегматитами.

И. Г. Кузнецов [25], касаясь вскользь красных гранитов Чорчаны, считает возможным рассматривать их как более молодые, чем основные породы. Такого мнения придерживаются Ш. А. Азизбеков и М. А. Кашкай [1].

Все упомянутые авторы относительно гранитов нашего района считают, что граниты являются более древними, чем формация основных пород.

По нашим наблюдениям, гранитоидные породы района также не являются однородными. Среди них устанавливаются различные типы. Однако локализация этих типов не дает нам никакого основания считать их за самостоятельные изверженные тела. Гранито-гнейсы, микроклинизированные кварцевые диориты чрезвычайно разнообразны по структуре и минералогическому составу. Первичная гипидиоморфно-зернистая структура их нарушена последующими внедрениями кварца и микроклина. Плаггиоклаз в них часто выступает как реликтовый минерал, будучи окружен калиевым полевым шпатом. Одновременно наблюдаются внедрения совершенно свежего микроклина в плаггиоклаз, с образованием идиоморфных кристаллов.

Реликтовый характер носит и биотит. Его небольшие пластинки и мелкие чешуйки рассеяны по всей площади шлифов или скучены в отдельные участки, к которым приурочены выделения идиоморфных призмочек апатита, количественно резко преобладающие над всеми другими акцессорными минералами.

Заслуживает также внимания двойкий характер проявления кварца. Часть его зерен представлена катакластическим, а часть — свежим, мелкоагрегатным кварцем, находящимся в тесном срастании с микроклином.

Отмеченные особенности гранитоидных пород, а именно:

1. Резкая изменчивость структуры и минералогического состава,
2. Нарушение первичной гипидиоморфно-зернистой структуры,



3. Своеобразное поведение отдельных минералов—микроклина, плагиоклаза, биотита и апатита—дают основание для допущения, что эти породы в основном гибридного происхождения, возникшие в результате инъекции кварца и микроклина в первоначальную метаморфизованную толщу.



Рис. 24. Микроструктура пегматита; образец 126. Увел. 86; николи скрещены

В нашем районе, как уже отмечалось, кристаллические сланцы самостоятельным распространением не пользуются. Они почти полностью образованы интрузией гранитной магмы. Только местами выступают ксенолиты, указывающие на наличие здесь кристаллических сланцев.

Габбровые породы, обладающие сравнительно массивной плотной структурой, слабо поддаются инъектированию, претерпевают лишь метасоматические изменения с попутным образованием габбро-диоритов.

На основании всего вышеизложенного, образование гранитоидных пород нашего района должно быть отнесено к одной интрузивной деятельности, возраст которой моложе возраста основных и ультраосновных пород.

Надо полагать, что до внедрения гранитной интрузии из существующих здесь пород метаморфическая толща была более интенсивно рассланцевана и разгнейсована, чем габбро-амфиболиты, габбро и гарцбургиты. В результате этого в кристаллических сланцах гранитная интрузия нашла благоприятные условия для инъекции с попутной ассимиляцией. Последнее обстоятельство обусловило образование кварцевых диоритов, кото-

рые в дальнейшем под последующим воздействием гранитной магмы подвергается микроклинизации. Что касается до нормальных гранитов и аляскитов, которые не несут следов ассимиляции, то они внедрились по тектоническим трещинам, развитым главным образом в габбро и габбро-амфиболитах.

Таким образом, на большей части площади, раньше занимаемой кристаллическими сланцами и габбровыми породами, в результате интрузии гранитной магмы возникли инъекционные гранито-гнейсы и микроклинизированные кварцевые диориты, среди которых местами встречаются граниты как переменного состава, так и аляскитового типа.

Пегматиты и аплиты, имеющие довольно ограниченное распространение, бесспорно представляют дериваты упомянутой гранитовой магмы.

### *Е. Жильные породы*

#### а) Габбро-порфирит Уцлевского ущелья

По ущелью р. Уцлевис-цхали среди габбро-амфиболитов выходит аномально зернистая темносерая порода, которая по химико-минералогическому составу соответствует авгитовому габбро и габбро-порфириту.

Выход представляет небольшое штокообразное тело, имеющее неодинаковую структуру.

В центре порода массивно-зернистая, но к периферии постепенно обнаруживает порфириовидную и далее порфириовую структуру и переходит в типичный порфирит.

Залегая между габбро-амфиболитами и гранитами, авгитовое габбро захватило в процессе внедрения обломки гранита, которые претерпели интенсивное переплавление с возникновением микропегматитов (рис. 25, 28).

В Уцлевском ущелье самыми древними породами являются габбро-амфиболиты, которые секутся многочисленными дайками гранита. Все они вместе взятые секутся авгитовым габбро. Последний, кроме Уцлевского ущелья, встречается в виде редких жил и в ущелье р. Черат-хеви.

Габбро-порфирит (обр. № 283, 253). Макроскопически серая равномерно зернистая порода, содержит кристаллы пирита.

Под микроскопом обнаруживается порфириовидная структура. Из главных минералов присутствуют плагиоклазы, пироксены, амфиболы и рудные минералы. Из эпимагматических отмечаются эпидот, сфен, хлорит и кальцит (рис. 26).

Плагиоклаз (N 60, 70, 80) присутствует в большом количестве. Кристаллы его таблитчатые, идиоморфные, размером  $1,64 \times 1,4$  мм,  $0,9 \times 0,73$  мм,  $0,18 \times 0,18$  мм. Между этими крупными зернами располагаются более мелкие, но все же идиоморфные зерна второй генерации, дающие

порфиroidную структуру. Плаггиоклазы полисинтетически сдвойникованы и имеют заметную зональность. Зерна их слабо изменены, преимущественно в серицит.

Пироксен представлен идиоморфными кристаллами. Количественно уступает плаггиоклазу. Бесцветный, с характерной спайностью. Встречаются и сдвойникованные кристаллы. Замещается роговой обманкой, хлоритом и эпидотом. Части срастания с рудным минералом. Свежие кристаллы имеют следующие константы:  $+2 \nu_{(2)} = 55^\circ$ , размер зерен  $1,45 \text{ мм} \times 0,54 \text{ мм}$ .

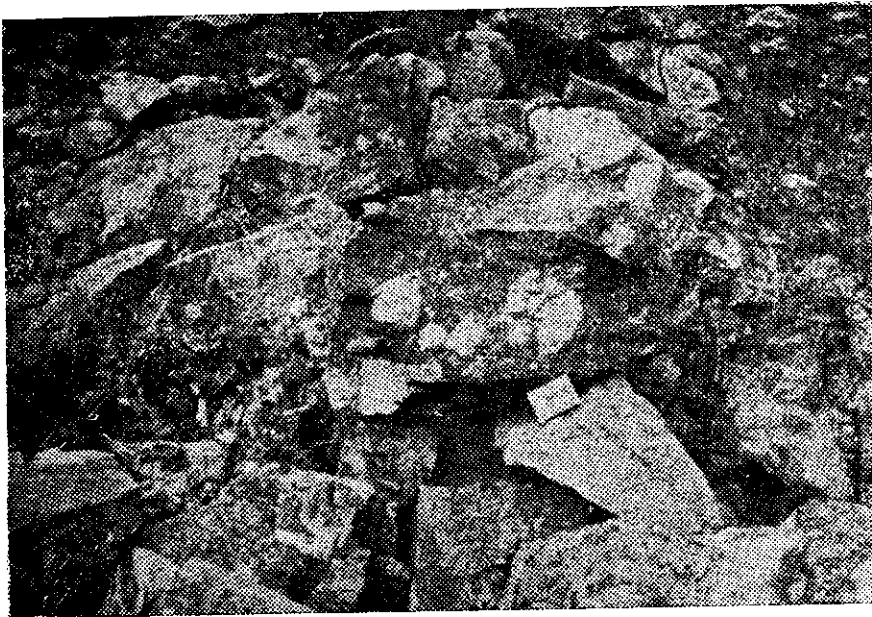


Рис. 25. Ксенолиты гранита в габбро-порфирите. Каменоломня с. Ушлеви. Светлые—граниты, темные—габбро-порфириты

Роговая обманка представляет продукт изменения пироксена. Светлозеленого цвета, часто волокнистая. В нескольких местах волокна образуют скученность. Эти разности бесспорно относятся к актинолиту.

Хлорит присутствует в небольшом количестве в виде зеленоватых кристаллов со слабым плеохроизмом, двупреломление аномальное.

Рудный минерал отмечен в значительном количестве, часто замещается сфеном.

Габбро-порфирит (обр. 254). Порода взята в контакте с гранитом.

Макроскопически порода порфиристая. Такая же структура видна и под микроскопом. По сравнению с предыдущим образцом преобладает основная масса. Крупные зерна плаггиоклаза таблитчатые и явно зональные.

Пироксен в большинстве случаев замещен амфиболом, в котором он присутствует в виде реликтов.

Роговая обманка зеленоватого цвета, слабо волокнистая; с ней связаны кристаллы эпидота и хлорита.

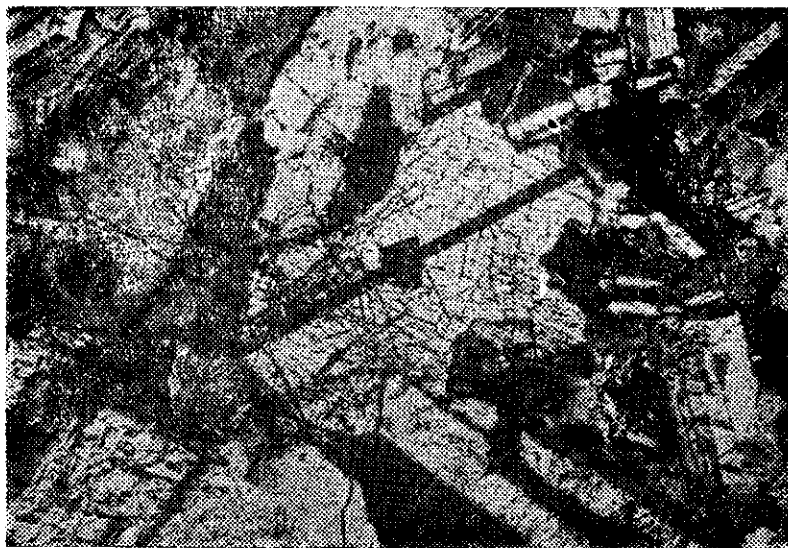


Рис. 26. Микроструктура актинового габбро-порфира; обр. № 283. Увел. 86; николи скрещены

Периферическая часть (обр. № 269, 282). Порода серого цвета, содержит вкрапленники роговой обманки и плагиоклаза. Под микроскопом имеет порфировую структуру. Хорошо обособляются вкрапленники и основная масса. Основная масса состоит из плагиоклаза, хлорита и рудного минерала. Последние несколько крупнее, чем остальные микролиты.

Из фенокристаллов преобладает плагиоклаз, в меньшем количестве присутствуют роговая обманка и рудный минерал (рис. 27).

Плагиоклаз представлен призматическими и таблитчатыми зернами размером от 1,1 мм × 0,54 мм до 0,54 мм × 0,54 мм. Трещиноват; по трещинам выделяется бесцветный минерал с низким рельефом. Кристаллы обнаруживают слабую зональность. К периферическим зонам относятся №№ 55—60, центральным же соответствуют №№ 78—82.

Как в предыдущих образцах, плагиоклазы слабо изменены.

Роговая обманка зеленовато-желтоватого цвета, неправильной формы, слабо плеохроирует; зерна ее небольшого размера, оставляют впечатление псевдоморфоз по пироксену. С ней связан хлорит зеленого цвета с низкими аномальными цветами интерференции.

Рудный минерал участвует как в основной массе, так и во вкраплениях. Части сростания с роговой обманкой, с хлоритом и с кальцитом. Все эти три минерала представляют продукт изменения пироксена, т. е. вначале мы имели сростание рудного минерала с пироксеном.

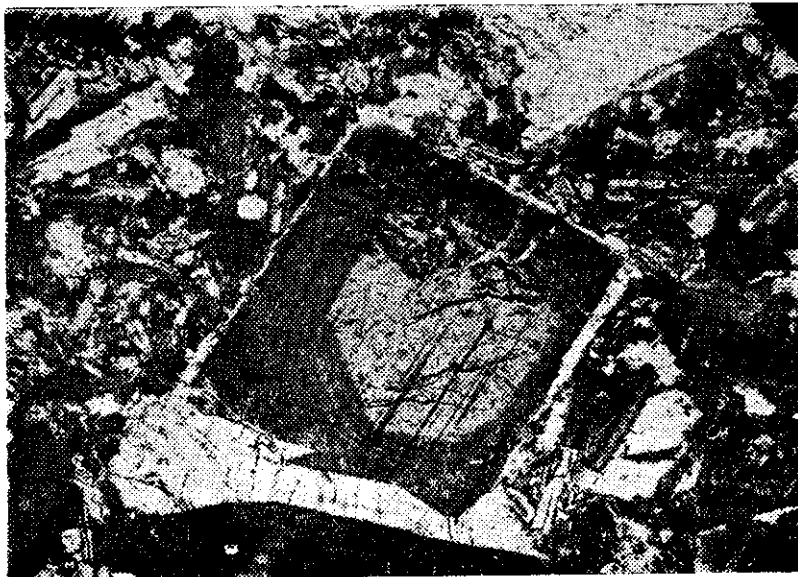


Рис. 27. Микроструктура габбрового порфирита из краевой фации; обр. № 269. Увел. 86; николи скрещены

В некоторых местах с кальцитом и хлоритом связан вторичный кварц. Порфирит с ксенолитом гранита (обр. № 284). Структура типично порфировая; порода бесспорно соответствует вышеописанному порфиристу, с той лишь разницей, что в связи с ассимиляцией гранита несколько изменился минералогический состав.

Характерно возникновение микропегматита в большом количестве и замещение темных минералов хлоритом и эпидотом (рис. 28).

Для выяснения химической характеристики был проанализирован образец габбро-порфирита № 253 из ущелья р. Удлевис-цхали; аналитик А. Некрасова (таб. 9).

По минералогическому и химическому составу порода вполне укладывается в рамки габбровых пород. Для сравнения приводится средний состав (из 41 анализа) габбровых пород по Лэди (31).

Таблица 9  
Химический состав габбро-порфирита; обр. № 253

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п. п.
Габбро-порфирит (Уцлеви)	51,00	0,90	19,61	3,75	5,16	0,28	9,82	4,20	0,77	2,54	0,19	0,38	1,63
Средний состав габбро (по Дели)	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	0,13	10,99	7,51	0,89	2,55			

Магматические формулы и коэффициенты по Левинсон-Лессингу  
 $2,34RO \cdot R_2O_3 \cdot 4SiO_2$ ;  $\alpha = 1,5$   
 $R_2O:RO = 1:9,3$

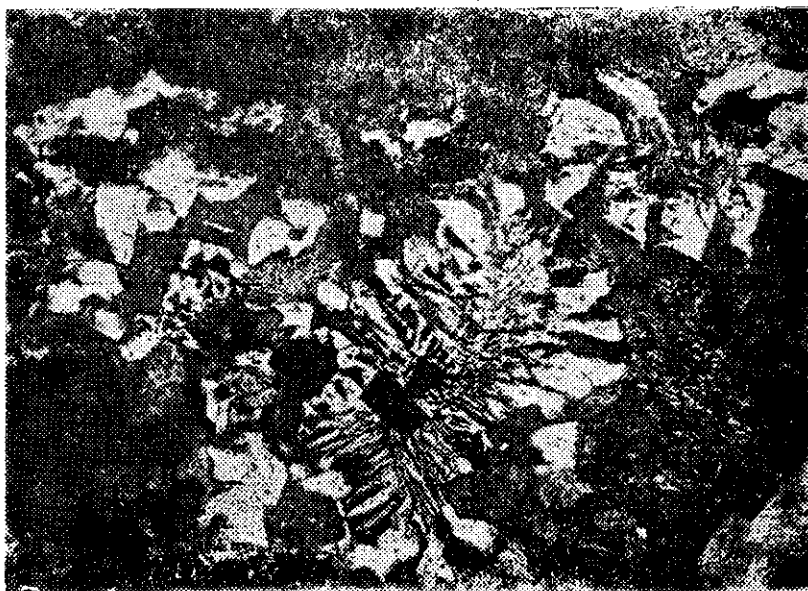


Рис. 28. Переплавление гранитного ксенолита в габбровом порфирите с образованием микропегматита; обр. № 284. Увел. 86; николи скрещены

По нашему мнению, габбро-порфириты хотя и выступают среди габбро-амфиболитов, генетически с ними не связаны. [Основанием для такого вывода служат следующие факты:

1. Габбро-порфириты представлены массивными зернистыми породами, имеющими порфировую структуру по периферии, поэтому их нельзя считать центральной фазией Уцлевского габбрового выхода.

2. Габбро-порфириды характеризуются содержанием ясно зональных плагиоклазов. Такие плагиоклазы более характерны для жильных пород, но не для центральных фаций крупных массивов.

3. Габбро-порфириды, в противоположность габбро-амфиболитам, не секутся жилами гранита, а наоборот, — в них найдены небольшие ксенолиты гранита.

В контакте с гранитом в габбро-порфирите возникает узкая лейкократовая кайма, обогащенная гранитным пегматитом. Гранит сам по себе не образует контактового поля.

По своим особенностям габбро-порфирит более относится к жильной породе, сильно отличающейся от древних пород массива. Ее можно считать корнем юрских интрузий и рассматривать как интрузивный эквивалент юрских диабаз-порфиритов.

#### б) Диабазы и порфириды

По северной и южной окраинам нашего района значительным развитием пользуется порфириновая формация средней юры, представленная туфо-брекчиями, туфо-конгломератами, туфо-песчаниками, покровами азгитовых порфиритов и мандельштейном. В этой же формации встречаются сингенетичные секущие и пластовые жилы диабазов и порфиритов. Толща эта описана Барсановым и Чихелидзе. Аналогичными жилами сечется также кристаллический массив. Мощности жил не превышает 3 м. Их простирание подчинено главным образом направлению СВ—ЮЗ. Макроскопически породы плотные, мелкозернистые. По минералогическому составу они мало отличаются друг от друга. Разница между ними заключается лишь в характере роговой обманки; в то время, как в диабазовых роговая обманка всегда уралитовая, происшедшая за счет пироксена, в порфиридах наряду с уралитовой присутствует также первичная обыкновенная роговая обманка.

Диабазы по своему распространению преобладают над порфиридами и характеризуются офитовой структурой с явным ксеноморфизмом пироксенов по отношению к плагиоклазам (рис. 29). Крупные размеры кристаллов плагиоклаза дают местами переход к диабаз-порфиридам.

Под микроскопом хорошо выражена офитовая структура.

Плагиоклаз (№ 45, 48) представлен в виде идиоморфных вытянутых призм. Он слабо изменен, преимущественно в серицит.

Пироксены, как уже отмечалось, ксеноморфно выполняя плагиоклазовые интерстиции, срastaются с рудным минералом. В свежем состоянии окрашены в розоватый и сиреневый цвет. Плеохроизм отсутствует.  $SNg=40^{\circ}$ ;  $2V=+55^{\circ}$ .

Чаще пироксен замещен уралитом, кальцитом и хлоритом.

Уралит грязно-зеленоватого цвета, обладает нормальным плеохроизмом.

Кальцит иногда дает полное замещение пироксена, а местами ассоциирует с хлоритом.

Хлорит дает плеохроирующие зерна с низкими аномальными цветами интерференции. Среди хлорито-кальцитовых массы местами можно различить серовато-желтоватый соссюрит.

Рудный минерал представлен характерными извивающимися и скелетными кристаллами ильменита, срastaющимися иногда с пироксеном. Ильменит часто интенсивно замещен лейкоксеном. В шлифах №№ 31 и 179 рудный минерал целиком замещен лейкоксеном.

Из аксессуаров присутствуют идиоморфные призмочки апатита в виде включений в плагиоклазе.

Рудные минералы не изменены. Из вторичных эпимагматических минералов присутствуют кальцит, хлорит, серицит, эпидот, цоизит.



Рис. 29. Микроструктура диабаз-порфирита; обр. № 99. Увел. 86; николи скрещены

Роговообманковый порфирит (обр. № 13; ущ. р. Черат, хев). В породе макроскопически хорошо различимы идиоморфные вкрапленники роговой обманки с блестящими гранями.

Под микроскопом порода состоит из основной массы и фенокристаллов. В составе основной массы принимают участие рудный минерал-



плаггиоклаз и хлоритизированное стекло. Плаггиоклаз изменен. Основная масса в целом окрашена в серовато-желтоватый цвет. Из фенокристаллов присутствуют роговая обманка в большом количестве и в небольшом количестве плаггиоклаз и пироксен (рис. 30).

Роговая обманка представлена крупными идиоморфными кристаллами размером  $2,34 \times 1,26$  мм— $0,54$  мм  $\times$   $0,35$  мм, дает характерные гексагональные и призматические разрезы. Плеохроирует от желтовато-зеленого по Ng, до соломенного по Np. Некоторые кристаллы изменены в эпидот, хлорит и частично в пренит. Наряду с этим встречаются и совершенно свежие кристаллы.  $CNg = 18^\circ$ ,  $2V_{(1)} = -80^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,021$ .

Пироксен присутствует в небольшом количестве, заметно свеж, бесцветен, лишен идиоморфизма. Константы  $= 2V_{(1)} = +54^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,018$ .

Плаггиоклаз представлен несколькими идиоморфными табличками, изменен в серицит и пренит.



Рис. 30. Микроструктура роговообманкового порфирита; обр. № 13. Увел. 90; николи параллельны

Рудный минерал представлен совершенно свежими кристаллами, участвующими как в основной массе, так и в виде вкрапленников.

Авгитовый порфирит (обр. № 128<sup>1</sup>) с ущелья р. Дедакалия.

Макроскопически порода зернистая; среди зернистой массы различается основная масса, которая под микроскопом состоит из плаггиоклаза, хлорита, цоизита и коричневого базиса. Из фенокристаллов преобладает пироксен; в меньшем количестве присутствует плаггиоклаз; встречено одно

зерно роговой обманки. Пироксен представлен в виде призм и изометрических зерен; бесцветен. Все кристаллы пироксена окружены основной массой, производшей их частичную резорбцию, вследствие чего зерна пироксена имеют зубчатые ограничения. Местами с пироксеном срastается рудный минерал. Пироксены главным образом замещены пренитом, а также хлоритом. Пренит обладает слабо аномальной окраской. Часто пренит образует полную псевдоморфозу по пироксену. По таким зернам интерференционная окраска обычно располагается неравномерно: в центре имеются слабо аномальные цвета, а по перифериям — желтовато-красноватые цвета второго порядка. В этой массе часто попадает хлорит, который, подобно прениту, также имеет агрегатное угасание.

Размер зерен пироксена достигает 0,54 мм × 0,18 мм. Свежие зерна дают следующие константы:  $CNg = 42^\circ$ ,  $2V_{(2)} = +55^\circ$  и  $56^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,09$ .

Рудный минерал присутствует в большом количестве в виде идиоморфных зерен, нередко срastającychся с пироксеном. В результате вторичных изменений получается клетчатая структура. Клетки ограничены палочками магнетита, а внутри заполнены сфеном и хлоритом. На этом основании можно заключить, что минерал относится к титано-магнетиту.

Плагиоклаз представлен в большом количестве, в виде идиоморфных призм. Все они изменены в серицит.

Роговая обманка представлена в шлифе единственным вытянутым призматическим кристаллом, окрашенным в желтоватый цвет; обладает слабым плеохроизмом. Угол погасания близок к прямому.

Плагиоклазовые порфириды. Эти породы характеризуются довольно интенсивным развитием вторичных процессов. Макроскопически они зеленовато-серого или темносерого цвета, плотные. Под микроскопом основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, хлоритового мезостазиса и рудного минерала; отмечен также кальцит.

Порфиридные выделения плагиоклаза полностью альбитизированы и серицитизированы. Показатель преломления плагиоклаза меньше такового канадского бальзама. В небольшом количестве отмечаются хлоритовые псевдоморфозы по роговой обманке или по пироксену. Рудный минерал в виде округлых реликтов включен в сфен. Кальцит встречается как в виде жил, пересекающих весь шлиф, так и в виде отдельных кучностей.

Некоторые образцы состоят только из плагиоклаза и хлорита (обр. № 279), где между крупными кристаллами плагиоклаза располагается зеленый хлорит со слабым плеохроизмом. В хлорите в большом количестве сидят зерна рудного минерала. Вся эта масса сечется системой жил розового кальцита. Обилие хлорита обуславливает зеленоватый цвет породы.

Как порфириды, так и диабазо-порфириды вблизи контактов становятся афанитовыми. Основная масса под микроскопом офитовая.

Вмещающие породы интенсивно кальцитизированы. Это обстоятельство хорошо заметно во вмещающих гранитах по ущелью р.р. Черат-хеви и Лопанис-цхали (обр. № 245, 200<sup>1</sup>).

Контакты этих пород с гранитом всюду хорошо фиксируются. Вдоль контакта часто можно наблюдать апофизы порфиритов в гранитах.

Возраст диабазо-порфиритовых даек, развитых на площади кристаллического массива, определяется на основании сравнения с аналогичными породами соседних районов.

Г. С. Дзоценидзе [16], детально изучивший юрскую порфиритовую формацию, развитую в Раче и Юго-Осетии, установил здесь ее большую мощность и широкое развитие. В ней, несмотря на всю сложность ее строения и состава, удалось установить определенную последовательность излияния разных порфиритов. Байосский возраст толщи впервые установлен проф. А. И. Джанелидзе и в дальнейшем обоснован И. Р. Кахадзе на основе богатого фаунистического материала. Идентичная толща была описана к северу и к югу от нашего района Чихелидзе и Барсановым. На основе этих данных мы считаем возможным описанные выше диабазо-порфиритовые породы параллелизовать с одной стороны со среднеюрской порфиритовой серией, а с другой — с диабазами ассинского типа Д. С. Белякина.

#### в) Кварцевое микрогаббро-порфир и кварцпорфир

К комплексу диабазо-порфиритовых даек должна быть отнесена также дайка кварцевого оливинового микрогаббро, встреченная у устья р. Чешора. Выход ее отстоит на 1,5 км от серпентинитов. Падение дайки пологое. Порода, подобно порфиритам, сечет гранито-гнейсы. Вблизи контакта более афанитовая, а в центре — зернистая. Основная масса мелкозернистая. В ней сидят зеленоватые фенокристаллы; порода в целом также зеленоватого цвета.

Под микроскопом структура полнокристаллическая, богатая фенокристаллами. Основная масса средне- и мелкозернистая. Состоит главным образом из оливина, роговой обманки, плагиоклаза, рудного минерала и малого количества кварца (рис. 31).

Плагиоклаз встречается только в основной массе в небольшом количестве. При большом увеличении видно, что его зерна имеют призматическую форму и лишь частично идиоморфны. Интенсивно изменен в результате поствулканических процессов в цоизито-калцитово-альбитовую массу. Совокупность этих минералов в проходящем свете дает окраску серовато-красного цвета.

Роговая обманка участвует в большом количестве, имеет призматические формы. Размер призм колеблется, достигая местами 0,2 мм × 0,1 мм;

довольно свежая. Плеохроизм по Ng желтовато-зеленый, по Nm зеленовато-желтый, по Np соломенный. Схема абсорбции  $Ng > Nm > Np$ . Константы:  $CNg = 18^\circ$ ;  $2V = -65^\circ$  по одному выходу. Некоторые зерна замещены хлоритом.

В основной массе участвует также рудный минерал в виде зерен или в виде сплавленных мелких кристалликов. Фенокристаллы, благодаря своим размерам заметные и макроскопически, представлены оливином и пироксеном.

Пироксен встречается только во вкрапленниках. Размер зерен  $0,5 \times 0,3$  мм. Совершенно бесцветный, свежий, с резким рельефом. Представлен частично идиоморфными призматическими разрезами. В некоторых разрезах спайность отсутствует и тогда рудный минерал трудно отличим от оливина. В количественном отношении уступает оливину. Константы:  $CNg = 35^\circ$ ,  $2V_{(2)} = +55^\circ$ .

Оливин. Размер кристаллов достигает  $3 \times 3$  мм— $2,4 \times 1,7$  мм. Форма разрезов ромбическая или эллиптическая. Характерно, что наряду с совершенно измененными зернами встречаются очень свежие. Последние бесцветны, имеют резкие ограничения и рельеф. Слабо измененные зерна разбиты неправильной сетью трещин. Продукты изменения оливина двоякого характера: это либо изотропная коричневая масса с высоким рельефом, которая полностью замещает оливин или же окружает его, либо светлозеленые или же голубоватые с низким рельефом—хлориты, сидящие в вышеупомянутой коричневой массе. Наряду с хлоритом выступает желтовато-зеленоватый минерал с перистой структурой и с высокими цветами интерференции. С ними обычно ассоциирует кальцит. Внутри этих вторичных продуктов сидят эллипсоидальные или овальные зерна светлосерого минерала с высоким рельефом, представляющие, по видимому, реликты оливина. Светло окрашенный вторичный минерал соответствует лимонитизированному иллингситу.  $2V_{(1)}$  оливина  $= +80^\circ$ .

Хлорит представлен в виде мелких призмочек, образовавшихся, по видимому, за счет роговой обманки. Кроме того хлорит занимает промежутки между минералами и основной массой. Во всех случаях хлорит обладает зеленоватым цветом и аномальным низким двупреломлением.

Кварц в основной массе выступает в незначительном количестве, в виде мелких зерен (см. рис. 31).

Количественно-минералогический состав пород:

Плагиоклаз и эпидот—цоизит	28,2%
Роговая обманка и хлорит	44,2 "
Оливин—иллингсит	13,5 "
Пироксен	4,1 "
Кварц	1,0 "

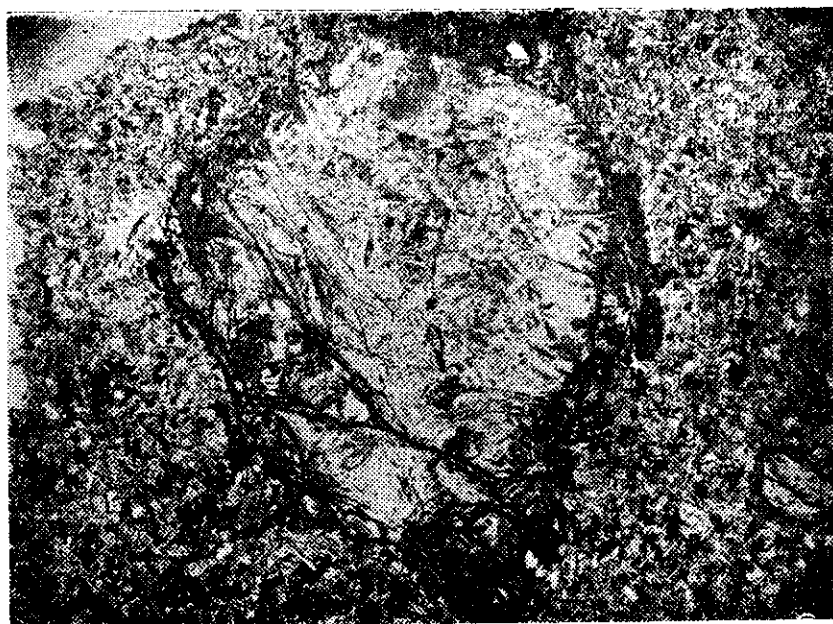


Рис. 31. Микроструктура оливинового микро-габбропорфира, выделяется ольвин; обр. № 164. Увел. 20; николи скрещены

Возникновение кварца в оливиновых породах можно объяснить двумя: или он магматического происхождения, согласно реакционному принципу Боуэна [9], или кварц образовался в результате ассимиляции постороннего материала. Первый случай вполне применим к описанному микрогаббро-порфиру, принимая во внимание его жильный характер.

Ниже в таблице 10 дается химический состав кварцевого микрогаббро. Аналитик Некрасова А.

Таблица 10

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	п. п.п.
46,80	0,70	12,39	3,17	6,60	0,33	10,56	12,17	0,59	1,75	0,10	07,2	4,12

Магматические формулы и коэффициенты по Левинсон-Лессингу

$$RO = 4,47, SiO_2 = 5,03, \alpha = 1,33$$

Присутствие небольшого количества кварца вызывает чуть повышенное содержание SiO<sub>2</sub>.

Кварцпорфиры в нашем районе пользуются незначительным распространением. Они выступают по ущелью р. Чешоры в виде одной дайки, секущей гнейсовидные граниты. Макроскопически порода мелкозернистая,

характеризуется розовой окраской, местами содержит чешуйки зеленого хлорита и порфиновые выделения кварца.

Под микроскопом наблюдается типичная порфировая структура. Основная масса представляет гранофировое срастание кварца и калиевого полевого шпата, местами радиальнолучисто расположена вокруг вкрапленников кварца (рис. 32).



Рис. 32. Микроструктура кварцпорфира; обр. № 32. Увел. 45; николи скрещены

#### ВЫВОДЫ

Изложенный выше фактический материал дает возможность сделать следующие выводы.

1. Описываемый район преимущественно сложен докембрийскими магматическими образованиями — основными, ультраосновными и гранитоидными породами и, в меньшей мере, — мезозойскими жильными породами, образующими многочисленные дайки диабаз-порфиритов и кварц-порфиров.

2. В результате наших исследований возрастные соотношения выше названных пород представляются в следующем виде:

Основные и ультраосновные породы моложе нижнекембрийских филлитов, но, вопреки мнению ранее работавших здесь специалистов, они древнее гранитов, так как апофизы последних секут их.

Основные и ультраосновные породы района интродировали вмещающие породы со следующей последовательностью: в первую фазу происходило внедрение в филлитовую толщу габбро-амфиболитов и гарцбургитов.

тов; во второй фазе оливиновые габбро внедрились в габбро-амфиболиты; непосредственно за этой фазой последовало внедрение жил габбро-пегматитов, дающих одновременно шпировые образования в оливиновом габбро.

Гранитоидные породы моложе габбровых, но вместе с тем по возрасту древнее нижнего лейаса, так как они местами трансгрессивно перекрываются нижними туфитами нижнелейасового возраста, или же среднелейасовыми известняками.

Дайки диабазовых порфиритов и габбро-порфиритов синхроничны развитым севернее порфиритам байоса.

Немногочисленные дайки кварцпорфиров секут порфириты байоса как в изученном районе, так и к северу от него и, следовательно, моложе байоса.

3. Основные и ультраосновные породы района генетически связаны с одной габбровой магмой и представляют результат ее дифференциации еще в магматическом очаге. Они неизменно приурочены к одним и тем же тектоническим линиям.

4. Серпентинизация исходных ультрабазитов—гарцбургитов—представляется как аутометаморфический процесс; при этом образование тальковых месторождений по периферии массива рассматривается нами как результат воздействия гранитоидной магмы на серпентиниты.

5. Гранитоидные породы представляют собой сложный комплекс, образованный гибридными породами (гранито-гнейсами, микроклинизированными кварцевыми диоритами), нормальными гранитами и аляскитами, пегматитами и аплитами.

Гибридные породы количественно преобладают. Они возникли в процессе внедрения гранитоидной магмы в более древние кристаллические сланцы и габброидные породы. Их минералогический состав непостоянен. Реликтами являются плагиоклаз и биотит. Плагиоклаз, как правило, с вростками антипертитов и мирмекитов; кроме того он часто заметно резорбирован и пронизан мелкими жилками микроклина. Биотит обнаруживает склонность к перекристаллизации и распаду на мелкочешуйчатый агрегат зеленого цвета.

Нормальные граниты и аляскиты, свободные от ассимилированного материала, образуют небольшие тела среди указанных гибридов.

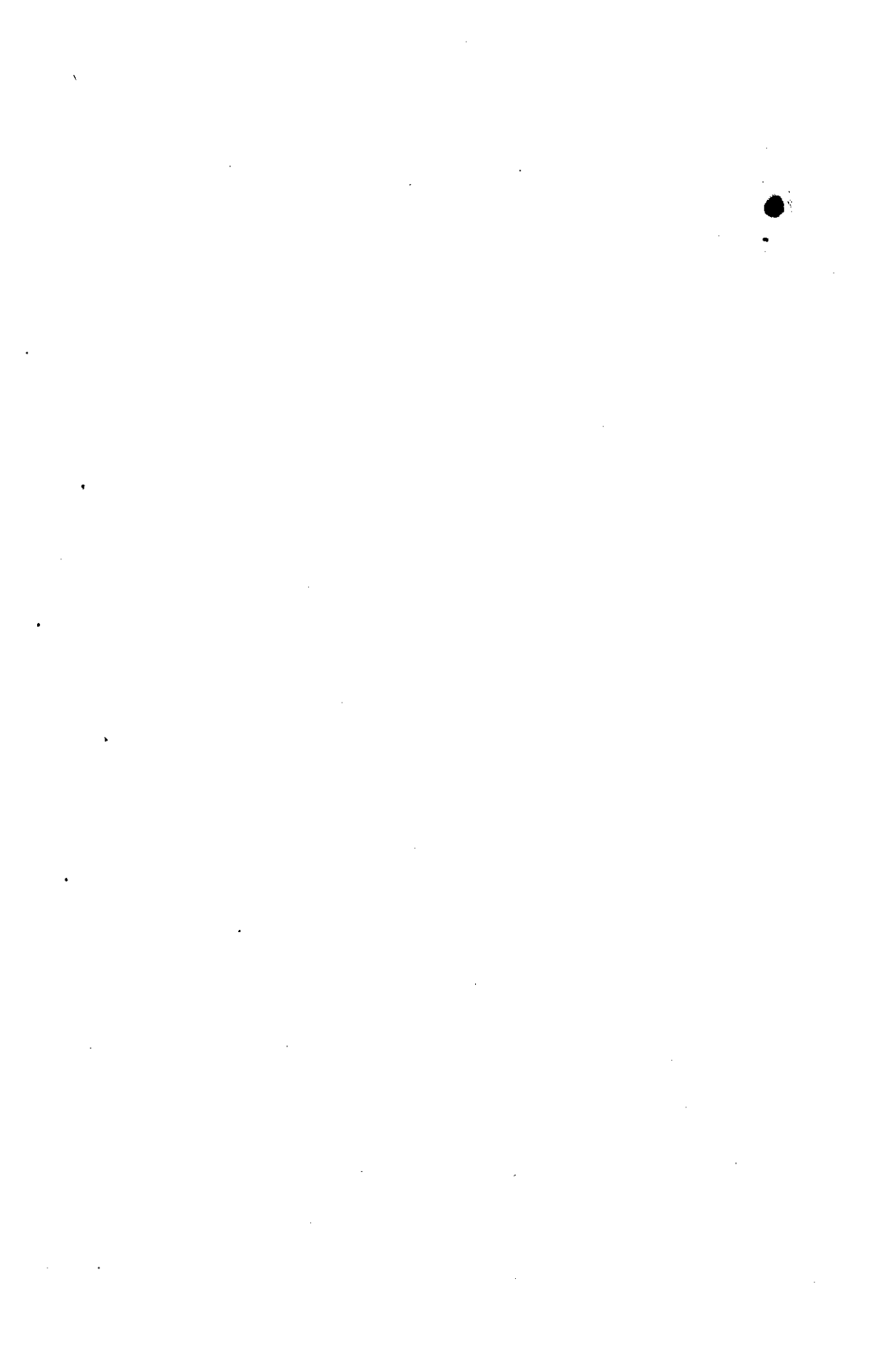
Аплиты и пегматиты имеют свойственный им жильный характер и являются последней фазой кристаллизации гранитной магмы.

## ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбеков Ш. А. и Кашкай М. А.—Листвениты Закавказья. Изд. АзФАН, Баку, 1939.
2. Барсанов Г. П.—Нижний кембрий в Закавказье. Изв. Ак. Наук ССР, 1931.
3. Белянкин Д. С.—К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. Комитета, т. 43, Ленинград, 1924.
4. Белянкин Д. С.—Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Закавказья. Труды Ин-та Акад. Наук СССР, в. 6, 1934.
5. Белянкин Д. С.—О дарьяльском граните. Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Кавказский хребет. Изд. Упр. по сооружению ж. д. СПб, 1914.
6. Белянкин Д. С.—Об оливино-кварцевом диабазе с р. Тунг в Восточной Сибири. АН СССР. Мат. по изучению Якутской АССР, вып. 23, Ленинград, 1927.
7. Белянкин Д. С., Петров В. П.—Петрографы Академии Наук СССР в Грузии. Вестник Акад. Наук СССР, № 2, М.—Л., 1936.
8. Белянкин Д. С.—К петрографии поморского берега Белого моря. Тр. Ин-та АН СССР, вып. 2, 1932.
9. Боуэн Н. Л.—Эволюция изверженных пород. ОНТИ. Москва 1934.
10. Гамкрелидзе П. Д.—Геологическое описание части долины р.р. Дзирулы и Чхеримелы. Изв. Геол. Инст. Грузии, т. 1, в. 2, Тбилиси, 1938.
11. Гамкрелидзе П. Д. и Чихелидзе С. С.—ძებულის ხეობის ნაწილის გეოლოგიისა და სპეციალური გეოლოგიური ინსტიტუტის მუშაუბა, ტ. I, ნაკვ. 11. თბილისი, 1932.
12. Герасимов А. П.—К вопросу о возрасте древнейших свит Сев. Кавказа. Изв. Геол. Ком., № 7, 1929.
13. Герасимов А. П.—Кавказская складчатость и вулканизм. Природа, № 3—5, 1922.
14. Герасимов А. П.—Обзор современных данных по геологии Сев. Кавказа. Изв. Геол. Ком., т. 47, № 4, 1928.
15. Герасимов А. П.—Тектоника, вулканические циклы и металлогения Северного Кавказа. Геология на фронте индустриализации, № 7—9, 1933.
16. Двоценидзе Г. С.—Материалы к петрографии порфириновой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия). Бюллетень Геол. Инст. Грузии, т. 3, в. 3, Тбилиси, 1938.
17. Ефремов Н. Е.—К вопросу о возрасте серпентинитов Кавказского хребта. Доклады АН СССР, т. XXV, № 5, 1939.
18. Заварицкий А. Н.—Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Изв. Геол. Ком., т. 43, 1924.
19. Заварицкий А. Н.—Дунит Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 м. Вестник Геол. Ком., № 4, 1925.
20. Заварицкий А. Н.—Перидотитовый массив Рай-Из в полярном Урале. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932.
21. Заридзе Г. М.—Хевская неинтрузия в Дзирульском массиве. Бюллетень Геол. Инст. Грузии, т. 4, в. 1, Тбилиси 1938.
22. Игнатъев П. А.—Геолого-петрографический очерк района р. Малой Лабы и ее притоков. Изд. СОПС, 1936.
23. Кахадзе И. Р.—Фации среднего лейаса Грузинской глыбы. Сообщения Груз. Филиала Акад. Наук СССР, т. 2, 1940.
24. Кузнецов И. Г.—Об открытии фауны в Закавказских кембрийских отложениях. Изв. Всесоюз. Геол.-разв. объедин., вып. 100, т. 50, 1931.



25. Кузнецов И. Г.—О докембрийских и палеозойских метаморфических интрузивных формациях Центрального Кавказа. Изв. Ак. Наук СССР, № 2, 1939.
26. Лодочников В. Н.—Титано-магнетитово-габбровый комплекс массива Натун (Кузнецкого Алатау). Тр. Петр. Инст. им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, в. 5, 1935.
27. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале, 1900.
28. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Успехи петрографии в России. Изд. Геологического Комитета. Петербург, 1923.
29. Лодочников В. Н.—Еще раз относительно серпентинитов. Пробл. Сов. Геологии, т. VI, в. 11, Москва, 1936.
30. Лодочников В. Н.—Серпентины и серпентиниты Ильчирские и др. Труды ЦНИГРИ, вып. 38. Л.—М., 1936.
31. Немова Э. Н.—Сборник анализов русских изверженных и метаморфических горных пород. Труды Геологического Комитета. Новая серия, вып. 186. Москва—Ленинград, 1930.
32. Розенбуш Г.—Описательная петрография. Под редакцией В. Н. Лодочникова Горно-Геолого-Нефтяное Издательство, 1934.
33. Смирнов Г. М.—Из геологических наблюдений в восточной части Шоропанского уезда. Зак. краев. сборник. Т. 1, сер. А, Тбилиси, 1930.
34. Сердюченко Д. П.—Граниты Бескеса и Мошевой и их контакты со змеевиками. Сев. Кавказская петрографическая экспедиция. СОПС. М., 1933.
35. Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф., Кавахашвили Т. Г.—Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Груз. отд. Инст. Мин. Сырья, вып. 2. Тбилиси, 1938.
36. Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф., Кавахашвили Т. Г.—Геолого-петрографический очерк сев.-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Петр. Ин-та АН СССР, вып. 11. М., 1937.
37. Топурия П. А.—Рквийский интрузив порфириовидного гранита в Дзирульском массиве. Бюллетень Геол. Инст. Грузия, т. III, вып. 4. Тбилиси, 1938.



Г. М. ЗАРИДЗЕ и Н. Ф. ТАТРИШВИЛИ

## НЕКОТОРЫЕ ЮРСКИЕ И ТРЕТИЧНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ СВАНЕТИИ

Из интрузивных пород, встречающихся в осадочных свитах южного склона Главного Кавказского хребта, в пределах Верхней Сванетии, кроме палеозойских основных и кислых пород [11], залегающих в т. н. десской свите нижнекарбонového возраста [1], встречаются и послепалеозойские габбро-диабазовые породы, залегающие в лейасской сланцевой свите, в виде жил различной мощности, возраст которых, по видимому, определяется средней юрой. Эти породы развиты повсеместно, но нами изучены лишь жилы, обнажающиеся в окрестностях сел. Жабеш, в ущельях р.р. Твибери и Цанери (район Местия) и, кроме того, жилы, связанные с Эперской гранитоидной интрузией батского возраста.

Из более молодых интрузий горной Сванетии следует отметить Цурунгальскую (Ценскую) дацитовую интрузию, секущую плиоцен-плейстоценовый надвиг древних кристаллических пород на сланцы лейаса.

Сведения о некоторых из этих интрузивных пород приводятся в ряде работ [3, 4, 5, 6, 7], поэтому мы здесь ограничиваемся новыми или дополнительными данными, полученными нами в отношении их.

### *Диабазо-порфиритовые породы ущельев р.р. Твибери и Цанери (район сел. Жабеш).*

В сланцевой свите лейаса Верхней Сванетии также, как и повсюду на южном склоне главного Кавказского хребта, встречаются во множестве диабазо-порфиритовые породы, образование которых связано с байосской магматической активностью.

Вмещающими породами являются глинистые сланцы, подчас с примесью углистого вещества. Порода состоит из зерен кварца, серицитизированного плагиоклаза, чешуек мусковита, пластинок хлорита, зерен рудного минерала, апатита, глинистого вещества и в малом количестве прослоек углистого вещества, располагающихся на разном расстоянии друг от друга.

Среди жильных пород нами были встречены порфириты, диабазо-порфириты, диабазы и альбитизированные диабазы.

**Порфириты.** Представлены темносерыми порфиоровыми породами.

Структура порфиоровая. Основная масса состоит из черного непрозрачного стекловатого базиса, сильно серицитизированных лейст и

микролитов плагиноклаза, лейст светлозеленого неплеохроирующего хлорита с лавендово-синими цветами интерференции и мелких зерен рудного минерала.

Вкрапленники представлены нацело серицитизированными кристаллами плагиноклаза и полными псевдоморфозами светлозеленого хлорита, к которому иногда приурочен кварц. Оба последних минерала, повидимому, образуют псевдоморфозы по какому то темноцветному минералу.

В шлифе иногда наблюдаются жилки, состоящие из продолговатых зерен кварца и неправильных пластинок хлорита.

Диабаз-порфиристы. Являются темносерыми (обр. 76) и светлосерыми (обр. 78) породами с крупными порфиристыми выделениями плагиноклаза.

Обр. 76. Структура порфиридная, с крупнозернистой офитовой основной массой, которая состоит из идиоморфных призматических, слегка серицитизированных и кальцитизированных, часто полисинтетически сдвойникованных кристаллов плагиноклаза, пластинок бледнозеленого, почти бесцветного хлорита, с низкими лавендово-синими цветами интерференции, бесцветных, иногда буроватых или бурых ксеноморфных кристаллов моноклинного пироксена, зерен кальцита, образованных за счет плагиноклаза рудного минерала и довольно длинных игольчатых кристаллов апатита.

Вкрапленники представлены очень крупными совершенно непрозрачными, полностью сосюритизированными и пелитизированными кристаллами плагиноклаза.

Обр. 78. Структура порфирная с крупнозернистой офитовой основной массой, состоящей из идиоморфных кристаллов плагиноклаза, между которыми зажаты непрозрачные землистые участки, представляющие полные псевдоморфозы по темноцветному компоненту, и зерен рудного минерала.

Вкрапленники представлены крупными нацело серицитизированными кристаллами плагиноклаза с прожилками кальцита.

Химический состав диабазо-порфирита сел. Жабеш, ущ. р.р. Твибери и Цанери (обр. 76) приведен в нашей предыдущей работе ([5], стр. 83, таб. 10).

Диабазы представлены темносерыми (обр. 83) или темными, зеленовато-серыми (обр. 75, 82) мелкозернистыми породами.

Структура офитовая. Порода (обр. 75) сильно кальцитизирована и хлоритизирована. Состоит из плагиноклаза, кальцита, хлорита, большого количества зерен рудного минерала, незначительного количества зерен кварца в виде скоплений и длинных игольчатых кристаллов апатита, расположенных около жилки кальцита.

Плагиоклаз представлен всегда идиоморфными сильно, даже нацело серицитизированными, кальцитизированными, призматическими кристаллами. Местами плагиоклаз крупный, таблитчатый, как бы в виде порфиroidных вкрапленников, тоже нацело измененный.

Хлорит всегда бледнозеленый, не плеохроирующий, с низкими коричневыми цветами интерференции, местами радиально лучистый, главным образом ксеноморфный. Является полной псевдоморфозой по темноцветному ксеноморфному компоненту, вероятно по моноклинному пироксену. К нему иногда приурочен пелитоморфный кальцит, в виде непрозрачной землистой массы.

Кальцит содержится в довольно большом количестве. Часть его представлена кристаллической разностью в виде жил и псевдоморфоз, иногда с хлоритом вместе, часть же пелитоморфным кальцитом грязновато-коричневого цвета в виде ксеноморфных пятен с перламутровым блеском.

В шлифе имеются бледножелтоватые участки радиально-лучистого строения, вероятно халцедон.

Порода (обр. 83) состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита, цоизита, рудного минерала и апатита.

Плагиоклаз образует крупные, идиоморфные, призматические, местами таблитчатые, часто пойкилитически двойникованные кристаллы. Всегда частично изменен и превращен в серицит, кальцит и хлорит, последний пронизывает плагиоклаз в виде мельчайших жилок.

Моноклинный пироксен (титан-авгит) представлен всегда ксеноморфными светлофиолетовыми кристаллами разной величины.

Хлорит, который содержится в довольно большом количестве, образует местами жилки, местами же частичные псевдоморфозы, главным образом по плагиоклазу и, наконец, неправильные участки в совокупности с роговой обманкой, присутствующей в незначительном количестве.

В шлифе имеются жилки, выполненные кварцем, кальцитом и хлоритом.

Порода (обр. 82) состоит из почти нацело серицитизированных, идиоморфных, призматических, разной величины кристаллов плагиоклаза, среди которых иногда в незначительном количестве появляются более или менее свежие кристаллы альбита, разной величины и формы ксеноморфных пластинок светлогозеленого неплеохроирующего хлорита, который местами переполнен мелкими кристаллами рудного минерала и апатита. Хлорит иногда образует вытянутые жилкообразные тела. Местами непосредственно прилегает к свежему плагиоклазу, окрашен более интенсивно и плеохроирует.

Как видно весь темноцветный компонент нацело хлоритизирован; хлоритизацией затронут и светлый компонент, который пропитан хлори-

том, имеющим дендритоподобную форму, или же образующим иногда неправильные пятна. Всё это сильно затрудняет суждение о структуре и характере породы.

Альбитизированные диабазы. Структура офитовая. Порода (обр. 80) изменена, кальцитизирована и хлоритизирована, состоит из плагиоклаза, моноклинового пироксена, хлорита, кальцита, цоизита. Аксессуары представлены апатитом, рудным минералом и сфеном.

Плагиоклаз (альбит) крупный, всегда идиоморфный, слегка пелитизированный и серицитизированный, часто полисинтетически сдвойникованный. Местами плагиоклаз частично замещается кальцитом, более интенсивно, чем пелитовым веществом и серицитом, хотя есть и довольно сильно пелитизированные и серицитизированные кристаллы. Степень изменения плагиоклаза далеко не одинакова. Иногда плагиоклаз подвергнут хлоритизации.

Моноклиновый пироксен образует довольно крупные бесцветные, ксеноморфные кристаллы, замещенные частично, а иногда нацело хлоритом, кальцитом и непрозрачным серым землистым продуктом.

Хлорит встречается в большом количестве в виде бледнозеленых пластинок разной величины, причем часть из них представляет частичные псевдоморфозы по моноклиновому пироксену, часть же выполняет трещинки породы в виде жил и, наконец, он образует довольно крупные участки в совокупности с незначительным количеством кальцита и минерала подобно халцедону. Хлорит всегда бледнозеленый, с лавендово-синими, цветами интерференции,

Цоизит присутствует в малом количестве, всегда ксеноморфный, зажатый между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Иногда к нему приурочен более интенсивно окрашенный в зеленый цвет хлорит.

#### *Эцёрская гранитоидная интрузия*

Рассматриваемая интрузия характерна тем, что она приурочена к среднеюрским габбро-диабазовым породам, секущим сланцевую свиту лейаса.

Эцёрская интрузия сечет как сланцы, так и габбро-диабазы. В результате многочисленных проникновений кислой магмы в габбро-диабазовые породы, в непосредственном контакте с гранитоидной интрузией имеет место их сильное преобразование, вплоть до образования гибридных пород, это было отмечено Д. С. Белянкиным и его соавторами [3].

В контакте с кислой интрузией сланцы превращаются в роговики.

Пространственная приуроченность Эцёрской интрузии к среднеюрским габбро-диабазовым породам и ее сходство с аналогичными среднеюрскими интрузиями Абхазии позволяет допустить ее среднеюрский (батский) возраст.

История изучения Эперской интрузии дана в работе Г. М. Заридзе [5].

Диабазы. Породы эти обычно среднезернистые; по цвету колеблются от темносерых до серых.

Структура офитовая; порода (обр. 261) состоит из плагиоклаза, моноклинового пироксена, роговой обманки и незначительного количества поизита. Акцессорные минералы: апатит и рудный минерал.

Плагиоклаз представлен идиоморфными, сильно серицитизированными и сосюритизированными кристаллами.

Моноклинный пироксен образует ксеноморфные, большей частью полностью замещенные волокнистой роговой обманкой кристаллы.

Обыкновенная роговая обманка также, повидимому, вторичная, образованная за счет моноклинового пироксена; обладает нормальным плеохроизмом и  $cNg=15^\circ$ .

Габбро. Большой частью темносерого цвета; по величине зерен часто дает мелкозернистые, реже среднезернистые породы, в которых иногда наблюдаются порфиновые выделения полевого шпата. Нередко в нем имеются инъекции лейкократовых пород.

Структура панидиоморфнозернистая, иногда переходящая в офитовую.

В результате сильного изменения под воздействием гранитоидной магмы, иногда (обр. 274) контуры составных минералов стертые, что затрудняет суждение о структуре. Порода (обр. 259, 274, 275, 276, 277) состоит из плагиоклаза, моноклинового пироксена, роговой обманки, хлорита, пренита, поизита, ильменита, а иногда незначительного количества кварца (обр. 259, 274), повидимому привнесенного в результате инъекции гранитоидной интрузии.

Плагиоклаз образует преимущественно идиоморфные, большей частью сильно или полностью сосюритизированные, серицитизированные и пренитизированные кристаллы, причем более сильно изменены центральные части повидимому зональных кристаллов.

Моноклинный пироксен встречается не во всех образцах; образует идиоморфные, иногда частично ксеноморфные светлофиолетовые кристаллы, повидимому, титанавгита с щетковидными оторочками роговой обманки (обр. 259). В другом случае (обр. 274) имеются только остатки, уцелевшие от амфиболитизации, кристаллов моноклинового пироксена. В остальных же породах (обр. 275, 276, 277) он совершенно отсутствует; имеются только лишь полные псевдоморфозы роговой обманки.

Роговая обманка во всех случаях вторичная, образованная за счет моноклинового пироксена, представлена как волокнистой и игольчатой разностью, светлозеленой или бесцветной, со слабым плеохроизмом, так и идиоморфными зернами компактной обыкновенной роговой обманки зеленого цвета, с нормальным плеохроизмом и с  $cNg=17^\circ-20^\circ$ .

Хлорит представлен разной величины и формы светлозелеными, слегка плеохроирующими пластинками, с низкими лавендово-синими цветами интерференции. Образован как за счет пироксена, так и плагиоклаза.

Цоизит образует довольно мелкие бесцветные кристаллы, с низкими цветами интерференции, присутствует не во всех образцах и в малом количестве.

Кварц, в небольшом количестве и не во всех образцах, встречается то в виде небольших скоплений округлых зерен, то в виде жилкообразных тел. Его вторичное происхождение не вызывает сомнений.

#### *Контаминированные породы*

Под воздействием кислой интрузии на габбро-диабазы происходит полное их преобразование, в результате чего получаются породы по составу отвечающие кварцевым диоритам (метадiorитам). В отдельных случаях порода настолько обогащается калиевым полевым шпатом, что получаются кварцевые монзониты или даже кварцевые сиенито-диориты и кварцевые сиениты, которые при беглом взгляде оставляют впечатление пород, выкристаллизовавшихся непосредственно из магмы.

Таким образом, в Эцерской интрузии мы наблюдаем хорошо выраженные явления гибризма.

Кварцевые диориты (метадiorиты) представляют серые или даже темносерые, равномернозернистые породы, нередко с лейкократовыми инъекциями.

Структура гипидиоморфнозернистая или панидиоморфнозернистая (обр. 260), в последнем случае некоторые кристаллы плагиоклаза выделяются своим размером, придавая породе порфириовидный облик. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, роговой обманки, хлорита, эпидота, цоизита, кальцита и меняющегося количества кварца и калиевого полевого шпата. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, апатит и рудный минерал.

Кварц представлен различной величины и формы, всегда ксеноморфными зернами с волнистым погасанием.

Плагиоклаз образует крупные, идиоморфные, в различной степени сосюртитизированные, серицитизированные и пелитизированные кристаллы. В отдельных случаях степень изменения плагиоклаза настолько сильна, что последний превращается в мутносерый агрегат.

Калиевый полевой шпат встречается в виде небольших ксеноморфных пелитизированных зерен.

Роговая обманка образует различной величины, иногда идиоморфные, кристаллы зеленого цвета с нормальным плеохроизмом и с  $cNg = 16^\circ - 20^\circ$ . Местами она хлоритизирована, реже замещена эпидотом



и цоизитом. Наряду с компактной роговой обманкой в шлифе имеется волокнистая разность.

Хлорит светлозеленый, со слабым плеохроизмом и низкими цветами интерференции, образует частичные псевдоморфозы по роговой обманке, чаще встречается в виде полных псевдоморфоз, иногда совместно с эпидотом.

Эпидот, кальцит и цоизит иногда образуют с хлоритом небольшие жилки.

Кварцевые сиенито-диориты являются розовато-серыми равномерно-зернистыми породами (обр. 265).

Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы — апатит и рудный минерал.

Кварц в малом количестве, представлен различного размера ксеноморфными зернами с ровным погасанием.

Калиевый полевой шпат преобладает над всеми минералами. Образует крупные, слегка пелитизированные, иногда идиоморфные кристаллы, почти всегда с пертитовой структурой в виде ряби.  $Ng=86^\circ$ ,  $Nm=4^\circ$ ,  $Nr=90^\circ$ , спайность  $\perp$  (001),  $-2V=73^\circ, 75^\circ$ .

Плагиоклаз (альбит) представлен не особенно крупными идиоморфными кристаллами шахматного строения, ядра некоторых плагиоклазов более основные, чем краевые части, и довольно серицитизированы и сосюритизированы.

Роговая обманка образует мелкие призматические кристаллы зеленого цвета с нормальным плеохроизмом.  $cNg=20^\circ$ .

Биотит содержится в небольшом количестве, окрашен в коричневый цвет и обладает нормальным плеохроизмом.

Кварцевые монцитоны. Эти породы были встречены нами в виде темносерых мелкозернистых ксенолитов (обр. 169<sub>1</sub>) в светлосерых крупнозернистых породах (обр. 269<sub>2</sub>).

Структура монцитонитовая. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки и незначительного количества биотита. Аксессуары — апатит и рудный минерал.

Кварц содержится в небольшом количестве, представлен довольно мелкими ксеноморфными зернами с ровным погасанием.

Калиевый полевой шпат значительно преобладает над плагиоклазом. Образует крупные, иногда ксеноморфные, слегка пелитизированные кристаллы, большей же частью они идиоморфны, причем центральная их часть представляет серицитизированный и сосюритизированный плагиоклаз.

Плагиоклаз в виде самостоятельных зерен встречается как исключение, — он всегда связан с калиевым полевым шпатом.

Биотит встречается в небольшом количестве, цвет его коричневый, плеохроизм нормальный.

Роговая обманка содержится в большом количестве в виде различной величины зеленых идиоморфных кристаллов, обладающих нормальным плеохроизмом, с  $cNg=16^{\circ}-18^{\circ}$ . Вероятно если не вся, так большая часть роговой обманки является вторичной, так как в ней кое-где имеются остатки моноклинного пироксена.

Апатит представлен тонкими, длинными призматическими кристаллами, пронизывающими лейкократовые компоненты породы.

Кварцевый сиенито-диорит (обр. 269<sub>2</sub>). Как уже было сказано, является породой, вмещающей ксенолит кварцевого монцонита (обр. 269<sub>1</sub>).

Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки и эпидота. Аксессуары представлены апатитом и рудным минералом.

Кварц содержится в малом количестве, образует различной величины и формы, всегда ксеноморфные, местами трещиноватые зерна с ровным погасанием.

Калиевый полевой шпат представлен слегка пелитизированными кристаллами, нередко обволакивающими плагиоклаз.

Плагиоклаз совершенно мутный, вследствие пелитизации и серицитизации. Часто образует идиоморфные полисинтетически сдвойникованные кристаллы.

Роговая обманка содержится в большом количестве, образует темно-зеленые, различных размеров, местами эпидотизированные кристаллы с нормальным плеохроизмом. Более мелкие разновидности имеют кучное развитие.  $cNg=10^{\circ}-12^{\circ}$ .

Моноклинный пироксен встречается кое-где в виде мелких лимонитизированных кристаллов.

Гранитоиды. Более или менее типично представлены вдали от габбро-диабазовых пород. Контаминация здесь выражена слабо, но все же наблюдается. Ей следует приписать присутствие в данных породах роговой обманки. Рассматриваемые породы преимущественно среднезернистые, светлосерого, почти белого цвета.

Структура гипидиоморфнозернистая и микрогранофировая. Порода (обр. 267, 268, 271, 272, 273) состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, роговой обманки (не во всех образцах) и хлорита. Аксессуары—рудный минерал, апатит и сфен.

Кварц представлен частью крупными ксеноморфными кристаллами, с ровным или слабым волнистым погасанием, частью же микрогранофировыми сростками с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. В отдельных случаях микрогранофировые сростания в породе (обр. 271) не наблюдаются.

ся, кроме того встречаются и такие случаи, когда кварц содержится исключительно в микрогранофировых сростках.

Калиевый полевой шпат представлен частично в виде крупных, слегка пелитизированных, иногда сдвойникованных кристаллов, с оторочками микрогранофировых сростков кварца с калиевым полевым шпатом или плагиоклазом. В отдельных образцах калиевый полевой шпат дает слегка пелитизированные, идиоморфные, сдвойникованные кристаллы с пертитовым сложением.  $Ng=87^\circ$ ,  $Nm=3^\circ$ ,  $Np=90^\circ$ , спайность  $\perp$  (001),  $-2v=72^\circ$ .

Плагиоклаз по сравнению с калиевым полевым шпатом играет подчиненную роль. Представлен средней величины идиоморфными сдвойникованными, пелитизированными, серицитизированными и сосюритизированными кристаллами, имеющими оторочки микрогранофировых сростков, состоящих из кварца и плагиоклаза.

Биотит встречается в небольшом количестве. Образует темнозеленые, иногда хлоритизированные, идиоморфные чешуйки с нормальным плеохроизмом.

Роговая обманка содержится не во всех образцах и в малом количестве. Образует мелкие, буровато-зеленые, местами хлоритизированные кристаллы, с нормальным плеохроизмом и с  $cNg=15^\circ-16^\circ$  (обр. 271).

В отдельных случаях (обр. 264) гранитоиды в зоне эндоконтакта приобретают гранитопорфировую структуру, в результате чего получаются типичные гранитопорфиры, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Аксессуары—апатит и рудный минерал.

Кварц образует мелкие зерна с ровным погасанием и содержится только лишь в основной массе.

Калиевый полевой шпат содержится в большом количестве. Представлен как крупными, совершенно свежими прозрачными, иногда сдвойникованными кристаллами, со включением мелких чешуек биотита, так и мелкими, также свежими и прозрачными кристаллами с пертитовым сложением.  $Ng=90^\circ$ ,  $Nm=0^\circ$ ,  $Np=90^\circ$ , спайность  $\perp$  (001),  $-2V=75^\circ$ .

Плагиоклаз образует так же, как и калиевый полевой шпат, кристаллы двух генераций—крупные и мелкие идиоморфные серицитизированные и сосюритизированные индивиды.

Биотит встречается всегда в виде мелких коричневых чешуек с нормальным плеохроизмом.

Роговая обманка представлена мелкими зелеными кристаллами, содержащимися в небольшом количестве.

*Цурунгальская (Ценская) дацитовая интрузия*

Одним из наиболее интересных интрузивов на южном склоне Главного Кавказского хребта является Цурунгальская дацитовая интрузия, обнажающаяся в пределах вершины Цурунгал. Из ближайших населенных пунктов, примыкающих к выходу интрузии, можно назвать с.с. Цена и Зесхо, административно входящие в Лентехский район (Нижняя Сванетия).

Цурунгальская интрузия интересна тем, что она относится к небольшому числу наиболее молодых интрузивов Главного Кавказского хребта, возраст которых более или менее точно определяется как плиоцено-плейстоценовый, так как она, так же как и каробская интрузия, сечет надвиг древних кристаллических пород на сланцы лейаса и, кроме того, вместе с четвертичными андезито-дацитовыми эффузивными образованиями, развитыми в зоне Главного хребта, представляет магматический цикл одной геологической эпохи.

Рассматриваемая интрузия сложена в основном из дацита. Примечательно то, что здесь так же, как и в интрузии Киртишо, темная разновидность дацита сечется светлой. Наряду с этим светлый дацит нередко включает в себе ксенолиты темного дацита.

Кроме дацита, в отдельных случаях, как в темной, так и в светлой разновидности встречаются породы с порфирированной или даже с полнокристаллической структурой, таковыми являются банатит и кварцевый сиенит.

Наряду с упомянутым главным интрузивным телом имеются также мелкие жилы дацита, которые были встречены нами в районе сел. Зесхо.

В контакте с интрузией глинистые сланцы лейаса, с пачками глинистых песчаников, испытывают интенсивное ороговикование.

Дацитовый массив и глинистые сланцы лейаса пересекаются кварцевыми и кварцево-турмалиновыми жилами различной мощности и простираения.

*Дацитовая интрузия горы Цурунгал*

Сведения о рассматриваемой интрузии можно найти в статье В. П. Еремеева и В. П. Петрова [4]. Нижеприводимые данные являются более полными и в некоторой части отличающимися от них.

Дациты горы Цурунгал являются светлыми розовато-серыми, светло-серыми, почти белыми и серыми, на глаз равномернозернистыми породами.

Структура их порфировая, иногда гранитопорфировая. Основная масса всегда полнокристаллическая, в разных образцах колеблется от крупнозернистой до мелкозернистой.

Обр. 51. Структура порфировая, полнокристаллическая, с крупнозернистой основной массой, которая состоит из большого количества призматических sdвойникованных, слегка серицитизированных кристаллов

(лейст) плагиоклаза, в значительно меньшем количества зерен кварца, незначительного количества калиевого полевого шпата, частично хлоритизированных чешуек темнокоричневого биотита, расположенных в виде скоплений, производящих впечатление перекристаллизованных на месте отдельных больших чешуек, мусковита (мало), кристаллов апатита и зерен рудного минерала.

Вкрапленники представлены совершенно свежими, очень редко слегка серицитизированными и полисинтетически сдвойникованными кристаллами плагиоклаза ( $N_g = 11^\circ$ ,  $N_m = 79^\circ$ ,  $N_p = 90^\circ$ , дв. ось  $\perp (010)$ , пл. № 11), иногда округлой формы кристаллами кварца и призматическими чешуйками биотита коричневого цвета с нормальным плеохроизмом.

Обр. 46, 48, 49, 70, 71. Структура порфирировая, иногда гранитопорфирировая.

Основная масса состоит из довольно крупных (обр. 46) изометрических зерен кварца, довольно свежего (обр. 46, 49), иногда слегка серицитизированного (обр. 48), местами сдвойникованного плагиоклаза (альбит-олигоклаз), совершенно свежего, прозрачного калиевого полевого шпата, разной величины, иногда слегка хлоритизированных чешуек биотита, темнокоричневого цвета с нормальным плеохроизмом, расположенного иногда в виде скоплений, пластинок хлорита (обр. 48), чешуек мусковита, зерен рудного минерала, кристаллов апатита.

Вкрапленники, количество которых почти преобладает над основной массой, представлены крупными, слегка серицитизированными кристаллами плагиоклаза, иногда с зональной структурой. Степень серицитизации плагиоклазов не одинакова, есть и сильно серицитизированные индивиды ( $N_g = 10^\circ, 10^\circ, 90^\circ, 15^\circ, 6^\circ$ ;  $N_m = 80^\circ, 80^\circ, 23^\circ, 75^\circ, 84^\circ$ ;  $N_p = 90^\circ, 90^\circ, 67^\circ, 90^\circ, 90^\circ$ , дв. ось  $\perp (010)$ ,  $\perp (010)$ ,  $[001]$ ,  $\perp (010)$ ,  $\perp (010)$ ; пл.—№ 12, 12, 22, 32, 25; (обр. 46, 48, 49, 70, 71).

Кроме того, вкрапленники представлены совершенно свежими (обр. 46), иногда слегка хлоритизированными (обр. 70, 71) чешуйками биотита, темнокоричневого с нормальным плеохроизмом, с выделением сагенита (обр. 48, 49.), крупными кристаллами кварца в малом количестве и совершенно свежими прозрачными кристаллами калиевого полевого шпата (обр. 46).

Обр. 72. Структура порфирировая с мелкозернистой основной массой, которая состоит из очень мелких зерен кварца, полевого шпата, таких же мелких чешуек биотита, более крупных чешуек биотита, частичных и полных псевдоморфоз хлорита по биотиту, кристаллов апатита и зерен рудного минерала.

Вкрапленники представлены слегка серицитизированными и полисинтетически сдвойникованными кристаллами плагиноклаза разной величины, кристаллами кварца, чешуйками биотита темнокоричневого цвета с нормальным шлеохронизмом. Имеются также слегка хлоритизированные чешуйки биотита, с выделением сагенита, и калиевый полевой шпата в гораздо меньшем количестве, чем плагиноклаз. Порода содержит большое количество кварца, как в основной массе, так и во вкрапленниках. Кроме того, имеется постмагматический кварц в виде жил и скоплений с торцовой структурой.

Андезит. Как отмечалось, кроме главной дацитовой интрузии, территориально совпадающей с вершиной Цурунгал, имеются также относительно мелкие жилы, которые иногда сложены (обр. 65) бескварцевым дацитом—андезитом.

Структура андезита порфировая—полнокристаллическая. Основная масса очень мелкозернистая, состоит из серицитизированных и альбитизированных зерен плагиноклаза, мельчайших чешуек биотита, встречающихся иногда в виде скоплений, мусковита, незначительного количества кварца, апатита и рудного минерала.

Вкрапленники, количество которых значительно уступает основной массе, представлены крупными, почти всегда совершенно свежими, кристаллами плагиноклаза из ряда олигоклаз-андезина, образующими иногда скопления, и разной величины, частично или полностью хлоритизированными чешуйками биотита коричневого цвета.

Банатит. Среди ксенолитов в дацитах (обр. 71<sub>1</sub>) нами была встречена полнокристаллическая, молодая гранитоидная порода, которая по содержанию калиевого полевого шпата отвечает банатиту (обр. 71<sub>2</sub>). Структура гипидноморфнозернистая. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиноклаза, биотита и хлорита. Из аксессуарных минералов содержатся различной формы и величины кристаллики апатита и рудного минерала.

Кварц в довольно большом количестве, образует крупные зерна, со слегка волнистым погасанием и иногда с включением иголок рутила. Часто в кварце включен калиевый полевой шпат в виде неправильных зерен.

Калиевый полевой шпат всегда свежий и прозрачный, часто ксеноморфный, но встречаются также крупные идиоморфные кристаллы. Местами он образует кайму вокруг плагиноклаза.  $N_g = 90^\circ$ ,  $N_m = 5^\circ$ ,  $N_p = 85^\circ$ , спайность  $\perp (001)$ ,  $-2V = 50^\circ$ .

Плагиноклаз образует крупные, часто идиоморфные, иногда слегка серицитизированные, полисинтетически сдвойникованные кристаллы.

Биотит представлен в довольно большом количестве, в виде мелких, слегка хлоритизированных, чешуек темнокоричневого цвета с нормальным плеохроизмом.

Банатитовая порода (обр. 71<sub>1</sub>) была встречена нами также в главном интрузивном теле горы Цурунгал, со стороны сел. Зесхо.

Структура гранитопорфировая, местами гипидиоморфнозернистая—мондонитовая. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и хлорита. Аксессуары—апатит и рудный минерал.

Кварц образует различной величины и формы зерна с ровным угасанием, местами имеются крупные, почти идиоморфные кристаллы, образующие вкрапленники.

Калиевый полевой шпат, дает мелкие, почти совершенно свежие, прозрачные, всегда ксеноморфные кристаллы.

Плагиоклаз (олигоклаз) представлен всегда идиоморфными полисинтетически сдвойникованными и зональными, в разной степени серицитизированными кристаллами. Более крупные кристаллы оставляют впечатление вкрапленников.

Биотит темнокоричневый, с нормальным плеохроизмом, встречается в виде различной величины, иногда частично хлоритизированных чешуек. Наблюдаются также полностью хлоритизированные мелкие чешуйки светлозеленого цвета, с едва заметным плеохроизмом и низкими лавандово-синими цветами интерференции.

Кварцевый сиенит. Данная порода была взята из главного интрузивного тела горы Цурунгал, со стороны сел. Зесхо.

Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и незначительного количества хлорита. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и рудный минерал.

Кварц всегда ксеноморфный, обычно с ровным, редко с едва заметным волнистым погасанием.

Калиевый полевой шпат в количественном отношении играет ведущую роль. Представлен почти всегда крупными, слегка мутными зернами, с пертитовой структурой и с включениями идиоморфных чешуек биотита.

Плагиоклаз в небольшом количестве образует слегка серицитизированные, иногда сдвойникованные, слабо зональные кристаллы.

Биотит содержится в большом количестве, всегда идиоморфный и за малым исключением свежий, редко подвергнут хлоритизации. Мелкие скопления его, повидимому, постмагматического генезиса.

Экзоконтактные породы. Вмещающими породами дацитово-интрузии являются глинистые сланцы и хлоритово-слюдяные сланцеватые песчаники (обр. 60, 63). Последние состоят из мелких округлых зерен кварца, чешуек биотита и мусковита, хлорита, зерен рудного минерала, иногда образующего скопления или дендритоподобные тела, редко калиевого полевого шпата (обр. 63) и углистого вещества, сцементированных слюдой и хлоритом.

В результате контактного воздействия дацитово-интрузии на вмещающие породы получаются пятнистые сланцы и роговики.

Пятнистый сланец (обр. 60<sub>1</sub>) состоит из различной величины, преимущественно округлых зерен кварца, полевого шпата, небольшого количества призматических кристаллов турмалина, апатита, мусковита и биотита, последний в совокупности с углистым веществом образует местами скопления в виде пятен. Некоторые пятна лишены биотита или содержат его в малом количестве, состоят только лишь из углистого вещества. Трещинки породы выполнены лимонитом.

Кварцево-слюдяные роговики (обр. 41, 44, 54, 59) состоят из мельчайших, иногда адиагностических зерен, повидимому, полевого шпата с кварцем, кварца, большого количества чешуек мусковита, серицита и биотита; последний часто образует скопления вместе с более крупными зернами кварца и рудного минерала. Кроме того, в незначительном количестве присутствуют апатит и андалузит.

В микроскопе иногда наблюдаются жилки, цепочки и гнезда, состоящие из кварца, мусковита, биотита, хлорита и рудного минерала.

Химический состав дацитов района Цена приведен в нашей предыдущей работе ([5], стр. 82, таб. 10; стр. 85, таб. 9).

## ВЫВОДЫ

1. В сланцевой свите лейаса Верхней Сванетии во множестве встречаются жилы порфирита, диабазо-порфирита, диабаза, альбитизированного диабаза, габбро-диабазы, габбро и др., связанные, повидимому, с байосской эффузивной деятельностью основной магмы.

2. Вторичные процессы (силицификация, серицитизация, эпидотизация, альбитизация, кальцитизация, амфиболитизация и др.), распространенные в габбро-диабазо-порфириновых породах, залегающих в сланцах лейаса, связаны с кислой интрузивной фазой среднеюрского магматического цикла, имеющей по сравнению с эффузивной фазой подчиненное развитие. В Верхней Сванетии кислая интрузивная фаза известна в районе Эпери.

3. Эперская гранитоидная интрузия приурочена к среднеюрским (байосским) габбро-диабазовым породам, секущим сланцевую свиту лейаса. Эперская интрузия сечет как сланцы, так и габбро-диабазы. В результате



многочисленных проникновений кислой магмы в габбро-диабазовые породы, в непосредственном контакте с гранитоидной интрузией имеет место их сильное преобразование, вплоть до образования типичных гибридных пород.

4. Сходство в составе и положении Эцерской интрузии с заведомо среднеюрскими интрузиями Абхазии позволяет допустить ее среднеюрский (батский) возраст.

5. К числу наиболее молодых интрузий Главного Кавказского хребта относится Цурунгальская интрузия, возраст которой более или менее точно определяется как плиоцен-плейстоценовый, так как она, аналогично каробской дацитовой интрузии, сечет надвиг древних кристаллических пород на сланцы лейаса и, кроме того, вместе с четвертичными андезитодацитовыми эффузивными образованиями, развитыми в зоне Главного хребта, представляет магматический цикл одной геологической эпохи.

6. Цурунгальская интрузия сложена в основном из дацита, причем бросается в глаза то, что здесь так же, как и в интрузии Киртишо, темная разновидность дацита сечется светлой. Наряду с этим светлый дацит нередко включает в себе ксенолиты темного дацита.

7. Наряду с главным интрузивным телом, совпадающим с вершиной Цурунгал, встречаются также более мелкие жилы, которые иногда сложены частично темным бескварцовым дацитом (андезитом), прорванным светлым дацитом, что делает еще более очевидной связь дацитовых интрузий с андезитодацитовыми эффузивными образованиями, сохранившимися в соседней Верхней Раче и других местах Главного Кавказского хребта.

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Агалян Г. П.—Некоторые данные о неинтрузиях Северозападного Кавказа. Геология на фронте индустриализации, № 11—12, 1935.
2. Белянкин Д. С. и Петров В. П.—Заключительные замечания к неинтрузиям Абхазии и Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2 тр. СОПС Акад. Наук СССР, 1940.
3. Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П. и Фаворская М. А.—О неинтрузиях Бакского (Эцерского) типа на Кавказе. Зап. Всеросс. минералогич. общ., ч. 72, № 3—4, 1943.
4. Еремеев В. П. и Петров В. П.—Неинтрузии Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, № 2, тр. СОПС Акад. Наук СССР, 1940.
5. Заридзе Г. М.—Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Изд. „Техника да шрома“, 1947.
6. Заридзе Г. М. и Чичинадзе К. И.—Эцерская неинтрузия на Кавказе. Тр. Инст. геол. наук, Акад. Наук СССР, вып. 44, Петрографич. серия (№ 14), 1940.
7. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф.—Введение в магматическую геологию Грузии. Изд. „Техника да шрома“, 1947.

8. Кузьмин С. А.—Изверженные породы Главного Кавказского хребта в Сванетии. Матер. по геологии и петрографии ССР Грузии, вып. V (хранится в институте геологии и минералогии Акад. Наук ГССР), 1936.
9. Кузьмин С. А.—Кристаллический комплекс Верхней Сванетии—Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазия, ч. 2, тр. СОПС Акад. Наук СССР, 1940.
10. Левченко С. В.—Осадочные породы Сванетии—Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазия, ч. 2, тр. СОПС Акад. Наук СССР, 1940.
11. Татришвили Н. Ф.—Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Изд. „Техника да шрома“, 1947.

ს. ჩხელიძე

### მასალები ძირულისა და ჩხერიმელის პორფირიტული წყების პეტროგრაფიისათვის

ძირულის მასივის სამხრეთ ნაწილში ჩენი მუშაობისას (1934—36 წ.) დეტალური შესწავლის ერთ-ერთ საგანს ბაიოსური პორფირიტული ფორმაცია შეადგენდა, წარმოდგენილი მასიური ფაციესით ძირულის ხეობის შუა ნაწილში და მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე ხარაგოულის აღმოსავლეთით.

შრომა შეგროვილი მასალის პეტროგრაფიული დამუშავების შედეგს წარმოადგენს. ის სპეციალური დამატებითი თავია 1942—1943 წ. შედგენილი ნაშრომის „გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში“, რომლის ძირითადი ნაწილი 1948 წ. გამოქვეყნდა [1].

წყების გავრცელება, ურთიერთობა მოსაზღვრე წყებებთან, ტექტონიკური პირობები და სხვა გეოლოგიური საკითხები საკმაოდ ვრცლად არის გაშუქებული ზემოაღნიშნულ შრომაში. ამ ნაწილის აქ განმეორება ზედმეტი იქნებოდა. მკითხველს საჭირო შემთხვევაში შეუძლია დასახელებულ შრომის მიმართოს.

შესწავლილ წყებაში მასალის მიკროსკოპული ანალიზის საფუძველზე გამოყოფილი ტიპების აღწერაში<sup>1</sup> საჭირო იქნება ზოგიერთი დამახასიათებელი უბნის გაცნობა. ამ შემთხვევაში დავკმაყოფილდები ჩხერიმელის და ძირულის ხეობის შუა ნაწილის პორფირიტული წყების (ტყემთის ლავური მასივის) ზოგადი დახასიათებით. ეს უკანასკნელი იმ მხრივ არის პირველ რიგში ყურადსაღები, რომ ძირულის მასივის სამხრეთ ნაწილში პორფირიტული წყება ყველაზე სრულად, და მასთან საკუთრივ ლავებით შედარებით მდიდარი, სწორედ აქ გვაქვს.

#### I. წყების ზოგადი დახასიათება

წყების ხასიათი წიაღის დღეში. პორფირიტული ქანები იწყება სოფელ მოლითის ჩრდილო გვერდზე, მარმარილოს კარიერის ზემოთ. დღეში ლიასის გამოსავლებს ცვლის გრანიტი, რომელსაც შემდეგ პორფირიტული ფორმაცია ადევს თავზე. შრეებრივობა დღეში არსად არ არის შენიშნული.

<sup>1</sup> ჩენი ცდა შორს არის, რა თქმა უნდა, ალბულის კომპლექსის ამომწურავი პეტროგრაფიული აღწერის და მით უფრო პეტროლოგიური ანალიზის პრეტენზიისაგან. კერძოდ, მოსალოდნელია, მიუხედავად დეტალური დასინჯვისა, ზოგიერთი სახეობის არასრული დახასიათება ან, შესაძლებელია, გამორჩენაც კი. მაგრამ ვფიქრობ, რომ საქართველოს პორფირიტული სერიის მკვლევარს ეს საქმე მცირე დახმარებას მაინც გაუწევს.

ამ ხეობაში პორფირიტული წყება ხასიათდება ძირითადად პორფირიტებისა და ტუფ-პორფირიტების გაბატონებული გავრცელებით, აქა-იქ ავლო-მერატული ტუფბრექჩიის და კიდევ უფრო იშვიათად ტუფიტური ბუნების მასივი ქანის მონაწილეობით. შრეებრივობის უქონლობის გამო განლაგების პირობები არ ირკვევა. ის გარემოება, რომ ლელის მარჯვენა ფერდობის გასწვრივ ძველი კრისტალური ქანებია წარმოდგენილი, უნდა მიგვითითებდეს გაშიშვლებული წყების განსაზღვრულ, მცირე სტრატეგრაფიულ ჩარჩოებზე.

ძალიან დამახასიათებელია ამ უბნისთვის მეორადი პროცესების, განსაკუთრებით კარბონატიზაციის მეტად ძლიერი განვითარება. როგორც ტუფები, ისე გარდამავალი ტუფ-პორფირიტები და პორფირიტები იმდენად კარბონატიზებული არიან, რომ ძალიან იშვიათია ქანის ნიმუში, რომელზედაც სიმყავე არ მოქმედებდეს, მიუხედავად გარეგნულად სრულიად სალი, მკვრივი ქანის შთაბეჭდილებისა. პორფირიტებში როგორც ძირითადი მასა, ისე ფენოკრისტალები თითქმის ერთნაირად არიან მეორადი პროცესებით შეცვლილი.

ამ უბნის შემდეგი დამახასიათებელი ნიშანი, რაც აგრეთვე მთელი რაიონის პორფირიტული წყების დამახასიათებელია, ქლორიტიზაცია იქნება. თითქმის ყველა ნიმუში ფერადი კომპონენტი მხოლოდ ქლორიტით არის წარმოდგენილი. ქლორიტიზაციას განიცდიან ძირითად მასასთან ერთად ფენოკრისტალებიც, როგორც ბისილიკატის, ისე (შედარებით სუსტად) პლაგიოკლასისაც. პირველ შემთხვევაში ტიპური ფსევდომორფოზები გვაქვს. ფორმის მიხედვით აქ ფერადი შემადგენელი თავდაპირველად ამფიბოლი ყოფილა, ასე რომ ლავეები, შეიძლება ითქვას, უმთავრესად ამფიბოლიანი პორფირიტებით და დამორჩილებულ მდგომარეობაში პრობლემატური დიაბაზური პორფირიტებით ყოფილან წარმოდგენილი.

შემდეგ დამახასიათებელია ამ ხეობის ქანებისთვის სილიციფიკაცია. ქლორიტიზაციას და კარბონატიზაციას თან სდევდა მეორადი კვარცის წარმოქმნა. ზოგ (საკმაოდ იშვიათ) შემთხვევაში კვარცი ჰიდროთერმიდან დამოუკიდებლად გამოყოფილიც ჩანს (პორების ამოყვება, ძარღვებრივი დაჯგუფება).

ბუნებრივია, პირველადი მინერალების, განსაკუთრებით ბისილიკატის, დაშლის დროს მეორადი რკინის ჟანგების (ჰემატიტი და მაგნეტიტი) და აგრეთვე სულფიდის (პირიტის) წარმოშობაც მომხდარა. ეს უკანასკნელი შეიძლება უფრო შემდგომი, ჰიდროთერმული წარმოშობისაც იყოს.

ეპიდოტიზაცია ან სრულებით არ არის შესამჩნევი, ან უმნიშვნელო სახით თუ მქლავნდება. ძალიან სუსტია აგრეთვე ცოიზიტიზაცია. სერიციტიზაცია იშვიათად იჩენს თავს. აქა-იქ გასარჩევი ხდება პრენიტის გამონაყოფები.

ასე რომ ძირითადი დამახასიათებელი მეორადი პროცესი, რაც ამ ხეობას, როგორც ქვემოთ დავინახავთ, სხვა უბნებისაგან ასხვავებს, არის ძლიერი კარბონატიზაცია. ეს მოვლენა არ არის გამოფიტვის შედეგი, რადგან სრულიად საღ ნიმუშებს ის ისეთივე ინტენსივობით ახასიათებს, როგორც შედარებით გამოფიტულს. მოვლენის მიზეზი ჰიდროთერმების მოქმედებაში უნდა ვეძიოთ, რომელნიც გენეტურად ან იურული ეფუზიური პროცესის პნევმო-ჰიდატოგენურ სტადიას, ან კიდევ წიფის ნეოინტრუზიის ასეთსავე სტადიას უნდა უკავშირდებოდნენ.

პლაგიოკლასს მრავალ შემთხვევაში ალბიტოზაცია განუცდია. როგორც ნიმუშების შესწავლა გვიჩვენებს, ეს პროცესი კარბონატიზაციაზე აღრინდელია, მაგრამ ამ საკითხს, როგორც ჩვენი პორფირიტული წყებისათვის საერთო ხასიათის საკითხს, ქვემოთ შევხებით.

შესაძლებელია ჰიდროთერმული ხსნარების დიდი აქტივობა ამ უბანში დაკავშირებული იყოს ტექტონიკურ რღვევასთან, რომელიც ხეობის გასწვრივ მიიმართება და ასაკით: ცარცის წინადროინდელი უნდა იყოს.

პორფირიტული წყება ბარნალის (მოლითის) დელეში. ბარნალის დელე წილის დელის პარალელური ხევია. ხეობის ქვედა ნაწილში შედარებით მჟავე, ამფიბოლიანი და ალბიტური რიგის პლაგიოკლასიანი პორფირიტული ქანები, გვაქვს, ზევით მათ ცვლიან ავგიტიანი პორფირიტები და მათთან დაკავშირებული ტუფური ლავეები და ტუფბრექჩიები, რომლებშიაც ქვედა ქანების შეტაცებულ ნატეხებს ვხვდებით. თუმცა შრეებრივობის უქონლობა ქანების შედარებითი სტრატეგრაფიული მდებარეობის ნათელი სურათის აღდგენას შეუძლებელს ხდის, მაინც შეიძლება ითქვას, რომ ამ ხეობაში ავგიტიან პორფირიტებს უფრო მაღალი პორიზონტი უჭირავთ, ვიდრე ამფიბოლიანებს.

მეორადი პროცესებიდან აქ აღსანიშნავია კარბონატიზაციის შედარებით შესუსტება (განსაკუთრებით ზედა ნაწილში) და ეპიდოტიზაციის საგრძნობი რელიეფურობა.

ბარნალის დელის აღმოსავლეთით მდ. ბლიხევი მოედინება.

ბარნალის დელისა და ბლიხევის წყალგამყოფის დაზვერვაც დაახლოებით აღწერილის მსგავს სურათს იძლევა. მორიგეობაა მასივი მიკროტუფბრექჩიების, კრისტალური ტუფების, ტუფური ლავეების და პორფირიტების. აღსანიშნავია, რომ სოფ. ნებოძირის მიდამოებში პორფირიტები ხასიათდებიან მჟავე პლაგიოკლასით, — ალბიტ-ოლიგოკლასის (უთუოდ დეანორტიტიზაციის შედეგად), ოლიგოკლასის და ანდეზინის რიგიდან; ბასილიკატი კი რქატყუარით არის წარმოდგენილი, ან ზოგჯერ გაურკვეველი ბუნებისაა, — მთლიანად ჩანაცვლებულია ქლორიტით და სხვა მეორადი მინერალებით. სოფლის თავზე პამართული მწვერვალის შემდეგ N-კენ თითქმის მართო ავგიტიან პორფირიტებს (სადი ფუძე პლაგიოკლასით) და მათთან დაკავშირებულ ტუფურ თუ ლაფურ ბრექჩიებს ვხვდებით (ნიმ. № 168/35, 169/35, 176/35 და სხვ.)

პორფირიტული წყება ბლიხევის ხეობაში. მდ. ბლიხევი აგრეთვე მერიდიანულად ჰკვეთს ჩხერიმელის პორფირიტული ფორმაციის ცენტრულ ნაწილს — ტყემთიდან მოყოლებული ჩხერიმელის პირამდე.

წილის და განსაკუთრებით ბარნალის დელის მსგავსად ბლიხევის უბანი სქემატურად ანტიკლინის სამხრეთ კალთას უნდა გამოხატავდეს. სამწუხაროდ, შრეებრივობის უქონლობის გამო განლაგების პირობებზე მსჯელობა მხოლოდ იპოთეზური შეიძლება იყოს. უნდა ვიფიქროთ, რომ ხეობის ზედა ნაწილი სტრატეგრაფიულად უთუოდ შედარებით მაღლა მდებარე პორიზონტს გამოხატავს.

აქ საკმაო განვითარებას აღწევს ჰიდროთერმულად გარდაქმნილი ტუფური ბუნების, პროპილიტიზებული კვარციან-პირიტისანი ღია ფერის ქანი—გაგრძელება ბარანაოს ღელეში გაშიშვლებულის. აქ ის დიდ სიმძლავრეს აღწევს.

შემდეგ წარმოდგენილია მასივი მიკროტუფბრეჭიები, აგლომერატული ტუფები, ტუფიტები და სხვ., ტუფური ლავების და ლავების დამორჩილებული მონაწილეობით, ალავ ძველი კრისტალური მასივის შეტაცებული მასალით (კატაკლაზური კვარცი, ალბიტური პლაგიოკლაზი და სხვ.). მათ ცვლიან მიკროტაქსიტური აგებულების ლავური ბრეჭიები და ტუფ-ლავები. ხეობის შუა ნაწილიდან წყება ავგიტიანი პორფირიტების გაბატონებული მონაწილეობით ხასიათდება. მათ შორის არიან ტუფ-ლავები და ლავური ბრეჭიები (მეტწილად მიკრობრეჭიული ხასიათის); უფრო იშვიათად კრისტალური ტუფები და მიკროტუფბრეჭიებიც გვხვდება. ზემო ნაწილში ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში გამოერევა ამფიბოლ-ავგიტიანი, აგრეთვე ლაბრადორიანი პორფირიტები. ამფიბოლი ამ ქანებში ზოგჯერ გარკვეულად მეორადი (ურალიტური) ჩანს. ზოგ ქანში არსებითი კომპონენტის როლს ამფიბოლთან ერთად ეპიდოტი ასრულებს (ნიმ. 49/34 და 181/35). საერთოდ ამ უბნისთვის ქლორიტთან ერთად ეპიდოტის სიუხვე ძალიან არის დამახასიათებელი, ისე როგორც ეს ჩხერიმელის ხეობის აღმოსავლეთი ნაწილის და ნაწილობრივ ქედგადაღმა ძირულის ხეობის პორფირიტებს ახასიათებს. აქაც ქანის განუყრელი მთავარი შემადგენელია ქლორიტი. კარბონატის მონაწილეობა, განსაკუთრებით ზედა ნაწილში, ძლიერ დაჩრდილულია. ლაბრადორიან პორფირიტებში და ტუფურ ლავებში ფერადი კომპონენტი ხშირად მარტო ქლორიტით არის (ეპიდოტთან ერთად) წარმოდგენილი; ჩანაცვლებული ბისილიკატის ბუნება არ ირკვევა. პლაგიოკლაზის მკაფიო ალბიტიზაცია მხოლოდ ხეობის ქვედა ნაწილში, ტუფურ ქანებში არის შესამჩნევი. ქედზე ეპიდოტით მდიდარი ლაბრადორიანი მიკროტუფბრეჭიაა გაშიშვლებული. სამხრეთ ფერდზე კი ავგიტ-ლაბრადორიანი დიაბაზური პორფირიტი (№ 203/35) გვხვდება.

აღსანიშნავია, რომ ქედზე, განსაკუთრებით ფერდებზე, ქანებს—აგებულებისა და რავარობისაგან დამოუკიდებლად—ემჩნევათ მეტ-ნაკლები სიძლიერით გაკვარცება. აღმოსავლეთ ფერდზე—მთავარ წყალგამყოფზე და მის სამხრეთით, ნეონტრუზივის მახლობლად—უკვე ტიპური რავაიკები გვაქვს. ქანების გარავაიკება ამ ინტრუზივის კონტაქტური ზეგავლენის შედეგია. აღსანიშნავია კიდევ ბლიხევის შუა ნაწილში კვარციანი ალბიტოფირის (№ 188/35) გამოსავლის არსებობა, მოსაზღვრე ქანებთან გაურკვეველი ურთიერთობით.

წყების ხასიათი ზოლის დასავლეთ და აღმოსავლეთ გაგრძელებაზე. წილის ღელის დასავლეთით და ბლიხევის აღმოსავლეთით პორფირიტული წყება თუმცა ცვალებადი სიგანის, მაგრამ საერთოდ მაინც შედარებით ვიწრო ზოლის სახით არის წარმოდგენილი.

პირველ ნაწილში, მიუხედავად ადგილობრივი ტექტონიკის დიდი სირთულისა და შედეგად სხვადასხვა სტრატეგრაფიული ერთეულების განმეორების ან ერთმანეთზე არანორმალური მიწყვეტისა, ზოლი საერთოდ წყების ქვედა ნაწილს გამოხატავს მაინც. დასავლეთისაკენ ის, როგორც უკვე იყო აღნიშნული,

თანდათან ტუფური და ტუფოგენი კომპონენტებით მდიდრდება; ვანისწყლის ხეობის ზემო ნაწილში ნორმალურ პელიტურ-ქვიშურ ნალექებსაც შეიცავს. დამახასიათებელია ამ ნაწილის ქანებისთვის, როგორც პორფირიტული ბუნების, ისე განსაკუთრებით ტუფური კომპლექსის წარმომადგენლებისათვის, მერადი პროცესების დიდი განვითარება. იშვიათად თუ ხერხდება—ან მცირე, ძალიან იშვიათი რელიქტის, ან უფრო ხშირად ფორმის მიხედვით—ბისილიკატის პირველადი ბუნების გაგება. ასეთ შემთხვევებში ის მეტწილად რქატუარა ჩანს, თუმცა არის ავგიტიც (№ 3/35—სოფ. ჭარტალის თავზე). პლაგიოკლაზიც ძლიერ შეცვლილია, ხშირად ის ალბიტიზებულია. რელიქტების ან იშვიათად დაცული პირველადი მარცვლების განსაზღვრა ფუძე ბუნებას (ფუძე ანდეზინი—ლაბრადორი) ამჟღავნებს. ზოგიერთ ნიმუშში ალბიტიზაციის სხვადასხვა სტადია ჩანს. ვხვდებით რამდენიმე ადგილას კვარციან პორფირიტსაც.

ბლიხევის აღმოსავლეთით ალბიტიზებული პორფირიტები თითქმის აღარ ჩანან. სამაგიეროდ წყების შემადგენლობაში გაძლიერებულ მონაწილეობას იწყებენ სხვა ტიპები: კვარციანი პორფირიტები და მათთან დაკავშირებული ლავური ბრექჩიები და 'ტუფ-ლავეები. პირველად ასეთი ქანი სოფ. ბეჟათუნის ჩრდილოეთით და შემდეგ აღმოსავლეთით გამოჩნდება (ნაქალოვარის ღელე). მას დიდი გავრცელება აქვს გოლათუნის ღელის ქვედა ნაწილში, ნეონტრუზივის სამხრეთით. დანარჩენ ადგილებში კვარციანი პორფირიტების როლი გაცილებით მცირეა. ზოგი აღნიშნულ ქანს ბაიოსური წყების გამკვეთად სთვლის. მაგრამ საჭირო იქნება ამჟამად ამ დებულების გადასინჯვა.

მიუდგომლობა მოითხოვს აღინიშნოს, რომ ამ ნაწილში კვარციანი პორფირიტების მიერ დანარჩენი პორფირიტული წყების აშკარა გაკვეთა და, მაშასადამე, ამ მხრივ მისი შედარებით ახალგაზრდა ასაკის დამაჯერებელი ფაქტები არ ჩანს, ისე როგორც საწინააღმდეგო აზრის დამტკიცებაც უშუალო ფაქტებით ჯერხნობით შეუძლებელი ხდება.

სურათის სწორად გარკვევას ძლიერ აძნელებს პორფირიტული წყების მასიური აგებულება, შრეებრივობის უქონლობა. შესამჩნევი ხდება მხოლოდ, კლდოვანი ზენაჩენების ზოლური გავრცელებისა და რელიეფზე მკაფიო გავლენის მიხედვით, რომ კვარციანი პორფირიტებს საერთოდ დაქანება აქვთ დიდი კუთხით სამხრეთისაკენ.

კვარციანი პორფირიტები აქ მორიგეობენ (ვიმეორებ, გაურკვეველი ურთიერთობით) შედარებით ღია ფერის პირიტთან და ხშირად კვარციან ტუფ-ბრექჩიებთან, ლავურ ბრექჩიებთან და ლაბრადორიან-ქლორიტიან (ზოგჯერ ამფიბოლიანი, არის ავგიტიანიც) ატაქსიტურ და მანდელშტეინურ პორფირიტებთან. მათ შორის მონაწილეობს დიაბაზური პორფირიტიც, გამკვეთი ძარღვი უნდა იყოს. საგულისხმოა, რომ ღელის ამ ნაწილის ქანებს საერთოდ კვარცი ახასიათებს: ლავური ბრექჩიები და ტუფური აგებულების ქანები, რომელთა ბუნება ხშირად კარგად არც კი ირკვევა, აქ აშკარად პირველადი წარმოშობის კვარცის შედარებით მეტი რაოდენობით ხასიათდებიან.

ფაქტიური მდგომარეობის განმეორებითი ანალიზის შემდეგ ამჟამად მე ამ ქანებს მთლიანად ბაიოსური ვულკანიზმის პროდუქტად ვთვლი. ეფუზიური აქტივობის ეს მომენტი შედარებით გვიანია; ის, ალბათ, სულ ბოლო დროს ეკუთვნის.

მოსაზრებას კიდევ უფრო აძლიერებს ის გარემოება, რომ წიფის ინტრუზივის ასაკი ბაიოსურის ბოლო დროით უნდა ისაზღვრებოდეს. ეს ინტრუზივი კიდევ კვარციან პორფირიტზე ზოგჯერ გარკვეულ კონტაქტურ ზეგავლენას ახდენს (ნიმ. № 184/34).

გოლათუბნის ღელის ზემო ნაწილის ქანების ხასიათი ქვედასაგან განსხვავებულია და ბლიხევის შუა და ზემო ნაწილის ანალოგიური ჩანს.

ღელის აღმოსავლეთით ფონამდე და შემდეგ ნიკორაგულ-საბუათის ზოლშიაც დაცულია ის საერთო სურათი, რომელიც ზემოაღწერილ ხეობებშია მოცემული.

ნეონიტრუზივს აქ, ისე როგორც გოლათუბნის ღელის აუზში, ყველგან მიუყვება კონტაქტური ზეგავლენით გარაგავიკებული ქანების ზოლი. მათ შორის არის უდავო ტიპური კვარციანი პორფირიტიც, ისე რომ ეს უკანასკნელი გარკვეულად წიფის ინტრუზივის წინამორბედ ქანს წარმოადგენს.

აღსანიშნავია, რომ თითქმის არსად არ ვხვდებით გოლათუბნის ღელეში და მის აღმოსავლეთით ისეთ ალბიტიზებულ პლაგიოკლაზიან, სახეშეცვლილ კარბონატიზებულ ქანებს (ლავას თუ ტუფს, სულ ერთია), როგორც მოლითის მდამოებში გვაქვს.

პორფირიტული წყება ძირულის ხეობის შუა ნაწილში. ძირულა-ჩხერიმელის წყალგამყოფი ქედის ჩრდილოეთისაკენ მიმართულ ფერდზე პორფირიტული წყება უწყვეტი ზოლის სახით მხოლოდ ჩრდილო ფერდს და მდ. ბჟინეურის აღმოსავლეთ ტოტებს გაუყვება. წყების ეს გაგრძელება ტექტონიკურად ანტიკლინური ამაღლების ჩრდილო ფრთას წარმოადგენს, რომელიც ჯგოლის ღელის პარალელზე გაწყვეტილია და მეორე ტექტონიკურ ზოლში გადადის. ეს უკანასკნელი ბჟინე-ხუნევის სინკლინურ დებრესიას წარმოადგენს. გაწყვეტა ხასიათდება დებრესიის სამხრეთი ფრთის ამოწვეით და შეცოცებით ფრთის მოწყვეტილ სამხრეთ გაგრძელებაზე.

ანტიკლინური ამაღლების ჩრდილო ფრთის ლითოლოგია ისეთივე ბუნებით ხასიათდება, როგორც ჩხერიმელისაკენ მოქცეული ფერდის: ჩრდილო ფერდზეც გვაქვს მკვრივი, ნეონიტრუზივის გავლენით მეტ-ნაკლებად გაკვარცხებული, ლაბრადორიანი პორფირიტები და მათთან დაკავშირებული ლავური ბრექჩიები, აქა-იქ მასივი მიკროტუფბრექჩიებით თუ კრისტალური ტუფებით, დასავლეთისაკენ კიდევ ტუფური და ტუფოვანი კომპონენტების როლის თანდათან გაზრდით.

ძირულის სინკლინური დებრესიაც (ლიჩი—ხუნევი—ბჟინევი) სრულიად ისეთივე ტიპებით და მასივობით ხასიათდება, როგორც ჩხერიმელის ხეობის წყება, მხოლოდ აქ აღსანიშნავია მკაფიო ფაციესური ცვლილებები აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ,— მდ. რიკოთულის და ძირულის შეერთების შემდეგ სწრაფად იზრდება ტუფური ქანების როლი.



ნადაბურ-ლიჩის ნაწილში შრებრივობის სრული უქონლობა და მასთან ზშირი დიზიუნქტური წყვეტები შეუძლებელს ხდიან ქანების სტრატოგრაფიულ მიმდევრობაზე რაიმე მსჯელობას. თუმცა პეტროგრაფიული ტიპების ერთფე-როვნება არც მოითხოვს ყურადღების გამახვილებას ამ მომენტზე, — როგორც ლავები, ისე ბრეჭჩიები, ფუძეპლაგიოკლაზიანი ავგიტიანი ან ავგიტ-რქატყუა-რიანი სახეობებით არიან წარმოდგენილი. ფერადი კომპონენტი აქაც ძალიან ხშირად მთლიანად ქლორიტით და მისი თანამგზავრი სხვა მეორადი მინერა-ლებით არის ჩანაცვლებული. მკვლევარები [10] ამ უბანში რიბაზურ პორ-ფირიტებსაც აღწერენ. გვხვდება, როგორც ჩანს, ძარღვის სახით კვარციანი პორფირიტიც.

ბჟინეურის აუზში შესამჩნევი ხდება ერთი გარემოება: ისე რო-გორც ჩხერიმელის ხეობაში, ძლიერ სახეშეცვლილი ქანები, ალბიტჩებული პლაგიოკლაზით, აქაც თითქოს ქვედა ნაწილში — ლიასის მახლობლად არიან ძირითადად ლოკალიზებული. თუმცა აქ ამგვარი ქანები მეტწილად ტუფებით და ტუფ-პორფირიტებით არიან წარმოდგენილი, მაგრამ მათ შორის ვხვდებით მაინც ცხად პორფირიტებსაც. ბისილიკატი მათში ჩვეულებრივ მთლიანად გაქლორიტებულია; ზოგჯერ შესაძლებელი ხდება ამფიბოლის ფორმების გარ-ჩევა, უფრო იშვიათად კიდევ — რელიქტებისაც.

ბიჯნის — ჩორჩანის ზოლი. მდ. ორხევის აღმოსავლეთით პორფი-რიტული წყების პეტროგრაფიული ბუნება ჩხერიმელის ანალოგიური ჩანს (ზოგიერთი საკუთარი ნიმუშის შესწავლისა და ლიტერატურული წყაროების მიხედვით). აღსანიშნავია შუალელის ხეობაში მძლავრი ორთოკლაზიანი პორ-ფირის არსებობა, რომელიც აქ ცარცის საზღვართან შიშვლდება. ამ რაიონის დასავლეთი ნაწილიდან აღწერენ აგრეთვე ამფიბოლ-ავგიტიან პორფირიტებს [10]<sup>1</sup>. პეტროგრაფიული ბუნებით ეს ქანები საესებით ანალოგიურია მოლითის რაიონის ქლორიტიზებული ამფიბოლ-ავგიტიანი პორფირიტების. გ. ბარსა-ნოვიც წნელისის მიდამოებიდან აღწერს ავგიტიან და ავგიტ-ამფიბოლიან, მეორადი პროცესებით ძლიერ შეცვლილ, პორფირიტებს. საგულისხმოა მისი დაკვირვება აქაურ ვულკანურ ბრეჭჩიებზე: გარეგნულად თითქოს ტუფ-კონ-გლომერატი, ქანი ნამდვილად არაერთგვაროვანი აგებულების პორფირიტი აღმოჩნდა; მკვრივი, მოიისფრო ავგიტიანი პორფირიტის მომრგვალო უბნები მოქცეულია მურა-მომწვანო შედარებით ფხვიერ, ძლიერ დაშლილ პორფირიტში. ავტორი მას სამართლიანად ტაქსიტურ ლაყას მიაკუთვნებს.

პორფირიტულ წყებას წნელისის მიდამოებში ჰკვეთს მკავე ქანის ძარღვი რომელსაც გ. ბარსანოვი კვარციან კერატოფირად აღწერს. ქანს ის ზედა იურულად სთვლის (ცარცს არ ჰკვეთს).

## II. ქანების აღწერა

შევეცდები ქვემოთ ჩხერიმელა-ძირულის ხეობების პორფირიტული ფორ-მაციის ძირითადი დამახასიათებელი ტიპების გამოყოფას.

<sup>1</sup> შრომაში ქანის ქიმიური ანალიზიც არის მოყვანილი.

პირველ რიგში უნდა აღვნიშნო, რომ წყების ისედაც რთულ, დეტალებში ზოგჯერ გაურკვეველ ლითოლოგიურ ბუნებას, რაც წარმოშობის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების თავისებურებით უნდა იყოს გამოწვეული, არაჩვეულებრივად ართულებს შემდგომი პოსტულკანური პროცესების მოქმედება. ხშირად ძნელდება ქანის მიკუთვნება ამა თუ იმ გარკვეულ ტიპზე. მეორე მხრივ, მიუხედავად თითქოს (ძირითადი ტიპების თვალსაზრისით) საკმაო ერთფეროვნებისა, თითქმის ყველა ნიმუში, როგორც ახლოც არ უნდა იყოს ის აღებული მეორისაგან, ატარებს ზოგიერთ თავისებურ ნიშნებს, ზოგჯერ საკმაოდ ორიგინალურს. ყველაფერი ეს ძალიან აძნელებს შესწავლილი ქანების სისტემატიზაციას და მათი დახასიათებისას ტიპური ნიმუშების განსაზღვრული რიცხვით დაკმაყოფილებას.

ქანების დაჯგუფების საფუძვლად პლაგიოკლაზის და ფერადი კომპონენტის ბუნებას ვიღებ. პირველი ნიშნის მიხედვით წყების შემადგენელი ტიპური პორფირიტები და მათთან დაკავშირებული სხვადასხვა ვულკანოგენები ყველა ფუძეპლაგიოკლაზიან ტიპს ეკუთვნიან. მხოლოდ შემდეგში პლაგიოკლაზის შეცვლის მიხედვით ამ ძირითად ტიპში ორგვარი წარმომადგენელი შეიძლება გავარჩიოთ:

- 1) ქანები უცვლელი პირველადი ფუძე პლაგიოკლაზით და
- 2) ქანები თითქმის მთლიანად ალბიტოზებული პლაგიოკლაზით.

როგორც ქვემოთ დავინახავთ, ამგვარი გაყოფა რამდენადმე სტრატეგრაფიულ მდებარეობასაც უნდა ეთანხმებოდეს.

ფერადი შემადგენლის მიხედვით გამოირჩევა ავგიტიანი, ავგიტ-რქატყუარიანი, რქატყუარიანი და სხვა ჯგუფები.

თავის მხრივ სტრუქტურულ-ტექსტურული და ზოგიერთი სხვა დამახასიათებელი ნიშნის მიხედვით ამათში კიდევ სხვადასხვა სახესხვაობები შეიძლება გამოვყოთ.

ცალკე უნდა მოვათავსოთ კვარციანი პორფირიტები, ალბიტოფირები და ზოგიერთი სხვა ქანი, როგორც დამოუკიდებელი და ამავე დროს პეტროგრაფიული ბუნებითაც განსხვავებული ქანები.

## 1. ავგიტიანი პორფირიტები

ა) პირველადი ფუძე პლაგიოკლაზით. ამ ტიპს მიეკუთვნებიან ნიმ. № 43/34 (ბლიხევის წუა ნაწილიდან), № 176/35 (ბლიხევის სათავეებიდან), № 149/34 (სოფ. ფონის მიდამოებიდან), № 168/35, № 169/35, № 90/36 (სხვადასხვა ადგილიდან) და სხვ.

გარგნულად ჩვეულებრივ მუქი რუხი, მკვრივი, საღი ქანებია. ზოგიერთს მომწვანო ელფერი გადაპკრავს (№ 176/35). ზოგ შემთხვევაში ქანი რუხ-მოიისფრო, არათანაბარი შეფერვისაა (№ 169/35), ზოგჯერ კიდევ თავისებური მოწითალო (№ 90/36—ბენიფურის სათავეებიდან), ან მოიისფრო (№ 24/34—ბარნალის დელიდან) ელფერით ხასიათდება.

მიკროსკოპში მუდამ მკაფიო პორფირული სტრუქტურით ხასიათდებიან. ძირითადი მასა მეტწილად ვიტროფირული ან პიალოპილიტური, მეტ-ნაკლებად

(ჩვეულებრივ სუსტად) განმინებული ბაზისით (გაურკვეველი, გრანელიტური მარცვლები). ზოგჯერ ინტერსერტალურია (№ 168/35—ს, ნებოძირის ქედიდან), იშვიათად კიდევ წვრილმარცვალა, თითქმის სრულკრისტალური (№ 93/34); ასეთი ქანები ხშირად ძალიან უახლოვდებიან დიაბაზურ პორფირიტებს. მუდამ ინტენსიურად არის შეცვლილი, პირველ რიგში ძლიერ ქლორიტიზებულია, ხშირად არის აგრეთვე კარბონატიზებული და პელიტიზებული. უხვად შეიცავს მადნის მინერალის პირველად და მეორად მიკროგამონაყოფებს; ამ უკანასკნელთა განსაკუთრებით მდიდარია მოწითალო და მოიისფრო ელფერის ქანები. პლაგიოკლაზის მიკროლითებს ჩვეულებრივ მცირე რაოდენობით შეიცავს, ზოგჯერ—სრულებით არა; ასეთ შემთხვევაში ის წმიდამარცვალა, „ქვიშბერივი“ ხასიათისაა (№ 113/36). ბაზისი თითქმის მუდამ დაშლილია და ჩანაცვლებული ქლორიტის ბადებრივი ხლართით და რკინის ქანვის მიკროლაქებით (ზოგჯერ კარბონატის მეტ-ნაკლები მონაწილეობით). ფერადი კომპონენტის მიკროაგრეგატებით (ქლორიტი, ეპიდოტი, რკინის ქანგი, იშვიათად კარბონატი და სხვ.) არის ჩანაცვლებული; ძალიან იშვიათად თუ ჩანს ავგიტის რელიქტური მარცვალი (№ 168/35). პლაგიოკლაზი შედარებით საღია; ის ხშირად ორი გენერაციისა ჩანს: მცირერიცხოვანი წვრილი მიკროლითების გვერდით უფრო აღრინდელი მიკროჩანაწინწყლებია წარმოდგენილი.

მოცულობით ძირითადი მასა, ფენოკრისტალლებთან შედარებით, მეტწილად დამორჩილებულ მდგომარეობაშია.

ფენოკრისტალები ჩვეულებრივ წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, მეორადი მინერალებით ხშირად მთლიანად ჩანაცვლებული მონოკლინური პიროქსენით და მადნის მინერალებით.

პლაგიოკლაზი ჩვეულებრივ სხვადასხვა ზომისაა, ხშირად გვაქვს თანდათან გადასვლა მიკროჩანაწინწყლებიდან 1—1,5—2 კვ. მმ-ან ლეისტურ აგრეგატებამდე. ხასიათდება საერთოდ საკმაო სისაღით; ზოგჯერ სრულიად სუფთა, უფერო, გამჭვირვალე არის. ჩანარტებით მეტწილად ღარბია, ჩანართის სახით უმთავრესად დაშლილ ძირითად მასას შეიცავს. განიცდის უბნობრივად კარბონატიზაციას და ქლორიტიზაციას ქლორიტის ჭიხებური, ბუჩქბრივი, ზოლებრივი და სხვ. გამონაყოფებით; კალციტი ბუდებრივი, ძარღვებრივი და წინწყლების სახითაა. კარბონატიზაცია სხვა მეორად პროცესებთან შედარებით ზოგ შემთხვევაში სრულიად უმნიშვნელოა (შლ. № 90/36, № 113/36). ზოგიერთ შლიფში პელიტიზაცია და სერიციტის მიკროქერცვლები არის ზოგჯერ შესამჩნევი (№ 24/34, 168/35). იდიომორფულია; გვერდები ზოგჯერ შემღვალ-შელრღნილი. მრჩობლები პოლისინთეზური და მარტივი.

პლაგიოკლაზი თითქმის ყოველ ნიმუშში მეტ-ნაკლებად ზონურია. ემჩნევა ზოგჯერ რიტმულობა (№ 43/34, № 176/35 და სხვ.). ზონების რიცხვი ზოგიერთ შლიფში 12—15-მდე აღწევს. გარე ზონა ჩვეულებრივ შედარებით მკაფია.

გაზომვების მიხედვით (ცხრილი 1) პლაგიოკლაზი ლაბრადორის რიგს იშვიათად თუ სცილდება. მიკროლითები და პატარა ჩანაწინწყლები შედარებით მკაფია. განსხვავება ზოგჯერ საგრძნობ სიდიდეს აღწევს (შლ. № 43/34). შესაძლებელი ხდება ზოგიერთ შლიფში რამდენიმე გენერაციის დადგენა,

მაგალ., შლიფ № 43/34-ში პლაგიოკლაზი სამი გენერაციისა არის: 1) დიდი ფენოკრისტალები, ზონური № 74-დან 57—52-მდე; 2) პატარა ჩანაწინწკლები, აგრეთვე ზონური—№ 57-დან № 40-მდე და 3) მიკროლითები № 40.

ცხრილი 1

პლაგიოკლაზის გაზომვის შედეგები ავგიტიან პორფირიტებში

შლიფის №	მარცვლის ხასიათი	ჩაქრობის მეთოდით			მრჩობლის მეთოდით				
		ჩაქრობის მაქსიმ. <		პლაგიოკლაზის №	მრჩ. ღერძის (B) კოორდინ.			მრჩობლის კანონი	პლაგიოკლაზის №
		სიმ. (010) ⊥ ზონაში	PM-ს ⊥ კვეთში		Ng	Nm	Np		
43/34 <sup>1</sup>	1) დიდი ფენოკრისტალი 2) " " ზონური 3) საშუალო " " 4) პატარა: ა) გარე ზონა ბ) შიგა " 5) პატარა მარცვალი 6) ჩაქრობა Np-სა და მრჩობლის ხაზს შორის Nm-ს ⊥ კრილში = 12°	43,5° <sup>1</sup>    31°	  36,5°  22° 30°	74 70  40 57 57	40° 60° 67°		ალბიტური	74	
176/35	1) ფენოკრისტალი შლიფის ერთი ნაწილიდან <sup>2</sup>			52	71,5°	36°	60°	რთული ⊥ [001] (010)	64
168/35	2) ფენოკრისტალი შლიფის მეორე, განსხვავებული ნაწილიდან ზონური ფენოკრისტალის ფუძე ნაწილი	40°		70	62°	54,5°	47,5°	კარლსბ.	50
169/35	ფენოკრისტალი		37°	70					
113/36		31°		57					
149/34	1) ფენოკრისტალი 2) " " ზონური 3) ა) გარე ზონა ბ) შიგა "		36°, 38°	68—72	26°	67,5°	77°	ალბიტ.	52
24/34 <sup>4</sup>	1) მოზრდილი ფენოკრისტ. 2) საშუალო " 3) პატარა 4) მოზრდილი ფენოკრისტალი	37°	37,5°	71 66 60					
304/34	1) ფენოკრისტალი 2) "		12°	28°	44 68	60 27	60 75	ალბიტ. ⊥ [001] (010)	88 88

<sup>1</sup> შიგა ზონისთვის.

<sup>2</sup> მიკროლითების ჩაქრობის მაქსიმალური <PM ზონაში = 10°—11°, —პლაგ. №—39—40

<sup>3</sup> 2V = +79° (ერთი გამოსავლით).

<sup>4</sup> მიკროლითების მაქსიმ. ჩაქრობა PM ზონაში = 28°, პლაგ. № 55.

<sup>5</sup> მარცვალი, როგორც ჩანს, დეანორტიტიზებულია.

ზოგიერთ შლიფში (№ 24/34) პლაგიოკლას ალბიტოზაცია ემჩნევა: ლაბრადორის რიგის აგრეგატებში გამოირჩევა შედარებით დაბალი სხივტეხის ძარღვებრივი და ლინზებრივი უბნები; არის მთლიანად დიანორტიტიზებული მარცვლებიც (ცხრ. 1).

პიროქსენი ჩვეულებრივ ინტენსიურად არის დაშლილი, უმთავრესად ქლორიტშია გადასული. ხშირად ქლორიტთან ერთად მეტ-ნაკლები რაოდენობით არის კარბონატი და ეპიდოტი. ზოგჯერ (შლ. 24/34) ჩანაცვლებებს ჰემატიტის სქელი ოპაციტური ქერქი აქვთ განვითარებული. მასთან ზოგიერთი მარცვალი მთლიანად მარტო მაგნეტიტით არის ჩანაცვლებული, ზოგი კიდევ—რკინის ჟანგით გამოუქებული კარბონატი. ფერადი კომპონენტის პირველადი ბუნება მტკიცდება ფსევდომორფოზებში აქა-იქ (თითქმის ყოველ შლიფში) ავგიტის მცირე რელიქტების, ზოგჯერ კიდევ (შლ. 93/34, 113/36, 176/36) მთლიანი სალი, უფერო მარცვლების არსებობით; იშვიათად კი მასზე მსჯელობა მხოლოდ ფსევდომორფოზების დამახასიათებელი კვთების მიხედვით თუ ხერხდება (შლ. 24/34 და 90/36).

კონსტანტების მიხედვით (ცხრ. 2) მონოკლინური პიროქსენი დიოპსიდთან ახლო მდგომ ავგიტს მიეკუთვნება.

ცხრილი 2

შლიფის №	Ng—Np	Ng—Nm	Nm—Np	CNg	2v	შენიშვნა
93/34	0,025	0,019		42°	+48° (ერთი გამოსავლით)	შლიფის სისქე ნაპრალით.
149/34	0,026		0,006	40°—42°	+53°	ორი გამოსავლით. შლიფის სისქე კვარცით

ზოგიერთ შლიფში ავგიტთან ერთად არის დამორჩილებულ როლში ამფიბოლიც (შლ. 93/34, 24/34). ისიც აგრეთვე დაშლილია. მისი არსებობა ზოგჯერ ფსევდომორფოზების 6-კუთხიანი კვეთით მედავნიდება (შლ. 24/34), ზოგჯერ კი ის რელიქტური უბნების და ქერქის სახით არის წარმოდგენილი ქლორიტიზებულ მარცვლებში (შლ. 93/34). დაშლის პროდუქტებს შეადგენენ: ქლორიტი, კარბონატი, რკინის ჟანგი და აქა-იქ წვრილაგრეგატული ქალცელონი. ამფიბოლს ზოგჯერ პიროქსენის ხარჯზე წარმოშობა ემჩნევა (შლ. 149/34).

მადნეული მინერალის ფენოკრისტული იდიომორფული გამოწყობები მეტწილად მაგნეტიტს მიეკუთვნება. ემჩნევა ზოგიერთ შლიფში ჰიდროქსენში გადასვლა. ქანი ზოგჯერ შეიცავს აგრეთვე დაკბილულ, ჩონჩხებრივ ილმენიტს და პირიტის (ხშირად ლიმონიტიზებული) საშუალო და პატარა იდიომორფულ კრისტალებს. ჩანს ზოგჯერ პირიტის წარმოშობა მაგნეტიტის ხარჯზე (პირიტიზებული მარცვლები მაგნეტიტის რელიქტებით); განსაკუთრებით ძლიერია ეს მოვლენა ნეოინტრუზივის მეზობლად კონტაქტური ზეგავლენით გარაგავიკებულ ქანებში (შლ. 176/35).

ჩანართების სახით ბისილიკატებში და მეორადი მინერალების ფსევდომორფოზებში, ზოგჯერ დამოუკიდებლადაც, არის აპატიტის იდიომორფული პატარა პრიზმული კრისტალები.

მეორადი მინერალებიდან მთავარი როლი მუდამ ქლორიტს ეკუთვნის; შემდეგ მეტ-ნაკლები რაოდენობით წარმოდგენილია კარბონატი, ეპიდოტი, რკინის ქანგები. პელიტური ნივთიერება და კვარცი; ზოგჯერ, უმნიშვნელო რაოდენობით, სერიციტის მიკროქერცლებიც არის შესამჩნევი.

ქლორიტული ნივთიერება მრავალნაირ ფორმაშია წარმოდგენილი: უსტრუქტურო ხლართის, დატოტვილ-ბუჩქებრივი და უფორმო გამონაყოფებიდან (მეტწილად ბაზისის ხარჯზე) სხვადასხვა სიდიდის მეტ-ნაკლებად წესიერ ფირფიტებრივ აგრეგატებამდე. ბისილიკატის მიმართ მკაფიო ფსევდომორფოზებში ის მეტწილად ასოცირებულია სხვა მეორადი მინერალებით. ლეისტურ ფორმებში ზოგჯერ დამოუკიდებლადაც, სუფთა სახით არის წარმოდგენილი. ფირფიტების ნაწილი პლაგიოკლასის ჩანაცვლების შედეგი უნდა იყოს. ქლორიტი მეტწილად ღიაფვანე ფერისაა, მეტ-ნაკლებად პლექროული. ხშირად მელნისებრ-ლურჯი ანომალური ინტერფერენციული ფერები აქვს, თითქმის იზოტროპულია; ზოგჯერ კი შედარებით მაღალი (ყვითელ-ნარინჯისფერი) ინტერფერენციული ფერით და ბოჭკოვანი აგებულებით ხასიათდება (შლ. 43/34). პენინს და დელესიტს უნდა მიეკუთვნებოდეს.

კარბონატი ჩვეულებრივ წარმოდგენილია როგორც ქლორიტის თანამგზავრი წვრილაგრეგატული მეორადი მინერალი, იშვიათად დამოუკიდებელი გაურკვეველი ფსევდომორფოზების სახითაც არის (შლ. 25/34). ხშირად მღვრიე-ბინდიანია, „გაჭუჭყიანებული“ ჩანს დისპერსული რკინის ქანგით ან პელიტური ნივთიერებით. ზოგ შემთხვევაში მას მნიშვნელოვანი როლი უჭირავს, ზოგჯერ კი—სრულიად უმნიშვნელო, თითქმის სრულებით არ ჩანს (შლ. 90/36).

ეპიდოტის გამოვლინების ხასიათი და როლი დაახლოებით ისეთივეა, როგორც კარბონატის, მხოლოდ ერთსა და იმავე შლიფში ისინი თანაბარი რაოდენობით არასოდეს არ გვხვდებიან: კარბონატით მდიდარ ნიმუშში ეპიდოტი უმნიშვნელოდ, ან სრულებით არ არის წარმოდგენილი და პირიქით (შლ. 168/35, 24/34 და სხვ.). სხვადასხვა ფორმებშია. ჩვეულებრივ მურა-მოყვითალო, ან მოყვითალო არათანაბარი შეფერვისაა; „გაჭუჭყიანებულია“ ხშირად მადნეული ნივთიერების მტერისებური მინარევებით. ზოგ შლიფში (№ 169/35) რადიუსურ-სხივური აგებულებისაა. ხასიათდება დაბზარვით. მეტწილად მჭიდრო ასოციაციაშია ქლორიტულ ნივთიერებასთან; მაგრამ არის დამოუკიდებელი, სხვადასხვა სიდიდის—ზოგჯერ საკმაოდ მოზრდილი (შლ. 176/35)—წაგრძელებული აგრეგატების სახითაც. ოპტიკური თვისებები ტიპური ეპიდოტური აქვს. ზოგჯერ კლინოკოიზიტს უახლოვდება.

მეორადი რკინის ქანგების გამოვლინება ჩვეულებრივია: სულ სხვადასხვა სიდიდის, უწყესო ფორმის ლაქებრივი, ზოგჯერ მტერისებური აგრეგატების სახით არის წარმოდგენილი; ხშირად თითქმის დისპერსულადაა შერეული ქლორიტთან, კარბონატთან და ზოგჯერ ეპიდოტთან.

ზემოაღნიშნული მეორადი მინერალები ზოგჯერ წმინდააგრეგატულ, ზოგ შემთხვევაში თითქმის დისპერსულ, ლაქებრივი ფორმის ნარევებს ჰქმნიან. ამგვარი ასოციაციები ზოგჯერ წესიერ ფსევდომორფოზებში გვხვდებიან, განსაკუთრებით ოპაციტიზებულ მარცვლებში (შლ. 24/34).

კვარცი თითქმის მუდამ არის რამდენიმე პატარა, იშვიათად მოზრდილი მარცვლის სახით;  $\text{SiO}_2$ -ს წვრილი აგრეგატები—მქიდრო კავშირში პირველადი მინერალების დაშლის სხვა პროდუქტებთან—ქალცედონურ მოდიფიკაციას უნდა ეკუთვნოდნენ (შლ. 24/34, 169/35, 304/34 და სხვ).

ზოგჯერ ქანში პორებია განვითარებული. ზოგ შემთხვევაში ჩანს, რომ ის მეორადია (შლ. 176/35, 169/35 და სხვ.). ამოვსებულია ქლორიტით, კედლებზე ქალცედონის თხელი ქერქით, ან ქლორიტით და კარბონატით, ზოგჯერ კიდევ ქლორიტით და ეპიდოტით (შლ. 169/35). ხშირად კი პორი პირველადია. მინდალინების მოცულობითი როლი ზოგ შემთხვევაში იმდენად დიდია, რომ ვლებულობთ ტიპიურ მანდელშტაინურ პორფირიტს. მაგალითად, № 304/34 უხვად შეიცავს მინდალინებს. ამოვსება კვარცით, ქლორიტით და კალციტით. დაჯგუფება ხაზებრივი, რაც წყვეტილი (ჯაჭურვი) ძარღვის შთაბეჭდილებას სტოვებს. ხშირად მინდალინი მარტო კვარცით არის ამოვსილი; ამ უკანასკნელს ტალღებრივი ზედაპირი აქვს. ზოგჯერ ცენტრში კარბონატია, შემდეგ კვარცი და ბოლოს ქლორიტის ქერქი. ზოგჯერ კალციტი და ქლორიტი ძარღვის სახით სჭრიან კვარცს. საერთოდ რაიმე კანონზომიერება თითქმის არ ემჩნევა: ხან ქლორიტია კვარცში ჩართული, ხან კი პირიქით; ხანდახან კიდევ ისინი ერთიმეორის გვერდით არიან მოთავსებული, მაგრამ მაინც მეტწილ შემთხვევაში პორის კედლებზე ქლორიტის თხელი ქერქია განვითარებული. ერთ მინდალინში კალციტთან ერთად პრენიტიც არის.

ზოგიერთი ნიმუში გამოირჩევა გაკვარცების მკაფიო ნიშნებით, რაც წიფის ინტრუზივის გავლენას უნდა მიეწეროს. მაგალითად, შლ. № 176/35-ში ძირითადი მასა უბნა-უბნა არის გარავავიკებული, რის გამო ატაქსიტურ სახეს იღებს, მასთან პლაგიოკლაზი ზოგჯერ  $\text{SiO}_2$ -თ არის ნაწილობრივ ჩანაცვლებული. გარავავიკების კიდევ უფრო მკაფიო სურათი გვაქვს № 149/43-ში (აღებულია კონტაქტის მახლობლად): ძირითადი მასა თითქმის მთლიანად ქლორიტ-მადნის მინერალის ქსელში ჩასმულ წმინდამარცვალა კვარცისაგან შედგება<sup>1</sup>.

აღწერილი ჯგუფის ქიმიური შედგენილობის დასახსიათებლად მომყავს ორი ნიმუშის ქიმიური ანალიზი (ცხრილი 3).

ცხრილი 3

(წონით %/0-ით)

ნიმუში \ ქანგი	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{SO}_3$	ხურობ. ნაკრები	$\text{H}_2\text{O}$	ჯამი
№ 43/34	56,85	0,84	18,68	3,03	4,64	0,12	2,97	7,07	2,00	1,02	0,37	2,16	0,34	100,09
№ 149/34	60,42	0,85	18,30	4,57	3,20	0,10	2,46	6,20	1,87	1,01	0,32	0,53	0,24	100,07

<sup>1</sup> დაწვრილებით კონტაქტურ მოვლენებზე იხ. ქვემოთ.

მაგმური ფორმულა (ლევისონ-ლესინგის წესით).

5. № 43/34—3,18  $\overline{RO}$  2,13  $R_2O_3$  9,47  $SiO_2$ ;

1,49  $\overline{RO}$   $R_2O_3$  4,44  $SiO_2$ ;  $R_2O:RO=1:6,4$ ;  $\alpha=1,98$ .

6. № 149/34—2,61  $\overline{RO}$  2,08  $R_2O_3$  10,06  $SiO_2$ ;

1,25  $\overline{RO}$   $R_2O_3$  4,84  $SiO_2$ ;  $R_2O:RO=1:5,21$ ;  $\alpha=2,27$ .

თუ შევადარებთ ამ ქანების ქიმიურ შედგენილობას დელის [4] და ლევისონ-ლესინგის [8] მიერ გამოთვლილ საშუალო დამახასიათებელ მაჩვენებლებს, აღმოჩნდება, რომ ნიმ. № 43 ერთგვარი საშუალოა ტიპურ ავეტიან პორფირიტსა (იგივე, რაც დიაბაზი) და ჩვეულებრივ პორფირიტს შორის (ანდეზიტ-ბაზალტების ჯგუფში ხვდება). მეორე ქანი შედარებით მეტე ჩანს. ქიმიური ბუნებით ის ტიპურ პორფირიტს მიეკუთვნება, მხოლოდ მას რამდენადმე შემცირებული  $\overline{RO}$  და განსხვავებული  $R_2O:RO$  ახასიათებს. თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ მეორადი პროცესებით ქანის საგრძნობი სახეცვლა (იხ. ზემოთ) შედარებას რამდენადმე ხელოვნურს ხდის და დასკვნას, ბუნებრივია, არა სავსებით მტკიცე საფუძველზე აყენებს. კერძოდ, № 149 წიფის ნეონტრუზივის გავლენით გაკვარცხებულია.

საინტერესო შედეგს იძლევა შედარება მეზობელი ადგილებისა ანალოგიურ ქანებთან:

1. პორფირიტი მწვ. საბუათიდან, — როგორც ჩანს, ძალიან ახლოს ჩვენი ნიმ. № 149-დან, გ. სმირონოვის, თ. ყაზახაშვილის და ნ. თათრიშვილის მიხედვით [11]:

1,26  $\overline{RO}$   $R_2O_3$  4,74  $SiO_2$ ;  $R_2O:RO=1:3,78$ ;  $\alpha=2,2$ .

2. პორფირიტი ძირულის მარჯვენა ნაპირიდან. იმავე ავტორების მიხედვით [11]:

1,18  $\overline{RO}$   $R_2O_3$  4,72  $SiO_2$ ;  $R_2O:RO=1:3,05$ ;  $\alpha=2,26$ .

3. პორფირიტი ლოპანისწყლის ხეობიდან (გ. ბარსანოვი):

1,17  $\overline{RO}$   $R_2O_3$  3,94  $SiO_2$ ;  $R_2O:RO=1:1,54$ ;  $\alpha=1,88$ .

4. სამხრეთ ოსეთიდან გ. ძოწენიძის მიერ აღწერილი ქანებიდან ქიმიური ბუნებით ახლოს დგანან ჩვენს ქანებთან მდ. ფაწის ხეობის კვარციანი დიაბაზები [2]:

ქანი № 243. 1,68  $\overline{RO}$   $R_2O_3$  4,83  $SiO_2$ ;  $R_2O:RO=1:5,13$ ;  $\alpha=2,07$ .

ქანი № 258. 1,76  $\overline{RO}$   $R_2O_3$  4,69  $SiO_2$ ;  $R_2O:RO=1:4,41$ ;  $\alpha=1,97$ .

მოყვანილი ფორმულებიდან ნათლად ჩანს დასახელებული ქანების ქიმიური ბუნების თითქმის იგივეობა. ეს გარეპოვება მტკიცედ მიგვითითებს მკვებავი კერის ერთიანობაზე და ერთგვაროვან შედგენილობაზე.

ბ) ალბიტიზებული პლაგიოკლაზით. როგორც აღვნიშნეთ, პლაგიოკლაზს ზოგჯერ დეანორტიტიზაცია ემჩნევა. რიგ შემთხვევაში ეს პროცესი ისე შორს არის წასული, რომ ქანში პლაგიოკლაზი მთლიანად გაალბიტებულია. ასეა შლ. № 27/34, № 288/34, № 257/34-ში (ბარნალის ლელიდან) და სხვ.



ალბიტიზებული ქანების მიკროსკოპული მორფოლოგია ზემოაღწერილის ანალოგიურია სავსებით. შეიძლება მხოლოდ აღინიშნოს, რომ ისინი დაშლის უფრო მეტი ინტენსივობით გამოირჩევიან.

ამ ქანების პლაგიოკლაზის მიკროსკოპული თავისებურებების დასახასიათებლად მომყავს ზოგიერთი შლიფის პლაგიოკლაზის აღწერა.

შლ. № 27/34-ში პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები მოზრდილი, მღვრიე, მურა-ჟანგისფერი პელიტიზებული მარცვლების სახითაა. მასში ჩანართები აპატიტის, ძირითადი მასის, ქლორიტის და მომწვანო ეპიდოტ-ქლორიტული ნარჩების, ზოგჯერ შავნეტიტის. შეიცავს კარბონატის გამონაყოფებს. ხშირად მთლიანად სავსეა ჩანართებით. ხშირია ეპიდოტ-ციონიტიური აგრეგატების გამოყოფაც. სხივების მაჩვენებელი  $n$  ნაკლებია ბალზამის  $n$ -ზე. მრჩობლის ღერძის კოორდინატებით გაზომვის შედეგი:

$$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 72^\circ \\ Nm = 19^\circ \\ Np = 85^\circ \end{cases} \begin{array}{l} \text{მრჩ. ღერძი შეზრდის სიბრ. } \parallel - \\ \text{კანონი } [001] \\ \text{პლაგ. № 4.} \end{array}$$

(010)  $\perp$  ზონაში მაქსიმ. სიმეტრ. ჩაქრობა— $15^\circ$ ; პლ. № 4

პლაგიოკლაზი მთელ შლიფში ალბიტის რიგისაა.

ასევე ნიმ. № 288/34 და 297/34-შიც პლაგიოკლაზის ჩანაწინწყლები მღვრიე, პელიტიზებული, ჩანართებით მდიდარი, სერიციტიზებულ-კარბონატიზებულია; აქაც ისეთივე ჩანართები და გამონაყოფები (სერიციტის მიმატებით). სხვადასხვა ზომის კრისტალები, ზოგჯერ რეზორბირებული. მეორადი პროცესებით იმდენად არის შეცვლილი, რომ გაზომვები არ უხერხდება, მაგრამ  $n$ -ს მიხედვით ჩანს, რომ ალბიტური რიგისაა. № 297-ში (010)  $\perp$  ზონაში მაქსიმალური ჩაქრობა— $10^\circ$ , № 10; აღსანიშნავია, რომ ამ შლიფში ალბიტიზებული, დაშლილი პლაგიოკლაზი შეიცავს სალ, სუფთა, გამჭვირვალე რელიქტებს; შესაფერი ქრილების უქონლობის გამო გაზომვები არ უხერხდება, მაგრამ შედარებით მაღალი რელიეფის მიხედვით ჩანს, რომ რელიქტი ფუძე ბუნებისა უნდა იყოს. პლაგიოკლაზს ზოგჯერ ემჩნევა შეცვლის დროს კვარცის გამოყოფა და მით ჩანაცვლება.

აღსანიშნავია კიდევ მეორად მინერალებს შორის პრენიტის არსებობა, ის რადიუსურ-სხივური აგებულებისაა; № 288-ში ორი ფსევდომორფული ფირფიტებრივი აგრეგატია, მურა ყვითელი ქერქით.

## 2. ავგიტ-ამფიბოლიანი პორფირიტები

ლაბრადორიანი პორფირიტების რელიქტურ ბისილიკატებს შორის ავგიტთან ერთად მცირე რაოდენობით ზოგჯერ რქატყუარაც არის (იხ. ზემოთ შლ. № 24 და № 93). ზოგ შემთხვევაში ამფიბოლის როლი გაცილებით რელიეფური ხდება, ასე რომ ცალკე ტიპად შეიძლება გამოვყოს ლაბრადორიანი პორფირიტები, რომლებშიც მუქი კომპონენტებიდან ავგიტი და რქატყუარათი თქმის თანაბრად მონაწილეობენ.

შესწავლილ მასალაში მათი ხვედრითი როლი ისეთივეა, როგორც პირველი ტიპის.

ჯგუფის საერთო დახასიათებამდე მოვიყვან ერთ-ერთი ტიპური ნიმუშის აღწერას.

შლ. № 47/34 (ბლიზევის ზედა ნაწილიდან); მუქი რუხი ერთგვაროვანი ქანია.

მიკროსკოპში—ძირითადი მასა რუხი მღვრიე, დაჭორფლილი, მიკროფელზიტური ხასიათის, უახლოვდება ჰიპოპლიტურს განმინებული (ტრიქიტული და ზელონიტური განმინება) ბაზისით; მდიდარია მადნის მინერალის მიკრომარცვლებით. მოცულობითი რაოდენობით თითქმის ფენოკრისტალების თანაბარია.

პლაგიოკლასი, ზონური, სალი; შეიცავს ძირითადი მასის ჩანართებს და ქლორიტის ძარღვებრივ უბნებს; აქა-იქ ემჩნევა სუსტად პელიტური ნივთიერების და კარბონატ-სეროციტის გამოყოფა.

პლაგიოკლასის მიკროლითების ჩაქრობის მაქსიმალური < PM ზონაში 30°, ნომერი 65. მაგიდაზე ფენოკრისტალის გაზომვის შედეგი:

$$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 35^\circ \\ Nm = 60^\circ \\ Np = 75^\circ \end{cases} \begin{array}{l} \text{მრჩობლის კანონი } \perp [010] \\ \text{პლაგ. № 60} \end{array}$$

$$\text{მეორე მარცვალი. } B_{1-2} \begin{cases} Ng = 58^\circ \\ Nm = 71^\circ \\ Np = 36^\circ \end{cases} \begin{array}{l} \text{მრჩობლის კანონი } [001] \\ \text{პლაგ. № 62} \end{array}$$

ალბიტური მრჩობლის (010)-ს  $\perp$  ზონაში სიმეტრიული ჩაქრობის < 36°, პლაგ. №. 65. ამგვარად, ეს ქანი საკმაოდ იშვიათ ტიპს მიეკუთვნება, რომელშიაც პლაგიოკლასის მიკროლითები და ფენოკრისტალები ერთსა და იმავე რიგისაა.

ქლორიტი, უთუოდ, ჩანაცვლებებია; პლეოქრონიზმი სუსტი; ყვითელი და ნარინჯისფერი ინტერფერენციული ფერები;  $\perp$  ნიკოლებში არაერთგვაროვანი, წვრილაგრეგატული.

შედარებით სალი ამფიბოლი ქლორიტიზაციის ყოველგვარი სტადიით: თითქმის შთლიანად გაქლორიტებულიდან სრულიად სადამდე. პლეოქრონიზმი მოყვითალოდან (თითქმის უფერო) მკაფიო ფოთლისფერ-მწვანემდე. დაშლის სხვა პროდუქტები თითქმის არ ჩანს, გარდა მცირე რაოდენობით რკინის უანგისა და აქა-იქ უძნიშვნელოდ ეპიდოტისა.

ამფიბოლთან ერთად არის მონოკლინური პიროქსენიტი. რაოდენობით პირველი სჭარბობს. პიროქსენის ჩაქრობის კუთხე უნივერსალურ მაგიდაზე გაზომვით (< [001]-სა Ng-თან) = 41°; Ng—Np (შლითვის სისქე ბზართ) = 0,026. ჰქმნის შენახრდებს ამფიბოლთან.

შლიფში ჩანს ავგიტის გადასვლა რქატყუარაში. ურალიტის ერთ მარცვალს მკაფიო ავგიტური ფორმა აქვს. ურალიტს შემდეგ ქლორიტიზაცია განუცდია.

რქატყუარა ქანში მთლიანად მეორადია თუ არა, არ იჩვენება; თითქმის უნდა იყოს პირველადი.

აბატიტი უმთავრესად ჩანართების სახით ბისილიკატში ან ქლორიტის ფსევდომორფოზებში.

სისალით, სალი ავგიტის არსებობით, მეორადი მინერალების მინიმალური რაოდენობით (ქლორიტის გამოკლებით) და სხვა ნიშნებით ეს ქანი საკმაოდ გამოირჩევა ჩვენი რაიონის პორფირიტულ ქანებს შორის.

საერთოდ ამ ჯგუფის ქანები შემდეგნაირად შეიძლება დავახასიათოთ:

ძირითადი მასა მეტწილად ჰიპოპლიტურ-ვიტროფირულს უახლოვდება მეტ-ნაკლებად განმინებული და დაშლილი ბაზისით. ჩვეულებრივ ინტენსიურად ქლორიტიზებულია. ზოგჯერ ემჩნევა არაერთდროულად პოლარიზებულ უბნებად დაშლა (შლ. № 33/36). მიკროგამონაყოფებს შორის გამოირჩევა პლაგიოკლასის მიკროლითები (თითქმის მუდამ მცირე რაოდენობით), ქლორიტიზებული ბისილიკატი, — იშვიათად სალი ავგიტის ან ამფიბოლის წვრილპრიზმული მარცვლები და მეტ-ნაკლები რაოდენობით წმიდამარცვალა მად-

ნეული მინერალი, ზოგჯერ მტერისებურად თანაბრად გაბნეული მთელ მასაში; ზოგჯერ კვარცის მარცვლებიც იღებენ თითქოს მონაწილეობას,—უთუოდ შემდგომი გამონაყოფებია (№ 179/34—მწვ. საბუათიდან). ზოგ შემთხვევაში ძირითადი მასა წვრილკრისტალურია, არამკაფიო სტრუქტურის, პლაგიოკლაზის წვრილპრიზმული მარცვლებით, ქლორიტით, ეპიდოტით, მადნეული მინერალით (№ 281/35 სოფ. გეთსამანიდან), ზოგჯერ ინტერსერტალურიც არის. ზოგიერთ ნიმუშს ემჩნევა გაქლორიტებასთან ერთად საგრძნობი კარბონატიზება (№ 133/34—წიფის მიდამოებიდან და ნაწილობრივ № 179/34). შეფერვა და „დამტვერვა-დაჭორფლვა“ საგრძნობლად ცვალებადობს,—ქლორიტის ბადის, პელიტური ნივთიერების და განსაკუთრებით მადნეული მინერალის რაოდენობისა და სიდიდის მიხედვით.

პლაგიოკლაზის ჩანაწინწკლები სხვადასხვა სიდიდისაა—ზომით მილიმეტრის რამდენიმე მეასედებიდან ერთეულებამდე. ზოგჯერ შლიფში პელიტიზებული დაშლილის გვერდით არის მრავლად სალიც. მეტ-ნაკლები სიუხვით შეიცავს ძირითადი მასის და მეორადი მინერალების ჩანარებს. მეტწილად მაინც სალი და სუფთაა. თითქმის ყველა შლიფში არის ზონალური აგრეგატები. ფუძიანობით ლაბრადორის რიგს მიეკუთვნება. მიკროლითები, როცა მათი გაზომვა ხერხდება, ანდეზინის რიგისაა (გარდა ზემოაღწერილი შლ. № 47-ისა).

ცხრილი 4

შლიფის №	ჩაქრობის მიხედვით		მრჩობლის ღერძის (B) კოორდინატები			მრჩობ. კანონი	პლაგ. №
	<	პლაგ. №	Ng	Nm	Np		
133/34	$\perp (010) 35^\circ$	63					
179/34	" " $32^\circ$	57					
პატარა ზონალური მარცვალი 33/36	$\perp PM \dots 21^\circ - 25^\circ$	40-45	61°	72°	35°	[001]	64
46/36	$\perp (010) 41^\circ$	72	66°	35°	65°	$\perp [001]$	72
281/35:1)	$\perp (010) 33,5^\circ$	60	25°	72°		$\perp (010)$ $\perp (010)$	55-60
2) პატარა ზონ. მარცვ.:							
ა) გარე ზონა	$\perp PM 12^\circ$	28					
ბ) შიგა ზონა	" $14^\circ$	31					
3) მოზრდილი მარცვალი	" $24^\circ$	44	71°	53°	44°	[001]	49

ყურადღებას იპყრობს შლ. № 281/35-ში პლაგიოკლაზის მრჩობლის ნახევრის ჩანაცვლება მრჩობლურივე ეპიდოტით.

რქატყუარა ზოგ შლიფში საკმაოდ სალია და გაზომვებით ჩვეულებრივ ამფიბოლს<sup>1</sup> მიეკუთვნება (150/34, 281/35); ზოგჯერ რელიქტების სახით არის ქლორიტიზებულ მარცვლებში (179/34, 46/36, 33/36), ზოგჯერ კიდევ მთლიანად შეცვლილია და მხოლოდ ფსევდომორფოზის 6-კუთხიანი ფორმით თუ

<sup>1</sup> კონსტანტები (შლ. № 150/34);  $2V = -55^\circ$  (ორი გამოსავლით);  $Ng - Np = 0,020$ .  $Nm - Np = 0,013$ ;  $CNg = 15^\circ$ .

გამოიცნობა (შლ. № 133/34)<sup>1</sup> მეტ-ნაკლებად ოპაციტიზებულია. სრული ჩანაცვლების შემთხვევაში მთავარი ჩანაცვლებელი ქლორიტია, მონაწილეობს აგრეთვე ეპიდოტი, კალციტი და ზოგჯერ კვარციც (№ 133); ზოგჯერ დაშლის პროდუქტები ოპაციტის ქერქიანი გაურკვეველი მურა ჟანგისფერ-ყვითელი, კუქყიანი, არაერთგვაროვანი დისპერსული მასით არის წარმოდგენილი; უნდა იყოს ნარევი რკინის ჟანგის, ქლორიტის და ეპიდოტის (შეიძლება კარბონატისაც); პირველადი მინერალის ამფიბოლურ ბუნებას რელიქტები ამჟღავნებენ. ასეთივე მასის ლაქებრივ გამონაყოფებს ზოგჯერ ძირითადი მასაც შეიცავს (№ 179). ზოგ შემთხვევაში უდავო ხდება ამფიბოლის წარმოშობა ავგიტის ხარჯზე, მაგრამ მეტწილად სურათი გაურკვეველი რჩება, — მეორადთან ერთად არ არის უარყოფილი პირველადის არსებობაც.

ამფიბოლთან ერთად დამორჩილებულ როლში მონოკლინური პიროქსენიც არის, ზოგჯერ სალი მარცვლების (281/35), ზოგჯერ კი რელიქტის სახით, რომლის დანარჩენი ნაწილი (შლ. № 46/36) გადასულია წმინდააგრეგატულ, მაღალი ორმაგსხივტების ქლორიტში; ზოგჯერ კი მისი არსებობა, ჩანაცვლებების არაცხადი ფორმის გამო (№ 133/34, 179/34, 33/36), ჰიპოთეზური ხდება.

დანარჩენი კომპონენტებიდან აღსანიშნავია: აპატიტი — აქცესორულ როლში, მეტწილად პატარა ჩანართების სახით ბისილიკატში ან მის ჩანაცვლებულ მინერალებში — და საკმაო რაოდენობით მადნეული მინერალი — მაგნეტიტი, ზოგჯერ ილმენიტი, მათთან ერთად ხშირად პირიტიც.

მეორადი მინერალებით ეს ჯგუფიც მდიდარია. წარმოდგენილია: ქლორიტი, ეპიდოტი, კარბონატი, რკინის ჟანგები, პელიტური ნივთიერება და ხშირად კვარციც; ძალიან იშვიათად ზოგიერთ შლიფში სერიციტიც ჩანს (პლაგიოკლაზის დაშლის პროდუქტებში). ეს მინერალები ჩნდებიან, როგორც ძირითადი მასის და ფენოკრისტალური ფერადი კომპონენტის დაშლის შედეგად, ისე პლაგიოკლაზის ჩანაწინწკლების ხარჯზეც, განსაკუთრებით ქლორიტი და კარბონატი. მაგრამ მათი წარმოშობის მთავარი წყარო ფენოკრისტალებს შორის მაინც პირველია.

ქლორიტი წარმოდგენილია დელესიტური და პენინური სახეობებით. მკრთალი მწვანე ფერისაა, ზოგჯერ წვრილაგრეგატული ან ბოჭკოვანი. მუდამ არსებით როლს თამაშობს (იშვიათი გამონაკლისის გარდა). ეპიდოტი ზოგჯერ უფრო არის, მეტწილად კი შეფერილია (არათანაბრად) მოყვითალო-მომწვანოდ და მასთან შეიცავს სხვა მეორადი პროდუქტების მინარევებს; უწესო ფორმისაა, მუდამ წვრილაგრეგატული აგებულების, ნაპრალებიანი, ზოგჯერ რადიუსურ-სხივური, ასოციაციაშია ხშირად ქლორიტთან. კარბონატი დამოუკიდებლად შედარებით იშვიათია, — მეტწილად ის მჭიდრო კავშირშია ეპიდოტთან და ქლორიტთან; ჩვეულებრივ კუქყიანია და მასთან წვრილაგრეგატული. ეპიდოტში და კარბონატში, ზოგჯერ ქლორიტშიც, შერეულია რკინის ჟანგები. ზოგჯერ ეს ნივთიერებანი თითქმის დისპერსულ ნარევს ქმნიან (შლ. 133/34 და 179/34) ბისილიკატის ჩანაცვლებაში; ასეთი ნარევების ფსევდო-

<sup>1</sup> აღსანიშნავია, რომ ამ შლიფში — ძირითადი მასის ძლიერ კარბონატიზაციის და ბისილიკატის სრული დაშლის პირობებში — პლაგიოკლაზს შენარჩუნებული აქვს შედარებით დიდი სისაღე.

მორფოზებში იშვიათად თუ არის ცხადი ეპიდოტის და კარბონატის. ან ქლორიტის დამოუკიდებელი მარცვლები (შლ. 179). ზოგ შემთხვევაში ეპიდოტი ძალიან უხვადაა, იძლევა უბნებრივ შეჯგუფებებს. ასეთ შემთხვევაში კარბონატი ქანში თითქმის არ ჩანს (281/35). გამონაკლის შემთხვევაში ეპიდოტი თითქმის სრულებით არ არის წარმოდგენილი. ასეთი ქანები ხასიათდებიან სალი, სუფთა პლაგიოკლაზით და ფენოკრისტალებს შორის მისი საგრძნობლად გაბატონებული მდგომარეობით (შლ. № 46/36).

ხშირად არის კვარცი, ზოგჯერ წვრილი (შლ. № 133/34), ზოგჯერ კი მოზრდილი მარცვლების სახით. ერთ ასეთ მარცვალს ტალღებრივი ჩაქრობა ახასიათებს (შლ. № 179/34). ზოგ შემთხვევაში ძარღვებრივად არის დაჯგუფებული (შლ. 179 და 281); დასახელებულ შლიფში ასეთი ძარღვი პლაგიოკლაზის კრისტალს ჰკვეთს.

### 3. ამფიბოლიანი პორფირიტები

ზემოაღწერილი ჯგუფის შემდგომ ბუნებრივ განვითარებას ამფიბოლიანი სახეობა წარმოადგენს, რომელშიაც ბისილიკატის რელიქტები ან ჩანაცვლებების დამახასიათებელი კვეტები მხოლოდ და მხოლოდ ამფიბოლს ეკუთვნიან; ასეთია ნიმუშები: № 181/35—ბლიხევის სათავეებიდან, № 335/35—ტყემთის ჩრდილო ფერდიდან, № 1/36—სურამის რაიონიდან, № 298/35—სოფ. ნადაბურის მიდამოებიდან, № 264/35—ძირულის გზატკეცილიდან და სხვ.

ძირითადი მასა ჩვეულებრივ მურა-რუხი, ჰიალოპილიტური, ხშირად ნახევრად კრისტალური (განმინებული ბაზისით); დაშლილია, ხასიათდება მოშავო ლაქებრივი წერტილებით და უბნებით. ქლორიტს მეტ-ნაკლები რაოდენობით შეიცავს. აგრეთვე ცვალებადია მადნეული მინერალის მიკრომარცვლების როლი.

პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები აქაც სავეა ჩანართებით, სხვადასხვა რაოდენობით არის სალი და სუფთაც; დამტვერილია ხშირად პელიტური ნივთიერებით; შეიცავს ქლორიტის ხლართულ ზოლებს. ემჩნევა სერიციტიზაცია (შლ. № 1/36). უნივერსალურ მაგიდაზე გაზომვით და სხვა მეთოდით პლაგიოკლაზის ნომერი მეტწილად 50—65 უდრის<sup>1</sup>.

ამფიბოლი მწვანე, ქლორიტიზებული. წარმოდგენილია დაშლის სხვადასხვა სტადიაში. ზოგჯერ მეორადი უნდა იყოს (შლ. № 181/35).

ეპიდოტური მინერალი ხშირად უხვად არის; როგორც ჩანს, ის მეტწილად ამფიბოლის ჩანაცვლების შედეგია; ზოგჯერ მარცვალს რქატყუარის ქერქი აქვს და შიგნითაც შეიცავს მის რელიქტს. მკაფიო ფსევდომორფოზებში მას ზოგჯერ ქლორიტი ახლავს დაქვემდებარებულად, ზოგჯერ კი ის სრულიად დამოუკიდებლადაა.

ზოგიერთ ქანში (შლ. 181/35) ეპიდოტური მინერალი თავისებურია: ღია შეფერვის მოყვითალო-მოყავისფრო და მომწვანო, ზოგჯერ სუსტ პლეოქრონიზმს იჩენს; რელიეფი, ჩვენი რაიონის ქანების ტიპურ ეპიდოტთან შედარე-

<sup>1</sup> ერთ შემთხვევაში (შლ. № 335/35) პლაგიოკლაზი № 90-იც აღმოჩნდა.

ბით, დაბალია; ხასიათდება სწორკუთხოვანი განწყევრებით, დაახლოებით ასეთივეა ეპიდოტი შლ. № 1/36-აღ.

ქლორიტი მორფოლოგიურად სხვადასხვაგვარი. ხშირად დამოუკიდებელი ფირფიტების სახით. მეტ-ნაკლებად მკაფიო ფსევდომორფოზებად. ზოგჯერ ასოციაციაშია ეპიდოტთან და მადნის მინერალთან.

მადნის მინერალი მეტწილად მაგნეტიტით არის წარმოდგენილი. ქანში ხშირია ცოტაოდენი მეორადი კვარცი (მეტწილად ქალცედონის სახით). მეორად მინერალებს შორის კარბონატი იშვიათად თუ ჩანს.

ამ ჯგუფის ზოგიერთ წარმომადგენელს (ნ. № 264/35 და № 335/35) ნეოინტროზივის კონტაქტური ზეგავლენა ემჩნევა, რის შედეგად ქანში კვარცი და ბიოტიტი (წვრილქერცლა, ტიპიური კონტაქტური ელფერის) გაჩენილა. ბიოტიტი ზოგჯერ ჯგუფურადაა. შეჯგუფებულ გროვებს ოპაციტური რკალი აქვთ. ჩანს, ამფიბოლს ანაცვლებს. ასეთი ფსევდომორფოზები შეიცავენ აგრეთვე კვარცს, სერიციტს, მადნის ნიფთიერებას და ამფიბოლის რელიქტს.

ალბიტიზებული ამფიბოლიანი პორფირიტის ტიპს წარმოადგენს ნიმ. №5/34—ბარნალის ღელის ქვემო ნაწილიდან. მკვრივი, მუქი რუხი ფერის, მუქჩანაწინწყლებიანი ქანია. პლაგიოკლაზი კარგად შემოფარგლული ღელსტების სახით; ორგვარია: ა) სრულიად სალი, გამჟვრვალე, ზონური, აპატიტის ჩხირების და მარცვლების ჩანართებით და ბ) მურა, პელიტიზებული, ჩანაცვლებული (ზოგჯერ მთლიანად) ან ძირითადი მასით (უკანასკნელი შედარებით მდიდარია ქლორიტით), ან კიდევ ზოგჯერ—მეორადი მინერალების წვრილმარცვლოვანი აგრეგატებით. ზოგჯერ ქერქის ნაწილი წვრილი ზოლის სახით სუფთაა, ცენტრული ნაწილი კი—მურა მღვრიე, შეცვლილი. მეორე სახის პლაგიოკლაზი ზოგჯერ არც კი გამოიყოფა ძირითადი მასისაგან, მხოლოდ  $\perp$  ნიკოლებში მდებარეობს პლაგიოკლაზის ინდივიდუალობა. ერთი წაგრძელებული პრიზმული ზონური მარცვალი საღ და შეცვლილ ნაწილს პერიოდული განმეორებით შეიცავს. ზოგიერთ მარცვალში ჩანს ზონური გაქლორიტებაც.

შეცვლილი მურა უბნების და მარცვლების  $n$  ბალზამის  $n$ -ზე მცირეა; აშკარად ალბიტური რივისაა. სალი მარცვლების  $n$  გაცილებით მეტია,—ფუძე ანდეზინ-ლაბრადორისას შეეფერება.

ალბიტიზებულ პლაგიოკლაზს ემჩნევა ზოგჯერ მცირე ინტენსივობის კარბონატიზაცია.

პლაგიოკლაზის ერთი მარცვლის PM-ს  $\perp$  კვეთში ჩაქრობა  $31^\circ$ ,—№ 58; მიკროჩანაწინწყლის ასეთსავე კვეთში ჩაქრობა  $14^\circ$ ,—№ 28. სრულიად სალი გამჟვრვალე პლაგიოკლაზი (010)  $\perp$  ზონაში მაქსიმ. ჩაქრობის მიხედვით ლაბრადორის რივისაა № 65.

მიკროლითების ჩაქრობა PM ზონაში (დიდი გადიღებისას)  $90^\circ$ ,—შეეფერება ოლიგოკლაზის რიგს, დაახლოებით № 25—30, რაც მიკრომარცვლის PM  $\perp$  კრილის ჩაქრობას კარგად ეთანხმება.

ამგვარად, შლიფში პლაგიოკლაზი სხვადასხვა ფუძიანობისაა—ალბიტიდან მოყოლებული ლაბრადორამდე. მიკროლითები და პატარა მარცვლები ოლი-

გიოკლაზის რიგს ეკუთვნიან, ხოლო ზონური სალი ფენოკრისტალები ანდეზინ-ლაბრადორს; მათი ნაწილი ალბიტიზებულია; ამგვარ მარცვლებს შემდეგ პელიტიზაცია და დაშლის სხვა პროცესები განუცდიათ.

როგორც ჩანს, დაკრისტალების პირველ სტადიაში ლაბრადორი გამოყოფილა, შემდეგ ლავა გამჟავებულა და პლაგიოკლაზის მეორე გენერაცია უფრო მჟავე გამხდარა. ბოლო სტადიაში პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალების დიდ ნაწილს დენორტიტიზაცია განუცდია, ალბიტ-ოლიგოკლაზში გადასულა.

#### 4. პორფირიტები მთლიანად შეცვლილი ბიხილიკატით

გაცილებით მეტი სიძლიერით არის წარმოდგენილი ფუძე პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების ჯგუფში ისეთი ქანები, რომლებშიაც ეპიმაგმურ პროცესებს ფერადი კომპონენტის პირველადი ბუნება მთლიანად წაუშლია და მასთან დამახასიათებელი კვთების უქონლობაც შეუძლებელს ხდის მის გარკვევას.

ჩვენი კოლექციიდან ამ ჯგუფს მიეკუთვნება: № 24/34, 306 307/34 და 305/34 ბარნალის ლელიდან; 53/34, 57/34 და 20/34—წილის ლელისა და ბლიხეგს შუა ქედებიდან; 44/34, 48/34, 51/34 და 185/35—ბლიხევიდან; 130/34, 243/34—ნაკალოვარის ლელიდან, 299/35, 311/35 და 44/36—სოფ. ნადაბურლიჩიდან და სხვ.

სტრუქტურის, ძირითადი მასის, პლაგიოკლაზის და მეორადი მინერალების მხრივ სურათი საერთოდ წინა ჯგუფების ანალოგიურია.

ქანი ჩვეულებრივ შედგება ძირითადი მასისა, პლაგიოკლაზის ჩანაწინწყლებისა და მეორადი მუქი მინერალების მოზრდილი გამონაყოფებისაგან (ქლორიტი, ეპიდოტი). აქცესორული შემადგენლის სახით აპატიტი; მეტ-ნაკლებად დაქვემდებარებულ როლში მონაწილეობენ: რკინის ჟანგები (პირველადი და მეორადი), კარბონატი, კვარცი, სერიციტი, ცოიზიტური მასა, პელიტური ნივთიერება და ზოგჯერ პრენიტი.

ძირითადი მასა ინტენსიური სახეცვლის გამო ხშირად ძნელად გასარკვევი სტრუქტურისაა. ჩვეულებრივ უფრო ვიტროფირულ-ჰილოპილიტური. თითქმის მუდამ დაშლილი და მეტ-ნაკლებად განმინებული. ძლიერ ქლორიტიზებული, ზოგჯერ მთლიანად ქლორიტის ქსელს წარმოადგენს; აგრეთვე ხშირად კარბონატიზებული და ზოგჯერ პელიტური ნივთიერებით დამტვერილი. მუდამ მურა შეფერვის, კორფლიანი. რკინის ჟანგები—პირველადი და მეორადი—ცვალებადი სიუხვით, ზოგჯერ ძალიან მრავლად (№ 44/36). პლაგიოკლაზის მიკროლითები სპორადულად, ზოგჯერ სრულებით არ ჩანან (311/36); მიკროჩანაწინწყლებს კი თითქმის მუდამ შეიცავს. ზოგჯერ საგრძნობლად ეპიდოტის მიკრომარცვლებსაც ვამჩნევთ. მკაფიო, უდავო ბისილიკატი ძირითად მასაში თითქმის არასოდეს არ ჩანს. გამონაკლის შემთხვევაში არაერთგვაროვანი—მიკროტაქსიტური აგებულების, ხშირად დალაქავებული მეორადი რკინის ჟანგის აგრეგატებით ან სხვა მინერალების ნარეგებით. შეიცავს ზოგჯერ ქლორიტით ამოვსილ მიკროპორებს; პორებში ქლორიტს, ჩანს, ქალცედონიც უნდა ახლდეს (48/34).

ძირითადი მასა და ფენოკრისტალები, იშვიათი გამონაკლისის გარდა (შლ. 51/34), დაახლოებით თანაბარი რაოდენობით არის.

პლაგიოკლაზის მიკრომარცვლები მუდამ შედარებით საღია და ფუძე, ანდეზინ-ლაბრადორის რიგს არ შორდება (ცხრილი 5). დაშლილ ძირითად მასაში არ არის უარყოფილი განმინების შედეგად მიღებული კვარცისა და ალბიტის არსებობა.

პლაგიოკლაზის ჩანაწინწკლები მეტწილად სხვადასხვაა, მიკრომარცვლებიდან 2—3 მმ ლეისტებამდე. ძალიან ხშირად ზონური სხვადასხვა ინტენსივობით. გარე ზონები მუდამ შედარებით მეაფე ბუნებისაა. ჩვეულებრივ საღი, ჩანართებით (ძირ. მასა და მეორადი შინერალები) მეტ-ნაკლებად მდიდარი, ხასიათდება ქლორიტიზაციით და კარბონატიზაციით. დამახასიათებელია შეცვლილი უბნების თუ ჩანართების გვერდით ხშირად სრულიად საღი, სუფთა უბნების არსებობა. ქლორიტი პლაგიოკლაზში ძარღვისებური და ლაქებრივი ფორმის სახით არის; კარბონატი მეტწილად მარცვლებრივ გამონაყოფებს ჰქმნის. პლაგიოკლაზი იშვიათად ამ მინერალებით საგრძნობ ნაწილში მთლიანად ჩანაცვლებული, ფსევდომორფიზებული (შლ. 48/34). ხშირად შეღრღნილ-შემღვალა გვერდებით. ზოგჯერ პელიტიზებულია და საერთო ამღვრევა ემჩნევა (№ 49/34 და № 51/34). სერიციტიზაციაც განუცდია ზოგჯერ (№ 185/35); ასეთ შემთხვევაში კარბონატის აგრეგატები თითქოს აღარ ჩანს. აღსანიშნავია ზოგიერთ ნიმუშში ერთდროულად სხვადასხვა სისაღის ინდივიდების არსებობა. ზოგჯერ დენაორტიზებულია: ზოგიერთი მარცვალი, გაბატონებული ფუძე ბუნების აგრეგატთა გვერდით, გაცილებით მეაფე ბუნებას გვიჩვენებს (შლ. 53/34). მარტივ და პოლისინთეზურ მრჩობლებში; მრჩობლები მეტწილად ალბიტური, კარლსბადური და მათი კომბინაციების სახით. გაზომების მიხედვით პლაგიოკლაზის ნომერი 50—80-ს ფარგლებში მერყეობს (ცხრ 5.)

ბისილიკატი მუდამ მთლიანად ჩანაცვლებულია მეორადი მინერალებით. ამ უკანასკნელთა რავგარობა, პლაგიოკლაზის ჩანაცვლებებისაგან განსხვავებული ფორმა და ზოგჯერ ოპაციტური ქერქი ნათლად ამტკიცებს ქანში ბისილიკატის თავდაპირველად არსებობას. მაგრამ დამახასიათებელი კრიტერიუმების გამო მისი ბუნება მეტწილ შემთხვევაში ვერ ირკვევა<sup>1</sup>.

ზოგ შემთხვევაში ფერადი მინერალი ქლორიტის, ზოგჯერ აგრეთვე ეპიდოტის, დამოუკიდებელი, წესიერი (განსაკუთრებით პირველის) ფენოკრისტალური ინდივიდების სახით არის წარმოდგენილი. ამ შემთხვევაში ძნელდება ლაპარაკი მის ბისილიკატურ ფსევდომორფობაზე, — თითქოს უფრო პლაგიოკლაზის ჩანაცვლება უნდა იყოს. სავსებით შესაძლებელია, რომ ასეთი ქლორიტი პირველადი კი იყოს, ყოველ შემთხვევაში მაგმური პროცესის ჯერ კიდევ თხევად სტადიაში მიმდინარე ავტომეტამორფიზმის დროინდელი. თამამად შეიძლება ასეთი ქანების ცალკე ქვეჯგუფად გამოყოფა (ნიმ. 48/34 და სხვ.).

ბისილიკატის ცხადი ჩანაცვლებები წარმოდგენილია ქლორიტით (გაბატონებულ მდგომარეობაში), კარბონატით, წვრილაგრეგატული  $\text{SiO}_2$ -ით და

<sup>1</sup> ძალიან იშვიათად თუ არის წარმოდგენილი გაურკვეველი მცირე რელიქტი (შლ. 185) ან არასაკმაოდ ცხადი ავტიტური თუ ამფიბოლური ფორმა (შლ. 53).



რკინის ჟანგის ქერქით. ეპიდოტი ზოგჯერ თითქმის სრულებით არ ჩანს (შლ. 62), ზოგჯერ კი ის არსებითი ჩამნაცვლებელია. ზოგ შემთხვევაში მთავარი კარბონატი არის, ჩვეულებრივ მურა ყვითელი, რკინის ჟანგის მტვრით შეზავებული და რკინის ჟანგისავე ქერქით შემოსალტული. ქლორიტის როლი ზოგჯერ შედარებით დაჩრდილული ჩანს (შლ. 53, 57); ასეთ ქანებს მუქი კომპონენტით სილარიბე ემჩნევა. ხშირ შემთხვევაში ჩანაცვლებულ მარცვლებს ოპაციტური ქერქი აკრავთ; არის მარცვლები მთლიანად მაგნეტიტით ჩანაცვლებულიც (შლ. 53); ზოგჯერ კი ასეთი რამ არ ჩანს (შლ. 48, 20).

ზოგიერთ ნიმუშს კარბონატიზაცია (როგორც ბისილიკატის, ისე პლაზიოკლასის) თითქმის არ ემჩნევა. ასეთი ქანები ჩვეულებრივ ეპიდოტით და ქლორიტით არიან მდიდარი (შლ. 48).

ქლორიტი აქაც წინა ჯგუფების ანალოგიურია; ფირფიტები, სხვადასხვა ზომის—მიკროაგრეგატიდან დიდ ლეისტებამდე; როზეტებრივ, ძარღვებრივ-ბუჩქა; ჩანართებად და დამოუკიდებლად; ხშირად ქსელის სახით. მჭიდრო

ცხრილი 5

ნიმუშის №	მარცვლის ხასიათი	ჩაქრობის მაქსიმ. კუთხე		მრჩობლის ღერძის (B)			მრჩობლ. კანონი	პლაგ.
		PM   ში	ს.   (010)   მეტრ. ზონაში	კოორდინატები				
				Ng	Nm	Np		
305/34	მიკროკვადრატი	28°					⊥ [001]	55
"	1) ფენოკრისტალი			36°	70°	61°	(010)	79
"	2)			36°	70°	61°	⊥ (010)	78
53/34	მიკროლითების PM	25°						52
"	პატარა კვადრატი	30°						56
"	1) ფენოკრისტალი	35°						66
"	2) ფენოკრისტალი		29°					55
57/34	ფენოკრისტალი		37,5°					67
20/34	მიკროკვადრატი	21,5°						40
48/34	ფენოკრისტალი			63,5°	62°	40°	[001]	56
"	საშუალო ზომის კვადრატი	35°						66
"	სხვადასხვა ფენოკრისტალი		30-36°					55-65
51	მიკროკვადრატი	33°						62
185/35	1) ხონალური ფენოკრ.							52
"	ა) გარე ზონა	27°						75
"	ბ) შიგა ზონა	39°						63
"	2) საშუალო ფენოკრ.		34°					57
62/34	1) საშუალო 5 მარცვლის	30°-31°						56
"	2) ფენოკრისტალი		29,5°					50
"	3) ფენოკრისტალი		27°	30,5°	61°	80°	⊥ (010)	67
"	4) მიკროკვადრატი <sup>1</sup>	42°						53
243/34	1) ფენოკრისტალი			30,5°	62,5°	79°	⊥ ⊥ (010)	64
"	ტყეჩვადობის მიხედვით			33,5°	63°	73°	⊥ ⊥ (010)	55
299/35	ფენოკრისტალი			31°	62°	78°	⊥ ⊥ (010)	70
311/35	ფენოკრისტალი			34°	67,5°	65,5°	⊥ ⊥ (010)	78
44/36	"			71°	29°	69°	⊥ [001] (010)	

<sup>1</sup> მიკროჩანაწიწკლების შედარებითი ფუძიანობა დიდი ფენოკრისტალების ნაწილობრივი დენარტიტიზაციით უნდა აიხსნებოდეს.

ასოციაციაშია კარბონატთან ან ეპიდოტთან, უფრო იშვიათად ორივესთან ერთად. შეიცავს ზოგჯერ მაგნეტიტის მიკროაგრეგატებს. ჩვეულებრივ მწვანეა, ტალღებრივი ზედაპირით, სუსტად ან სრულებით არაპლეოქრული, იზოტროპული, მოშავო და მელნისებრ-ლურჯი ანომალური ინტერფერენციული ფერებით; პენინის ბუნებას შეეფერება (შლ. 48, 57, 20). ზოგჯერ კი ძლიერ პლეოქროულია და რუხ-მომწვანო ინტერფ. ფერით ხასიათდება (შლ. 51). ასეთი ქლორიტების გვერდით ერთსა და იმავე შლიფში ზოგჯერ არის მოყვითალო-მწვანე ელფერის ყვითელ-ნარინჯისფერი ინტერფ. ფერებიანი მარცვლები;  $\pm$  ნიკოლებში ისინი წვრილ, არაერთდროულად პოლარიზებულ აგრეგატებად იშლება. დელესიტს და კლინოქლორს უნდა ეკუთვნოდნენ. ზოგიერთს რადიუსურ-სხივური აგებულება ემჩნევა.

ეპიდოტი ცვალებადი რაოდენობითაა: ზოგჯერ, — როგორც ქანის არსებითი კომპონენტი (შლ. 299, 307), ზოგჯერ კი თითქმის სრულებით არ ჩანს (შლ. 44/36). ჩვეულებრივ არათანაბრად მოყვითალო-მომწვანოდ, ან მურა მოყავისფროდ არის შეფერილი, იშვიათად უფეროცაა. მინარევებით მეტ-ნაკლებად „ჭუჭყიანი“, დამტვერილია მურა რკინისქანგით. მალალსხივტეხიანი, ჩვეულებრივი აგრეგატული აგებულების; უწესო მოხაზულობის; ჯაჭვებრივ-ბუჩქებრივი და-ჯგუფების სახით. ტიპური ეპიდოტური ინტერფერენციული ფერებით. ემჩნევა სუსტი პლეოქროიზმი, იშვიათად მკაფიო. საერთო თვისებებით ზოგჯერ კლინოციოზიტს უახლოვდება. მარცვლის სიდიდე დიდ ფარგლებში მერყეობს. მჭიდრო კავშირშია ქლორიტთან, ზოგჯერ კი დამოუკიდებლად გვხვდება; უფრო იშვიათად ასოციაციაშია კარბონატთანაც (შლ. 20).

ზოგჯერ ეპიდოტი თითქმის მთლიანად გარს ერტყმის პლაგიოკლაზის შეღრღნილგვერდებიან ლეისტებს; ხშირად მასში ჩანართის სახითაც არის. ზოგჯერ თითქმის დამოუკიდებლად სცვლის ბისილიკატს, ასეთ შემთხვევაში მას ოპაციტური ქერქი აქვს.

ზოგიერთ ქანში (შლ. 53, 57, 44/36) ჩანს ქლორიტით და კვარცის თხელი ქერქით ამოვსილი სიცარიელები, ზოგჯერ ძარღვებრივი ფორმის. მათში ქლორიტთან ერთად იშვიათად ეპიდოტიც არის (შლ. 48, 53). მეორად მინერალებთან მჭიდრო კავშირში, იშვიათად კი განცალკევებითაც, მცირე რაოდენობით თითქმის მუდამ გვაქვს (აგრეთვე მეორადი) წვრილაგრეგატული კვარცი თუ ქალცედონი. ზოგჯერ ის ძარღვებრივი უბნების სახითაა (შლ. 44/36, 311/35, 20). განცალკევებულ მარცვლებს უწესო მოხაზულობა ახასიათებს.

მეორადი მინერალების ჯგუფში იშვიათად პრენიტიც იღებს მონაწილეობას (შლ. 53).

აპატიტი, როგორც აქცესორული შემადგენელი, წარმოდგენილია ჩვეულებრივ მისთვის დამახასიათებელი ნიშნებით; ის მხოლოდ გამონაკლის შემთხვევაში თუ არ ჩანს (შლ. № 305/34).

მადნეული მინერალით ქანი მდიდარია. თითქმის მუდამ რკინის მეორადი თანგები სჭარბობენ. არის პირველადი მაგნეტიტიც. მონაწილეობს ილმენიტიც. პირიტი ცვალებადი რაოდენობითაა, ზოგჯერ არ ჩანს; ხშირად მაგნეტიტის

ზარჯზეა წარმოშობილი (რელიქტები მაგნეტიტის). მეორადი რკინის ქანგი მეტწილად ჰემატიტით არის წარმოდგენილი. ეს უკანასკნელი მაგნეტიტთან ერთად ხშირად ლიმონიტიზებულია. სპორადულად გალეიკოქსენებული ილმენიტიც გვაქვს.

მეორად მინერალებს შორის ზოგჯერ პრობლემატური ალბიტის მონაწილეობა არის მოსალოდნელი (მაგალითად, შლ. № 243/34); მარცვლის სიმცირე, სამწუხაროდ, გაზომვის საშუალებას არ იძლევა.

დამახასიათებელია ამ ჯგუფისთვის, მთლიანად დაშლილი და ჩანაცვლებული ბისილიკატის გვერდით, ხშირად ძელიან სალი პლაგიოკლაზის არსებობა, თავდაპირველადი ბუნების სრული შენარჩუნებით.

ქანში ხშირად პორებიც არის, ზოგჯერ უხვად. მინდალინებს ჩვეულებრივ ავსებს ქლორიტი—ზოგჯერ კალციტთან ან ეპიდოტთან ერთად, მეტწილად კი დამოუკიდებლად. ფორმა მომრგვალო, მსხლისებური, წაგრძელებულ-ელიფსური და სხვა. კედლებზე, იშვიათი ვამონაკლისის გარდა, წვრილაგრეგატული კვარცის თუ ქალცედონის თხელი ქერქია განვითარებული. ზოგჯერ ამგვარ ქერქს ეპიდოტი ჰქმნის (შლ. 130 და 307). ეს უკანასკნელი ზოგ შემთხვევაში ქლორიტთან და კარბონატთან ერთად მინდალინის არსებითი მონაწილეა (შლ. 307); მინდალინის ცენტრული ნაწილი კარბონატს უჭირავს, მას გარს ერტყმის ეპიდოტი; გარე ქერქი აქაც ქალცედონს ეკუთვნის. შლ. 307-ში მინდალინს ზოგჯერ კიდევ რკინის ქანგის მუქი ზოლი ფარგლავს.

მინდალინებში ქლორიტი აგრეთვე თითქმის იზოტროპულია. ზოგჯერ ემჩნევა ზონურობა; კვეთში ტალღებრივ-ღრუბლური ზედაპირით ხასიათდება; ცენტრულ ნაწილში შედარებით ღია შეფერვისაა (შლ. № 44).

უხვად არის წარმოდგენილი ამ ჯგუფში ალბიტიზებული ქანებიც. მათ მიეკუთვნებიან: № 1/34 6/34 და 23/34—ბარნალის ლელის ქვედა ნაწილიდან, 293/34—იმავე ლელის ზედა ნაწილიდან, 49/34—ბლიხევიდან, 18/34 და 19/34—სოფ. ნებოძირის მიდამოებიდან, 253/34, 257/34, 258/34—წიალის ლელიდან, 50/35, 57/35, 78/35—ჩხერიმელის ხეობიდან, 115/36—უხედურის ხეობიდან და სხვ.

სტრუქტურა, ძირითადი მასის ბუნება, მეორადი მინერალების ხასიათი და სხვ. საერთოდ ზემოაღწერილის ანალოგიურია, ასე რომ აქ მხოლოდ პლაგიოკლაზის მთავარ განმასხვავებელ ნიშნებზე შევჩერდები.

№ 6/34-ში მიკროლითები შედარებით საღია, მათი მაქსიმ. ჩაქრობა PM ზონაში 27°—29°, —№ 52—55.

პაწაწა ფენოკრისტალის ჩაქრობა PM  $\perp$  კვეთში 25°, —№ 45.

ფენოკრისტალები (010)  $\perp$  კვეთში მაქსიმ. ჩაქრობის მიხედვით 10—15 ნომერს მიეკუთვნება. ერთი, შედარებით კარგად გასაზომი, მარცვალი იძლევა ჩაქრ. 14°—15°-ს, № გამოდის 4—6.

ამგვარად, ამ ქანში მიკროლითები და მიკროჩანაწინწყლები შედარებით ფუძეა და მასთან უფრო საღი, ფენოკრისტალები კი—გაალბიტებული და დაშლილი. ალბიტიზაციის ეპიმაგმური ხასიათი ამ შემთხვევაშიაც უდავოა. არავითარ პირველად ალბიტზე არ შეიძლება ლაპარაკი.

პლაგოკლაზში ჩანართები ჩვეულებრივი სახითაა: ქლორიტაზებულნი ძირითადი მასა ძარღვებრივად, ქლორიტი და სხვ.; იშვიათად სერიციტის მიკრო-ქერცლებიც ჩანს.

ასევე ნიმ. № 1/34—პლაგოკლაზის მიკროლითები ლაბრადორს—№53—56 მიეკუთვნებიან. ფენოკრისტალები კი აქაც მკავე ბუნებისაა; ძლიერი დაშლისა და ჩანართების სიუხვის გამო მათ გაზომვა, მართალია, არ უხერხდება, მაგრამ სხივტების მიხედვით ნათლად ჩანს, რომ ან ალბიტის ან ოლიგოკლაზ-ალბიტის რიგისაა.

ზოგიერთ ნიმუშში კარგად ჩანს ალბიტის მეორადი წარმოშობა პირველადი ფუძე პლაგოკლაზის დაშლის გზით. ასეა, მაგალითად, ნიმ. № 293/34-ში.

ქანი წარმოადგენს მანდელშტაინური ბუნების ალბიტისებულ პორფირიტს, ქლორიტი-ზებული ვიტროფირულ-ჰილოპილიტური ძირითადი მასით და გაურკვეველი (მთლიანად დაშლილი) ბისილიკატი. შედარებით საღია.

შეიცავს ფუძე პლაგოკლაზის რელიქტებს. ერთ-ერთი რელიქტის ალბიტური მრჩობლის (010)-ს  $\perp$  ზონაში ჩაქრობა  $35^{\circ}$ , —№ 60—62. ასეთი რელიქტები საკმაოდ იშვიათია. მეტწილად პლაგოკლაზი მთლიანად ალბიტისებულია. ზუსტი გაზომვები ძლიერი დაშლის გამო კარგად არ უხერხდება. ერთ-ერთი პატარა კვადრატული ფორმის ფენოკრისტალის ჩაქრობა PM  $\perp$  კვეთში  $0^{\circ}$ , —№ 20. სხივტების მაჩვენებელი ოდნავ—სრულიად უმნიშვნელოდ—მეტაბალხამის n-ზე, სავსებით კი პლაგოკლაზი თითქმის საღად გამოიყურება; გამჭვირვალეა, მაგრამ საკმაოდ დაცხრილულია სერიციტით. დამახასიათებელია ფუძე მარცვლების დასერვა დაბალი მაჩვენებლის ბოლებით და უბნებით, რომელნიც, როგორც ჩანს, ალბიტს ეკუთვნიან.

ნახევრად დენორტიტიზებულ პლაგოკლაზს შეიცავს შლ. № 115/36:PM-ს  $\perp$  2 კვეთის და მრჩობლის (010)-ს  $\perp$  ზონაში მაქსიმ. ჩაქრობის მიხედვით ოლიგოკლაზი (№ 20) გამოდის. ქანი სუსტად არის კარბონატიზებული.

ძალიან ხშირად ალბიტისებული პლაგოკლაზი მეტად ინტენსიურადაა დაშლილი, განსაზღვრა აღარ უხერხდება. ასეა, მაგალითად, შლ №№ 1, 253, 257, 258-ში და სხვ. ასეთ შემთხვევაში პლაგოკლაზი ჩვეულებრივ თითქმის მთლიანად პელიტურ-კარბონატული რუხ-მოშავო ნივთიერებით არის ჩანაცვლებული; ზოგჯერ სხვა მეორადი მინერალებიც იღებენ მონაწილეობას. დაშლილი ძირითადი მასიდან მეტად ძნელი გამოსაყოფი ხდება; მხოლოდ  $\perp$  ნიკოლებში იჩენს თავს პლაგოკლაზის მონაწილეობა. ზოგჯერ ასეთი მარცვლები პერიფერიულ ნაწილში მკვეთრად ესაზღვრებიან სარტყლად განლაგებულ სრულიად საღ რელიქტებს (შლ. № 257/34).

ჯგუფის ქიმიური ბუნების დასახასიათებლად მომყავს ერთ-ერთი ნიმუშის (№ 266, პირველადი ფუძე პლაგოკლაზით. ძირულის ხეობიდან გზატკეცილის პირად) ქიმიური ანალიზი (ცხრ. 6).

როგორც ანალიზიდან და მაგმური ფორმულიდან ჩანს, ქანის ქიმიური ბუნება სავესებით ანალოგიურია 1 ჯგუფის ქანების. ეს გასაგებიცაა: გამოყოფილი ჯგუფები გენეტურად ერთ მთლიან კომპლექსს წარმოადგენენ—მინერალური შედგენილობის (ძირითადად ავტომეტამორფული პროცესების გავლენით) მცირეოდენი ვარიაციებით; ხშირად ქანის მიკუთვნება ამა თუ იმ ჯგუფისთვის ხელოვნურ ხასიათსაც იღებს.

ცხრილი 6<sup>1</sup>

ქანგები	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	ხურბი. ნაკატი	H <sub>2</sub> O	ჯამი
ნიმუში														
№ 266	58,26	0,85	18,01	4,74	3,06	0,15	3,04	6,52	2,63	1,71	0,62	0,40	0,27	100,36

მაგმური ფორმულა (ლევინსონ-ლესინგის წესით):

2,96 RO 2,06 R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 9,71 SiO<sub>2</sub>; 1,44 RO R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,71 SiO<sub>2</sub>; R<sub>2</sub>O:RO=1:3,93; α=2,12.

### 5. უბისილიკატო პორფირიტები

ზოგიერთ ქანში ფენოკრისტალებიდან მხოლოდ პლაგიოკლაზია წარმოდგენილი. მკაფიო ბისილიკატის ჩანაცვლებები სრულებით არ ჩანს; საეკვოაგრეგატებიც კი ან თითქმის არ გვხვდება, ან მხოლოდ უმნიშვნელო რაოდენობით. ასეთი ქანები ცალკე ჯგუფად უნდა გამოვყოთ უბისილიკატო პორფირიტების სახელწოდებით (შეიძლება მათთვის პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების სახელის მიცემა, მაგრამ ამგვარი სახელწოდება უხერხულად უნდა მივიჩნიოთ: პლაგიოკლაზი, როგორც მთავარი კომპონენტი, ყველა ტიპში არის, სახელი პლაგიოკლაზიანი პორფირიტი კიდევ უალბ წარმოდგენას ჰქმნის, თითქოს პლაგიოკლაზი მხოლოდ ამ ქანს ახასიათებდეს).

ამ ჯგუფს უნდა მივაკუთვნოთ № 110/34—გოლათუნის ღელის ქვედა ნაწილიდან, № 334/35—ბეინევის მიდამოებიდან, № 296/34—ბარნალის ღელიდან, № 255/34—წაღის ღელიდან და სხვ.

მომყავს დამახასიათებელი ნიმუშების აღწერა.

შლ. № 110—ღია რუხი წვრილმარცვალა ქანია. მიკროსკოპში ხასიათდება შემდეგით: სტრუქტურა პორფირული. ძირითადი მასა მურა ვიტროფირულ-ჰილოპილიტური, დამარცვლული (განმინებული) „ქვიშებრივი“ ბაზისით. შეიცავს მრავლად ქლორიტს (ფურცელა, ძარღვებრივი და ლეისტური ფორმის), მადნის მინერალის მიკრომარცვლებს და (დამორჩილებულად) პლაგიოკლაზის მიკროლითებს.

პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები სხვადასხვა ზომის, სალი, გამჭვირვალე, მხოლოდ ზოგჯერ ემჩნევა სერიციტიზაცია. გაზომვით № 50/55—გამოდის:

- $$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 64^\circ \\ Nm = 50^\circ \\ Np = 50,5^\circ \end{cases} \begin{array}{l} \text{მრჩ. კანონი} \\ \{001\}. \\ \text{პლაგ. № 47} \end{array} \begin{array}{l} \text{შეზრდის სიბრტყის კოორდინატები:} \\ Ng = 30^\circ \text{ შეზრდის სიბრტყე} \\ Nm = 62,5^\circ (010) \\ Np = 82,5^\circ \text{ პლაგ. № 50} \end{array}$$
- $$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 33,5^\circ \\ Nm = 59^\circ \\ Np = 79,5^\circ \end{cases} \begin{array}{l} \text{მრჩ. კანონი } \perp (010) \\ \text{პლაგ. № 53.} \end{array}$$

<sup>1</sup> პორფირიტული ქანების ჩვენი ნიმუშების ქიმიური ანალიზი შესრულებულია ა. ვარშამოვის და ნ. ბრეგვაძის მიერ.

ამავე მარცვლის (010) ტექნადობის P-ს კოორდინატები:

$$P_{1-2} \begin{cases} Ng = 33^\circ \\ Nm = 60,5^\circ \\ Np = 78^\circ \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{სიბრტყე (010)} \\ \text{პლაგ. № 54} \end{array}$$

წარმოდგენილია ფსევდომორფოზები კარბონატისა, დაქვემდებარებული ქლორიტით, როგორც ჩანს, პლაგიოკლაზის მიმართ. ზოგჯერ შესამჩნევია ქლორიტის იდიომორფული დამოუკიდებელი ფირფიტები; გაურკვეველია, რა მინერალის ჩანაცვლებას უნდა წარმოადგენდეს, უფრო პირველადის შთაბეჭდილებას სტოვებს.

ეპიდოტი თითქმის არ გვაქვს, რაც ძალიან დამახასიათებელია. ბისილიკატის არსებობის უტყუარი ნიშნები არ ჩანს.

შლ. № 334/35—მკვრივი, მუქი რუხი ქანია.

ძირითადი მასა მურა-რუხი, უხვად შეიცავს მადნეული მინერალის (მაგნეტიტის) მიკრო-მარცვლებს. პლაგიოკლაზის მიკროლითები სპორადულად. ნახევრად კრისტალური (უთუოდ ჯანმრთელი) ბაზისი, ცალკე შემადგენლები ვერ გამოიყოფა.

პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები საკმაოდ სალი, თუმცა ჩანართებს (ძირითადი მასა, ეპიდოტი, ქლორიტი და მადნის მინერალი) უხვად შეიცავს.

ეპიდოტი ბლემად. ღია მოყვითალო-მომწვანო. ხშირად ჩანართად პლაგიოკლაზში. არის ძარღვის სახითაც. ზოგჯერ მინარევების გავლენით მურა ტუქყიანი, მუქი. ქლორიტი ცოტა, ჩაოდენობით ეპიდოტს ჩამორჩება.

მადნის მინერალი ჩვეულებრივი სახით. აპატიტი აქცესორული შემადგენლის როლში.

პლაგიოკლაზის მრჩობლის გაზომვის შედეგი:

$$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 43,5^\circ \\ Nm = 56^\circ \\ Np = 68^\circ \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{მრჩ. ღერძი შეზრდის სიბრტყის } \perp\text{-ა,} \\ \text{კანონი } \perp \text{ (010)}^1 \\ \text{პლაგ. № 77.} \end{array}$$

№ 296/34 და 255/34 ხასიათდებიან მინდალინებით. განსაკუთრებით მდიდარია ამ უკანასკნელით მეორე ნიმუში. შლიფის ფართის 40%-ს მინდალინები შეადგენენ. მინდალინების ამოვსება: წვრილაგრეგატული კვარცის თუ ქალცედონის თხელი ქერქი და შემდეგ მთავარი მასა, —მწვანე, მოშავო-ლურჯი ანომალური ინტერფ. ფერებით, სუსტად პლეოქროული, ღრუბლურ-ტალღებრივი ზედაპირის ქლორიტი; ზოგჯერ ქლორიტთან ერთად კარბონატიც (ქერქისაკენ განლაგების ტენდენციით). ზოგჯერ გარკვეული ზონურობა ჩანს: კვარცის შემდეგ კარბონატი და ცენტრში ქლორიტი. იშვიათად მინდალინებში მადნის ნივთიერების ლაქებია შესამჩნევი. ზოგჯერ კვარცის ქერქს გარედან წვრილაგრეგატული მადნის ნივთიერების წყვეტილი ზოლი აქვს (მაგნეტიტ-ილმენიტი). მინდალინები ფორმით წაგრძელებული, ძარღვისებური, ზოგჯერ შეკბილული, ზოგჯერ კიდევ შედარებით წესიერი—ოვალური.

<sup>1</sup> მიღებულ კოორდინატებს თითქმის უფრო მანებაზური მრჩობლი შეეფერება, (001) შეზრდის სიბრტყით (მაშინ პლაგ. № 82), მაგრამ ვიღებ რა მხედველობაში ამ კანონის იშვიათობას და ლოლოჩნიკოვის მითითებას [9], ძალაში პირველს ვტოვებ.

**6. ატაქსიტური პორფირიტები**

ზემოაღწერილი ჯგუფები გენეტურად ერთი პეტროლოგიური ტიპის ვარიაციებს წარმოადგენენ,—მათი ურთიერთობა და ერთმანეთთან დაპირისპირება მხოლოდ ფაციესური შეიძლება იყოს. ამაზე მიგვითითებს, როგორც ქანების შედარებითი მიკროსკოპიული შესწავლა, ისე მათი ტერიტორიული გავრცელება და გეოლოგიური პირობები. შეიძლება ლაპარაკი მხოლოდ ამა თუ იმ ჯგუფის მეტ-ნაკლებ გავრცელებაზე, სტრატეგრაფიულ-გენეტიკური განცალკევებისა და გარკვეული ზონური ლოკალიზაციის კი არავითარი საბუთი არ გვაქვს. ზოგჯერ ერთი და იგივე მასივი ზენაჩენის ერთი ნაწილი ერთ სახესხვაობას გვაძლევს, მეორე კიდეც სხვას.

ფუქძეპლაგიოკლაზიან ავგიტიან თუ ამფიბოლიან პორფირიტებთან გენეტურად დაკავშირებულია განსხვავებული აგებულების ჰქონე ქანების ვრცელი ჯგუფი. მათ მეტ-ნაკლებად ცხადი არაერთგვაროვანი ბრექჩიული აგებულება ახასიათებს. ზოგჯერ ამგვარი ბუნება მხოლოდ მიკროსკოპში იჩენს თავს. მათი ნაწილი უთუოდ წარმოშობილია ამონთხევის დროს წინა ეფუზივის გაცივებული ქერქის დაწყვეტისა და შეტაცების გზით. ნაწილი კიდეც დაკრისტალეზის პროცესში პირობების შეცვლის შედეგად მიღებულ სტრუქტურულ ატაქსიტებს უნდა წარმოადგენდეს. ცხადია, წარმოშობის პირობების ყოველ ცალკე შემთხვევაში კონკრეტული აღდგენა თითქმის შეუძლებელი ხდება.

ბრექჩიული ლავები ორ ჯგუფად უნდა გავეყოთ: 1) მიკროატაქსიტები; მათ შეიძლება ვუწოდოთ კიდეც ტუფური ლავები. ამ ჯგუფში ისეთ ვულკანურ ბრექჩიებს ვათავსებთ, რომლებშიაც ცალკეული შემადგენლები მაკროსკოპიულად მკაფიოდ არ გამოიყოფიან და მხოლოდ მიკროსკოპში იჩენენ თავს. როგორც მთავარი მასა, ისე შეტაცებული მასალა თითქმის მუდამ ერთ გენეტურ სახეობას მიეკუთვნება. 2) ლავური ბრექჩიები,—როდესაც შემადგენელი ნატეხები შედარებით მოზრდილია და მაკროსკოპიულად მკაფიოდ გამოიყოფიან. მეტწილად ესენი ტიპიური ლავური ბრექჩიებია,—წინათ გაცივებული ნაკადის ნაჭრები, ლავის ახალი მასით შეცემენტებული. ზოგჯერ კი ქანი კონსტიტუციურ ატაქსიტს წარმოადგენს.

რა თქმა უნდა, ამ ჯგუფების ერთმანეთისაგან მტკიცედ გამიჯვნა ყოველად შეუძლებელია. ხშირად ქანის მიკუთვნება ამა თუ იმ ჯგუფისადმი პირობით ხასიათს იღებს.

პირველადი პლაგიოკლაზი მუდამ ფუქძე ბუნებისაა: ლაბრადორი და ლაბრადორ-ბიტოვნიტი, ან ზოგჯერ ბიტოვნიტი. ფერადი კომპონენტის მიხედვით აქაც ვაირჩევთ: ავგიტ-ამფიბოლიანი, ამფიბოლიანი, ან კიდეც თითქმის უბისილიკატო. ზოგ შემთხვევაში ქანში საკმაოდ მრავლადაა მინდალინები, ასე რომ შეიძლება ლაპარაკი მანდელშტაინურ ტუფურ ლავაზე (შლ. 295/345) ან ლავურ ბრექჩიაზე.

1) ავგიტიანი მიკროატაქსიტური პორფირიტის (ტუფური ლავის) ტიპიური წარმომადგენელი იქნება ნიმ. № 289/34 (ბარნალის დელის ზემო ნაწილიდან). არათანაბარი შეფერვის ბრექჩიული ჰაბიტუსის ქანია, მუქი რუხ-მწვანე, მოწითალო უბნებით, უბნებს შორის არამკვეთრი საზღვრით.

მიკროსკოპში: ატაქსიტური აგებულება,—ლავის ნაქრები ლავითვე შეცემენტებული.

განსხვავება მთავარ ლავასა და ნატეხებს შორის მხოლოდ ძირითადი მასის ხასიათშია, ისე კი ყველანი ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტს მიეკუთვნებიან.

მოწითალო უბნების ძირითადი მასა, ბაზისში მაგნეტიტის მიკრომარცვლების დიდი სიმრავლის გამო, მთლიანად მუქ, თითქმის შავ, კორფლიან გაუმჭვირვალე მასას წარმოადგენს,—ჩანაცვლებულია რკინის ქანგით თითქმის მთლიანად; აქა-იქ პლაგიოკლაზის მიკროლითები. ჩანაწინწყლების სახით: 1) საკმაოდ სალი პლაგიოკლაზი ძირითადი მასის ჩანართებით და კარბონატის გამონაყოფებით; ჩანართები ხან კონცენტრულადაა დალაგებული, ხან კიდევ მხოლოდ პრილის ცენტრში; 2) წვრილაგრეგატული კვარცი თუ ქალცედონი, მეტწილად ძარღვებრივი დაჯგუფების, ზოგჯერ კი იზოლირებული მარცვლების სახით; 3) ქლორიტის სრული ფსევდომორფოზები ავგიტის მიმართ. ხშირად ქლორიტი ასოციაციაშია ეპიდოტურ წვრილაგრეგატულ მიწერალთან. არის რელიქტიც სალი პიროქსენისა, ხშირია ოპაციტური ქერქი. წარმოდგენილია პიროქსენის დაშლის ცალკეული სტადიები: რკინის ქანგები ბზარების გასწვრივ, ეპიდოტის გამოყოფა და სხვ.

რუხ-მომწვანო უბნები განსხვავდება წითლისაგან უმთავრესად ძირითადი მასით: ეს უქანასქნელი აქ ჰიალოპილიტურია, კუქყიან მურა-ყვითელი ბაზისით; წვრილი ქლორიტის წყალობით მომწვანო ელფერი აქვს. პლაგიოკლაზი თითქოს უფრო დაშლილი და ჩანართებით მდიდარია. ჩანს, ძირითადი მასა, ზოგჯერ პლაგიოკლაზიც, ძლიერ კარბონატიზებულია. კარბონატი ძარღვების სახითაც არის. კვარცი (აქაც მეორადი) შედარებით ცოტა. ქლორიტი მოზრდილი ფირფიტებრივი აგრეგატებით არის წარმოდგენილი (უთუოდ ფსევდომორფოზები), ხშირად კიდევ ძარღვების სახით; უქანასქნელ შემთხვევაში მას ზოგჯერ კვარცის თხელი ქერქი აკრავს.

პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალის განსაზღვრის შედეგი მაგიდაზე (მოწითალო უბანში):

$$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 55^\circ & \text{მრჩ. ლერძი შეზრდის სიბრტყეში ძევს;} \\ Nm = 81^\circ & \text{კანონი [001]} \\ Np = 33^\circ & \text{პლაგ. № 76.} \end{cases}$$

მეორე ნაწილში. Nm-ს  $\perp$  კრილში ჩაქრობის  $< 24^\circ$ ,—პლაგ. № 67.

პიროქსენის კონსტანტები (1-ლ უბანში):

$$2V = 58^\circ \text{ (ერთი გამოსავლით); } Ng - Np = 0,015; CNg = 48^\circ.$$

ამ ნიშნების მიხედვით პიროქსენი ავგიტს მიეკუთვნება.

აღსანიშნავია ამ შლიფში ავგიტის შეცვლის სხვადასხვა სურათის არსებობა:

ა) ზოგჯერ გარე ქერქი სალი ავგიტის, შიგნით კი ქლორიტი ავგიტის რელიქტით; ბ) ზოგჯერ ქერქი ქლორიტის, შიგნით კიდევ—მთლიანად კარბონატი, საზღვარი მათ შორის ძლიერ უსწორმასწოროა; გ) ხშირად სრული



ჩანაცვლება მარტო ქლორიტით, შიგ მწვანე წმინდააგრეგატული ეპიდოტური მინერალის ჩანათებით; დ) ზოგჯერ კიდევ სრული ჩანაცვლება ყვითელ-მურა-ქანგისფერი წვრილაგრეგატული ეპიდოტური მინერალით (უფრო ქლორიტის და ეპიდოტის ნარევი უნდა იყოს); ე) დასახელებული მეორადი მინერალების სხვადასხვა კომბინაციები.

ზოგიერთი უფრო რთული ბუნებისა ჩანს. ასე მაგალითად, ნიმ. № 108/36 (ხუნევის მიდამოებიდან), შლ. № 197/35 (ტყემთის აღმოსავლეთ ფერდობიდან, მთავარ წყალგამყოფზე) რთული ბუნების ტუფურ ლავას (მიკროლავურ ბრექჩიას) უნდა წარმოადგენდნენ.

მიკროსკოპში (№ 197) სხვადასხვა უბნებისაგან შედგება: 1) მინური ბაზისი თითქმის უმიკროლითოდ, წვრილი, ზოგჯერ დაკუთხული, პლაგიოკლასის და კვარცის მარცვლებით; მადნის მინერალი უხვად (რის გამო ფერი მუქი). ბისილიკატით ღარიბი; არის მცირეოდენი წვრილი სახემეცვლილი ამფიბოლი. შეიცავს ქლორიტს; ეპიდოტი თითქმის არ ჩანს; კარბონატიც ძალიან ცოტა.

2) კვარცის და პლაგიოკლასის დაჯგუფების წვრილი ქსენოლითისებური უბნები.

3) უბანი საშუალო სიდიდის სალი პლაგიოკლასით. უნდა იყოს დიაბაზური პორფირიტის ნამტვრევი. პლაგ. № 55 (PM ⊥ კრილში ჩაქრობა 29°. სიმეტრ. ჩაქრ. მაქს. <(010) ⊥ კრილში 30°).

4) პორფირიტის ნამტვრევი.—მიკროლითებიანი ძირ. მასა; ჩანაწინწყლებად: მადნის მინერალი, პლაგიოკლასი, ამფიბოლი.

პლაგიოკლასი ყველა ნაწილში ფუძე ბუნებისაა.

გარდამიგაღს ტიპიურ ლავურ ბრექჩიებში წარმოადგენს ქანი № 50/34, ბლიხევის ხეობის შუა ნაწილიდან.

გარეგნულად ბრექჩიული ჰაბიტუსის ქანია. ნატეხების სიდიდე ზოგჯერ 10 სმ-დე აღწევს. გამოიყოფა მუქი, თითქმის შავი და მომწვანო უბნები.

მიკროსკოპში სხვადასხვა ლავის ნამტვრევებისაგან შედგება:

1) რუხ-მწვანე ჰიპოკაზიტი ძირითადი მასა; პლაგიოკლასის ჩანაწინწყლები, ქლორიტი (ძალიან ბევრი) და კარბონატი. ძირითადი მასა საგრძობლად აღემატება ჩანაწინწყლებს.

2) მუქი, თითქმის შავი მინა, პლაგიოკლასის პატარა ჩანაწინწყლებით და ქლორიტით. ამ უკანასკნელს ქალცედონის ქერქი აკრავს, — უთუოდ პორის ამოვსებაა.

3) შუალედი ხასიათის ლავის ნატეხები.

რაოდენობით ყოველ ნატეხში ძირითადი მასა სკარბობს. გაბატონებულს პირველი 2 ტიპი წარმოადგენს: მასში თითქოს ცურავენ დანარჩენები.

ეს ქანი უნდა იყოს წარმოშობილი ლავის განფენის ქერქის გარღვევის შედეგად, ასე რომ უფრო მიკროლავურ ბრექჩიას უნდა წარმოადგენდეს, ვიდრე სტრუქტურულ ატაქსიტს.

2) უბისილიკატო ან მთლიანად შეცვლილი გაურკვეველი ბისილიკატიანის კარგი დამახასიათებელია ნიმ. № 295/34 ბარნალის დელის ზედა ნაწილიდან.

მუქი რუხ-მომწვანო არათანაბარი შეფერვის კარბონატიზებული ქანია (HCl+). შეიძლება ვუწოდოთ მინდალინებიანი მიკროატაქსიტური პორფირიტი.

წარმოადგენს პორფირიტის ნატებს, მოქცეულს პორფირიტულ ქანშივე. სქარბობს ძირითადი მასა. დიდი ფენოკრისტალები, როგორც ჩანართში, ისე მთავარ ქანში, თითქმის არ ჩანან, ასე რომ აფირულ ქანს უახლოვდება. ძირითადი მასა საშუალოა ვიტროფირულსა და ჰიალოპილიტურს შორის; შავ-ლაქებიანი, მურა მორუხო-მომწვანოა, ძლიერ ქლორიტიზებული, სუსტად განმინებული ბაზისით.

მთავარ ნაწილში ორი სხვადასხვა ზომის პლაგიოკლაზის PM-ს  $\perp$  კრილში ჩაქრობა  $37^{\circ}$ — $38^{\circ}$ ,—№ 70. მესამე ასეთივე კვეთის ჩაქრობა— $10^{\circ}$ ,—პლაგ. № 10—11; სხივების მაჩვენებლის მიხედვითაც ემჩნევა, რომ ალბიტია. ჩანართში ასეთივე კვეთის მარცვლის ჩაქრობა  $0^{\circ}$  უდრის,—№ 20—21. სხვა დაკვირვებიდანაც ცხადად ჩანს, რომ პლაგიოკლაზი ორსავე ნაწილში ნაწილობრივ დენორტიტიზებულია. ზოგჯერ ერთსა და იმავე მარცვლის ერთი ნაწილი ალბიტიზებულია (უბნობრივად), დანარჩენი კი ფუძეა. მიკროჩანაწინწკლები შედარებით საღი ჩანან.

პლაგიოკლაზის დაშლის პროდუქტებია: კალციტი, ქლორიტი, ზოგჯერ ოპალი ან ქალცედონი.

ბისილიკატი არ ჩანს. არის პრობლემატური ჩანაცვლებები ქლორიტ-ეპიდოტისა (2—3 მარცვალი).

ქანის დამახასიათებელია საერთოდ ბისილიკატი სილარიბე და ამ უკანასკნელის სრული დაშლა, ძლიერი ქლორიტიზაცია, საგრძნობი კალცინაცია (ჩანაცვლებები და ძარღვები) და მინდალინები ამოვსილი ქლორიტ-კარბონატით (უმთავრესად პირველით). მინდალინებში ქლორიტი ძლიერ არის დამტვერილი (მადნის მინერალით?); ცენტრული ნაწილი ჩვეულებრივ მწვანეა, გარე კი—მურა-ყვითელი.

მრავლად არის მაგნეტიტი, როგორც პატარა ჩანაწინწკლების, ისე მტვრის სახით ძირითად მასაში; ხშირად შერეულია ქლორიტთან და კარბონატთან.

ამგვარად ეს ქანი საკმაოდ ჭრელი ბუნების ქანია.

აღსანიშნავია, რომ ერთი შეხედვით ალბიტიზაციის თითქოს მარტო ჩანართში ლოკალიზება ნამდვილად არ მართლდება,—ალბიტიზაცია ამ შემთხვევაში უფრო შემდგომი მოვლენაა და ორივე ნაწილს ერთნაირად შეეხება.

დაახლოებით ასეთივე ხასიათისაა, მხოლოდ კიდევ უფრო რთული აგებულების, ქანი 175/35 (ტყემთის მიდამოებიდან), რომელიც განსაკუთრებით საინტერესოა იმ მხრივ, რომ ერთ-ერთ მის შემადგენელ ნატებს გაკვარცება განუცდია. ან ეს პროცესი აღრინდელია და, მაშასადამე, ამ ქანის ჩამოყალიბებამდე უკვე არსებობდა ამგვარი გარავიკებული პორფირიტი, ან კიდევ, შესაძლებელია, შერჩევითი გაკვარცება თუ მოხდა ქანის ამ ნაწილის ალბათ შედარებით ხელსაყრელი სტრუქტურის გამო. ვფიქრობ, რომ უფრო მეორეს უნდა ჰქონდეს ადგილი.

ლავურ ბრეჭჩიებში, როგორც ვთქვით, ვათავსებთ იმ ქანებს, რომლებსაც მკაფიო, თვალცხადი ბრეჭჩიული აგებულება აქვთ და ამავე დროს ხშირად უდავოდ სხვადასხვა გენერაციის ნაწილებისაგან შედგებიან: 1) წინა ამონთხვევების შეტაცებული ნაკრებისა და 2) შემაკავშირებელი შემდგომი

ლავისაგან. აშკარაა, რომ საზღვარი ატაქსიტებთან არ შეიძლება იყოს მკვეთრი. გენეტური და მორფოლოგიური ნიშნის თანახმად, რომელიც საფუძვლად დავუდევით ჩვენს დაჯგუფებას ქანებისას, ეს სავესებით გასაგებიც არის. ასევე ძნელია ამ ჯგუფის გამიჯვნა ე. წ. ტუფ-ლაგებისა და განსაკუთრებით ტუფ-ბრექჩიებისაგან, რომელზედაც ქვემოთ იქნება ლაპარაკი.

ამ ჯგუფს უნდა მივაკუთვნოთ № 261/35—ძირულის ხეობიდან, № 116/34 და 120/34—გოლათუბნის ღელის ქვედა ნაწილიდან და სხვა.

შლ. № 261/35—არაერთგვაროვანი აგებულების ქანია. შემადგენელი ნაწილები: ა) ლავის ნამკვრევი. ვიტროფირული ამორფული მასა პლაგიოკლაზის ჩხირებით და პატარა ჩანაწინწყლებით, მადნეული მინერალით და ცოტადენი ქლორიტით.

ბ) უბანი დაშლილი მურა მუქი მომწვანო ბაზისით (ქლორიტი+მადნის ნივთიერება და დაშლის სხვა პროდუქტები), პლაგიოკლაზის მიკროლითებით და სხვადასხვა ზომის ჩანაწინწყლებით, კვარცით, დაშლილი ბისილიკატით, ქლორიტით და მადნის მინერალით.

გ) პორფირიტი მოზრდილი ზონური მინდვრის შპატით და მურა-მწვანე, ზოგჯერ მოყვითალო, სხივური ამფიბოლით; შეიცავს ავგიტის ერთ მარცვალსაც. ძირითადი მასა ძალიან მცირე რაოდენობითაა.

სპეციალური შესწავლით ირკვევა, რომ ამფიბოლი ორგვარია:

1) მწვანე-მოლურჯო. ხასიათდება მაღალი ორმაგი სხივტებით;  $N_g - N_p = 0,027$  (ორი მარცვლის გაზომვის შედეგი, შლიფის სისქე დე-შონით);  $CN_g = 20^\circ - 21^\circ$ .

2) ყვითელ-მწვანე.  $N_g - N_p = 0,022$ ;  $CN_g = 28^\circ$ ;  $2V = -68^\circ$  (ორი გამოსავლით). პირველი აქტინოლითს მიეკუთვნება, მეორე კი ჩვეულებრივ რქატყუარას. პლაგიოკლაზის გაზომვის შედეგი: პირველ უბანში პატარა მარცვლის ჩაქრობა  $PM \perp$  კრილში  $32^\circ$  და  $35^\circ$ ,—№ 60—66.

მესამეში: (010)-ს  $\perp$  სიმეტრიულ ზონაში ჩაქრობის მაქსიმ.  $< 35^\circ - 38^\circ$ , პლაგ. № 64—67. ამავე ნატეხში ზონური მარცვლის  $PM$ -ს  $\perp$  კრილში ჩაქრობის მიხედვით გარე ზონის ნომერი 56; მაგიდაზე ცენტრული ნაწილის გაზომვით კი:

მრჩობლის ღერძის კოორდინ.

$$B_{1-2} \begin{cases} N_g = 40^\circ & \text{მრჩ. ღერძი შეზრდის} \\ N_m = 66,5^\circ & \text{სიბრტყის } \perp\text{-ა, კანონი } \perp (010); \\ N_p = 60^\circ & \text{პლაგ. №82.} \end{cases}$$

ქანი № 116/35 აგრეთვე სხვადასხვა ნაწილისაგან შედგება:

ა) წმინდამარცვლოვანი ძირითადი მასა (პლაგიოკლაზი, ქლორიტი, მადნეული მინერალი), შედარებით საღი პლაგიოკლაზის ჩანაწინწყლები, ქლორიტის ფსევდომორფოზები ეპიდოტთან და კარბონატთან ერთად, ამფიბოლის რელიქტები.

ბ) დამორჩილებულ რალში პორფირიტი მურა ძირითადი მასით, წვრილი კვარცით, მოყვითალო ამფიბოლით და ქლორიტით. თავის მხრივ მიკრობრექჩიული აგებულება აქვს თითქოს.

გ) კიდევ უფრო მცირე, აგრეთვე პორფირული სტრუქტურის ნატეხი; განსხვავდება პირველისაგან ძირითადი მასით: მორფული მინური ბაზისი პლაგიოკლაზის მიკროლითებით.

ქანს საერთოდ მეორადი გაკვარცება ემჩნევა.

პლაგიოკლაზი ყველა ნაწილში თითქმის ერთგვარია.

მაქსიმ. ჩაქრობა (010)-ს  $\perp$  ზონაში  $30^{\circ}-32^{\circ}$ , რის მიხედვით პლაგ. № 55, მრჩობლის მეთოდით:

მრჩ. ლერძის კოორდინატები

$$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 32,5^{\circ} \\ Nm = 60,5^{\circ} \\ Np = 79^{\circ} \end{cases} \begin{array}{l} \text{მრჩ ლერძი შებრდის სიბრტყის } \perp\text{-ა} \\ \text{კანონი } \perp (010), \\ \text{პლაგ. № 53.} \end{array}$$

პირველ უბანში ამფიბოლის პლეოქროიზმი: Ng-ზე მუქი მწვანე, Np-ზე —ქუჭყვიან-ყვითელი, მურა.

კონსტანტები:  $Ng-Np=0,030$  (შლიფის სისქე კვარციით),  $CNg=14^{\circ}-15^{\circ}$ . აქტივობითი უნდა იყოს, თუმცა ბაზალტურთანაც ძალიან ახლოს დგას.

ყავისფერი ამფიბოლი მეორე უბნიდან. კრილი თითქმის პერპენდიკულარულია Ng-სი: პლეოქროიზმი Nm-ზე—მუქი მურა, Np-ზე—ღია მოთეთრო, ყვითლის ელფერით.  $2v=-86^{\circ}$  (ერთი გამოსავლით);  $Nm-Np=0,012$ ;  $CNg=16^{\circ}$ . უნდა იყოს ბაზალტურსა და ჩვეულებრივს შორის შუალედი ტიპის ამფიბოლი.

### 7. დიაბაზური პორფირიტები

პორფირიტები სრულკრისტალური დიაბაზურ-ოფიტური ძირითადი მასით, რომლებსაც ჩვეულებრივ დიაბაზურ პორფირიტებს უწოდებენ, ჩვენს რაიონში იშვიათი გავრცელებით სარგებლობენ.

ტიპიურ წარმომადგენლებს უნდა მივაკუთვნოთ № 203/35—ტყემთის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ფერდიდან და № 3/34—სოფ. ქარტალის მიდამოებიდან, ლიასის ქვიშაქვების გამკვეთი სქელი შრეძარღვიდან.

სხვა ადგილებიდანაც ზოგიერთი ნიმუშის ძირითადი მასა თითქოს უახლოვდება დიაბაზურს, მაგრამ მეორადი პროცესების ღრმა გავლენის, ქანის ინტენსიური დაშლისა და სახეცვლის გამო სურათი კარგად არ ირკვევა: პლაგიოკლაზის ჩხირებრივ პრიზმებს შორის მინის თუ ბისილიკატის შეცვლის პროდუქტებია, აუხსნელი რჩება. ასეთი ქანები შედარებით გავრცელებულია: № 275/34—წიაღის ღელის ზედა ნაწილიდან, № 109/34—გოლათუბნის ღელის ქვედა ნაწილიდან და სხვ. სწორედ ამგვარი ტიპის წარმომადგენლებია. მათ სტრუქტურა პორფირული აქვთ; ძირითადი მასა ინტერსერტალურია, ძლიერ სახეშეცვლილი. დიდი ცვლილებები განუცდიათ ფენოკრისტალებსაც; განსაკუთრებით ბისილიკატს,—თითქმის მუდამ მთლიანად მეორადი მინერალებით არის ჩანაცვლებული (ქლორიტი, ეპიდოტი, რკინის ვანგი, ზოგჯერ კარბონატი, კვარცი, იშვიათად პრენიტი).

შლ. № 203/35. მუქი რუხი, სუსტად მომწვანო, მარცვლოვანი ქანია. მდიდარია პირიტის მიკროჩანაწინწყლებით.

მიკროსკოპში—ოფიტური სტრუქტურის ძირითადი მასა გრძელი ჯოხებრივი პლაგიოკლაზით, ქლორიტი და წვრილი მადნეული მინერალით (ბისილიკატის შეცვლის შედეგად).

ფენოკრისტალები საღი ზონური პლაგიოკლაზის; მაქსიმ. ჩაქრობა (010)-ს  $\perp$  სიმეტრიულ ზონაში  $28^{\circ}-32^{\circ}$ ,—№ 50—55.

მრჩობლის მიხედვით:

მრჩობლის ლერძის  
კოორდინატები  $B_{1-2} \begin{cases} Ng = 34,5^\circ \\ Nm = 59,5^\circ \\ Np = 79,5^\circ \end{cases}$  მრჩ. ლერძი შეზღუდის სიბრტყის  $\perp$ -ა,  
კანონი  $\perp$  (010).  
პლაგ. № 54—55.

პატარა მარცვლების ჩაქრობა  $PM \perp$  კრილში:

- 1)  $< 37^\circ$ , პლაგ. № 65. სიმეტრ. ჩაქრობითაც იგივე შედეგი გამოდის.
- 2)  $< 11,5^\circ$ , პლაგ. № 30 (როგორც ჩანს, დენაორტიტიზებულია).

საშუალო ზონური მარცვალი. ჩაქრობა: ა) გარე ზონის,  $26,5^\circ$ , — № 48.

ბ) შიგა ზონის  $28,5^\circ$ , — № 55.

ჩხირებიც მაქსიმ. ჩაქრობის მიხედვით (PM ზონაში) ლაბრადორის რიგისაა, დაახლოებით № 60.

არის სახეშეცვლილი, ჩანაცვლებული ბისილიკატი. ჩანაცვლებებმა ქლორიტით, ეპიდოტით, კვარცით, მადნის ნივთიერებით; რელიქტები ამფიბოლისა და ავგიტის.

ბისილიკატის ერთი დიდი მარცვალი სახეცვლის საინტერესო სურათს იძლევა: ავგიტი ნაწილობრივ გადასულია ამფიბოლში, რომელიც თავის მხრივ ქლორიტით იცვლება; ამ უკანასკნელს ეპიდოტიც ახლავს.

პიროქსენის  $CNg = 36^\circ - 40^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,027$  (შლიფის სისქე კვარცით). ამ ნიშნებით ის ძალიან უახლოვდება დიოპსიდს.

ქანი შეიცავს დაშლილი ლავის ქსენოლითს (ქლორიტით, მადნის მინერალით, ოპალით და ეპიდოტით).

ნთელ შლიფს ჰკვეთს „ქუჭყიანი“, რუხ-ყვითელ-მომწვანო ეპიდოტის და მადნის მინერალის ძარღვი.

ქანი შეიცავს პირიტის ჩანაწინწყლებს. ემჩნევა მასთან გაკვარცება (წვრილაგრევატული მომრგვალო მარცვლების უბნობრივი გროვა).

საერთოდ ქანი გამოირჩევა დიაბაზური ძირითადი მასით, ავგიტის სახეცვლის ხასიათით, ეპიდოტის დიდი რაოდენობით, ძლიერი ქლორიტიზაციით, გაკვარცებით, პირიტიზაციით, კარბონატის არარსებობით და პლაგიოკლაზის სისაღით.

მომყავს ამ ქანის ქიმიური ანალიზის შედეგი (ცხრ. 7).

ცხრილი 7

(წონით %-ით)

მანგები	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>2</sub>	ხურობ. ნაკრები	H <sub>2</sub> O	ჯამი
ნიმუში														
203/35	53,23	0,82	18,84	3,33	4,25	0,14	4,24	8,35	1,29	0,83	1,49	3,07	0,16	100,04

მაგნური ფორმულა

$3,45 \overline{RO} 2,05 R_2O_3 8,86 SiO_2; 1,68 \overline{RO} R_2O_3 4,32 SiO_2; R_2O:RO=1:10,5; x=1,85.$

ქიმიზმის შესახებ იგივე უნდა შევნიშნოთ, რაც ზემოთ სხვა ნიმუშების შესახებ ითქვა. მხოლოდ ეს ქანი მათგან ოდნავ შემცირებული მჟავიანობით (მიუხედავად გაკვარცებისა) და საგრძნობლად განსხვავებული  $R_2O:RO$ -ით გამოირჩევა. ეს გარემოება მეორადი პროცესების გავლენას უნდა მიეწეროს (ძლიერი ებიდოტიზაცია და სხვ.).

ნიმ. № 3/34 ხასიათდება წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი მასით, რომელიც შედგება წვარძელებული პლაგიოკლაზის, ქლორიტის (ავსებს ადგილს პლაგიოკლაზს შორას) და მადნის მინერალისაგან. აქა-იქ წვრილი ავგიტი.

სხვადასხვა ზომის პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია ნაწილობრივ დაშლილი (ემჩნევა საგრძნობი ქლორიტიზაცია), ნაწილობრივ კი საღი ფუძე პლაგიოკლაზით, მონოკლინური პიროქსენით და ქლორიტის ფსევდომორფოზებით. შეიცავს ცოტათუნ კარბონატს.

დიაბაზურ პორფირიტებს შორისაც გაირჩევა ალბიტოზებული ქანები. ასეთია ნიმ. № 284/34—წიალის ღელის ზედა ნაწილიდან (განლაგების პირობები არ ირკვევა კარგად. ძველი კრისტალური კომპლექსის გამკვეთი ქანი უნდა იყოს). წმინდამარცვლოვანი, მკვრივი კარბონატიზებული ქანია ( $HCl+$ ).

ძირითადი მასა, როგორც ჩანს, ინტერსერტალურია (აბუნდოვანებს სურათს მეორადი პროცესები): პლაგიოკლაზის გრძელი ჯოხებრივი მრჩობლური პრიზმები და მათ შორის მწვანე ქლორიტის ხშირი ბადებრივი ქსელი. ქლორიტის აგრეგატებს ხშირად ამხოლოებს გადაკრისტალებული მინა. ქლორიტში და განმინებულ მასაში მაგნეტიტის უამრავი პაწაწა მომრგვალო და კუბიკური წერტილია. პლაგიოკლაზის გრძელ პრიზმებს შორის ნემსისებური ჩხირები ჩანს,—ალბათ, განმინების დროს გამოყოფილი. პლაგიოკლაზის პრიზმები დაცხრილულია სერიციტ-კარბონატით. ძირითად მასაში არც თუ იშვიათია წყლისებრ სუფთა კვარცის საშუალო ზომის მარცვლები. აგრეთვე ხშირია კარბონატის უწყსო გროვები, ზოგჯერ კი წესიერი ფსევდომორფოზები პატარა და დიდი ფენოკრისტალების მიმართ.

შლიფში კვარც-ქალცედონის სფეროლითებია, გარე ქერქი კალციტით ან ქლორიტით არის წარმოდგენილი.

პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები მცირე რაოდენობით. ახასიათებთ ისეთივე ზედაპირი, როგორც ძირითადი მასის „ჯოხებს“: დაცხრილვა კარბონატით და სერიციტით.

ჯოხებრივ აგრეგატებს თითქმის სწორი ჩაქრობა აქვთ, ზოგჯერ აღწევს  $-10^{\circ}$ -მდე.  $n$  გარკვეულად ნაკლებია ბალზამის  $n$ -ზე, ასე რომ ალბიტურ რიგს მიეკუთვნებიან. ასეთსავე ჩაქრობას იჩენენ ნემსისებური აგრეგატებიც. ფენოკრისტალებიც ალბიტური რიგისაა. ბისილიკატი არ ჩანს. საკმაო რაოდენობითაა კალციტის დიდი კრისტალები. მათ ზოგჯერ რომბოედრული კვეთის მოხაზულობა აქვთ, ერთგან კი ბისილიკატის ფორმის; შესაძლებელია კარბონატით მთლიანად ჩანაცვლებული ბისილიკატის კრისტალები იყოს.

ქლორიტის მოზრდილი იდიომორფული მარცვლები, მადნის მინერალის ფენოკრისტალური აგრეგატები და ოპაციტიზებული მარცვლები არ ჩანას. აპატიტიც არ არის.

### 8. კვარციანი პორფირიტები

კვარციანი პორფირიტები წარმოადგენენ საღ, მკვრივ, რუხი ელფერის ქანს თვალთადასარჩევად კვარცის 1—3 მმ (იშვიათად მეტი) მარცვლებით. მათში ხშირია ჩანართები ავგიტიანი და ავგიტ-ამფიბოლიანი პორფირიტების, რაც ამ ჯგუფის შემდგომ ამოფრქვევაზე მიგვითითებს. გოლათუბნის ლელეში მათ გვერდით არის ტუფოგენი ბუნების კვარციანი ქანებიც; კარგად არ ირკვევა—ისინი კვარციანი პორფირიტების ეფუზივებთან არიან გენეტურად დაკავშირებული, თუ კვარცით იმპრენირებულ შედარებით ძველ ქანებს წარმოადგენენ. სავსე შეთხვევებისა და მასალის ამგვარი თვითაზიარებით წინასწარი შესწავლის საფუძველზე უნდა დავასკვნათ, რომ უფრო პირველ მოვლენას უნდა ჰქონდეს ადგილი, ე. ი. ეს ქანები კვარციანი პორფირიტების ამონახვევების თანადროულ, იმავე ვულკანური კერების ამონახვევად ფხვიერ პროდუქტებს უნდა წარმოადგენდნენ.

მიკროსკოპში მკაფიო (ტიპიური) პორფირული სტრუქტურით ხასიათდებიან.

ძირითადი მასა მურა-ყვითელ-მორუხო, წმინდამარცვლოვანი, თითქმის მუდამ სუსტად დაკრისტალეზებული (მარცვლოვანი) მინური ბაზისით არის წარმოდგენილი, მეტ-ნაკლებად გაჭუჭყიანებულია რკინის ქანგით და პელიტური ნივთიერებით. ემჩნევა ზოგჯერ ფლუიდურობა. ძალიან იშვიათად პლაგიოკლაზის მიკროლითი შეიძლება შეენიშნოს შიგ (შლ. № 202/34). ძირითად მასაში ჩვეულებრივ შეიძლება გავარჩიოთ აგრეგატები კვარცის, მთავრად პლაგიოკლაზის, მადნის მინერალის, ზოგჯერ რელიქტი ამფიბოლის (იშვიათად, მაგალ. № 219).

ზოგჯერ ძირითად მასას კარბონატიზაცია ემჩნევა (№ 125/34, № 96ა და სხ.); გაქლორიტება ზოგ შემთხვევაში ძლიერია, ზოგჯერ კი სუსტი—თითქმის შეუმჩნეველი. პელიტური ნივთიერება ხშირად მტვერავს ძირითად მასას, განსაკუთრებით პირველადი მასალის ინტენსიური დაშლის დროს; ასეთ შემთხვევაში ძირითადი მასა მეორადი კვარცით მდიდრდება.

ჩანაწინწყლები წარმოდგენილია ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზით, კვარცით, ამფიბოლით ან ქლორიტით ამფიბოლის ხარჯზე, ძალიან იშვიათად პრობლემატური პიროქსენით, ზოგჯერ კიდევ ქლორიტიზებული ბიოტიტით, მადნის მინერალით და აპატიტით.

პლაგიოკლაზი იდიომორფული, ზოგჯერ შელრნილი გვერდებით, ზოგჯერ ზონური, ხშირად სალი. მეტ-ნაკლები სიუხვით შეიცავს ძირითადი მასის და მეორადი მინერალების ჩანართებს, ზოგჯერ იკვეთება ძირითადი მასით; მრჩობლები მარტივი და პოლისინთეზური, მეტწილად რთული  $\frac{1}{100}$ , არის (010)

ალბიტური და პერიკლინურიც, ან მათი კომბინაცია. დაშლისას მურა-ყვითელი, მტვრიანი და ჭუჭყიანი ხდება; დაშლის პროდუქტებია: პელიტური ნივთიერება, კარბონატი, სერიციტი, ეპიდოტ-ციოზიტური მასა, ზოგჯერ ოპალი ან კვარცა, ზოგჯერ აგრეთვე ქლორიტიც; სხვადასხვა ნიმუშებში ეს მასალა სხვადასხვა-

გვარი თანაფარდობით არის წარმოდგენილი. ინტენსიურად დაშლილი ინდივიდები ძირითადი მასისაგან აღარც კი გამოირჩევა (№ 112, 125). უდიდესი მარცვლის ზომა ჩვეულებრივ 1—2 მმ ფარგლებს არ სცილდება.

ცხრილი 8

ნიმუშის №	სადაურობა	მრჩობლის ღერძის (B)					მრჩობლის კანონი	პლაგიოკლასის ნომერი	შენიშვნა
		კოორდინატები			დამოკიდებულება შებრუნის სიბრტყესთან	მრჩობლის კანონი			
		Ng	Nm	Np					
66/36	ძირულის ხეობიდან	70°	21,5°	82,5°		⊥ [100] (010)	40		
235/34	ნაკალოვარის ლელ. 1)	70,5°	19°	89°		⊥ [100] (010)	38		
	2)	67,5°	23°	84°		⊥ [100] (010)	40		
112/34	გოლათუბნის ლელ. 1)	75°	16°	85,5°		⊥ [010] (010)	37		
	2)	70,5°	20°	83°		⊥ [100] (010)	39		
125/34	" " 1)	26,5°	64°	87°		⊥ (010) (010)	45 <sup>1</sup>	<sup>1</sup> შესაძლებელია ბაიენური—(021), მაშინ პლაგიოკლ. № 38	
	2)	მაქსიმ. სიმეტრ. ჩაქრობა (010)				⊥ კვეთში = 26°	46		
184/34	ს. წიფიდან					" = 19°	35		
202/34	მწვ. ხატისერი					PM-ს ⊥ კვეთის ჩაქრობა = 26°	46		

როგორც გაზომვებიდან ჩანს (ცხრილი 8), პლაგიოკლასი მუდამ ანდეზინის რიგითაა წარმოდგენილი; ნომერი იშვიათად თუ ასცილდება 45-ს, მხოლოდ ერთ შემთხვევაში მივიღეთ, (010)-ს ⊥ ზონაში მაქსიმ. ჩაქრობის მეთოდით, ლაბრადორი № 56, მაგრამ ეს ქანი უფრო მეორად გაკვარცხულ პორფირიტს უნდა წამოადგენდეს, ვიდრე პირველად კვარციანს (№ 273/34—წილის ლელიდან).

კვარცი ჩვეულებრივ შემლვალ-რეზორბირებული გვერდებით, ოვალურ-მომრგვალო, ზოგჯერ ილიომორფულობის ნიშნებით; თითქმის მუდამ ძირითადი მასის ბუდებრივი ჩანართით ან ძარღვისებურად გაკვეთილი ამ უკანასკნელის მიერ; მტვრისებური წინწყლები ზოგჯერ ზონრების მაგვარად; მეტწილად არაკატაკლახური, ზოგჯერ კი მკაფიოდ ტალღებრივი (№ 235), ზოგ შემთხვევაში მოზაიკურიც (№ 184). ჩვეულებრივ საკმაო რაოდენობითაა, ზოგჯერ კი მხოლოდ 2—3 მარცვლის სახით არის (ნიმ. № 202).

ფერადი მინერალი, როგორც ჩანს, თითქმის მუდამ რქატყუარით ყოფილია წარმოდგენილი. მეტ-ნაკლებად დაშლილია, ქლორიტიზებული (№ 125, 112, 66/36). ზოგჯერ მთლიანად არის დაშლილი. ასეთ შემთხვევაში ჩანაცვლებულია



ან მარტო მინარეგებიანი ქლორიტით (235), ან სხვადასხვა მეორადი მინერალების ასოციაციით (ქლორიტი, ეპიდოტი, მადნეული ნივთიერება; ზოგჯერ  $\text{SiO}_2$  და კარბონატი). ერთ-ერთ ქანში (№ 184) არის ოპაციტიზებული მარცვალის. გარჩეული 10 შლიფიდან მხოლოდ ერთში შეგვხვდა შედარებით სალი ამფიბოლი, რომლის კონსტანტების გარკვევაც მოხერხდა (შლ. № 219):  $\text{Ng}-\text{Np}=0,017-0,018$  (შლიფის სისქე კვარცით);  $\text{CNg}=16^\circ$ ;  $2V=-68^\circ$  (ერთი გამოსავლით); ჩვეულებრივ რქატყუარას წარმოადგენს. სრული ჩანაცვლებების შემთხვევაშიაც ხშირად ფორმა და მეორადი მასალის საერთო ხასიათი თავდაპირველად ამფიბოლის არსებობას უდავოდ ხდის.

იშვიათად ამფიბოლის გვერდით ქლორიტიზებული ბიოტიტის ერთეული ფირფიტებიც ჩანს (შლ. 112 და 66).

ერთ შემთხვევაში მეორადი მინერალებით ჩანაცვლებულ ბისილიკატს ქრილში ავეგიტური ფორმა აქვს; შლიფში ჩანს ავეგიტის რელიქტიც (ნ. № 202); ამფიბოლის არსებობის დამადასტურებელი ნიშნები არ ჩანს. აღსანიშნავია, რომ ეს ქანი კვარცით შედარებით ღარიბია და მასთან პლაგიოკლაზიც უფრო ფუძეა, ვიდრე ამფიბოლიანებში. ქანი მდიდარია ეპიდოტით.

კვარციანი პორფირიტების ექცესორულ ლეიკოკრატულ შემადგენელს წარმოადგენს აპატიტი, მეტწილად იდიომორფული, ჩანართების სახით ფენოკრისტალებში. მადნის მინერალის როლი ხშირად საკმაოდ მნიშვნელოვანია.

მეორადი მინერალები სხვადასხვა ნიმუშში სხვადასხვა ინტენსივობითაა განვითარებული. პირველ რიგში აღსანიშნავია ქლორიტი, რომელიც თითქმის მუდამ არის ან დამოუკიდებელი ფირფიტების სახით, ან ჩანაცვლებებში სხვა მინერალებთან ერთად—აქ ის ასოციაციაშია კარბონატთან, ეპიდოტთან და მადნის მინერალთან.

ასევე ეპიდოტიც ხშირად არის დამოუკიდებლად წვრილი და დიდი იზორირებული მარცვლების თუ ჯაჭვებრივი დაჯგუფების სახით, ზოგჯერ ძარღვად კვარცთან ერთად; ზოგ შემთხვევაში ის სუფთა მკრთალი ყვითელ-მწვანეა, ზოგჯერ კი—მურა „კუჭყიანი“, უთუოდ მადნის ნივთიერების შერევის გამო (შლ. № 125); როლი ძლიერ ცვალებადია,—ზოგ ნიმუშში ის უმნიშვნელო რაოდენობითაა, ზოგჯერ კი უხვად არის (შლ. № 202); აგებულების, ფერის, ფორმის და სხვა ნიშნების მიხედვით არ განსხვავდება დანარჩენი პორფირიტების ეპიდოტისაგან.

კარბონატი კალციტით არის წარმოდგენილი. დამოუკიდებელი აგრეგატები იშვიათია, ჩვეულებრივ თანამგზავრობს სხვა მეორად მინერალებთან. ზოგჯერ ძარღვსაც იძლევა.

ფენოკრისტალების დაშლის შედეგად ძილებული მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია კიდევ წვრილქერცლა სერიციტი და ეპიდოტ-ციოზიტური მისა, ზოგჯერ აგრეთვე პელიტური ნივთიერება; ყველაფერი ეს ჩვეულებრივ პლაგიოკლაზის დაშლის პროდუქტებია.

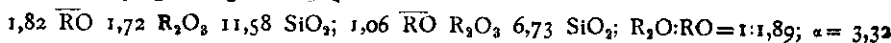
მეორად მინერალებს შორის ხშირად არის რკინის ქანგი და ზოგჯერ კვარც-ქალცედონი.

კვარციანი პორფირიტების ქიმიური ბუნების დასახასიათებლად მომყავს-ერთ-ერთი ნიმუშის ქიმიური ანალიზი (ნიმ. № 94/34—გოლათუნის ლელის ქვედა ნაწილიდან, ცხრ. 9).

ცხრილი 9

ქანგები ნიმუში	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	ხურობ. დახარკი	ჯამი
№ 94/34	69,51	0,56	16,89	1,05	1,92	3,10	1,52	0,10	1,17	3,11	0,39	0,18	0,72	100,22

მაგმური ფორმულა



ანალიზის მიხედვით ქანი მეავე პორფირიტების ჯგუფში ხვდება. ის ძალიან ახლო დგას ლევისონ-ლესინგის მიერ მოცემული დაციტების საშუალო ტიპთან [8].

აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ წიფის ნეონტრუზივის კონტაქტის ზოლში გავრცელებული კვარციანი პორფირიტები გარაგავიკებას განიცდიან. სილიციფიკაცია აქ კონტაქტური გავლენის შედეგია. ამ მოვლენის კარგ სურათს გვაძლევენ შლ-ბი: № 184, № 187, № 188 (ს. წიფის მიდამოები, მდ. წიფის-ლელის მარცხენა ფერდი), ნაწილობრივ № 219 (მდ. ორხევის მარცხენა ქედ-დან) და სხვ.

ამ ნიმუშების ძირითადი მასა წვრილმარცვლოვანია, მეტად მდიდარია კვარცის პატარა აგრეგატებით და შეიცავს კონტაქტისათვის დამახასიათებელ პაწაწა, მომწვანო-მოყავისფრო ბიოტიტის ქერცლებს. კვარცის წვრილი აგრეგატები ხშირად დაჯგუფებულია უბნებად და ± ნიკოლებში „მოზაიკის“ ფსევდოკატაკლაზურ შთაბეჭდილებას სტოვებს. ამგვარ უბნებში ზოგიერთი აგრეგატი შედარებით მოზრდილია. პლაგიოკლაზი გაცილებით დამორჩილებულ როლშია. კვარცისებური მარცვლები ნაწილობრივ ალბიტს წარმოადგენენ. წვრილქერცლა ბიოტიტსაც ემჩნევა უბნებრივი შეჯგუფება, როზეტებრივი დალაგება და სხვ. ძირითადი მასის ჩანაცვლება კვარცით, ისე როგორც ეს პორფირიტული წყების სხვა ქანებს წიფის ინტრუზივთან კონტაქტში ახასიათებს, ამ შემთხვევაშიაც ტიპიურია. ქანის პირველადი ბუნება მაინც კარგად იჩენს თავს: კვარციან პორფირიტობას უდავოდ ამტკიცებს კვარცის დიდი პირველადი ფენოკრისტალები და ანდეზინის რიგის (№ 35—37) პლაგიოკლაზის ასეთივე ჩანაწინწყლები. რომ კვარცის დიდი მარცვლები პირველადია და არა კონტაქტის შედეგი—წვრილი მარცვლების დიდი ნაწილის მსგავსად, იქიდან ჩანს, რომ მარცვლები ფორმით, ჩანარებით, სუსტი კატაკლაზით და, რაც მთავარია, ნახევრად კრისტალური ძირითადი მასის ძარღვებრივი და ბუდებრივი შექრებით სრულიად ანალოგიურია ამ რაიონისათვის დამახასიათებელი ტიპიური კვარციანი პორფირიტების კვარცისა.

ამგვარად, წიფის ინტრუზივს კვარციან პორფირიტებზე გარკვეულად მოუხდენია კონტაქტური ზეგავლენა. ეს გარემოება ამტკიცებს ამ ეფუზივების შედარებით ადრინდელ ასაკს, რაც ბაიოსურ კომპლექსში კვარციანი პორფირიტების მოთავსების სასარგებლოდ ლაპარაკობს.

### 9. ტუფ-ლავები

ამ ჯგუფში ვათავსებ იმ ქანებს, რომლების ბუნება ხშირად ისეთია, რომ შეუძლებელია გაირკვეს—ქანი პორფირიტია, თუ ტუფი: ის ერთნაირად ატარებს ორივეს დამახასიათებელ ნიშნებს. უდავოა ტუფური ელემენტების მონაწილეობა, მაგრამ ამავე დროს ქანი ტიპური ტუფი არ არის, საგრძნობია აგრეთვე პორფირიტის ელემენტების სიძლიერეც. ზოგჯერ ქანს არაერთგვაროვანი აგებულება ემჩნევა, მიკროატაქსიტურ-ბრეჩიული. ეს ჯგუფი ახლოს დგას ერთი მხრივ ტუფურ ლავებთან—ხშირად ძალიან ძნელი გასარჩევია ხდება მათგან და, მეორე მხრივ—კრისტალურ ტუფებთან.

შერეული ბუნების გამო მას სწორედ ტუფ-ლავების სახელი უფრო შეეფერება (შემოღებულა 1882 წ. აბიხის მიერ).

მეორადი პროცესები ამ შემთხვევაშიაც კიდევ უფრო ართულებენ ისედაც ძნელად გასარჩევ სურათს.

საკმაოდ დიდი გავრცელებით სარგებლობს, განსაკუთრებით ტყემთის პორფირიტების პერიფერიულ ნაწილებში: წიაღის და ბარნალის ლეღებში, ჩხერიმელის გასწვრივ, ბჟინურის აუზში და ძირულის ხეობაში (ნადაბურ-ლიჩის ზოლში).

ტიპურ წარმომადგენლებად უნდა ჩავთვალოთ ნიმუშები: № 30/34, 32/34, 33/34 და 34/34 ბარნალის ლელის შუა ნაწილიდან, № 246/34, 249/34, № 252/34 და 260/34—წიაღის ლელის ზედა ნაწილიდან, № 47/36—ნადაბურის მიდამოებიდან და სხვ.

ჯგუფის თავისებურება ნათელი ხდება დამახასიათებელი ნიმუშის აღწერიდან. ნიმ. № 33 და 34 რუხ-მომწვანო-მოიისფრო, მკვრივი, გაურკვეველი სტრუქტურის ქანებია, თითქოს უფრო ბრეჩიული. ძირითადი მასა—პელიტომორფული, მურა-მღვრიე, სუსტად ქლორიტიანი, არამკაფიოდ მარცვლოვანი; შეიცავს ქლორიტის ქსელს.

მთავარ მასაში ჩასმულია პლაგიოკლაზის მთლიანი თუ ნამტვრევი კრისტალები, ქლორიტის ფირფიტები, მოყვითალო-მოყავისფრო, ზოგჯერ თითქმის უფერო ეპიდოტური მინერალი, მინური ლავის ნატეხი, ქლორიტიან-პლაგიოკლაზიანი წმინდამარცვალა რაგავიკული ძირითადი მისის მქონე (ამ მასაში წვრილი კვარცი) პორფირიტის ნამსხვრევი (შლ. 33). მაგნეტიტის მარცვლები ნაწილობრივ გადასულია ჰიდროქსიდებში ან ჰემატიტში. ქანი კარბონატიზებულია. ბისილიკატი არ ჩანს,—უთუოდ მეორადი მინერალებითაა ჩანაცვლებული. ქლორიტი ასოცირებულია ეპიდოტით, ხშირად მათთან ერთად არის კარბონატიც. ზოგჯერ კი ეს მინერალები დამოუკიდებლად არიან. მეორად მინერალებს შორის არის პრენიტიც; ის ერთგან თითქმის მთლიანად ანაცვლებს პლაგიოკლაზს.

პლაგიოკლაზი ფუძე და ალბიტიზებული; ზოგიერთი მარცვლის ერთი ნაწილი ალბიტიზებულია, მეორე ნაწილი კი ფუძე ბუნებისაა. მაგიდაზე გაზომვის შედეგი (შლ. № 33):

$$1) \quad B_{1-2} \begin{cases} Ng = 52^\circ \\ Nm = 85^\circ \\ Np = 38^\circ \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{მრჩ. ლერძი შეზრდის სიბრტყის } \parallel\text{-ა.} \\ \text{კანონი } [001] \\ \text{პლაგ. № 80} \end{array}$$

2) პლაგიოკლაზის პატარა მარცვლის PM  $\perp$  ქრისტის ჩაქრობა  $40-41^\circ$ , № 78-80.

ჩანართ რაგავიკულ პორფირიტში პლაგიოკლაზის (010)-ს  $\perp$  კვეთში ჩაქრობა  $31^\circ$ , — № 53.

შლ. № 252/34—მუქი რუხი, მომწვანო ელფერით, მიკრობრექჩიული-ჰაბიტუსის ქანია პირიტის იშვიათი ჩანაწინწყლებით.

მიკროსკოპში—ძლიერ სახეშეცვლილი. შედგება ორი ნაწილისაგან:

1) ღია ელფერის, მკრთალი მწვანე, ოდნავ პლეოქროული, ტალღებრივ-ღრუბლებრივი, თითქმის იზოტროპული ქლორიტი და ამ უკანასკნელით შეკავშირებული პლაგიოკლაზის სხვადასხვა ზომის ლეისტები. ქლორიტში მინის რელიქტები ჩანს. მასშივე, პაწაწა მარცვლების სახით, ხან იზოლირებულად, ხან კი ჯაჭვისებურ და დატოტილ გროვებად, ზოგჯერ ქლორიტის მარცვლის გარშემო წვრილ წყვეტილ რკალად—პირიტი უნდა იყოს. ამ ნაწილს ოფიტური სტრუქტურის სახე აქვს, მაგრამ ეს უთუოდ მეორადი მოვლენაა: ქლორიტი მინის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოშობილი. პლაგიოკლაზი მდიდარია ჩანართებით და ზონურად განლაგებული მეორადი პროდუქტებით (კალციტით, უფრო ნაკლებად ქლორიტით); არის საღი გამჭვირვალე უბნებიც, მეტწილად გარე ზონებში; ზოგჯერ მკაფიოდ ზონური, რიტმული; ზომები პატარა პრიზმებიდან დიდ კრისტალებამდე; მიეკუთვნება ლაბრადორის რიგს (სიმეტრიული ჩაქრობის მიხედვით).

2) ამორფული ძირითადი მასა აქა-იქ პლაგიოკლაზის ნემსისებური მიკროლითების ჰიალოპილიტური დანაგროვით. მურა-ყვითელი; უბნა-უბნა კარბონატიზებული, პლაგიოკლაზის პატარა იდიომორფული და უწყსო მარცვლები. უწყსო ფორმის ქლორიტი, ხშირად გროვის სახით—თითქოს პორებს ავსებს, ასეთ შემთხვევაში მადნის ნივთიერების შავი თხელი ქერქია შესამჩნევი. პლაგიოკლაზი მიკრომარცვლებიდან დიდ ფენოკრისტალებამდე. პირველ ნაწილთან შედარებით უფრო კარბონატიზებული (ზოგჯერ სრულ ფსევდომორფოზამდე) და ჩანართებით მდიდარი. იშვიათად გამჭვირვალე საღი უბნები. ფუძე ანდეზინ-ლაბრადორის რიგისაა. მეტწილად არაიდიომორფულია.

ქლორიტი სხვადასხვა ზომის, წვრილაგრეგატული, ლურჯი ანომალური ინტერფ. ფერებით, უწყსო მოხაზულობის. ანაცვლებს პლაგიოკლაზს, ზოგჯერ თითქმის მთლიანად. ხშირად ასოციაციაშია ლეიკოქსენთან ან ტიტან-მაგნეტიტთან. ხასიათდება ზოგჯერ ქალცედონის თხელი ქერქით.

მადნეული მინერალი ამ ნაწილში შედარებით ცოტა და უფრო დიდი მარცვლების სახითაა. აქა-იქ პირიტი.

ქლორიტის ზოგიერთი ფორფიტა მადნეულ მინერალთან ერთად ბისილიკატის ჩანაცვლებას უნდა წარმოადგენდეს. პორები ერთ ნაწილში უხვად, მეორეში კი მცირე რაოდენობით. ქანი თითქოს ატაქსიტური პორფირიტია, მაგრამ მეორე ნაწილის საერთო ხასიათი უფრო ტუფური ბუნებისაა კენ ხრის აზრს. ნამდვილად ქანი საშუალოა ტუფსა და პორფირიტს შორის.

დაახლოებით ანალოგიური ბუნებისაა შლ. № 260/34.

ძირ. მასა შედგება მღვრიე, მუქი რუხი ამორფული ბაზისისაგან (განმინებული მინა თუ ფერფლი), აქა-იქ პლაგიოკლასის ნემსებით, შეიცავს მრავლად კალციტის მარცვლებს და ქლორიტს. არაერთგვაროვანია. უბნებად ძლიერ მუქი, თითქმის შავი, რკინის ქანგის მასა (უთუოდ მეორადი), რომელშიაც სხედან პლაგიოკლასის პაწაწა მარცვლები და მიკროჩანაწინწყვლები.

ამ მასაში უხვად არის პლაგიოკლასის და ნაწილობრივ ქლორიტის, მეტწილად უფორმო, ზოგჯერ კი იდიომორფული, სხვადასხვა ზომის ფორფიტები.

მარცვლების დაკუთხული, შეჭრილ-შემოჭრილი, ზოგჯერ უწყისო მოხაზულობა, არაკანონზომიერი განაწილება და სხ. ნიშნებს ტუფური ბუნების ქანებთან აახლოებს.

პლაგიოკლასი საკმაოდ საღია, შეიცავს კალციტის გამონაყოფებს და ზოლებად პელიტურ ნივთიერებას, იშვიათად ქლორიტიზებული ძირითადი მასის ჩანართებსაც. ჩანს ზოლები (ზოგ ინდივიდში ბადისებური) და წაგრძელებული უბნები შედარებით დაბალი გადატენის მანევრებით. გაზომვა მათ არ უხერხდება. ალბიტინაციის შედეგი უნდა იყოს,

კარბონატიზაცია გარკვეულად ამ პროცესის შემდგომია, — კალციტის წვრილი ძარღვი ხშირად ჰკვეთს ალბიტინებულ ზოლებს.

პლაგიოკლასს ზონალობა არ ემჩნევა. მრჩობლები მარტივი და რთული.

გაზომვები:

1) ალბიტური მრჩობლის (010)-ს  $\perp$  ზონაში მაქსიმ. სიმეტრიული ჩაქრობის მიხედვით № 65—70;

2) შევამასიან უბანში PM  $\perp$  პატარა კვეთის ჩაქრობა  $40^{\circ}$ , — № 78; ყვარინანობის მიხედვით მაგიდაზე ესევე ნაწილი № 79.

3) მიკროლითების მაქსიმ. ჩაქრობა PM ზონაში  $30^{\circ}$ , — № 55.

ამგვარად, პლაგიოკლასი სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვაგვარია. მთავარ ნაწილში ის უფრო ნაკლებფუძოვანი ჩანს.

შლიფში ბისილიკატი მთლიანად ჩანაცვლებულია. მის ადგილზე ქლორიტის და ეპიდოტ-კალციტის წვრილგარეგატული მასაა, რკინის ქანგით. ხშირია ოპაციტური ქერკი ან თითქმის მთლიანად ჩანაცვლება რკინის ქანგით. იშვიათად ქლორიტიზებული ამფიბოლის რელიქტიც ჩანს.

მადნის მინერალი მაგნეტიტის და მარტიტის სახით.

არის ეპიდოტის რამდენიმე წვრილი, ქლორიტნარევი მარცვალი, ხან უფრო, ხან მადნეული მინერალით გამუქებულ-გაჭუჭყიანებული.

საერთოდ ქანი ძლიერ ქლორიტიზებულია. კარბონატიზაცია საშუალო ხარისხითაა.

ქანი მიკროატაქსიტური ბუნების ტუფ-პორფირიტს წარმოადგენს.

ნიმ. № 47/36 გარეგნულად მკვრივი, ერთგვაროვანი რუხი ქანია.

მიკროსკოპში მქლავნდება არაერთგვაროვნება; შედგება სხვადასხვა უბნებისაგან, უმთავრესად მინური ლავების ნამტვრევებისაგან. გამოირჩევა: პორფირიტი ჰიალოპილიტური მინურ-ბაზისიანი ძირითადი მასით, რომელშიაც უხვადაა მადნის მინერალის მტვერი; ფენოკრისტალებად სუსტად დაშლილი, ზონური, ჩანართებიანი პლაგიოკლასი და ქლორიტი. სხვადასხვა მინური ლავის ნამსხვრევები.

ერთ ნამტვრევში პლაგ. №—(010) ⊥ კვეთში მაქს. სიმეტრ. ჩაქრობის მიხედვით—70-ა.

მეორე უბანში (რთული, გაურკვეველი ძირითადი მასით) იმავე მეთოდით პლაგიოკლაზის ნომერი 86-ა. მრჩობლის გაზომვით უნივერსალურ მაგინდაზე—№ 82.

ქანს ახასიათებს საერთოდ ძლიერი ქლორიტიზაცია. ემჩნევა სერიციტიზაცია. შეიცავს ოპალის გამონაყოფებს. მადნის მინერალი უხვად. ეპიდოტის 2—3 მარცვალი. არის უბანი ქლორიტიანი მინდალინებით (უთუოდ ჰიდროქსიმურ მიმორადი სიცარიელე); ქლორიტი შემორკალულია ქალცედონის ქერქით.

ამ ჯგუფის ალბიტიზებულ წარმომადგენლებში მეორადი პროცესები კიდევ უფრო ართულებენ სურათს და აძნელებენ ქანის ნამდვილი ბუნების გარკვევას. ასეთია ნიმუშები № 30/34, 32/34, 246/34, 249/34 და სხვ.

მათში პლაგიოკლაზის მიკროლითები № 15—16-ა; პატარა მარცვლების ჩაქრობა PM-ს ⊥ კვეთში ხშირად 2°—9°,—ნომერი 21—26.

პლაგიოკლაზის შედარებით მოზრდილი მარცვლებიც ალბიტის ან ალბიტოლიგოკლაზის რიგს მიეკუთვნებიან: ყვითელი ინტერფერენციული ფერი, დაბალი n, გაზომვები (როცა ეს უხერხდება), მოყვითალო-ქანგისფერი ზედაპირი და სხვა ამას უდავოს ხდიან. მრჩობლობა მკრთალი, ზონალობა სუსტი, მეორადი პროდუქტები მტვრისებურად, ჩანართები ძირითადი მასის, მაგნეტიტის და ქლორიტის; მეტ-ნაკლებად დაცხრილულია სერიციტ-კარბონატით. გვერდები ხშირად დაზიანებულია. ის ზოგჯერ თითქმის მთლიანად არის კარბონატით ჩანაცვლებული. ძლიერი შეცვლის და მეორადი პროდუქტების თუ ჩანართების სიუხვის გამო ზუსტი გაზომვა ხშირად არ უხერხდება. დაშლის და სხეცვლის მეტად ინტენსიურ სურათს იძლევა ნიმ. № 246. გარეგნულად შავი, მკვრივი, მინისებური ქანია მოვარდისფრო-მოიისფრო სხვიდასხვა ზომის უსწორმასწორო უბნებით. მიკროსკოპში—ძლიერ სახეშეცვლილი, ჰიდროქსიმურად გარდაქმნილი, გაკვარცხული; გაურკვეველი რჩება პირველადი ბუნებით პორფირიტია თუ ტუფი.

შედგება თითქმის მარტო მეორადი მინერალებისაგან. წარმომადგენს მთლიანად წმინდამარცვლოვან ღია-მორუხო, დალაქავებულ მასას, რომელიც შედგება ქლორიტული ნივთიერების ხლართის, კვარცის უამრავი წვრილი აგრეგატის, პელიტური ნივთიერებისა და უთუოდ პლაგიოკლაზისაგან. კვარცი დაჯგუფებულია ზოლებად, უბნებად და ბუდებრივად; რამდენიმე მარცვალი შედარებით მოზრდილია. არის უბნები შემდგარი მთლიანად რკინას ქანგისაგან (მაგნეტიტი), ქალცედონის, კარბონატის და იშვიათად ქლორიტის მეტ-ნაკლები თანხლებით; ფორმის მიხედვით მთლიანად დისოცირებულ და მეორადი პროდუქტებით შეცვლილ ბისილიკატს უნდა წარმოადგენდეს; საგულისხმოა, რომ შიგ ზოგჯერ აპატიტის ჩხირებია მოქცეული. ზოგ შემთხვევაში წესიერი მოხაზულობის უბნები ღია ფერისაა, შიგ რკინის ქანგი ან სრულებით არ არის, ან უმნიშვნელოდ,—გაბატონებელია კარბონატი; უთუოდ პლაგიოკლაზის ჩანაცვლებებია. მადნის ნივთიერება მეტწილად ლაქებად ან ძარღვისებურ

ჯროვებად, იშვიათად იდიომორფული პატარა მარცვლების სახით. აქა-იქ პლაგოიოკლაზის ჩხირები, კრისტალები.

აღსანიშნავია თავისებური ასოციაციები წმინდამარცვლოვანი კარბონატის, ქლორიტისა და ქალცედონის, რკინის ქანგით მუქ მურა კუჭყიან-მწვანედ შეღებილი. ზოგჯერ ჩანს წყვეტილი ოპაკიტური ქერქი, შესამჩნევია აგრეთვე კვარცის თუ ქალცედონის რკალური განლაგება. ასეთი უბნები სიცარიელებების ამოვსების შთაბეჭდილებას სტოვებენ.

### 10. მახვი ტუფები

მეტ-ნაკლებად ცხად, მასივ ტუფებში, რომელნიც ზემოაღწერილ ავგიტიან ან ავგიტ-ამფიბოლიან პორფირიტებთან არიან გენეტურად დაკავშირებული, ჩვენ შეიძლება გავარჩიოთ ძირითადად შემდეგი ტიპები: ა) კრისტალური, ბ) აგლომერატული და გ) ტუფბრექჩია. არის პელიტური ტუფისმაგვარიც (ნიმ. № 269/34), მაგრამ არა სავსებით მკაფიო ბუნების.

ბუნებრივია, ტუფოგენების კომპლექსშიც გვაქვს ალბიტზებული ქანები. მართალია, ზოგჯერ ამ ქანებში ალბიტური ან ალბიტ-ოლიგოკლაზის რივის პლაგოიოკლაზის არსებობა გაზომვებით უდავოდ მტკიცდება, მაგრამ უნდა ითქვას, რომ უმრავლეს შემთხვევაში, ძლიერი დაშლის გამო, გაზომვები თითქმის არ ხერხდება და პლაგოიოკლაზის ბუნებაზე მსჯელობა მხოლოდ საერთო ნიშნების მიხედვით თუ შეიძლება. ამგვარი ქანები უმთავრესად ჩხერიმელის ხეობაშია გავრცელებული. მეტწილად მათი გავრცელება ლოკალიზებულია მასივი ფაციესის პერიფერიულ ნაწილებში და მასთან სტრატეგრაფიულად თითქოს შედარებით ქვედა პორიზონტებში.

ა) ნიმ. № 261/34 ბარნალის ლელის ქვემო ნაწილიდან, № 70/36—ხუნევის მიდამოებიდან და 2/34 წიადის ლელის ზემო ნაწილიდან შეიძლება მივიღოთ კრისტალური ტუფების წარმომადგენლად.

რუხი, მოიხფრო და ზოგჯერ მომწვანო ელფერით, წმინდამარცვლოვანი კალციტიანი ქანებია. სიჰევე ზოგჯერ მოქმედებს.

მიკროსკოპში—ძლიერ სახეშეცვლილი ტუფური ქანი (პალაგონიტურ-კრისტალური სახეობა). № 261-ში შლიფის 60% მეტი კარბონატის აგრეგატებს უჭირავს, 20—30% შავ რკინის ქანებს და დანარჩენი კი ნახევრად ამორფულ მიკრომარცვლოვან მასას.

მრავლად შავი ნივთიერება—ცენტრულ ნაწილში ღია რუხი კარბონატის მიკრომარცვლებით, მაგნეტიტია. ნაწილი შეიძლება ლეიკოქსენიცი იყოს. წვრილ მასაში მეორადი კვარცის თუ ქალცედონის წვრილი მარცვლები და კარბონატის უხვი გამონაყოფებია შესამჩნევი. შავი ნივთიერება ± ნიკოლებში ზოგჯერ მურა-ყვითელ ინტერფერენციულ ფერებს იძლევა, ალბათ ბისილიკატის (ამფიბოლის?) ჩანაცვლებაა კარბონატით და რკინის ქანგით.

არც ერთი პირველადი სალი მინერალი არ ჩანს. მოხაზულობის მიხედვით შეიძლება ითქვას, რომ ქანში ყოფილა პლაგოიოკლაზის მარცვლები. კალციტის ნაწილი უთუოდ პლაგოიოკლაზის ფსევდომორფოზებს წარმოადგენს. ღია უბნებში და ზოლებში გამჭვირვალე მინერალის მიკროაგრეგატებია შესამჩნევი, ალბათ პლაგოიოკლაზია (ალბიტი?).

ეპიდოტი და ქლორიტი ზოგჯერ სრულებით არ ჩანან. ზოგჯერ კარბონატთან ერთად ფსევდომორფოზებში ქლორიტიც არის (ნ. 2/34).

ალბიტიზებული კრისტალური ტუფის ტიპური წარმომადგენელია ნიმ. № 70/36.—გარეგნულად მკვრივი მომწვანო ქანია. მიკროსკოპში—სტრუქტურა ბრეჩჩიული. წვრილმარცვლოვანი მასა შედგება მურა-ყვითელი, დაშლილი ალბიტოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზის ნამტვრევებისაგან, აგრეთვე მინის, ცოტაოდენი ავგიტის, ეპიდოტის, ქლორიტისა და კალციტისაგან. შემაკავშირებელი მასალა ამორფული, დაშლილი ვულკანური მასით არის წარმოდგენილი. უხვად შეიცავს მუქ მურა-მწვანე ნივთიერების ლაქებს (ნარევი ქლორიტისა და კარბონატის). დიდი მარცვლები იშვიათია. ქანი საკმაოდ კარბონატიზებულია.

ბ) აგლომერატულ ტუფებს უნდა მივაკუთვნოთ № 302/34—ბარნალის დელიდან, № 40/34—ბლიხევიდან, № 314/35, № 316/35, № 50/36—ძირულის ხეობიდან, № 78/36—ბენეფურის ხეობიდან და სხვ.

ნიმუში № 302—მორუნო-მოიისფრო ბრეჩჩიული ჰაბიტუსის ქანია. საშუალოა აგლომერატულ ტუფსა და მიკროტუფბრეჩჩიებს შორის.

მიკროსკოპში—ბრეჩჩიული სტრუქტურა. თიხიან-კარბონატული მასა როგორც ძირითადი ცემენტი. ამ მასაში სხედან ნამტვრევები: 1) პორიანი შავი მინური ლავის, პორები ამოვსილია ქლორიტით გარედან ქალცედონის ქერქით; 2) ქლორიტიზებული ბისილიკატის (ავგიტი?); 3) კარბონატიზებული პლაგიოკლაზის; 4) პორფირიტული ქანის: კარბონატიზებულ-ქლორიტიზებული ჰიალოპილიტური ძირითადი მასით და კარბონატიზებული პლაგიოკლაზის, გაქლორიტებული ბისილიკატის (ავგიტი?) და მადნის მინერალის ჩანაწინწყლებით და 5) მურა ლაქებრივი მინის.

ქლორიტის ფსევდომორფოზებთან დაკავშირებულია ძლიერი ოპაციტიზაცია. ქლორიტი ზოგჯერ ავსებს დიდ პორს. მას ჰყვეთს ქალცედონის ძარღვები.

პლაგიოკლაზი ძლიერი დაშლის გამო ვერ ისაზღვრება; ალბიტიზებული უნდა იყოს.

ასეთივე ბუნებისაა დაახლოებით № 40-ც. გამოირჩევა ქალცედონის არარსებობით, ეპიდოტის მონაწილეობით, კარბონატიზაციის შედარებით შესუსტებით და მეტად ძლიერი ქლორიტიზაციით. ზოგიერთი უბნისთვის ქლორიტი ძირითადი მასის როლს ასრულებს. ზოგ უბნებს კიდევ ძლიერი ამღვრევა ემჩნევა,—გათიხებული მინაა, თუ პირველადი თიხური მასა,—ვერ ირკვევა. ქანი უახლოვდება ტუფურ ლავეებს, მაგრამ უფრო აგლომერატულ ბრეჩჩიულ ტუფს წარმოადგენს.

ნიმ. № 78/36 ღია მწვანე ფერის მიკრობრეჩჩიული აგებულების ქანია.

მიკროსკოპში—შედგება პორფირიტის (გაურკვეველი ბისილიკატით), მინის და ალბიტიზებული (ი< ბალზამის ი-ზე) პლაგიოკლაზის ნამტვრევებისაგან. უხვად შეიცავს ეპიდოტს—ზშირად უწყსო მუქი მურა-მწვანე ჭუჭყიანი ძარღვებრივი უბნების სახით. შემაკავშირებელი მასა, აგრეთვე ჩანართი მასალაც, მდიდარია ქლორიტით და კარბონატით. ჩანს ფაუნა—Briozoa-ს წარმომადგენლები უნდა იყოს (ი. კაჭარავას აზრით).



ზოგიერთ ნიმუშში ავგიტის რელიქტი ჩანს (314/35 და 316/35). ცემენტი ზოგს გარკვეულად მერგელოვანი უნდა ჰქონდეს (316/35). მულამ შეიცავენ სხვადასხვა ფუძე ლავების მიკრონამსხვრევებს. რაოდენობით ზოგჯერ ნამტვრევები და შეტაცებული მინერალები სჭარბობენ, ზოგჯერ კიდევ შემაცემენტებელი წმინდამარცვლოვანი მასა (№ 50). ზოგიერთ ნიმუშში მონაწილეობენ ძველი კრისტალური მასივის ქანთა მინერალები: კატაკლაზური კვარცი, შეცვლილი ალბიტური პლაგიოკლაზი და ქლორიტიზებული ბიოტიტი. ამგვარი ქანები უახლოვდებიან გრაუვაკებს. ერთ-ერთ ასეთ ქანს ემჩნევა კონტაქტურ-პიდროთერმული გავლენა (50/36): ხასიათდება პირიტის ჩანაწინწყლებით და ძარღვებით, გაკვარცხებით და წვრილქერცლა ბიოტიტით.

გ) საკმაოდ მრავალრიცხოვანია ტუფბრექჩიების ჯგუფი, მეტწილად მიკროტუფბრექჩიული ხასიათის. მას მიეკუთვნებიან ნიმ. № 201/35 გოლათუბნის ღელისა და ბლიხევის წყალგამყოფიდან, № 89/36—ბეინურის ხეობიდან, № 108, 111 და 112/36—უხედურის ქვედა ნაწილიდან, № 245/34—წილის ღელიდან, № 299/34—ბარნალის ღელიდან და სხვ.

№ 201—მუქი რუხი, ბრექჩიული აგებულების ქანია. მიკროსკოპში სტრუქტურა ბრექჩიული.

მურა-ქუქყიანი მუქი ძირითადი მასა (ცემენტი),  $\perp$  ნიკოლებში წმინდააგრეგატული. ემჩნევა საგრძნობი ქლორიტიზაცია, სუსტი კარბონატიზაცია და ეპიდოტიზაცია.

ნამტვრევები, ხან მთლიანად შეცვლილი, ხან კიდევ წყლისებრ სუფთა, გამჭვირვალე, ზოგჯერ ზონური პლაგიოკლაზის. კვარცი, ზოგჯერ სუსტად ტალღებრივი. ეპიდოტი ბლომად, ზოგჯერ სუფთა, თეთრი, გაჭვირვალე (და მაშინ წვრილაგრეგატული).

ქლორიტი ჩვეულებრივი სახით; ასოციაციები ეპიდოტთან (უთუოდ ჩანაცვლებები ბისილიკატის) და ზოგჯერ კვარცთან. ხშირად სხივური, ყვითელი ინტერფერენციული ფერით.

შესამჩნევია წვრილი ფურცლები სერიციტის. დამახასიათებელია სუსტი კარბონატიზაცია. პლაგიოკლაზის გაზომვის (სალი მარცვლების) შედეგები:

1) (010)-ს  $\perp$  ზონაში სიმეტრიული ჩაქრობის მეთოდით ( $< 36,5^\circ$ ) პლაგ. № 65. 2) PM-ს  $\perp$  კვეთში ჩაქრობის მიხედვით ( $< 33^\circ$ )—№ 60. 3) მრჩობლის ღერძის კოორდინატებით:

$$B_{1-2} \begin{cases} Ng = 30^\circ,5 & \text{მრჩ. ღერძი შეზრდის სიბრტყის } \perp\text{-ა,} \\ Nm = 65^\circ & \text{კანონი } \perp (010). \\ Np = 72^\circ,5 & \text{პლაგ. № 60.} \end{cases}$$

ქანში შეტაცებული ლავის ნაჭრები ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტს მიეკუთვნება.

ნიმ. № 89 მიკრობრექჩიული რუხ-მომწვანო ქანია. მიკროსკოპში—პორფირიტის ნამტვრევები შეცემენტებული ტუფური მასალით.

ნამტვრევების სახით: 1) პორფირიტი. მინური ბაზისი პლაგიოკლაზის მიკროლითებით, მადნის მინერალით და ქლორიტიზებული ბისილიკატით. ფენოკრისტალები სერიციტიზებული, ჩანართებით მდიდარი პლაგიოკლაზის. ქლორიტის დამოუკიდებელი იდიომორფული ფირფიტები და ფსევდომორფოზები. 2) გაქლორიტებული მინა სალი პლაგიოკლაზის ჩხირებით (ინტერსერ-

ტალური მასა); 3) გაქლორიტებული მინა; 4) ქვიშაქვის ნამსხვრევი; 5) დამწვარი (სერიციტიზებული) პლაგიოკლაზი. აღსანიშნავია კიდევ ეპიდოტის და ქლორიტის მარცვლები და მურა-მუქი ჯაჭვებრივი გროვები, აგრეთვე კვარცის ცალკეული მარცვლები.

შემაცემენტებელ მასაში ეპიდოტი უხვადაა. ქანისთვის საერთოდ დამახასიათებელია ეპიდოტიზაცია, ქლორიტიზაცია და სერიციტიზაცია. კარბონატი თითქმის არ ჩანს.

ტიბიურ ტუფბრეჭიებს წარმოადგენენ აგრეთვე № 108, № 111 და № 112.

პირველში შლიფის ერთი ნაწილი ტუფურ მასალას უჭირავს, მეორე — ლაბრადორიანი პორფირიტის ნამტვრევს. ტუფურ ნაწილს ახასიათებს ძლიერი ქლორიტიზაცია, პლაგიოკლაზის სხვადასხვა ზომის და ფორმის მარცვლები უწყსრიგოდ, კარბონატი, ცოტაოდენი ეპიდოტი, ოპაციტიზებული ბისილიკატი (მთლიანად შავი ნივთიერება); აქა-იქ კვარცი (არის კატაკლაზური მარცვალიც). პლაგიოკლაზი სერიციტიზებულია; ერთ მარცვალს ქალცედონის ქერქი აქვს.

პლაგიოკლაზი ტუფური ნაწილიდან:

მრჩ. ღერძის კოორდინატები  $B_{1-2}$   $\begin{cases} Ng = 33^\circ \\ Nm = 58^\circ \\ Np = 81,5^\circ \end{cases}$  მრჩ. ღერძი შეზრდის სიბრტყის  $\perp$ -ა, კანონი  $\perp$  (010), პლაგ. № 50.

შლ. № 111 ანალოგიურია საერთოდ № 118-ის, ხასიათდება შედარებით მეტი კარბონატიზაციით. აღსანიშნავია შეტაცებულ ნამტვრევებს შორის გაზავიკებული (?) ქანის ნაჭერის არსებობა; ეს უკანასკნელი წარმოადგენს ნარევს ქლორიტის, წვრილი კვარცის (შესაძლებელია ნაწილობრივ ალბიტიც) და მადნის მინერალისას.

პლაგიოკლაზი ტუფურ ცემენტში (სიმეტრიული ჩაქრობის მიხედვით) 46 ნომერია, რავიკულ ქანში № 50 (ზონურია) და პლაგიოკლაზური პორფირიტის ნამტვრევში № 55.

შლ. № 112-იც მიკრობრეჭიული აგებულების უბისილიკატო ქანია. შედგება ლავისა და მანის ნამტვრევებისაგან, რომლებსაც პელიტიზებული ვულკანური ფერფლი აკავშირებს.

ნამსხვრევები სხვადასხვაგვარია; ძირითადი მასა ზოგში წმინდამარცვლოვანი, ზოგში კი შედარებით მსხვილმარცვალა, მიკროლითებით, ზოგჯერ ხლართული და სხვ. შემაცემენტებელი მასა დანაწილებულია მურა-მუქი და მოშავო ქერქით შემოფარგლულ, დაკბილულკონტურებიან ცალკეულ უბნებად. ამგვარი უბნები ზოგჯერ მთლიანად წვრილი მადნის მინერალითაა ამოვსილი.

მინის ნატეხი ქლორიტის ნემსებითაა დასვრეტილი.

ლავის ნატეხის ძირითადი მასა ქლორიტიზებული და კარბონატიზებული ეპიდოტიზებულია. ამ მასაში გაფანტულია წვრილი პლაგიოკლაზის გრძელი ჯოხებრივი აგრეგატები; (010)  $\perp$  კვეთში მაქსიმ. ჩაქრობის მიხედვით № 55.

მეორე ნატეხში პატარა მარცვლის PM  $\perp$  კვეთში ჩაქრობა  $27^\circ$ , — პლაგ. № 50. საერთოდ ქანისათვის დამახასიათებელია: 1) ბისილიკატის არარსებობა —

ჩანაცვლებულებისა (კი, 2) ტიპური ეპიდოტის აგრეთვე არარსებობა. არის მხოლოდ მუქი მურა ნივთიერება—მჭიდრო ნარევი სხვადასხვა წვრილაგრეგატული მეორადი პროდუქტების, რომელშიაც შესაძლებელია ეპიდოტიც იღებდეს მონაწილეობას. 3) ძარღვებრივი და უბნებრივი გამონაყოფები ოპალის. შეიძლება იყოს ცეოლიტური მინერალიც.

კარბონატი ბლომად მარცვლების და ძარღვების სახით. არის კვარცის რამდენიმე პატარა მარცვალი, უთუოდ მეორადი.

პელიტურ მასაში ჩართული სუსტად ზონური პლაგიოკლაზი ფუძე რიგისაა; 4 თუ 5 მარცვლის გაზომვა სხვადასხვა მეთოდით თითქმის ერთსა და იმავე შედეგს იძლევა: № 65—70.

ნიმ. № 245—გრანიტების მახლობლად არის აღებული, ასე რომ ამ უბანში ის პორფირიტული წყების ქვედა ნაწილის დამახასიათებელია. ღია რუხი, მომწვანო ელფერის მკვრივი ქანია. გაირჩევა თვალით კვარცი, პირიტის მიკრომარცვლები და ლავის პაწაწა ნამტვრევები.

მიკროსკოპში—ჰიდროთერმული პროცესებით საკმაოდ სახეშეცვლილი მიკრობრექჩიული ქანია.

შეიცავს მრავლად კვარცის დაკუთხულ, ზოგჯერ კი მომრგვალო მოხაზულობის მარცვლებს, სიდიდით მიკროაგრეგატებიდან დიდ მარცვლებამდე; კვარცს ზოგჯერ ტალღებრივი ჩაქრობა ახასიათებს. წარმოდგენილია ნატეხები ძველი ალბიტის, პორფირიტული ლავის და მინის. შეიცავს აგრეთვე სერიციტიზებულ-პელიტიზებულ და კარბონატიზებულ მკვრე პლაგიოკლაზს. შემაცემენტებელი მასა—ამორფული მურა-მოყავისფრო პელიტურ-ტუფური.

აღსანიშნავია პირიტის იდიომორფული პაწაწა ჩანაწინწყლები; მცირე რაოდენობით მაგნეტიტიც არის. შესამჩნევია მუსკოვიტის რამდენიმე ფურცელა აგრეგატი.

ქანს ემჩნევა საკმაოდ ინტენსიური ჰიდროქიმიური შეცვლა კარბონატიზაციის და სილიფიკაციის გზით. ეს გარემოება სურათს ართულებს: ისედაც ძლიერ სახეშეცვლილი ფელდშპატი და შემაკავშირებელი მასა განიცდიან შემდეგ გაკვარცებას.

ფერადი კომპონენტი არ ჩანს; მხოლოდ რამდენიმე ადგილას ქლორიტის, კარბონატის და მალნის ნივთიერების ასოციაცია ბისილიკატის ჩანაცვლების შთაბეჭდილებას სტოვებს. ქლორიტიზაცია, ასე დამახასიათებელი მთელი წყებისათვის, ამ ქანს, მართალია, ემჩნევა, მაგრამ სუსტად,—მხოლოდ აქა-იქ არის შესამჩნევი ქლორიტის უწყსო პაწაწა ქერცლები. არც ეპიდოტი ჩანს.

კვარცი აშკარად ორგვარია: 1) ძველი კრისტალურა ქანებიდან შეტაცებული და 2) შემდგომი, ჰიდროთერმული. პირველი გამოირჩევა დამზარვით, შავი წინწყლებრივი ჩანართების ხაზებრივი დალაგებით და ტალღებრივი ჩაქრობით.

პლაგიოკლაზის ალბიტიზებული მარცვლები სავსეა დაშლის პროდუქტებით და ძირითადი მასის ჩანართებით. ხშირად საზღვარი პელიტურ ტუფურ მასასა და პლაგიოკლაზის ლეისტებს შორის სრულიად შეუმჩნეველია.

ნიმ. № 299—საშუალოა მიკროტუფობრექჩიასა და აგლომერატულ ტუფს შორის. მომწვანო ფერისაა. შეიცავს მოწითალო ჩანართებს.

მიკროსკოპში—ბრეჭიული სტრუქტურა. ტუფოგენი ქანია ლავის ქსენოლითებით. შლიდის ერთი ნაწილი ტუფს მიეკუთვნება, მეორე—პორფირიტს. პირველი წარმოადგენს თიხან-ქლორიტიან მასას პლაგიოკლასის ნამტვრევებით; შეიცავს ცოტაოდენ წვრილ კვარცს და დიდი რაოდენობით ეპიდოტს, აგრეთვე ქლორიტს, დაშლილი ავეიტის რამდენიმე ნამტვრევს და ლავის ნატეხებს. დამახასიათებელია სიცარიელები თავისებური ამოვსებით: ქერქი წმინდა-აგრეგატული მოყვითალო მასის (ეპიდოტის და ქლორიტის ნარევი), შავი ზოლი წითელი რკინის, გულში ქალცედონი, ქლორიტი, რკინის ყანგი და გაურკვეველი მასა.

მეორე ნაწილი მურა-მოყვითალო ალბიტინებულ ავეიტთან პორფირიტს წარმოადგენს. პლაგიოკლასი, როგორც ტუფურ ნაწილში, ისე ჩანართ პორფირიტში, ალბიტს ან ალბიტ-ოლიგოკლასს მიეკუთვნება.

პროპილტიზებული ტუფოგენი. მოლითის მიდამოებში, ბარნალის ლელიდან ნაკლოვარის ლელემდე, პორფირიტული წყების და ცარცის შეხების ზოლში გაშიშვლებულია თავისებური ბუნების ღია ტუფოგენი ქანი, რომელიც გენეტურად შესაძლებელია კვარციან პორფირიტებთან იყოს დაკავშირებული. მაქსიმალურ სიმძლავრეს ამ ქანის ზოლი ბლიხევის ხეობაში აღწევს, დაახლოებით 0,6 კმ უჭირავს.

ძალიან არაერთგვაროვანია. აგებულება ზოგჯერ მასივი, ზოგჯერ ბრეჭიული. ფერიც არამუდმივი, საერთოდ კი ღია (მორუხო, მოყვითალო, თეთრი და სხვ.). ხშირად პორიანია.

ზოლს თითქოს სამზრეთისაყენ დაქანება ემჩნევა. სტრატეგრაფიულად შედარებით მალა პორიზონტს უნდა ეკუთვნოდეს.

კვარციან-პირიტანია. კვარციით მდიდარი უბანი დამუშავების საგანსაც წარმოადგენს,—ქანს საწისქვილე ქვად იყენებენ. ქანიდან გამოძევალი წყარო (ბეგათუბნის მინ. წყარო) მინერალიზებულია გოგირდმჟავა მარილებით (შეიცავს  $H_2SO_4$  თითქოს თავისუფალი სახითაც), რაც პირიტის დაშლის შედეგს წარმოადგენს.

ქანი ჰიდროქსიმიური მეტამორფიზმის ძლიერ დაღს ატარებს, პირველადი ბუნება არც კი ირკვევა კარგად. უთუოდ ტუფოგენს წარმოადგენდა, რომელმაც შემდეგ ინტენსიური გარდაქმნა, უმთავრესად სილიციფიკაცია და პირიტოზაცია განიცადა. საგულისხმოა ფუძე ლავის ჩანართების არსებობა ქანში. ზოგჯერ ქანის შემადგენელი მასალა თითქმის მთლიანად და მასთან თანაბრად არის ჩანაცვლებული, პელიტური ნივთიერებით გაჭუჭყიანებული,  $SiO_2$ -ით (შლ. № 21 ა); მიკროსკოპში ასეთ შემთხვევაში წვრილაგრეგატულ მეორად კვარციტთან გვაქვს საქმე. ზოგჯერ კი, უბნა-უბნა ან ზოლებად, ცვალებადი სიდიდის აგრეგატებით, არის ქანში პირველადი კვარციც; ეს უკანასკნელი ხასიათდება დაკუთხვით და, ხაზებად განლაგებული, შავი წერტილებრივი ჩანართებით,—ძველი კრისტალური ქანების კვარცია (№ 21 ა), რაც ქანის ტუფოგენური ბუნების კარგი მაჩვენებელია. შემდგომი კვარცი თითქმის მუდამ ქალცედონური მოდიფიკაციით არის წარმოდგენილი. ზოგჯერ (შლ. № 22) ქანში დაშლილი, მთლიანად პელიტურ ნივთიერებად ქცეული პლაგიოკლასის ნამტვრევებიც ჩანს. ასეთ შემთხვევაში საგრძნობია სერიციტიზაციაც. შეიძლება ზოგჯერ კიდევ მაგნეტიტის (უთუოდ პირველადის) გარჩევა. ზოგიერთ უბანში წმინდააგრეგატული პირიტია გაბატონებული; მაკროსკოპიულად ისეთი ქანი რუხი ელფერით ხასიათდება.

ამგვარად, ამ ქანს პროპილიტიზებული ტუფოგენი შეიძლება ვუწოდოთ. გარდამქმნელი ხსნარები გენეტურად მეზობლად წარმოდგენილ წიფის ნეო-ინტრუზივთან იყენენ უთუოდ დაკავშირებული.

### 11. შრეებრივი ტუფოგენები

ჩხერიმელის პორფირიტული ფორმაციის პერიფერიულ ნაწილებში, როგორც აღნიშნული გვაქვს [1], შრეებრივი ფაციესია განვითარებული. ქანები წარმოდგენილია ტუფოგენებით, რომელთა შორის ვხვდებით სხვადასხვა სიმძლავრის მიკროტუფბრეჭიებს, ტუფქვიშაქვებს, პელიტურ ტუფოგენებს, ტუფიტებს და სხვ. ისინი ხშირად მასივ ვულკანოგენ-ტუფოგენებთან მორიგეობენ.

პორფირიტული ქანების მთავარი ჯგუფების დახასიათებისას ჩვენ უკვე აღვწერეთ ის პიროკლასტური ჯგუფის მასივი ტუფები და ტუფბრეჭიები, რომელნიც გენეტურად მათთან არიან დაკავშირებული და რომელთა კავშირი დედა ქანებთან ადვილი გასარკვევი ხდება. აქ კი ორიოდ სიტყვით უნდა შევხებით საკუთრივ შრეებრივ ტუფოგენებს, რომელნიც პერიფერიულ ნაწილებში გვხვდება. ზოგ შემთხვევაში ამგვარი ქანები სტრატოგრაფიულად ქვევით—ლიასის საზღვართან ან მახლობლად მდებარეობენ, ზოგჯერ კიდევ—შედარებით ზევით. ამ მხრივ რაიმე კანონზომიერება მათ გავრცელებას არ ემჩნევა.

ამგვარ უბნებში უმთავრესად ტუფოგენი ქვიშაქვები და პელიტური ტუფოგენებია განვითარებული, მაგრამ ხშირად არის აგრეთვე გარდამავალი, შუალედი ბუნების, კრისტალური, ვიტროკრისტალური და აგლომერატული ტუფები, რომელნიც ერთნაირადვე შეიძლება მივაკუთვნოთ, როგორც პიროკლასტურ, ისე ტუფურ ჯგუფს. აქა-იქ (საერთოდ კი იშვიათად) ვხვდებით ზოგჯერ თითქმის ნორმალური ტერიგენი კლასტური ქანების წარმომადგენლებსაც.

ნომ. № 256/34 (წილის ღელის შუა ნაწილიდან) წარმოადგენს მიკრო-ტუფბრეჭიებიდან შალშტაინური სახის ტუფოგენში ერთ-ერთ გარდამავალ ტიპს.

არაერთგვაროვანი ქანია (ერთი ნაწილი მომწვანო პორფირიტული ჰაბიტუსის, ხოლო მეორე—რუხი, მასივი) ვარდისფერი ფელდშპატის, კვარცის და აპლიტის ქსენოლითებით.

მიკროსკოპში—მკაფიო კლასტური სტრუქტურა. მუქი მურა ამორფული პელიტურ-ტუფური მასა, რომელშიაც ჩამჯდარია: ა) კვარცის სხვადასხვა ზომის მარცვლები, ზოგჯერ დაკუთხული, ზოგჯერ მომრგვალო კვეთის; ხშირად ტალღებრივი, ზოგჯერ მოზაიკური, შავი მტვრისებური ჩანართების ხაზებით; არის წყლისებრ-სუფთა გამჭვირვალე, არატალღებრივიც; ზოგჯერ დაბზარულია, ბზარებში პელიტურ-ტუფური მასალაა მოქცეული. ბ) კრისტალური ტუფური ქანის ნამტვრევი შეცვლილი, ალბიტიზებული პლაგიოკლაზის ნატეხებით, კვარცით და ქლორიტის ფირფიტებით. გ) უბისილიკატო პორფირიტის ნატეხი—ვიტროფირული ძირითადი მასით და დაშლილი პლაგიოკლაზით.

დ) პლაგიოკლაზის დიდი ნამტვრევები; მთლიანად იაშლილი—კარბონატის წვრილაგრეგატებიან პელიტურ მოშავო-რუხ ნივთიერებაში გადასული, ემჩნევა სერიციტიზაცია (ე) ძველი აპლიტის (ძლიერ დაშლილის) ნატები. ვ) ქლორიტიზებული მინის ნამტვრევები. ზ) იშვიათად ქლორიტი იდიომორფული ან უწყისო ფურცლების სახით. ცოტაოდენი მაგნეტიტის მარცვლები.

პლაგიოკლაზის ნამტვრევების ნაწილი ძველი კრისტალური ქანების შეტაცებული მასალა უნდა იყოს. ერთგან ასეთ მარცვალს პელიტურ-ტუფური მასა ფლუიდურად აქვს გარშემორტყმული. კვარცი ორგვარია: 1) შეტაცებული—ძველი გრანიტების მასალა და 2) მეორადი, ჰიდროქსიმიური.

აგრეთვე გარდამავალი ბუნების ტუფოგენს წარმოადგენს ნიმ. № 38/34 ბლიხევის ქვედა ნაწილიდან. შედგება არაცხადი პელიტომორფული მასით შეცემენტებული პორფირიტული ქანების ნამტვრევების, დაშლილი პლაგიოკლაზისა და კვარცისაგან. შეიცავს აგრეთვე ცოტაოდენ მადნის მინერალს. პორფირიტული ლავის ნამტვრევების ძირითადი მასა—მურა, მღვრიე, დაშლილი მინური ბაზისი პლაგიოკლაზის მიკროლითებით და არაცხადი პიროქსენით.

კვარცი ტალღებრივია, უთუოდ ძველი კრისტალური ქანების მასალა. პელიტომორფულ მასაში აქა-იქ გამოირჩევა ქლორიტის ქერცლებრივი აგრეგატები მჭიდრო კავშირში კალციტთან, შეიძლება ბისილიკატის ჩანაცვლებები იყოს.

ტუფიტის წარმომადგენლად (არკოზულის ელემენტებით) უნდა ჩავთვალოთ ნიმ. № 83/36 და 85/36—ბჟინეურის ხეობის შუა ნაწილიდან.

მომწვანო მკვრივი შრებრივი ქანებია. მიკროსკოპში—დაშლილი პელიტიზებული მურა-ქანგისფერი ალბიტური რივის პლაგიოკლაზის ნამტვრევები ქლორიტის ძარღვებრივი უბნებით, შეიძლება ძველი კრისტალური ქანების შეტაცებული ფელდშპატი იყოს. მცირე რაოდენობით ტალღებრივ-მოზაიკური კვარცი. არის მეორადი—ჰიდროქსიმიური კვარცი (თუ ქალციდონი). ლავის ნამტვრევები—ქლორიტიზებული მინა პლაგიოკლაზის მიკროლითებით და ჩხირებრივი აგრეგატებით, შეიცავს აგრეთვე აპატიტს. მწვანე, მტვრიანი, მიკროაგრეგატული ეპიდოტი, ქლორიტი, მადნეული მინერალი, კარბონატი, სერიციტი და პელიტური ნივთიერება. უკანასკნელი საში უმთავრესად შემაცემენტებელი მასის სახით, სკარბოს თიხური ნივთიერება.

ტუფ-ტუფოგენი ქვიშაქვის ბუნებასაა აგრეთვე ნიმ. № 26/34—ბარნალის ღელის ქვედა ნაწილიდან. ტუფური ჰაბიტუსის ღია მორუხო ქანია, აქა-იქ ვარდისფერი პლაგიოკლაზის მარცვლებით. მიკროსკოპში—მთავარი შეტაცებენტებელი მასა მურა ტალახისფერი პელიტურ-ტუფური, დაცხრილული კარბონატის მიკროაგრეგატებით. შეიცავს ძველი მასივის მასალას: ტალღებრივ-მოზაიკური კვარცის დაკუთხულ მარცვლებს, პელიტიზებული დაშლილი მქავე პლაგიოკლაზის ნამტვრევებს და გაუფერულებულ ბიოტიტს. წარმოდგენილია პორფირიტული ქანის ნამტვრევები მიკროლითებიანი ძირითადი მასით. ჩანს არატალღებრივი მეორადი კვარცი. მცირე რაოდენობით არის მადნის მინერალიც. ქანი ინტენსიურადაა კარბონატიზებული; კარბონატი ხშირად ძარღვებრივი სახით.

ნიმ. № 50 და 51/36-ში (სოფ. ციკვიურის მიდამოები, ძირულის ხეობა) შემაცემენტებელი მასა ლავა შეიძლება იყოს, რომელიც შემდეგ ინტენსიურად სახეშეცვლილა. ეს ნიმუშები, განსაკუთრებით უკანასკნელი, ვიტრო-კრისტალურ

ტუფს უახლოვდებიან. მორუხო-მოიისფერო მკვრივი ქანია პირიტითა და კვარცით.

მიკროსკოპში ძირითადი მასა მურა-ყვითელი თითქმის ამორფული (მინა?). ამ მასაში სხედან დამსხვრეული, კატაკლასური კვარცის და პლაგიოკლასის დაკუთხული, უწესო მოხაზულობის მარცვლები, ზომით პაწაწა მიკროაგრეგატებიდან დიდ მარცვლებამდე, ზოგჯერ უბნებრივად შეჯგუფებული. ამ მასაშივე გამოირჩევა ქლორიტი, სერიციტი, პირიტი. ქლორიტი ზოგჯერ ბისილიკატის ფსევდომორფოზს უნდა წარმოადგენდეს. გვხვდება გაუფერულებული, სუსტად მომწვანო ქარსი. პლაგიოკლასი ზოგჯერ მთლიანად სერიციტად არის ქცეული. რაოდენობით კვარცის მარცვლები კარბობენ. ძირითად მასაში მოქცეულია ლავის ნამტვრევები.

ტუფოვან ნახშიროვან ქვიშაქვას წარმოადგენს ნიმ. № 88/36—მიქირვას (ბჟინეურის შემადგენელი ტოტი) ხეობიდან. მუქი, მოშავო, თხელშრებრივი ქანია.

მიკროსკოპში—შრეებრივი ტექსტურა. ღია მოყვითალო, პელიტომორფული მთავარი მასა პლაგიოკლასის პატარა ნატეხებით, კარბონატით და მუქი მიწისებური, უწესრიგოდ გაბნეული, ნახშიროვანი ნივთიერებით; უკანასკნელი არათანაბრად არის განაწილებული. შესამჩნევია კვარცის რამდენიმე მარცვალი და დაშლილი ბიოტიტის, აგრეთვე თეთრი ქარსის, ერთეული ფირფიტები. შეიცავს პირიტის სპორადულ მარცვლებს. საგულისხმოა, რომ არც ქლორიტს და არც ეპიდოტს არ შეიცავს.

შრეებრივი ტექსტურა გამოიხატება მუქი, ნახშიროვან-პელიტური ნივთიერებით მდიდარი და შედარებით ღია (კარბონატის) ზოლების მორიგეობაში.

## 12. გამკვეთი ქანები

რქატყუარაიანი პორფირიტები. ჩხერიმელა-ძირულის პორფირიტულ წყებაში რამდენიმე ადგილას ვხვდებით საკმაოდ თავისებურ, განსხვავებული ბუნების პორფირიტულ ქანს. მიკროსკოპიული ბუნებით ისინი წარმოადგენენ რქატყუარა-ანდეზიანი პორფირიტებს. გამოირჩევიან მწვანე ან მწვანე-რუხი ერთგვაროვანი, თითქმის აფანიტური მასით, რომლის ფონზე მუქი მწვანე, თითქმის შავი, ამფიბოლის გრძელი ჩხირებია გაფანტული. ამგვარი ქანი წიფის ღელის ხეობაში, პორფირიტული წყების შემდეგ, თავის გაგრძელებაზე ნეონტრუზივს ჰკვეთს. ვხვდებით მას ს. ნებოძირის ჩრდილო მწვერვალზე (ნიმ. № 167/35), ს. ბეათუბნის აღმოსავლეთით ნაკალოვარის ღელეში (ნიმ. № 240/34), წიფის ღელეში და სხვაგან. საფიქრებელია, რომ ეს რქატყუარაიანი პორფირიტები პოსტიურული, შუაყარკული იყვნენ, რადგან საერთო ჰაბიტუსით ისინი ახლო დგანან ჩხერიმელის ხეობაში გავრცელებულ შუაყარკულ ვულკანოვან წყებაში მოქცეული ბრექჩიების შეტაცებულ ნაჭრებთან.

ნიმ. № 167/35 გამოირჩევა ღია რუხი ფონით, რომელზედაც, გარდა ამფიბოლის კრისტალებისა, თეთრი ჩანაწინწყლებიც ჩანს. ჩვეულებრივ კი ქანი ერთგვაროვანი მკაფიო მწვანე ფერისაა, მარტო ამფიბოლის მაკროსკოპიული ჩხირებით.

ძირითადი მასა ხასიათდება მოყვითალო ჭუჭყიანი ლაქებით, სპორადული მადნის მინერალით და ქლორიტ-კარბონატის ბუჩქებრივი გამონაყოფებით; გამავალ სინათლეზე ხშირად ერთფეროვანი, 1 ნიკოლებში ის წმინდააგრევატულ კრისტალურ აგებულებას გვიჩვენებს. შეიცავს პლაგიოკლაზის ნემსებრივ აგრევატებს და აგრეთვე ბრტყელ და წაგრძელებულ პრიზმულ მიკროჩანაწინწყლებს, კრისტალურ აგრევატებს შორის აქა-იქ ამორფული უბნები ჩანს. ძირითადი მასის პლაგიოკლაზი ოლიგოკლაზის რიგისაა—№ 25.

ფენოკრისტალებად: პლაგიოკლაზი № 35, მდიდარი ჩანართებით და მასთან დაცხრილული სერიციტით და კარბონატით; განიცდის აგრეთვე პელიტიზაციას; ემჩნევა ალბიტიზაციაც.

უხვად გრძელი, ჯოხებრივი მწვანე ამფიბოლი; აღსანიშნავია შედარებით სუსტი პლეოქროიზმი; დასერილია კარბონატით (შლ. № 167). დანარჩენი კომპონენტებიდან აღსანიშნავია აპატიტი—ხშირად მოზრდილი იდიომორფული მარცვლების სახით, მაგნეტიტი და კვარცის (უთუოდ შემდგომის) რამდენიმე მარცვალი.

ქანს ქლორიტიზაცია იშვიათად თუ ემჩნევა.

პლაგიოკლაზის განსაზღვრის შედეგი:

მრჩ. ღერძის კოორდინ.  $B_{1-2} \begin{cases} Ng = 13^\circ \\ Nm = 77^\circ \\ Np = 87^\circ \end{cases}$  მრჩ. ღერძი შეზრდის სიბრტყის 1-3.  
კანონი ალბიტური.  
პლაგ. № 34.

რქატყუარის კონსტანტები (3 მარცვლის გაზომვის საშუალო შედეგი):

$Ng - Np = 0,024 - 0,026$ ;  $CNg = 10^\circ - 18^\circ$ . ამ ნიშნების მიხედვით რქატყუარა თითქმის ერთნაირად უახლოვდება ჩვეულებრივს და აქტინოლითურს, უფრო მეორე უნდა იყოს.

ცხრილი 10

წილები	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	ხურბ. დანაჯ.	ჯამი
№ 240/34	54,71	0,81	19,71	4,51	2,57	5,92	4,82	0,13	1,27	2,50	0,27	0,96	1,70	99,88

მაგმური ფორმულა

$3,16 R\bar{O} \ 2,21 R_2O_3, 11 SiO_2; 1,43 R\bar{O} \ R_2O_3 \ 4,14 SiO_2; R_2O:RO = 1:4,85; \alpha = 1,87.$

ქიმიური ბუნებით (ცხრ. 10) ეს ჯგუფი წყების დამახასიათებელი სხვა ქანების ანალოგიური ჩანს. ისიც საშუალოა ნორმალურ ანდეზიტ-პორფირიტებსა და დიბაზ-ავგიტიან პორფირიტებს შორის; უფრო ანდეზიტ-ბაზალტის ოჯახში ხედება, მხოლოდ შედარებით შემცირებული  $R\bar{O}$ -თი და საგრძნობლად მეტი  $R_2O:RO$ -ით ხასიათდება.

ალბიტოფირები. ჩხერიმელის ხეობაში პორფირიტული წყების ქანებს შორის რამდენიმე ადგილას ვხვდებით გარეგნულად სხვებისაგან შედარებით



კაფიოდ განსხვავებულ მოყვითალო-მოვარდისფრო ქანებს, რომელნიც აგრეთვე შემდგომ გამკვეთ ქანებს უნდა წარმოადგენდნენ. მიკროსკოპიული ბუნებით ისინი ალბიტოფირებს მიეკუთვნებიან. მათი ურთიერთობა გვერდით გავრცელებულ ქანებთან ამ რაიონში გაურკვეველი რჩება. მსგავსი ქანი ჩორჩანის რაიონშიაც (სოფ. კობთან) არის. აქ ის გარკვეულად ჰკვეთს პორფირიტული წყების ქვედა ნაწილს.

აღსანიშნავია, რომ ლოპანის ხეობაში მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიასზე ხშირია მორუხო-მოიისფრო და მოყვითალო კვარციანი პორფირული ქანები, თითქმის ტიპური კვარცპორფირები, რომელნიც მართლაც პოსტბაიოსურ ქანებს უნდა წარმოადგენდნენ. ყოველ შემთხვევაში ლოპანის ხეობის ამ ნაწილში ეს ქანები პორფირიტულ წყებას ჰკვეთენ და ჩვენი დაკვირვებით კრიან აგრეთვე ძველ კრისტალურ მასივთან ბაიოსის შეხების ტექტონიკურ ხაზსაც<sup>1</sup>. ს. კობთან წარმოდგენილი გამკვეთი ქანი მაკროსკოპიულად ძალიან ახლოს დგას დასახელებულ კვარცპორფირებთან, ასე რომ თავისუფლად შეიძლება მათი ეფუზიური ციკლისათვის მიკუთვნება, მაგრამ ამ დებულების გავრცელება ჩხერიმელის ხეობის პრობლემატურ ალბიტოფირებზე უკვე შეუძლებელია: თავი რომ დავანებოთ მანძილს, გარეგნულად და მიკროსკოპიულადაც მათ შორის საკმაო განსხვავება ჩანს.

ჩხერიმელის ხეობაში ალბიტოფირების წარმომადგენლებად უნდა ჩავთვალოთ ნიმ. № 28/34—ბარნალის ლელის და № 188/35—ბლიხევის ხეობის შუა ნაწილებიდან.

მაკროსკოპიულად მოყვითალო-მოვარდისფრო მკვრივი ქანებია.

მიკროსკოპში — სტრუქტურა პორფირული. ძირითადი მასა დაშლილი, მღვრიე მურა-მოყვითალო, ნახევრად კრისტალური ბაზისით; მდიდარია ხლართულ-ქერცლებრივი ქლორიტით. შეიცავს გაქლორიტებული ბისილიკატის მიკრომარცვლებს და პლაგიოკლაზის ცოტაოდენ მიკროლითებს. ხასიათდება კარბონატის, რკინის ფანგის და კვარც-ქალცედონის გამონაყოფებით.

რაოდენობით ფენოკრისტალები ქარბობენ. პლაგიოკლაზის ჩანაწინწყლები, ხშირად მომრგვალებული კუთხეებით; ხასიათდება პელიტიზაციით, კარბონატიზაციით და სუსტი სერიციტიზაციით. შეიცავს ძირითადი მასის, აპატიტის, ეპიდოტის და ქლორიტის ჩანართებს. ემჩნევა ზოგჯერ სუსტი ზონურობა. სხივტების მაჩვენებელი ერთ მდგომარეობაში ნაკლებია, ხოლო მეორეში თითქმის ტოლია ბალზამის მაჩვენებლის. პატარა მარცვლის ჩაქრობა PM  $\perp$  კვეთში უდრის—9°, პლაგ. № 11—12; (O10)-ს  $\perp$  კვეთში მაქსიმ. ჩაქრობის მიხედვითაც № 12. ამგვარად, პლაგიოკლაზი ალბიტის რიგს მიეკუთვნება.

კვარცის წვრილი ერთეული მარცვლები, ზოგჯერ საკმაო რაოდენობით (შლ. № 188).

<sup>1</sup> ამ ქანების წოდის ფორმის და გავრცელების შესწავლა ერთ დროს (1931 წ.) ჩვენთვის დეტალური კვლევის საკანს წარმოადგენდა. გამოირკვა, რომ პორფირიტული წყებიდან ზოგიერთი ძარღვის გაგრძელება გარკვეულად კრისტალურ მასივში გადადის. ხშირია მათი დამოუკიდებელი ძარღვებიც მასივის ამ ნაწილში.

ეპიდოტი ცვალებადი სიდიდის უწყესო მარცვლების სახით, წმინდააგრეგატული აგებულების, მადნის ნივთიერების მტვრისებური ჩანართებით, ხშირად სხივური და ძნისებური; შეიცავს აპატიტის ჩანართებს; ზოგჯერ მღვრიე ყვითელ-მურა; ასოციაციაშია მწვანე ქლორიტთან, ჩართულია ხშირად თავის მხრივ პლაგიოკლასში; ზოგჯერ შეფერილია მწვანედ და მაშინ სუსტი პლეოქროიზმი ემჩნევა. მწვანე ქლორიტიზებული ამფიბოლი; ემჩნევა სხივოსნობა; ზოგჯერ ოპაციტური ქერქი აქვს; იშვიათად გარშემორტყპულია ეპიდოტით. ფსევდომორფოზები ქლორიტისა და ეპიდოტის, მაგნეტიტის თანხლებით, უთუოდ რქატყუარას მიმართ.

ფირფიტებრივი დაშლილი მინერალი, ეპიდოტის და რკინის ქანგის გამოყოფით—ბიოტიტი უნდა იყოს. არის ზოგჯერ თეთრი ქარსიც (მეორადი). ქლორიტი, საკმაოდ თავისებური, მწვანე-მოყვითალო ელფერი, ყვითელი და ნარინჯი ინტერფ. ფერებით, წვრილაგრეგატული; ზოგჯერ სხივური აგებულების; დელესიტი უნდა იყოს.

მეორად მინერალებს შორის არის ზოგჯერ პრენიტიც (შლ. № 188).

აპატიტი ჩვეულებრივი სახით. ცირკონის რამდენიმე მარცვალი.

მეორადი კვარცის და ქალკედონის წვრილი მარცვლები. არის თითქოს ოპალიც (?). მადნეული მინერალი მაგნეტიტით არის წარმოდგენილი; რაოდენობა ცვალებადი.

კვარცის როლი ზოგჯერ ისეთია, რომ ქანს კვარციანი ალბიტოფერი უნდა ვუწოდოთ. ასეთი ტიპის ქანი ქლორიტით და ეპიდოტით ჩვეულებრივ შედარებით ღარიბია (ნიმ. № 188).

### III. წყვანის მეტამორფიზმის სახითი

როგორც ზემომოყვანილი მასალიდან ნათლად ჩანს, ჩხერიმელა-ძირულის პორფირიტული წყების ქანები საქართველოს სხვა რაიონების ეკვივალენტური ფორმაციის მსგავსად ინტენსიურად არიან შეცვლილი. მეტამორფიზმი ძირითადად გამოიხატება ალბიტიზაციაში, ქლორიტიზაციაში, ეპიდოტიზაციაში, სილიციფიკაციაში, ნაწილობრივ პირიტიზაციაში და პელიტიზაციაში. ნეონიტრუზიფიკაციის კონტაქტში სახეცვლა კონტაქტური მეტამორფიზმის სახეს იღებს.

ქანების მეტამორფიზმის პროცესები სპეციალურ კვლევას მოითხოვენ. ამ მხრივ ჩვენი რაიონი მეტად ძვირფას მასალას იძლევა. უთუოდ შესაძლებელი გახდება ამ მასალის სათანადოდ შესწავლის საშუალებით ზოგიერთი საინტერესო გეოქიმიური და პეტროლოგიური მოვლენის გაშუქება.

მე სრულებით არ ვიღებ ჩემს თავზე ამგვარი საკითხების გარჩევის პრეტენზიას. ვკმაყოფილდები მხოლოდ ფაქტიური მდგომარეობის ზოგადად გადმოცემით.

ა ლ ბ ი ზ ა ც ი ა. ფუძეპლაგიოკლასიან პორფირიტებში და მათთან დაკავშირებულ კომპლექსში ხშირია პლაგიოკლასის დენაორტიტიზაცია. ამის საკმაო მაგალითებია იყო ზემოთ მოყვანილი.

ზოგ შემთხვევაში ალბიტიზაციის პროცესი ისე შორს არის წასული, რომ ქანში პლაგიოკლაზი მხოლოდ საკუთრივ ალბიტის რიგით არის წარმოდგენილი. თავდაპირველადი ფუძე პლაგიოკლაზი ან სრულებით არ ჩანს, ან კიდევ უმნიშვნელო რელიქტების სახით თუ არის.

პლაგიოკლაზის ალბიტიზაცია ძალიან დამახასიათებელია მოლითის (ტყემლის) პორფირიტული მასივის პერიფერიებისათვის (ჩხერიმელის ხეობა მოლითის ჩრდილო-დასავლეთით, ბენეურის ხეობა და სხვ.). ამის კარგ სურათს იძლევა ბარნალის ღელე, წიადის ღელე და სხვ. ამავე დროს, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, ჩანს, რომ ალბიტიზაციის პროცესი არსებითად გარკვეულ სტრატეგრაფიულ ჰორიზონტში უნდა იყოს ლოკალიზებული: ის უმთავრესად ქვედა ნაწილთანაა დაკავშირებული. მაგრამ ოსეთის პორფირიტული წყების სპილიტებთან შედარებით მოვლენა აქ განსხვავებულია.

მაშინ როდესაც დასახელებულ რაიონში, გ. ძოწენიძის მიხედვით [2], ალბიტიზებული პლაგიოკლაზი სრულიად სალია და ავტორის აზრს ალბიტის იმთავითვე გამოკრისტალებისაკენ სავსებით საფუძვლიანად ხრის<sup>1</sup>, ყოველ შემთხვევაში თხევად მაგმურ სტადიაშივე, ქანის ბუნების საბოლოოდ ჩამოყალიბებამდე, — ჩვენს რაიონში ალბიტური პლაგიოკლაზი სულ სხვაგვარია. ის სრულიად დაშლილია, მურა ეანგისფერი და რუხი ფერისაა, ძლიერ გაჭუჭყიანებულია პელიტური ნივთიერებით, დაცხრილულია სერიციტით, ხშირად კარბონატით და აგრეთვე სხვა მეორადი მინერალების გამონაყოფებით (ქლორიტი, ეპიდოტი, ზოგჯერ კვარცი, იშვიათად პრენიტი და სხვ.); მრჩობლური აგებულება, განსაკუთრებით პოლისინთეზური, ისე როგორც ზონალობა, ან სრულიად იჩრდილება, ან მკრთალად ჩანს.

ამ შემთხვევაში აშკარად საქმე გვაქვს ქანის ფუძე პლაგიოკლაზის შემდგომ ალბიტიზაციასთან, რაც უთუოდ მაგმური მოქმედების პნემატოლიზურ-ჰიდროთერმული სტადიის ავტომეტამორფიზმს უნდა უკავშირდებოდეს. მაშასადამე, ეს არ არის ფუძე პლაგიოკლაზის ნივთიერების თხევად მდგომარეობაშივე დაშლა, ცალკე ნატრიუმის სილიკატის ჩამოყალიბება ალბიტის სახით და განთავისუფლებული ტუტემიწის მოლეკულის სხვა მინერალების ნივთიერებასთან დაკავშირება, როგორც ამას ფიქრობს ოსეთის სპილიტებისთვის გ. ძოწენიძე.

ჩვენს შემთხვევაში გაალბიტება პოსტმაგმური ხასიათისაა. მაგმურ დიავენეზის ანუ ავტომეტამორფულ პროცესებს გამოუწვევიათ ფუძე პლაგიოკლაზში Ca გამორეცხვა ან ჩანაცვლება ტუტით, რის გამო პლაგიოკლაზი მთავე ბუნებისა გამხდარა. ამის უდავო მაჩვენებელია ის გარემოება, რომ არის შემთხვევა, როდესაც ერთ და იმავე შლიფში წარმოდგენილია გაალბიტების სხვადასხვა სტადია: პლაგიოკლაზის აგრეგატების ლხ ასეთ ქანში დიდ ფარგლებში მერყეობს, — თითქმის ტიპური ალბიტიდან ან მთავე ოლიგოკლაზიდან — ლაბრადორამდე.

<sup>1</sup> შემდეგში გამოქვეყნებულ წერილში, ემყარება რა მის მიერ შესწავლილ დამატებით ფაქტიურ მასალას, გ. ძოწენიძე თითქმის უყოყმანოდ ასკვნის დიაბაზებში და ავგიტთან პორფირიტებში ალბიტის პირველად ხასიათს [3].

გარდა მიკროსკოპიული მორფოლოგიისა, ალბიტიზაციის ამგვარ ხასიათს ადასტურებს აგრეთვე ის გარემოება, რომ ხშირად ერთმანეთის უშუალო შეზობლად წარმოდგენილი ერთი და იგივე ჰორიზონტის ქანები ალბიტიზაციის სხვადასხვა ხარისხს გვიჩვენებენ. ზოგჯერ ასეთი სხვადასხვაობა, როგორც აღვნიშნეთ, ერთსა და იმავე შლიფშიც კი ჩანს. ისეთი შემთხვევებიც არის, როდესაც ქანში პლაგიოკლაზის ნაწილი საღია და მასთან ფუძე, თითქმის უცვლელი პირველადი ბუნებით, ნაწილი კიდევ მეტ-ნაკლებად ალბიტიზებულია (იხ. ზემოთ ნიმუშების აღწერა). ყველაფერი ეს ერთ ჭრილში ხდება, რომელიც განსაზღვრულ სტრატეგრაფიულ ფარგლებს არ უნდა სცილდებოდეს (მაგალითად, წიაღის და ბარნალის ღელეები).

ალბიტიზებული პლაგიოკლაზიანი ქანები მუდამ მდიდარია მეორადი მინერალებით, განსაკუთრებით კარბონატით, პელიტური ნივთიერებით და ქლორიტით. კარბონატის სიუხვე ასეთ ქანებში ბუნებრივ მოვლენად უნდა ჩაითვალოს და ერთ-ერთ ძლიერ არგუმენტს წარმოადგენს ალბიტიზაციის პროცესის მეორადი ხასიათის დასადგენად. ალბიტიზებული ქანები გეოლოგიურად შეიძლება პირველადფუძე პლაგიოკლაზიანს დაუუპირდაპიროთ. ის გარემოება, რომ მათ წყების თითქოს ქვედა ჰორიზონტში ლოკალიზაციის ტენდენცია ემჩნევათ, გვაფიქრებინებს, რომ ამგვარი გარდაქმნა, როგორც ჩანს, უფრო პირველი ამონთხვევებს პროდუქტებს ახასიათებდა, ალბათ იმ თავისებური ფიზიკურ-ქიმიური პირობების გამო, რომელიც მაშინ არსებობდა.

საღ ლაბრადორიან პორფირიტებში ხშირად შესამჩნევია შედარებით განსხვავებული, ხასიათის ალბიტიზაციაც. პლაგიოკლაზში უბნა-უბნა, მეტწილად კი გზარების, ტყეჩადობის და მრჩობლობის გასწვრივ მიკროზოლებია განვითარებული აგრეთვე საღი, მხოლოდ გაცილებით დაბალი სხივტების ნივთიერების, რაც ლოკალიზაციის დისპერსიული ეფექტით მკაფიოდ ჩანს მინერალის კვებაზე. ეს მოვლენაც ალბიტიზაციის გამომხატველია, მხოლოდ შედარებით სუსტი ინტენსივობის,—აქ პროცესს მინერალის მთელი სხეული კი ვერ დაუპყრია, როგორც პირველ შემთხვევაში, არამედ შერჩევით—მხოლოდ ბზარების გასწვრივ ლოკალიზებულია. ამგვარი მოვლენები ემჩნევა საკუთრივ ტყემლის მიდამოების ქანებს; ეს უკანასკნელნი გეოლოგიური პირობების მიხედვით შედარებით მაღალ ჰორიზონტს უნდა ეკუთვნოდნენ.

პორფირიტულ ქანებში ალბიტი განვითარებულია კიდევ ნეონტრუზივთან კონტაქტში, მაგრამ ამ შემთხვევაში ის კონტაქტური წარმოშობისაა და ცხადად განსხვავდება ზემოაღწერილი ალბიტიზებული პლაგიოკლაზისაგან: საღია, გამკვირვალე (კვარცისაგან ძნელი გასარჩევი), იშვიათად მრჩობლური და მასთან პატარა აგრეგატების სახით.

ქლორიტიზაცია. ქლორიტი ერთ-ერთი არსებითი დამახასიათებელი კომპონენტია ჩვენი რაიონის პორფირიტული წყების ქანებისა. ის მუდამ ერთნაირი სიძლიერით არის წარმოდგენილი როგორც სხვადასხვა ვულკანოგენებში, ისე თითქმის ტუფოგენებშიაც. მხოლოდ იშვიათად თუ არის მისი როლი დაჩრდილული ან სრულად უმნიშვნელო, რაც, უთუოდ, ქანის გენეზისის და შედგენილობის თავისებურებებით უნდა აიხსნებოდეს.

პირველ რიგში ქლორიტი ანაცვლებს მინურ ბაზისს უფორმო, დატოტვილი, ბუჩქებრივი გამონაყოფების სახით; ხშირად გაჭუჭყიანებულია დისპერსიული რკინას ქანგით ან პელიტური ნივთიერებით. შემდეგ თითქმის მუდამ ანაცვლებს ქანის შემადგენელ ბისილიკატს, როგორც ფენოკრისტალებში, ასე წეროლ მასაში. ბისილიკატის ჩანაცვლებებში ის ხშირად ასოცირებულია ეპიდოტით, რკინის ქანგით, ზოგჯერ კარბონატით, ქალცედონით და იშვიათად პრენიტით. ქანის პირველად თუ მეორად (ჰიდროქიმიურ) პორს აგრეთვე მუდამ ქლორიტი ავსებს დამოუკიდებლად ან იშვიათად კარბონატის, ზოგჯერ კიდევ ეპიდოტის, მონაწილეობით.

დამახასიათებელი ხდება ქლორიტიზაციის პროცესი პლაგიოკლაზისათვისაც. მართალია, ზოგჯერ ბუდებრივი და ბუჩქებრივი ქლორიტი პლაგიოკლაზში ძირითადი მასის ჩანართის გაქლორიტების შედეგი უნდა იყოს, მაგრამ არც თუ იშვიათია ქლორიტის უდავოდ პლაგიოკლაზის ხარჯზე წარმოშობა: გამოყოფილი ქლორიტის ზონური ხასიათი, კრისტალის კვეთის დიდი ნაწილის თითქმის მთლიანი ჩანაცვლება და სხვ. ამ მოვლენის ნათელი მეტყველია.

საკმაოდ ხშირად არის პორფირიტებში იდიომორფული, ლეისტური ქლორიტის ინდივიდუალური მარცვლებიც, სრულიად თავისუფალი მინარევებისაგან და თანმხლებ მინერალებისაგან. ასეთი ქლორიტი პირველადის შთაბეჭდილებას სტოვებს. საფიქრებელია, რომ ის მართლაც პირველადი იყოს, —თხევად მაგმურ მდგომარეობაში მიმდინარე ავტომეტამორფიზმის დროს გამოკრისტალებული. ამგვარ წარმოშობას ძიაწერს ქლორიტს ლევინსონ-ლესინგი ოლონეცის დიაბაზებში [7]. ასეთივე გენეზისის ქლორიტს აღნიშნავს გ. ძოწენიძეც ოსეთის დიაბაზ-პორფირიტებში.

ბისილიკატის ქლორიტით ჩანაცვლება კი უნდა ვიფიქროთ, რომ მიმდინარეობდა პლაგიოკლაზის ალბიტიზაციის თანადროულად.

როგორც ქანების მიკროსკოპიული დახასიათებიდან ნათლად ჩანს, ძალიან იშვიათია ჩვენი რაიონის პორფირიტებში სალი ბისილიკატი მთლიანი მარცვლის თუ რელიქტის სახით; მის ბუნებაზე მსჯელობა მეტწილად შლიფში წარმოდგენილი კვეთის მიხედვით თუ ხერხდება მხოლოდ. შეიძლება შევნიშნოთ განსხვავებები ამფიბოლის ჩანაცვლებელ და ავგიტის შემცვლელ ქლორიტებს შორის. ეს გარემოება სრულიად ბუნებრივად უნდა მივიჩნიოთ: ქლორიტის ქიმიური შედგენილობა ხომ გარკვეულად ცვალებადია; ფიზიკურ-ქიმიურად განსხვავებულ სილიკატს, როგორც ავგიტი და ამფიბოლია, ცხადია, განსხვავებული ბუნების შემცვლელი შეიძლება შეეფერებოდეს<sup>1</sup>.

ჩვენი ქანების ქლორიტების ოპტიკური კონსტანტების შესწავლა არ ჩამიტარებია; ზოგიერთი ნიშნის მიხედვით შეიძლება ითქვას, რომ უმთავრესად

<sup>1</sup> ამ მოვლენის შესახებ ავტორს შემთხვევა ჰქონდა განეცხადებინა ერთ-ერთ მოხსენებაზე გეოლოგიური ინსტ-ის საჯარო სხდომაზე. ჩვენს პეტროგრაფებს შორის მან მაშინ რატომღაც სკეპტიკური განწყობილება გამოიწვია, მაგრამ უნდა აღვნიშნო, რომ შემდეგში ამგვარი რამ შრომებში მე ხშირად შემხვედრია. კერძოდ გ. ხარიძეც აღნიშნავს ერთ-ერთ წერილში [6] ანალოგიურ მოვლენას სვანეთის ფუძე ქანებში.

ორგვარი ტიპის ქლორიტი უნდა გვექონდეს: პენინი და დელესიტი. თვისებების აღწერას აქ აღარ გავიმეორებ—მოცემულია ცალკეული ქანების აღწერის დროს.

**კარბონატიზაცია.** დიდი სიძლიერით არის წარმოდგენილი ეს მოვლენა მოლითის ჩრდილო-დასავლეთით და დასავლეთით, დაახლოებით სწორედ იმ უბნებში, სადაც პლაგიოკლაზის ძლიერი ალბიტიზაცია არის შესამჩნევი. წილის ღელის გასწვრივ (ნაწილობრივ ბარნალის ღელეშიაც) იშვიათია ქანი, რომელზედაც სიმკვავე არ მოქმედებდეს; ხშირად ქანის შემადგენელი მთელი მასა, პირველ რიგში კი პლაგიოკლაზი, თითქმის მთლიანად კარბონატით არის ჩანაცვლებული. სხვა უბნებში კარბონატიზაცია შედარებით სუსტია, ზოგჯერ უმნიშვნელოც, იშვიათ შემთხვევაში კიდევ თითქმის სრულებით არ არის შესამჩნევი. მონაწილეობს ზოგჯერ სიციარიელების ამოვსებაში.

კარბონატიზაცია უთუოდ პლაგიოკლაზის დენაორტიტიზაციასთან უნდა იყოს დაკავშირებული, მაშასადამე, ის ალბიტიზაციის დაახლოებით თანადროული უნდა იყოს, მაგრამ სურათს ართულებს ის გარემოება, რომ ხშირად ჩანს ამ უკანასკნელი პროცესის აღრინდელი ხასიათი: კარბონატი ჰკვეთს ზოგჯერ ალბიტიზებულ პლაგიოკლაზს და მთელ ქანს წვრილი ძარღვების სახით. შესაძლებელია, რა თქმა უნდა, ორგვარი გენერაციის კარბონატის არსებობაც.

მინერალოგიურად კარბონატი კალციტით და კალციუმ-მაგნეზიალური სახეობით (დამორჩილებულად) უნდა იყოს წარმოდგენილი. ხშირად შეიცავს წვრილ, თითქმის დისპერსიულ, მექანიკურ მინარევებს (რკინის ქანგი, პელიტური ნივთიერება და სხვ.), რაც მას მეტ-ნაკლებად ტუქციან ელფერს აძლევს. ხშირად ის, წვრილაგრეგატული, მჭიდრო ასოციაციაშია სხვა მეორად მინერალებთან.

**ეპიდოტიზაცია.** აგრეთვე ძალიან დამახასიათებელია ჩვენი რაიონისათვის ეპიდოტიზაცია. ეპიდოტი, ზოგიერთი გამონაკლისის გარდა, ქანში ჩვეულებრივ საგრძნობი რაოდენობით არის. ყვითელ-მომწვანო ან ნარინჯისფერი არათანაბარი შეფერვისაა, ზოგჯერ უფეროც; წვრილაგრეგატული, ზოგჯერ სხივური აგებულების; მინარევებით მეტ-ნაკლებად მდიდარი; უწყესო ფორმის ბუჩქებრივ-დატოტვილი და ჯაჭვური დანაგროვების სახით; სხვადასხვა ზომის, მეტწილად კი პატარა. ის მჭიდრო კავშირშია ქლორიტთან—ბისილიკატის ჩანაცვლებებში, იშვიათად სიციარიელების ამოვსებაშიც, ჩართულია ზოგჯერ პლაგიოკლაზში; გვხვდება აგრეთვე დამოუკიდებელი მარცვლების სახითაც. ზოგ შემთხვევაში ეპიდოტი თითქმის მთლიანად ანაცვლებს ბისილიკატს,—სხვა ნივთიერება ან უმნიშვნელოდაა წარმოდგენილი, ან თითქმის სულ არ ჩანს.

საყურადღებოა ის გარემოება, რომ კარბონატი და ეპიდოტი თითქოს ერთმანეთის ანტიპოდების როლს ასრულებენ: ძლიერ კარბონატიზებულ ქანებში (მოლითის მიდამოები) ეპიდოტი ან სრულებით არ ჩანს, ან უმნიშვნელოდ არის წარმოდგენილი, მაშინ როდესაც კარბონატით ღარიბ ქანებში (ტყემთის, წიფის, ხუნევ-ნადაბურის მიდამოებში და სხვაგან) ის მუდამ უხვადაა. გარდა ამისა, აღსანიშნავია, რომ ეპიდოტი ტუფოგენებში შედარებით სუსტად არის განვითარებული და მასთან ნაწილობრივ სხვაგვარი თვისებებისა და მორფოლოგიისა ჩანს, ვიდრე საკუთრივ ლავებში.

ეპიდოტის გენეზისი იმავე პროცესს და დროს უნდა დაეუკავშიროთ, რომელსაც კლორიტისა და ზემოაღწერილი სხვა მეორადი მინერალების წარმოშობა მიეკუთვნება. ოპტიკური თვისებების შესწავლა არ ჩამიტარებია, მაგრამ უფრო ხშირ შემთხვევებში ეპიდოტური მინერალი, ორმაგი სხივტებისა და სხვა ნიშნების მიხედვით, კლინოციონიტს უახლოვდება.

ეპიდოტი ზოგჯერ ძარღვებრივად ჰკვეთს ქანს; ამ შემთხვევაში ის უფრო ნაგვიანები ჩანს.

**სილიციფიკაცია.** წყების ავტომეტამორფიზმს, რომელიც ზემოხსენებული პროცესების გზით მიმდინარეობდა, თან ახლდა პირველადი კომპონენტების დაშლისა და ახალი მინერალების ჩამოყალიბების დროს  $\text{SiO}_2$ -ს გამოყოფა კვარცისა და ქალცედონის სახით, იშვიათად ოპალის სახითაც, რომელსაც შემდეგში გადაკრისტალება განუცდია, მაგრამ აქა-იქ რელიქტის სახით მაინც იჩენს თავს. მეორად  $\text{SiO}_2$ -ს ვხვდებით ბისილიკატის ჩანაცვლებებში, დაშლილ ალბიტზეზულ პლაგიოკლაზში და ძირითად მასაში. ზოგ შემთხვევაში  $\text{SiO}_2$  უფრო შემდგომია, — ხსნარების მიერ არის მოტანილი: ძარღვის სახით ჰკვეთს შლიფს, ან კარბონატს ანაცვლებს. თითქმის მუდამ თანამგზავრობს პორებში კლორიტთან; თხელი წვრილაგრეგატული ქერქის სახით (ქალცედონურ მოდიფიკაციაში) ის გარს ეკვრის პორის კედელს. მეორადი კვარცი, მაშინაც კი, როდესაც ის იზოლირებული მოზრდილი მარცვლების სახით არის, ადვილი გასარჩევია პირველადისაგან: უწესო მოხაზულობით, პელიტური ნივთიერების მინარევით, წვრილაგრეგატული აგებულებით და სხვა ნიშნებით ის საკმაოდ მკაფიოდ განსხვავდება ამ უკანასკნელისაგან.

**პელიტიზაცია.** მეტ-ნაკლები ინტენსივობის (საერთოდ კი მაინც სუსტი) პელიტიზაცია თითქმის ყველა ტიპს ახასიათებს; ყველაზე ძლიერად ის ალბიტზეზულ ქანებში იჩენს თავს. პელიტური ნივთიერება წმინდადისპერსულ მდგომარეობაშია და დაახლოებით თანაბრად ჟღენთავს მთელ ქანს. რკინის ჟანგების შერევა ასეთ მასას მურა-ჟანგისფრად ფერავს; ალაგ-ალაგ ჟანგის სიქარბე დალაქებას იწვევს. გენეტურად ეს პელიტური ნივთიერება ქანის ავტომეტამორფულ პროცესებს უკავშირდება. არის ქანში, ზედაპირული გამოფიტვის ინტენსივობისდა მიხედვით, გამოფიტვით გამოწვეული პელიტიზაცია. პროცესს ამ შემთხვევაში ჩვეულებრივი ხასიათი აქვს და ფელდშპატის ძლიერ კატამორფულ დაშლასთან არის დაკავშირებული.

**ციონიტიზაცია და სერიციტიზაცია.** პლაგიოკლაზის დაშლის პროდუქტებია აგრეთვე ეპიდოტ-ციონიტური მასა და სერიციტი, რომელნიც სხვადასხვა რაოდენობით ხშირად გვაქვს ქანში. უნდა აღინიშნოს, რომ სერიციტიზაცია, პლაგიოკლაზის დაშლის სხვა პროცესებთან შედარებით, ჩვენს ქანებში საერთოდ დამორჩილებულ როლს თამაშობს.

მეორად მინერალებს შორის, პლაგიოკლაზისა და ბისილიკატის დაშლის ხარჯზე, იშვიათად პრენიტიც გვაქვს. ის ზოგჯერ მქიდრო ასოციაციაშია სხვა მინერალებთან, ზოგჯერ კიდევ დამოუკიდებელი ფსევდომორფოზების სახითაა.

აღსანიშნავია, რომ ცეოლიტი, ორიოდე პრობლემატური შემთხვევის გარდა, ჩვენი რაიონის პორფირიტული ქანების მიკროსკოპიაში არავითარ როლს არ თამაშობს.

პირიტიზაცია, პნევმო-ჰიდატოგენურ მოქმედებას უკავშირდება პირიტიზაცია, რომელიც ხშირად საკმაოდ მნიშვნელოვან განვითარებას აღწევს. პირიტის პატარა კრისტალები ხშირად მაკროსკოპიულადაც მკაფიოდ გამოიყოფა. მიკროსკოპში ირკვევა, რომ მეტწილ შემთხვევაში პირიტი მაგნეტიტის ან ჰემატიტის ხარჯზეა წარმომობილი. თავის მხრივ ზედაპირული აგენტების გავლენით ის ხშირად რკინის ჰიდროქსიდში გადადის.

მეორადი რკინის ქანგები. ქანის ავტომეტამორფულ და ჰიდროთერმულ გარდაქმნას, ბუნებრივია, მეორადი რკინის ქანგების (მეტწილად მაგნეტიტი, ზოგჯერ ჰემატიტი) გამოყოფაც თან ახლდა. ბზარების გასწვრივ კონცენტრირება, ან მტვრის სახით გაბნევა ფენოკრისტალში თუ ძირითად მასაში, ზოგჯერ უწყსო ფორმის ლაქებად დაგროვება, ხოლო ბისილიკატის შავმური დისოციაციის დროს ოპაციტური ქერქის განვითარება (ზოგჯერ სრული ჩანაცვლება) და სხვა.—ამგვარი რკინის ქანგების მეორად წარმოშობაზე მიგვიითებენ და ცხადად ასხვავებენ მათ პირველადი მადნეული მინერალის იდიომორფული მარცვლებისაგან.

ჰიდროთერმული მეტამორფიზმი ძლიერ აქვთ განცდილი წიაღის ღელის ქანებს და მოლითის მიდამოების პროპილიტიზებულ ტუფოგენს (იხ. ზემოთ).

წიაღის ღელის ქანების ჰიდრომეტამორფიზმი, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, გამოიხატება ქანის გამდიდრებაში კარბონატით და  $SiO_2$ -ით. ზოგჯერ, განსაკუთრებით ქრილის ქვედა ნაწილში (ჰიპსომეტრიულად), გაკვარცება ისეთ სიძლიერეს აღწევს, რომ სურათი კონტაქტური მეტამორფიზმით გამოწვეულ გარაგავიკებას მოგვაგონებს ძალიან, თუმცა ახლო გასინჯვით ადვილად შეიძლება მაინც ზოგიერთი დამახასიათებელი ნიშნის დაქერა. ხშირად ქანის თავდაპირველადი კომპონენტებიდან მხოლოდ უმნიშვნელო რელიქტებიღა არის დარჩენილი.

ჰიდროთერმული მეტამორფიზმი წიაღის ღელის მსგავსად ძირითადად ყველგან სილიციფიკაციაში და კარბონატიზაციაში გამოიხატება. ზოგჯერ პირიტიზაციაც ამავე პროცესს უკავშირდება. ხსნარების მოქმედება მეტწილად, როგორც ამას შლიფების შესწავლა გვიჩვენებს, მეტასომატური გზით მიმდინარეობდა, რაც ძალიან აძნელებს შემდგომი ჰიდროთერმული მინერალების გამოყოფას უფრო ადრინდელი ავტომეტამორფოგენულისაგან.

კონტაქტური მეტამორფიზმი. წიფის ინტრუზივის ირგვლივ პორფირიტული წყების ქანებს ინტენსიური კონტაქტური ზეგავლენა განუტღიათ. უშუალოდ კონტაქტში და ახლო მეზობლად ქანი, განურჩევლად პირველადი ბუნებისა, კონტაქტურ რაგავიკად ქცეულა. მოშორებითა გავლენის ინტენსივობა თანდათან ცხრება,—ქანის პირველადი ხასიათი დაცულია, მხოლოდ სილიციფიკაცია და, უფრო სუსტად, კონტაქტური ალბიტის, აქტინოლითის, ბიოტიტის და ზოგჯერ ეპიდოტის წარმოშობა სხვადასხვა რაოდენობით კიდევ



იჩენს თავს; ჩვეულებრივ ეს შესამჩნევია შეხებიდან რამდენიმე ათეულ მეტრზე, შემდეგ კი გავლენა თითქმის შეუმჩნეველი ხდება<sup>1</sup>.

კონტაქტურ ზეგავლენას გვიჩვენებენ ლაბრადორიანი პორფირიტების წარმომადგენლები და მათი ტუფები, აგრეთვე კვარციანი პორფირიტები. წიფურა-ორხევის წყალგამყოფზე, უხედურის ხეობაში და სხვაგან კონტაქტური მეტამორფიზმის სფეროში მოხვედრილან, როგორც ჩანს, ალბიტიზებულ პლაგიოკლაზიანი ქანებიც.

ჩვეულებრივ კონტაქტურ გარაგავიკებულ ქანებში პირველადი პლაგიოკლაზის რელიქტური მარცვლების გვერდით უხვად გვაქვს მეორადი ალბიტი, — სალი, სუფთა ან სუსტად დამტვერილი, გამჭვირვალე, მარტივ მორჩობლებში ან უმრჩობლო. ძირითადი მასა და ხშირად ჩანაწინწყლების ნაწილიც სილიცირებულია, — კვარცის წმინდა და წვრილმარცვლოვანი აგრეგატებით ჩანაცვლებულან. კვარცი ცვალებადი სიდიდისაა, ალაგ-ალაგ ძარღვებრივ, ბუდებრივ შეჯგუფებებს იძლევა; სუფთა, წყლისებრ გამჭვირვალეა, იშვიათად მტვრისებური ჩანართებით.

როდესაც გარაგავიკებას აგლომერატული ტუფები განიცდიან, მიკროსკოპში შეიძლება მაინც გარჩევა პირველადი—ძველი სუბსტრატისაგან შეტაცებული—კატაკლაზური კვარცისა და სერიციტიზებული პლაგიოკლაზის, კონტაქტური კვარცისა და ალბიტისაგან.

ძალიან დამახასიათებელია ბიოტიტიზაცია: წვრილ-თხელ-ქერცლა, სუფთა სალი შეფერვის—მომწვანო-მოყავისფრო ან მუქი ოქროსფერ-მოყავისფრო—ბიოტიტი წვრილმარცვლოვან კვარც-ალბიტიან მასაში დიდ როლს თამაშობს; ხასიათდება შეჯგუფებებით, ზოგჯერ ტოტებრივ-ბუჩქებრივი განლაგებით; პირველად ფენოკრისტებს ხშირად გარს ეკვრის სარტყლად, შეჭრილია შიგაც ბზარების გასწვრივ. მინერალის ის თავისებური კონტაქტური ელფერი, რომელზეც ლოდოჩნიკოვი მიგვიითითებს [9], მეტად რელიეფურად არის წარმოდგენილი. ბიოტიტი ზოგჯერ გაუფერულებულია და თეთრ ქარსშია გადასული, ზოგჯერ კიდევ ქლორიტიზებულია.

აგრეთვე დამახასიათებელია კონტაქტური ზოლის ქანებისთვის სხივური ღია მწვანე აქტინოლითი ცვალებადი სიდიდის კრისტალების სახით. შემდეგ აღსანიშნავია მალალსხივტეხიანი, ხშირად უფერო, ტიპიური ეპიდოტის არსებობა, რომელიც მიკროსკოპში ელფერით და თვისებებით საკმაოდ განსხვავდება ჩვენს პორფირიტულ წყებაში ჩვეულებრივ წარმოდგენილი ეპიდოტისაგან. მუქ კომპონენტთა შორის, გარდა კონტაქტური ბიოტიტისა და აქტინოლითისა, არის კიდევ ჩვეულებრივი ამფიბოლი (უთუოდ პირველადი) და აგრეთვე იშვიათად ავიტიცი. სხვა მინერალებიდან, რომელნიც აგრეთვე კონტაქტთან შეიძლება იყვნენ, ნაწილობრივ მაინც, დაკავშირებული, აღსანიშნავია სფენი, აპატიტი, პირიტი და სხვ.

<sup>1</sup> კონტაქტური ორგანი შედარებით დეტალურად აქვს აღწერილი გ. ხარბეს [5], რის გამოც მე მხოლოდ ზოგადი შენიშვნებით დავკმაყოფილდები.

მთელი რიგი დაკვირვებების მიხედვით ჩანს, რომ პორფირიტული წყების ავტომეტამორფიზმი წინ უსწრებდა წიფის ინტრუზივის შემოჭრას და კონტაქტურ ზეგავლენას: ალბიტიზაცია, ქლორიტიზაცია და სხვა, რაც პირველ პროცესს გამოუწვევია, ცვალებადი ინტენსივობით ქანებს უკვე განცდილი ჰქონიათ.

კონტაქტური ქანების მთავარი შემადგენელი მუდამ კვარცია; ქანში ამ უქანასკნელის რაოდენობა საშუალოდ 50—70% შეადგენს.

#### IV. ქანების უდაბრებითი ასაკის უმსახვბ

ჩვენ მიერ ზემოთ მოცემული სქემა ქანების დაჯგუფებისა საფუძვლად პეტროგრაფიულ ნიშნებს იღებს. საჭირო იქნება აქ ორიოდ სიტყვით გამოყოფილი ტიპების სტრატოგრაფიულ-გენეტურ ურთიერთობას შევხვით.

ლაბრადორ-ბიტოვნიტიანი პორფირიტები მათთან დაკავშირებული ტუფოგენებით გენეტური თვალსაზრისით უდავოდ ერთ კომპლექსს ჰქმნიან; გამოყოფილი ჯგუფები ერთი ლავის ფაციესებს წარმოადგენენ, განსაზღვრულს ამონთხევების მიმდინარეობის ხასიათით და პირობებით. ამაში რაიმე ეჭვის შეტანის არავითარი საფუძველი არ გვაქვს. ამონთხევების პერიოდულ განმეორებებში არის თუ არა რაიმე, თუნდაც ადგილობრივი, კანონზომიერება, შეუძლებელია ამის თქმა, რადგან წყების მასივის აგებულება—სრუებრივობის უქონლობა ამის გარკვევის საშუალებას მეტად აძნელებს. მაგრამ ქრისტების შესწავლის შემდეგ მაინც შეიძლება ითქვას, რომ გამოყოფილი ტიპები ცალკეულ სტრატოგრაფიულ ერთეულებს სრულებით არ განოხატავენ, გენეტურად ისინი ერთმანეთთან მჭიდროდ დაკავშირებულ ქანებს წარმოადგენენ და ერთნაირად უნდა გვხვდებოდნენ სტრატოგრაფიული სვეტის ამა თუ იმ ნაწილში. არც დაბაზური პორფირიტებისა და დიაბაზებისათვის შეიძლება გარკვეული ცალკე პორიზონტის მინიჭება, — ისინიც ცხადად ადგილობრივ ფაციესს წარმოადგენენ.

სხვაგვარად უნდა დაისვას ალბიტიზებულ პლაგიოკლაზიანი ქანების საკითხი. მათში, როგორც დავინახეთ, თითქმის ყველა იმ სახესხვაობების გარჩევა შეიძლება, რომელთაც ფუძეპლაგიოკლაზიანში ვყოფთ. ეს გარემოება, რა თქმა უნდა, თავისთავად არაფერს არ ამბობს, მაგრამ შეიძლება მაინც საკითხის დაყენება, ხომ არ გამოხატავს ალბიტიზებული ქანების კომპლექსი ცალკე სტრატოგრაფიულ პორიზონტს.

ჩვენ ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, რომ ამ ჯგუფის ქანები გვხვდება უმთავრესად პორფირიტული წყების ქვედა ნაწილში. ამ საფუძველზე საკითხი თითქოს გარკვეულად წყდება, მაგრამ ქრისტების შესწავლა (გვ. წილის და ბარნალის ღელეთა ქანების დახასიათება) სრულიად ნათლად აჩვენებს, რომ ალბიტიზებულ პლაგიოკლაზიანი ქანების გვერდით, მართალია, დამორჩილებულად, მაგრამ მათთან მორიგეობით და მჭიდრო თანხმობით. ურთიერთობით ფუძეპლაგიოკლაზიანი პორფირიტებიც არიან წარმოდგენილი, რომელთა პეტროგრაფიული ბუნება ზედა ნაწილის ანალოგიურია სრულიად; ზოგჯერ კიდევ ქანში პლაგიოკლაზის ნაწილი ალბიტიზებულია, ნაწილი კი ფუძე ბუნებისა ჩანს. თვით ალბიტიზაციაც სხვადასხვა ინტენსივობით არის წარმოდგენილი;

დეანორტიტიზაცია შეჩერებულია სხვადასხვა საფეხურზე—ლაბრადორ-ანდეზი-ნიდან დაწყებული ალბიტამდე. ამ სხვადასხვაგვარად შეცვლილი ქანების განაწილებაში რაიმე კანონზომიერების შემჩნევა აგრეთვე შეუძლებელი ხდება.

ალბიტიზაციის ხასიათი არავითარ ექვს არ სტოვებს ალბიტის მეორად წარმოშობაში,—უკვე ჩამოყალიბებული ფუძე პლაგიოკლაზის დეანორტიტიზაციის გზით. პროცესი უთუოდ ქანის მყარ მდგომარეობაში მიმდინარე ავტომეტამორფიზმის კატეგორიის მოვლენას მიეკუთვნება. დანარჩენი კომპონენტების სახეცვლა გამოყოფილ ძირითად ჯგუფებში თითქმის ერთნაირია, მხოლოდ ალბიტზებულ ქანებში შეიძლება მეტი ინტენსივობის კარბონატიზაცია შევნიშნოთ, რაც ამ შემთხვევაში სრულიად ბუნებრივ მოვლენად უნდა ჩაითვალოს.

ამგვარად, შეიძლება ითქვას, რომ ავტომეტამორფიზმის ხასიათი ნაწილობრივ უკვე სტრატეგრაფიულ მიმდევრობას ექვემდებარება. წყების იმ ნაწილში, რომელიც ზედა ჰორიზონტს უნდა ეკუთვნოდეს, არსად ალბიტიზაციის იმგვარი სურათი არ გვაქვს, როგორც ქვედა ნაწილშია. მართალია, პლაგიოკლაზის ნაწილობრივი ალბიტიზაცია პირველშიაც ჩანს, მაგრამ სურათი აქ სულ სხვაგვარი ხასიათისაა: ამ შემთხვევაში ალბიტი წყვეტილ უბნებად და ბზარების გასწვრივ წვრილ ზოლებად არის გამოყოფილი—შლიფის კვეთში ის უმნიშვნელო ფართს იჭერს, მაშინ როდესაც ალბიტიზებული პორფირიტების ჯგუფში პლაგიოკლაზის მთელი მარცვლის თანაბარი ალბიტიზაცია მომხდარა.

მასასადამე, ჩვენს რაიონში ბაიოსის თითქმის მთელ მანძილზე ეფუზიური მოქმედების მკვებავი კერა დაახლოებით ერთნაირი ბუნებისა ყოფილა,—ამოფრქვევები ერთისა და იმავე ტიპებით ხასიათდებოდა, მხოლოდ ავტომეტამორფიზმი, პირველ რიგში პლაგიოკლაზის დაშლა და შეცვლა, პირველ ხანებში და შემდეგში რამდენადმე სხვაგვარად მიმდინარეობდა. უთუოდ ამის მიზეზი მაგმური ექსგალიაციების ფიზიკურ-ქიმიური ბუნებისა და ლავური აქტივობის გეოქიმიური პირობების შეცვლაში მდგომარეობდა.

ნათქვამიდან აშკარაა, რომ ბაიოსის ქვედა ჰორიზონტი, თუნდაც მეზობელ რაიონებში, მუდამ ალბიტიზებული პორფირიტებით და მათი წარმოებულებით შეიძლება არ იყოს წარმოდგენილი. ცხადია, ფაქტს რეგიონული მოვლენის უფლებას ჯერ ვერ მივცემთ.

გ. ძოწენიძე [2] მეზობელ რაიონში (სამხრეთ ოსეთი) ასეთ თანამიმდევრობას აღნიშნავს მის მიერ აღწერილი ტიპებისას: ყველაზე პირველად სპილიტები (ალბიტური პლაგიოკლაზით და ხალი პიროქსენით), შემდეგ რქატყუარაინი პორფირიტები, დიაბაზები, პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები და ბოლოს—უკანასკნელი ფაზის წარმომადგენლები—ავგიტ-ანორთიტიანი და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები.

როგორც დავინახეთ, ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონში დიაბაზები მცირე გავრცელებით სარგებლობენ და მასთან, რაც მთაყარია, ცალკე ჰორიზონტისთვის მათი მიკუთვნება ძნელი ხდება. ასევე შეუძლებელი ჩანს რქატყუარაინი და პლაგიოკლაზიანი (უბისილიკატო) პორფირიტების გამოცალკევება დანარჩენი ტიპებისაგან, როგორც ლაბრადორ-ბიტოენიტიან, ისე ალბიტიზებულ ჯგუფში.

ძალიან საგულისხმოა სამხრეთ ოსეთში ვულკანური აქტივობის პირველი პროდუქტების გამოვლინება ალბიტიანი პორფირიტებით, თუმცა სამხრეთ ოსეთის სპილიტების ბუნება, როგორც აღწერებიდან ჩანს [2], საკმაოდ განსხვავდება ჩხერიმელა-ძირულის ალბიტურ პლაგიოკლაზიანი ქანებისაგან. პირველში ალბიტი სალია და პირველადის შთაბეჭდილებას სტოვებს. გ. ძოწენიძე სრულიად სამართლიანად შიაწერს მას ჯერ კიდევ თხევად მაგმურ სტადიაში ჩამოყალიბებას, მასთან ავგიტიც სალია, იშვიათად თუ არის შეცვლილი. ჩვენს შემთხვევაში კი ალბიტი აშკარად მეორადია; ბისილიკატი კიდევ მხოლოდ იშვიათ გამონაკლის შემთხვევაში თუ არის დაცული, ჩვეულებრივ კი ის დაშლილია და თითქმის მთლიანად მეორადი მინერალებით არის ჩანაცვლებული. გ. ძოწენიძის შრომაში აღწერილი სპილიტების მსგავსი ქანი მხოლოდ ერთ პრობლემატურ შემთხვევაში შეგვხვდა, მაგრამ აშკარაა, რომ ერთ ნიმუშზე, ისიც არა სავსებით ცხადზე, დაყრდნობა შეუძლებელია.

სამხრეთ ოსეთის წყებას თუ შევადარებთ, აღმოჩნდება, რომ ჩხერიმელა-ძირულის ალბიტიზებული ქანები პლაგიოკლაზის ხასიათით და ქლორიტში გადასული ბისილიკატით ყველაზე უფრო ახლოს ფაწის ხეობის დიაბაზურ ქანებთან დგანან.

კვარციანი პორფირიტების სტრატეგრაფიული მდებარეობის საკითხი არ არის სავსებით ნათელი. ეს ქანი ჩვენს რაიონში პორფირიტული ფორმაციის ყველაზე ახალგაზრდა კომპონენტს უნდა წარმოადგენდეს. ზედა საზღვარი არ ირკვევა. რა თქმა უნდა, არ არის უარყოფილი ამ ჯგუფის პოსტბაიოსური ასაკიც, მაგრამ გოლათუბნის ღელის კრილის მიხედვით ეს ქანები უფრო ბაიოსური ვულკანიზმის ბოლო აქტივობის შედეგს უნდა გამოხატავდნენ. ამ დასკვნას განსაკუთრებით ის ფაქტი აძლიერებს, რომ წიფის ინტრუზივი, რომლის ასაკი ჩვენი შეხედულებით ბაიოსურ დროსვე უნდა უკავშირდებოდეს, უდავოდ კონტაქტურ გავლენას ახდენს ამ ქანზე. პერიფერიულ ნაწილში ნეოინტრუზივის კვარცპორფირში თანდათან გადასვლის შთაბეჭდილება, რომელიც ველზე იქმნება (წიფის ღელეში) და რომელზეც კვლევის წინასწარ ანგარიშში მიეუთითებდით [1], სწორედ კონტაქტური ზეგავლენით კვარციანი პორფირიტის გარავიკებით აიხსნება.

გამკვეთი რქატყუარაიანი პორფირიტები, რომელნიც ზემოთ აღწერეთ, პოსტიურულ (ყარცულ) დროს უნდა ეკუთვნოდნენ. პოსტბაიოსური წარმოშობისა შეიძლება იყვნენ აგრეთვე ალბიტოფირები და—უფრო გარკვეულად—ჩორჩანის რაიონის კვარცპორფირები და კვრატოფირები.

ჩხერიმელის ხეობის მარცხენა მხარეზე ბაიოსურ წყებაში ზოგან მოქცეული არიან დიაბაზური ქანები, რომელნიც მაკროსკოპიულად და მიკროსკოპიულადაც ეოცენური დიაბაზების და ანდეზიტ-დიაბაზების ანალოგები არიან, მაგრამ მათ ამ შრომაში არ ვეხებით.

ასეთია მოკლედ ჩხერიმელა-ძირულის პორფირიტული წყების პეტროგრაფია.

საქართველოს ბაიოსური ვულკანოგენური სერიის დეტალური შესწავლა მხოლოდ უკანასკნელ წლებში დაიწყო. მრავალ ადრინდელ შრომაში მოცე-

მული ცნობები ან ზოგად გეოლოგიურ დახასიათებებს, ან კიდევ ხშირად ცალკეული ნიმუშების პეტროგრაფიულ აღწერებს შეიცავენ მხოლოდ.

დეტალური დასინჯვის საფუძველზე წყების ბუნების შედარებით ღრმა გააშუქებას პირველად გ. ძოწენიძის შრომაში ვხედავთ. მიუხედავად ამ მკვლევრის მიერ შესწავლილი რაიონის ახლო მეზობლობისა ძირულა ჩხერიმელასთან, მაინც საკმაოდ ძლიერი თავისებურებები ასხვავებს ამ რაიონების წყებებს ერთმანეთისაგან. კერძოდ, ჩვენი რაიონის პორფირიტული წყების დამახასიათებელ პეტროგრაფიულ ნიშნებს შეადგენს: სპილიტების არარსებობა, ალბიტთან ქანებში ალბიტოზაციის სხვაგვარი ხასიათი, მეორადი პროცესების მეტად დიდი ინტენსივობა (კერძოდ, განსაზღვრულ უბნებში არაჩვეულებრივ ფართო მასშტაბის კარბონატიზაცია), ცეოლიტიზაციის არარსებობა და სხვა. ამ ნიშნებით ის საგრძნობლად განსხვავდება სამხრეთ ოსეთის ანალოგიური წყებისაგან.

აშკარაა, რომ საერთოდ პორფირიტულ სერიაში ცალკეული ტიპების რეგიონული გავრცელებისა და ურთიერთობის შესახებ რაიმე გარკვეულ კანონზომიერებაზე ლაპარაკი ჯერჯერობით ნაადრევი იქნებოდა; სრულებით არ არის უარყოფილი წყების გავრცელების სხვა რაიონში განსხვავებული ადგილობრივი თავისებურების და მოვლენების არსებობა, რომელნიც სხვაგან უკვე ცნობილ ფაქტებს შეიძლება არ უთანხმდებოდნენ. აქედან ცხადია, თუ რა დიდი მნიშვნელობა ენიჭება გავრცელების მთელ ფართზე წყების სისტემატურ დეტალურ შესწავლას კვლევის საველე გეოლოგიური მეთოდისა და მიკროსკოპიული ხერხის პარმონიული გამოყენების გზით.

მეორე მხრივ, ჩხერიმელა-ძირულის პორფირიტული წყება მეტად საინტერესო მასალას იძლევა პორფირიტული ქანების ავტომეტამორფიზმის, კერძოდ პლაგიოკლაზის და ბისილიკატის დაშლისა და ახალი მინერალების გამოყოფის პროცესების შესასწავლად. უნდა ვიფიქროთ, რომ მუშაობა ამ მიმართულებით აგრეთვე ახალ მნიშვნელოვან ფაქტებს აღმოაჩენს და საინტერესო დასკვნებით დაგვირგვინდება.

С. С. ЧИХЕЛИДЗЕ

## МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ ПЕТРОГРАФИИ ПОРФИРИТОВОЙ СВИТЫ р.р. ЧХЕРИМЕЛЫ и ДЗИРУЛЫ<sup>1</sup>

Резюме

Байосская порфиритовая свита южной части Дзирульского массива в фаціальном отношении показывает большое непостоянство. Туфоген-

<sup>1</sup> Указанная свита являлась для автора объектом сравнительно детального обследования во время изучения им южной части Дзирульского массива (в 1934—36 г. г.). Статья представляет собою специальную дополнит. главу к работе „Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива“, опубликованной в 1948 г. [1].

ные отложения с нормальными литокластами и чередованием лав быстро сменяются массивными вулканогенами. Господствующей для данной части массива является именно эта фация, причём отсутствие слоистости чрезвычайно сильно мешает расшифровке тектоники.

Полного разреза байоса в данном районе нигде не имеется. Массивный характер формации ещё больше затрудняет выяснение мощности всей свиты. По неполным данным, видимая мощность не меньше 1—1,5 км.

В южной части массива порфиритовая свита занимает большую площадь. На правой стороне р. Чхеримелы она слагает антиклинальное поднятие, являющееся водоразделом между р. р. Дзирула и Чхеримела. Отсюда свита непрерывно переходит в Дзирульскую синклинальную депрессию.

Следует отметить, что несогласное налегание байоса на лейасовые отложения обычно приурочено к массивной вулканической фации. Недостаточный учёт фациальных изменений свиты приводил иногда исследователей к неправильным выводам. Так, например, порфиритовый массив на правой стороне р. Чхеримелы в районе водораздела принимался иногда за самостоятельный верхнеюрский лавовый покров, несогласно перекрывающий байос. Но на самом деле несогласие является кажущимся, обусловленным быстрым изменением литологической природы толщи, а также тектоническими условиями местности.

Близкое изучение порфиритовой свиты показывает, что вулканические излияния происходили под водой и, повидимому, носили линейный характер. Участки сплошного развития массивных вулканогенов, почти без участия терригенных осадков, имеющие обычно вытянутый в одном направлении характер, должны быть совпадают с очагами излияния лав. Исходя из этого, одним из таких очагов следует считать полосу Ткемта-Никорагули (Молитский хребет), а другим—долину р. Дзирулы. Весьма возможно, что от главных линий отходили боковые ответвления в виде поперечных или диагональных трещин, но общая картина от этого не меняется.

Породы, входящие в состав порфиритовой свиты рассматриваемого района, можно разделить в основном на три группы: 1) порфиритовые лавы с альбитизированным плагиоклазом и связанные с ними туфогены; 2) породы с первичным (неизменённым) плагиоклазом и 3) кварцевые порфириты. В распространении этих групп можно усмотреть некоторую закономерность. Породы первой группы приурочены исключительно к низам толщи. Кварцевые порфириты соответствуют, повидимому, последней фазе вулканизма.

По характеру цветного компонента и структурным признакам в первых двух группах, в особенности во II группе, можно выделить целый ряд разновидностей: авгитовые, авгито-роговообманковые, роговообман-

ковые, с невыясненным (полностью хлоритизированным) бисиликатом, безбисиликатовые (плагноклазовые), мандельштейновые (среди них авгитовые и др.) и диабазовые порфириды. Перечисленные разновидности в генетическом отношении в каждой группе представляют собою вариации одного петрологического типа. Взаимоотношение их чисто фаціальное. Никаких данных о стратиграфически-генетической обособленности и определенной зональной локализации этих пород не имеется. Часто один участок одного и того же массивного обнажения даёт одну разновидность, а смежный — другую.

С выделенными группами генетически связаны породы другого строения, неоднородные, часто брекчиевидные, среди которых различаем: а) микроатакситы, можно их ещё назвать туфовыми лавами и б) лавовые брекчии. Эти породы частично образованы в результате расщепления остывшей лавовой корки и захвата обломков её новой массой лавы (собственно лавовые брекчии — в узком смысле). Часть же их представляет собою типичные структурные (конституционные) атакситы. Твёрдое разграничение этих пород почти невозможно. По цветному компоненту и среди них можно выделить условно отдельные разновидности.

Довольно большим распространением пользуются среди обеих групп породы смешанного характера, которые с одинаковым правом можно отнести как к лавам, так и туфам. Они почти в одинаковой степени содержат элементы и тех и других. Ближе стоят они, с одной стороны, к кристаллическим туфам и, с другой — к микроатакситам и микролавовым брекчиям. Придерживаясь принятой терминологии, называем их туфо-лавами.

Многообразна и природа собственно туфов, не говоря о многочисленных слоистых туфогенах, чередующихся с терригенными литокластами и приуроченных к определённым участкам. Среди них в основном различаются: кристаллические туфы, агломератовые туфы и разнообразные туфобрекчии (от микротуфобрекчий до крупных).

Кварцевые порфириды пользуются сравнительно локальным распространением. Включения в них авгитовых и авгито-амфиболовых порфиридов, вместе с другими данными, указывают на более поздний характер их излияний.

Среди явно эпигенетических пород выделяются секущие роговообманковые порфириды, аналоги которых характерны для среднемеловой вулканоогенной толщи, и альбитофиры.

Породы порфиритовой толщи в сильной степени изменены автометаморфическими процессами. К ним относятся: альбитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, пелитизация, иногда пиритизация и др. В развитии и взаимосвязи этих процессов видна некоторая закономерность.

Альбитизация плагноклаза очень характерна для периферических частей Молитского порфиритового массива. Как видно, она приурочена

в основном к нижней (стратиграфически) части формации. В отличие от спилитов Юго-Осетии, альбит которых, по Г. Дзюценидзе [2], повидимому, первичного происхождения, в породах Чхеримелы альбит является определённо вторичным, образовавшимся в результате деаортитизации основного плагиоклаза. Иногда в разных участках одного и того же обнажения обнаруживается различная степень альбитизации плагиоклаза. Процесс этот, повидимому, обусловлен автометаморфизмом породы в пневмо-гидатогенной стадии вулканической деятельности. Альбитизированные породы всегда богаты вторичными минералами, в особенности карбонатом, пелитовым веществом и хлоритом.

Хлорит является обычно весьма существенным компонентом всех пород порфиритовой свиты данного района. Он замещает в первую очередь стекловатый базис, затем бисиликат, ассоциируясь здесь с эпидотом, окислами железа, иногда карбонатом и редко пиритом. Выполняет также поры (первичные или вторичные—гидрохимические), иногда с участием карбоната, реже вместе с эпидотом. Характерен процесс хлоритизации и для плагиоклаза. Наблюдается различие между хлоритом, замещающим авгит, и хлоритом, образовавшимся за счёт роговых обманок. Часто также присутствуют в порфиритах идиоморфные, индивидуализированные, совершенно свободные от примесей и сопутствующих минералов лейстовые агрегаты хлорита, являющиеся, повидимому, первичными.

Карбонатизация пользуется сравнительно локальным развитием. Чрезвычайно сильной степени она достигает в породах к западу и северо-западу от Молити. Здесь часто вся масса породы, в первую же очередь плагиоклаза, почти полностью замещена карбонатом.

Очень характерна для данного района также и эпидотизация. Обычно эпидот тесно связан с хлоритом. Следует отметить, что в сильно карбонатизированных породах эпидота почти нет или его очень мало и, наоборот,—в породах бедных карбонатом эпидот всегда имеется в большом количестве. По двойному лучепреломлению и другим признакам эпидотовый минерал часто близок к клиноцоизиту. Иногда он сечёт породу в виде микрожил.

С автометаморфизмом пород, при разложении старых и образовании новых минералов, связано выделение кремнезёма в виде кварца и халцедона, реже опала. Иногда он более поздний, привнесённый гидротермами: сечёт плоскость шлифа жилками и замещает иногда карбонат.

Пелитизация в той или иной степени характерна для всех типов, но сильнее всего она проявляется всё же в альбитизированных породах.

Заметна в породах данного района и серицитизация плагиоклаза. Но этот процесс, по сравнению с другими процессами разрушения плагиоклаза, играет совершенно подчинённую роль. Среди вторичных минералов за счёт плагиоклаза и бисиликата имеется редко и пренит—иногда в ассоциации с другими, иногда же в виде самостоятельных псевдоморфоз.



С пневмо-гидатогенной деятельностью связывается пиритизация, достигающая иногда крупного развития. Большой частью пирит образован за счёт магнетита или гематита.

С автометаморфическим и более поздним гидротермальным изменением породы, естественно, связано также выделение вторичных окислов железа.

Гидрометаморфизм резче всего проявляется в окрестностях с. Моляты. Выражен он в интенсивной карбонатизации, силификации и отчасти пиритизации пород.

Вокруг Ципского интрузива породы порфиритовой свиты показывают интенсивное контактное изменение. Выражено оно в резком ороговковании пород—независимо от первичной природы их. Характерно для контактных роговиков содержание мелкочешуйчатого, яркоокрашенного „контактового“ биотита, привнесённого альбита, кварца, актинолита, эпидота и др.

Изучение порфиритовой свиты рассматриваемого района даёт право заключить, что очаг, питавший эффузивную деятельность, имел на протяжении почти всего байоса, во всяком случае до верхней его половины, примерно один и тот же состав. Излияния давали почти одни и те же типы. Только автометаморфизм, в первую очередь изменение плагиоклаза, в первое время и впоследствии протекал в некоторой степени различно, что на более ранние породы наложило довольно отличительный отпечаток.

დაბოლოებული ლიტერატურა.—ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. ჩიხელძიკე ს.—გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. გეოლოგიური ინსტ. შრომები, გეოლ. სერ., ტ. IV (IX), ნაკვ. 3, 1948.
2. ქოჭელიძე გ.—მასალები პორფირიტულა წყების პეტროგრაფიისათვის (ხეშო რაქა და სამხრეთ სხეთი). საქ. გეოლოგ. ინსტ. მოამბე, ტ. III, ბ. 3, თბილისი, 1938.
3. Двоценидзе Г.—О некоторых вопросах образования альбитовых диабазов. Сообщения АН Грузинской ССР, т. III, № 4, 1942.
4. Дели Р.—Изверженные породы и глубины земли. Ленинград, 1936.
5. Заридзе Г.—Хевская неонинтрузия в Двирульском массиве. საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე, ტ. IV, ბ. I, 1938.
6. Заридзе Г.—Основные жильные породы района селений Рцхмелური и Ципლაკაკი (უძ. რ. ქხენისცხალი) в Нижней Сванетии. Сообщ. АН Грузинской ССР, т. II, № 9, 1941.
7. Левинсон-Лессинг Ф.—Олонецкая диабазовая формация. Тр. Петерб. Общ-ва естеств., т. XIX, 1888.
8. Левинсон-Лессинг Ф.—Петрография. Изд. II, ГНТИ, Ленинград, 1931.
9. Лодочников В.—Породообразующие минералы. Гос. Г. Р. Изд., Л.—М., 1933.
10. Смирнов Г., Татришвили Н. и Казахашвили Т.—Геолого-петрограф очерк северо-вост. части Двирульского массива. Тр. Петр. Инст. АН СССР в. II, Москва, 1937.
11. Смирнов Г., Татришвили Н. и Казахашвили Т.—Геолого-петрогр. очерк юго-вост. части Двирульского массива. Тр. Груз. отд. ВИМС-а, вып. II Тбилиси, 1938.



ბ. ძოწანიძე და ნ. სხირტლაძე

ახალი მასალები ქვედალიასური ვულკანოგენური წყების  
პეტროგრაფიისათვის

აღრვე დადგენილია, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე მეზოზოური დროის ეფუზიური ვულკანიზმის გამოვლინების პირველ ნიშნებს ქვედა იურულში ვხვდებით. ამდროინდელ ვულკანოგენურ წყებას მცირე გავრცელება აქვს ძირულისა და ხრამის კრისტალურ მასივთა ფარგლებში.

ძირულის მასივის ფარგლებში ქვედაიურული ვულკანოგენური წყება ჯერ მხოლოდ ორ ადგილას არის ცნობილი:

ა) სალიეთ-ქიათურის ზოლში (მდ. ყვირილის და საძალელო წყლის ხეობები);

ბ) შროშა-მარტოთუბნის ზოლში (გლინავის, ყვირილის და ნარულის ხეობები).

წყების მცირე გამოსავალს აღნიშნავენ აგრეთვე მდ. ძუსის ხეობის ქვედა ნაწილში, ზესტაფონის ჩრდილოეთით.

მდ. ყვირილის ქვედა ნაწილში, შროშა-მარტოთუბნის ზოლზე, აღნიშნული წყება, როგორც ცალკე სტრატეგრაფიული ერთეული, პირველად პ. გამყრელიძემ და გ. ჯიღარმა გამოაქვეყნა. წყების გეოლოგიური ბუნება დეტალურად პ. გამყრელიძემ და ს. ჩიხელიძემ [2] შეისწავლეს და მას „ქვედა ტუფიტების“ სახელწოდება მისცეს. შემდგომ ამავე წყებასთან გააერთიანეს [4,5] სალიეთ-ქიათურის ზოლში განვითარებული კვარცხორფირების და ალბიტოფირების წყება, რომელსაც ისეთივე სტრატეგრაფიული მდებარეობა უკავია, როგორც შროშა-მარტოთუბნის ზოლის „ქვედა ტუფიტებს“.

წყების ასაკი ახლა შეიძლება დადგენილად ჩაითვალოს იმის გამო, რომ იგი ტრანსგრესიულად იფარება ფაუნისტურად დათარიღებული [3,5] შუალიასური ნალექებით და თავის მხრივ ტრანსგრესიულად არის განლაგებული პალეოზოური დროის გრანიტულ მასივზე. ამიტომ და სხვა მოსაზრებათა საფუძველზე მას ქვედალიასურად [4,5] სთვლიან, თუმცა ზოგის აზრით არ არის გამორიცხული, რომ ის ზედატრიასულიც იყოს [2].

დღემდე არსებულ გამოკვლევათა მიხედვით ქვედალიასურ ვულკანოგენურ წყებაში პეტროგრაფიულად მხოლოდ მთავე ფაციესის ქანები იყო აღნიშნული, გარდა ყვირილის ხეობისა, სადაც პ. გამყრელიძესა და ს. ჩიხელიძეს [2] ქვ. ტუფიტების ქვეშ ვულკანური განფენი—კითხვითი ნიშნით „პორფირიტ-ლიბაზი“ აქვთ გამოყოფილი. ეს გარემოება კარგად ჩანს ქვემოთ მოყვანილი ფაქტიური მასალიდან. წყების ერთი ნაწილი, განვითარებული სალიეთ-ქიათურის ზოლზე, საკმაოდ დეტალურად ა. ბეტეხტინს აქვს შესწავლილი, რომელიც იქ ცალკე ლავურ განფენებს და მათთან დაკავშირებულ ჰიროკლასტოლოთებს—

ტუფებსა და ტუფბრეჭიებს გამოყოფს. მისი გამოკვლევით, წყებაში შემავალი ლაფური განფენები სხვადასხვა ძირითადი მასის მქონე კვარცპორფირებს და კვარციან ალბიტოფირებს წარმოადგენენ; ლაფები ადვილად გამოსარჩევი არიან მათთვის დამახასიათებელი ხორცისფერ-მოვარდისფრო და ზოგჯერ მომწვანო ფერით. პიროკლასტოლითებში ა. ბეტექტინი გამოყოფს: 1) პელიტურ ტუფებს, 2) ფერფლისა და მინებრივ ტუფებს, 3) კრისტალურ ტუფებსა და 4) ტუფბრეჭიებს. პელიტური ტუფები ნათლად შრეებრივი არიან და გარეგნულად ზოლებრივ ეშვებს ჰგვანან. ფერფლის ტუფები დამორჩილებულ როლს ასრულებენ და აგრეთვე ეშვებს მოგვაგონებენ. გარეგნულად მეტ შემთხვევაში წითელი ფერისა არიან. კრისტალური და სხვა კლასტური ტუფები, რომლებიც არაშრეებრივი არიან და აშავე დროს ფართო გავრცელებით სარგებლობენ, ფერით თითქმის არ განსხვავდებიან კვარცპორფირებისაგან. ნამდვილ დანალექ ქანებიდან (იგულისხმება ტერიგენული ნალექები) წყებაში ნატეხების სახით წარმოდგენილი არიან ნახშირიანი ფიქლები; გვხვდება აგრეთვე მიკროკლინიანი გრანიტების ნატეხები. ყველა ამათ გარდა ი. კახაძე წყებაში ლაფურ ბრეჭიებსაც აღნიშნავს; მასვე აქვს შენიშნული წყების გაძკვეთი შეცვლილი პორფირიტის ძარღვები.

მდ. ყვირილის შენაკად მდ. ნარულის გასწვრივ განვითარებული „ქვედა ტუფიტების“ წყება შესწავლილი აქვს გ. ძოწენიძეს. მან აქ ტუფიტებში 4 დასტა გამოყო:

- 1) მწვანე ტუფების დასტა—ზედა ნაწილი,
- 2) მურა-მოწითალო ფერის ტუფების—შუა ნაწილი,
- 3) მომწვანო-მოიისფრო ტუფებისა და
- 4) ღია რუხი ტუფების - სულ ქვედა ნაწილი.

გ. ძოწენიძის მიხედვით, პირველი დასტის ტუფები, რომლებიც უშუალოდ ლიასის კვარციანი ქვიშაქვების ქვეშ არიან მოთავსებული, წარმოდგენილი არიან უმთავრესად ფერფლის ტუფებით, რომლებიც კვარც-პორფირების ნატეხებს და ცუდად დაცულ მცენარეულ ნაშთებს შეიცავენ.

მურა-მოწითალო ანუ მეორე დასტის ტუფები უფრო მეტად კრისტალურ-აგლომერატულ ტუფებს წარმოადგენენ და მათი წითლად შეფერვა, ავტორის მიხედვით, იმდროინდელი სუბაერული გამოფიტვით უნდა იყოს გამოწვეული.

მესამე პორიზონტის მწვანე და ზოგჯერ მოიისფრო ტუფები არსებითად ფერფლის ტუფებს წარმოადგენენ. მდიდარი არიან კვარც-პორფირებისა და ალბიტოფირების ნატეხებით; მთავარი მასის გამწვანება მათში მინის გაქლორიტებით არის გამოწვეული.

ტუფების სულ ქვედა ნაწილი, ე. ი. მეოთხე პორიზონტის ტუფები, არა-შრეებრივი არიან და წარმოადგენენ კვარც-პორფირების ფერფლის ტუფებს.

ასეთია ქვედალიასური ვულკანოგენური წყების პეტროგრაფიული ბუნება ძირულის მასივის პერიფერიებზე. მოყვანილი მაგალითებიდან ნათლად ჩანს წყების შემადგენელი მასალას ერთგვაროვნება და მისი მზავე ბუნება როგორც სალიეთ-ჭიათურის, ისე ნარულის კრილშიც.

მიუხედავად ამგვარი მსგავსებისა, ზოგი მკვლევარი სალიეთ-ჭიათურის კვარც-პორფირებსა და შროშა-ნარულის „ქვედა ტუფიტებს“ ცალკე წყებებად მიიჩნევს; ეს მოსაზრება ძირითადად იმანზეა აგებული, რომ სალიეთ-ჭია-

თურის ზოლის წყებაში უფრო მეტად ლავებია განვითარებული და პიროკლასტოლითები დამორჩილებულ როლს თამაშობენ, მაშინ როცა ყვირილის ქვედა ნაწილში ძირითადად პიროკლასტოლითებია გავრცელებული, რომელთაც რამდენადმე შრეებრიობაც ახასიათებთ, ხოლო ლავები აქ იშვიათად თუ გვხვდება.

აი, ეს არის ძირითადი განმასხვავებელი ნიშნები ამ წყებათა შორის; მაგრამ ასეთი განსხვავება ხომ ჩვეულებრივი მოვლენაა ყოველი ვულკანოგენური წყების სხვადასხვა გამოსავალს შორის. ამიტომ ამ წყებათა ერთხანეთისაგან გაყოფა ყოველგვარ საფუძველს მოკლებულია; ამიტომაცაა, რომ ახლა ნარულა-ქიათურის წყებას ერთ მთლიან წყებად სთვლიან და სალიეთ-ქიათურის და შროშა-ნარულის ვულკანოგენურ ქანებს ერთი წყების სხვადასხვა გამოსავლებად განიხილავენ [4,5]. ანალოგიური ქვედალიასური ვულკანოგენური წყება ჩრდილო კავკასიაში აღნიშნული აქვს ლ. ვარდანიანს [1], რომელიც ამ წყებას კერატოფირული ჰორიზონტის სახელწოდებით გამოყოფს. დადგენილია, რომ მდ. არი-დონის აუზში კერატოფირული ჰორიზონტი ე. წ. გრაფიტიან ჰორიზონტს მოსდევს, რომელიც გრანიტული დრესვის, კონგლომერატების და ქარსიანი ქვიშაქვებისაგან არის შემდგარი. კერატოფირული ჰორიზონტის შემადგენლობაში ძირითადად შედის კვარციანი და უკვარცო ალბიტოფირების ლავები და მათთან დაკავშირებული კლასტოლითები, რომელთა შორის ყველაზე მეტია ნამდვილი ვულკანური ტუფები და ტუფბრეჭიები. წყება უმთავრესად კონტინენტურ პირობებშია დალექილი. მასში შედაზებით დამორჩილებულ როლს თამაშობენ ტუფოგენური ქვიშაქვები. აღსანიშნავია, რომ ჰორიზონტის შუა ნაწილში ზოგჯერ ნორმული არკოზული ქვიშაქვები გამოიყოფიან (სოფ. ხარისჯინი), რაც ვულკანურ ამოფრქვევათა დაყოვნებაზე მიუთითებს. ხნოვანებით აქაც ეს წყება ქვედალიასურად არის დათარიღებული. საქართველოს მსგავსად, მასაც ზემოდან ფაუნისტურად დათარიღებული შუა ლიასი მოსდევს. ყოველივე ზემოთქმული საფუძველს გვაძლევს სრული პარალელიზაცია გავატაროთ ჩრდილო კავკასიის კერატოფირულ ჰორიზონტსა და საქართველოს ქვედალიასურ მთავე ფეუზივებს შორის, რომელთა მსგავსებას ქიმიური შედგენილობის მხრივ ქვემომოყვანილი ანალიზებიც ადასტურებენ (ცხრ. 1).

ასეთია დღემდე არსებულ გამოკვლევათა შედეგები ამ წყებათა შესახებ, რომელთა მიხედვით ქვედა ლიასში ვულკანიზმის თითქმის მხოლოდ მთავე პროდუქტებია წარმოდგენილი.

მაგრამ სხვა დასკვნებამდე მივედით 1946 წლის ზაფხულის პერიოდში ჩატარებული საველე და კამერალური მუშაობის შედეგად. გამოირკვა, რომ ქვედა ტუფიტები უფრო რთული პეტროგრაფიული შედგენილობით ხასიათდებიან და, გარდა მთავე ქანებისა, მათ შედგენილობაში, ნამდვილად, ვულკანიზმის ფუძე პროდუქტებიც საგრძნობლად მონაწილეობენ.

შორაპან-მარტოთუნის ზოლზე ლიასის ქარსიანი ქვიშაქვების ქვეშ სფერული განწევრების მქონე, ზოგ ადგილას მანდელშტაინური აგებულების, ეფუზიური ხასიათის ქანები გამოდიან.

ცხრილი 1

უანგები	I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub>	75,96	72,56	79,02	77,91
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,27	კვალი	კვალი
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	13,90	10,94	11,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,22	0,62	1,25
FeO	0,36	1,72	0,69	0,29
MnO	0,02	0,10	—	0,02
MgO	0,03	0,61	0,55	0,37
CaO	0,20	0,86	0,39	0,78
BaO	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	3,84	3,88	1,92	3,09
K <sub>2</sub> O	4,40	4,40	4,79	3,94
H <sub>2</sub> O	—	—	0,30	0,31
h/ნაკ.	0,75	1,53	0,83	0,04
ჯამი	100,22	100,05	100,05	99,98

ანალიზი 1—კერატოფირი, ჩრდილო კავკასია, მდ. ლაუტის ხეობა. II—კერატოფირი, ჩრდილო კავკასია, სოფ. ჯალანკოლი; III—კვარც-პორფირი, კიათურა; IV—კვარც-პორფირი, კიათურა.

მიკროსკოპიულმა გამოკვლევამ გვიჩვენა, რომ ეს ქანები დიაბაზებს წარმოადგენენ, რომლებიც კიდეებში შესამჩნევად პოროვანი და ამავე დროს უფრო შეცვლილიც არიან, ვიდრე ცენტრში.

ამ ქანებიდან პერიფერიულ ზოლში წარმოდგენილს, შედარებით წვრილ-მარცლოვან და რამდენადმე დაპრესილ დაფიქლებულ ქანს ქლორიტით გამდიდრება ემჩნევა, რის გამოც მას მწვანე ფერიც აქვს. მიკროსკოპში (ნიმ. №34, 43)—დიაბაზური სტრუქტურა. ქანის მთავარი შემადგენელი მინერალებია ოლიგოკლაზი და ალბიტ-ოლიგოკლაზი (პლგ. № 15—25). დიდი რაოდენობით არის წარმოდგენილი აგრეთვე ქლორიტი და მადნეული მინერალის ჩხირისებური გამონაყოფები, რომლებიც პლაგიოკლაზის მარცვალთა შორის არეებს ავსებენ. ქლორიტი სფეროლითურია და მაღალი ინტერფერენციული შეფერვით ხასიათდება. მანდელშტაინურ სახეობებში იგი პორებს ავსებს კალციტთან ერთად. ეს ქანი ჩვენ ალბიტთან დიაბაზს მიეკუთვნეთ.

კიდეებიდან მოშორებით, ცენტრისაკენ, ქანის სტრუქტურა იგივე რჩება, რაც პერიფერიებში, იცვლება მხოლოდ პლაგიოკლაზის ხასიათი: ის უფრო სალია და ფუძე ხდება. აქვე ჩნდება აგრეთვე ფერადი სილიკატის (ავგიტის) სალი უბნებიც.

ცენტრულ ნაწილში დიაბაზური სტრუქტურის მქონე ქანი ძირითადად შემდგარია ლაბრადორის ( $\pm M \angle = 31^\circ$ , პლაგ. №57), ტიტან-ავგიტის, ქლორიტის და მადნეული მინერალისაგან. ლაბრადორის მარცვლების ზომა  $0,8 \times 0,3$  მმ უდრის, საკმაოდ სალია და ამავე დროს ყველაზე მეტად იდიომორფული. ტიტან-ავგიტი იასამნის ფერია და სუსტად პლეოქროული. ქსენომორფულია ლაბრადორთან შედარებით;  $Cng = 54^\circ$ . ბოჰკოვანი აგებულების ქლორიტი საკმაოდ მაღალი ინტერფერენციული შეფერვისაა და კრისტალთა შორის არეებს ავსებს. ყურადღებას იპყრობს ოლივინისთვის დამახასიათებელი ფორმები, რომლებიც ახლა კალციტით არიან ამოვსებული.

მადნეული მინერალი ილმენიტს მიეკუთვნება; აქცესორულად გვხვდება ნემსისებური აპატიტი (ნიმ. № 34B, 34<sup>3</sup>, 34<sup>4</sup>).

აღწერილი ქანის რაოდენობრივ-მინერალოგიური შედგენილობა მოცულობითი პროცენტებით შემდეგია:

1. პლაგიოკლაზი (ლაბრადორი) . . . . . 54
2. ტიტან-ავგიტი . . . . . 19,5
3. ქლორიტი . . . . . 15,6
4. ოლივინის ფსევდომორფოზები . . . . . 3,5
5. ილმენიტი . . . . . 7,4

ამ დიაბაზებს ქვემოთ უშუალოდ მოსდევს დიაბაზ-პორფირიტები. დასაწყისში ეს ქანები მანდელშტაინური აგებულების არიან.

მიკროსკოპში ქანის ძირითად მასას დიაბაზური სტრუქტურა ახასიათებს; შემდგარია ალბიტ-ოლიგოკლაზისა და ქლორიტისაგან. სხვა მუქი სილიკატი მასში არ გვხვდება. ქლორიტი მიწადაწინებს ავსებს, აქვს მაღალი ინტერფერენციული შეფერვა და საკმაოდ მოზრდილ სფეროლითებს იძლევა. ფენოკრისტალები წარმოდგენილი არიან პლაგიოკლაზისა და შეცვლილი ოლივინის რამდენიმე მარცვლით. პლაგიოკლაზი ანდენზინ-ოლიგოკლაზს მიეკუთვნება. მარცვალთა ზომა  $2,2 \times 0,8$  მმ უდრის, ოლივინი მთლიანად შეცვლილია ქლორიტ-სერპენტინული მასით და კალციტით. ქანის პორებში ქლორიტთან ერთად კალციტია გამოყოფილი. მადნეული მინერალი ილმენიტი და ტიტანიტია.

ამგვარ ქანებს შემდეგ სვეტისებრივი განწევრების მქონე შავი ფერის ბაზალტური ქანი შეცვლის. ქანი დიაბაზ-პორფირიტს ეკუთვნის. მისი სრულკრისტალური ძირითადი მასა ლაბრადორის, ავგიტის, ქლორიტისა და მადნეული მინერალის მჭიდრო ნარევეს წარმოადგენს. ავგიტი ლაბრადორის მიმართ ქსენომორფულია. ფენოკრისტალები ლაბრადორით, ავგიტითა და შეცვლილი ოლივინით არიან წარმოდგენილი. ლაბრადორი ( $\perp M \leq 30-34^{\circ}$ ... პლაგ. №55—60) პოლისინთეზურად დამრჩობლილ პრიზმულ მარცვლებს იძლევა (ნიმ. №36, 291). მარცვალთა ზომა  $0,7 \times 0,4$  მმ არ აჭარბებს. ავგიტი სალია და უფრო, ფენოკრისტალების სახით აქა-იქ თუ გვხვდება, უფრო ხშირად ძირითად მასაშია მცირე ზომის მარცვლების სახით. ბევრია ოლივინისთვის დამახასიათებელი ფორმები ჩანაცვლებული სერპენტინითა და ქლორიტით. მადნეული მინერალი მაგნეტიტია. განფენის საგებ გვერდში, კიდესთან მიახლოებისას, ქანი მეტად წვრილმარცვლოვანი ხდება. ქანის ძირითადი მასა ქლორიტთან ერთად დიდი რაოდენობით შეიცავს კალციტს, უკანასკნელის წვრილი ძარღვები ხშირად კვეთენ ქანის ამა თუ იმ უბანს. მინერალოგიური და ქიმიური შედგენილობით ამ გამოსავლის ქანი ბაზალტების ოჯახში ექცევა (იხილეთ ქიმ. ანალიზი, გვ. 155). აქვე ვხვდებით მუქ იისფერ ადვილად მსხვრეველ ტუფების დასტას.

ეს ქანი პლაგიოკლაზიანი პორფირიტის ტუფს წარმოადგენს. პლაგიოკლაზი (ალბიტ-ოლიგოკლაზი) შეცვლილია და მას გაპელიტებისთან ერთად გასერიციტებაც განუცდია. ბევრია აგრეთვე პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების ნატეხები, რომელთა ძირითად მასას და ფენოკრისტალებსაც მადნეული მინერალით გამდიდრება განუცდია. ყურადღებას იპყრობს ბიოტიტის დაგრებილი,

მიკრონაოკოვანი ფურცლები, რომლებიც საკმაოდ დიდ ადგილს იკავებენ ქანში და მის ერთ-ერთ მუქ სილიკატურ ნაწილს წარმოადგენენ. ტუფის ცემენტი ქლორიტით გამდიდრებული და რამდენადღე გათიხებული მინერბრივი მასით არის წარმოდგენილი. აქვე აღვნიშნავთ, რომ მსგავსი ტუფები მდ. ნარულის სათავეებს იკავებენ და გ. ძოწენიძის მიერ აღწერილ IV დასტის ქვეშ ექცევიან.

სადღურის მახლობლად ჩრდილო მხარეზე მოვარდისფრო მორუხო, მჭავე ხასიათის ტუფური ფენა გამოჩნდება (ნიმ. № 38). აქ ძირითადად კვარც-პორფირების და კვარციანი ალბიტოფირების ტუფები და ზოგჯერ ტუფბრექჩიები გვაქვს. ამის შემდეგ ისევ სფერული განწევრების მქონე შავი ფერის ლავეები და მათთან დაკავშირებული მანდელშტაინური ქანების მორიგეობა გვაქვს. ყველა ამათ მცირე კუთხით სამხრეთისაკენ დაქანება ემჩნევა. ეს ლავეები პეტროგრაფიულად არსებითად არაფრით განსხვავდება ზემოთ აღწერილ დიამაზპორფირიტისაგან. ერთი კია, რომ აქ ქანს უფრო მეტი შეცვლა განუცდია და იგი ვაცილებით ფუძეც არის.

ამ კრილში სფერული განწევრების მქონე ქანს მიკროსკოპში პორფირული სტრუქტურა უჩანს. ძირითადი მასა სრულკრისტალურია, მდიდარია ქლორიტითა და ავგიტ-პლაგიოკლაზის მიკროლითებით. ფენოკრისტალები ლაბრადორით (№ 56), უფრო ავგიტით ( $Cng = 40-41^\circ$ ) და სერპენტინ-კალციტით მთლიანად ჩანაცვლებული ოლივინით არიან წარმოდგენილი. განსაკუთრებით ბევრია ეს უკანასკნელი, მაგრამ მისი საღი ნაწილები აღარსად ჩანან.

მანდელშტაინურ სახეობაში ქანის შეცვლის პროცესი უფრო შორს წასულა და მუქი სილიკატის ადგილზე ქლორიტ-სერპენტინის მასება გაჩენილა. საღი ავგიტი აღარსად არის და პლაგიოკლაზიც ქლორიტის წვრილი ძარღვებით არის დასერილი. ოლივინის ადგილზე აქაც სერპენტინი და კალციტია გაჩენილი. ყურადღებას იპყრობს პორებში გამოყოფილა სფეროლითური ქლორიტი მანდელშტაინურთან ერთად და ქალციდონის ფეოდები. განსაკუთრებით ბევრია ლიმონიტი და სერპენტინი, რომელთა ერთმანეთთან შერევა ბოვლინგიტის მსგავს წარმონაქმებს იძლევა. აღწერილი ქანები ჩვენ ბაზალტურ პორფირიტს მივაკუთვნეთ.

შემდეგ კვარციანი ალბიტოფირის სხეული გამოჩნდება, რომელიც აქვე ტექტონიკურად ამოწეულ გრანიტის მცირე სხეულს ეხება.

გრანიტის შემდეგ კვლავ ჩანს მკერივი ან მანდელშტაინური ბაზალტური პორფირიტების გამოსავლები. აქ კარბობენ მანდელშტაინური სახესხვაობანი. აღსანიშნავია, რომ ამ ზოლში ქანი ძირითადად დაშლილია, შემადგენელი ნაწილების უმეტესობა ქლორიტით არის შეცვლილი და ლიმონიტით გამდიდრება ემჩნევა.

გამიშვლებაში ერთხანს ხარვეზის შემდეგ ვარდასფერი გრანიტების გამოსავლები იწყება. ამ გრანიტებსა და აღწერილ ბაზალტურ პორფირიტებს შორის ამ უბანში უშუალო შეხება არსად გვაქვს, მაგრამ ჩეზობლად ჩანს, რომ შეცვლილი მანდელშტაინური ბაზალტური პორფირიტები ჯერ გადადიან წითლად შეფერილ გათიხებულ პელიტურ ტუფებში, შემდეგ კი მოიისფრო-მორუხო ფერფლისა და მინერბრივ ტუფებში. ეს უკანასკნელი კი მჭავე ფაციესის



ვულკანურ ქანებს ეკუთვნიან, კვარციანი ალბიტოფირებისა და კვარცპორფირების მასალისაგან შედგებიან და უშუალოდ გრანიტულ მასივს ეხებიან. ასეთია ე. წ. „ქვედა ტუფიტების“ პეტროგრაფიული ბუნება მდ. ყვირილის ხეობის ქვედა ნაწილში.

მდ. ყვირილის ხეობის მარცხენა მხარეზე ზემოთ აღნიშნული ფუძე ქანების გამოსავლები სანახშირის ქედზე გავლით ქანდარამდე გრძელდება. უფრო აღმოსავლეთით ამ ქანთა გამოსავლები აღარსად ჩანს და სოფ. შროშის მიდამოებში ძველი კრისტალური კომპლექსის ქანებს (პორფირულ გრანიტებს და გნეისებს) უშუალოდ კვარციანი ქვიშაქვების წყება მოსდევს. უკანასკნელი ამ უბანზე ფუძის კონგლომერატით იწყება. აღსანიშნავია, რომ კონგლომერატის რიყის ქვებს შორის ზემოთ აღწერილ დიაბაზურ და აგრეთვე შეცვლილი პორფირიტების ნაგორებ მასალას ვპოულობთ. ფუძის კონგლომერატების ზედაპირის 30×40 სმ ფართობიდან აღებულ რიყის ქვებს შორის აღმოჩნდა:

1. ძველი კრისტალური ქანები . . . . . 35% (გრანიტები და გნეისები)
2. კვარცპორფირები და მათი ტუფები . . . 33 „
3. დიაბაზები და შეცვლილი პორფირები . 29 „
4. ძარღვის კვარცი . . . . . 3 „

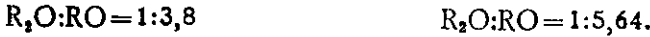
Σ . . . . 100%

ყოველივე ზემოთქმულიდან გამომდინარეობს, რომ განხილულ კრილში შუალიასურ კვარციან ქვიშაქვებსა და ვარდისფერ გრანიტებს შორის მოქცეული ვულკანოგენური წყება, რომლის სიმძლავრე ჩვენი გამოანგარიშებით 1 კმ ნაკლები არ უნდა იყოს, ძირითადად შემდგარია ფუძე ეფუზივებისაგან, რომელთა შორის მთავარ როლს ალბიტოანი და ლაბრადორიანი დიაბაზები, მანდელშტაინური დიაბაზპორფირიტები, ბაზალტები და მათთან დაკავშირებული ტუფები თამაშობენ. მეტავე ხასიათის წყება ამ კრილში უმნიშვნელო ადგილს იკავებს და მხოლოდ ერთ უბანშია გამოვლინებული. წყების უმაღლეს ქანთა პეტროგრაფიული ბუნება აქ მოყვანილი ქიმიური ანალიზებიდანაც ჩანს (ანალიტიკოსი ო. რაზმაძე):

ნიმ. № 36 (სად. მარტოთუბანი)	ნიმ. № 14 (სად. მარტოთუბნის ჩრდილ.)
SiO <sub>2</sub> —48,57	42,90
TiO <sub>2</sub> — 1,68	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —14,38	14,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 6,91	4,57
FeO — 5,67	4,73
MnO — 0,18	0,17
MgO — 4,32	9,28
CaO — 9,52	11,58
Na <sub>2</sub> O — 4,46	3,32
K <sub>2</sub> O — 1,63	0,97
SO <sub>3</sub> — 0,27	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,16	0,12

$H_2O^-$ — 0,28	4,85
$H_2O^+$ — 2,08	2,08
$\Sigma$ . . . . 100,11	99,99

მაგმური ფორმულები ფ. ლევისონ-ლესინგის მიხედვით:  
 ნიმ. № 36. ნიმ. № 41.



რიცხვითი დახასიათებანი ა. ზავარიცკის მიხედვით:  
 ნიმ. № 36 ნიმ. № 41

$a = 12,3$	$f' = 42,4$	$a = 8,84$	$f' = 25,4$
$c = 3,5$	$m' = 27,4$	$c = 4,76$	$m' = 47,5$
$h = 27,2$	$c' = 30,2$	$b = 33,8$	$c' = 27,1$
$s = 57,000$	$n = 81$	$s = 52,6$	$n = 81,9$

$Q = -14,5$	$Q = -16,76$
-------------	--------------

ამავე ქანთა მინერალოგიური შედგენილობა მოცულობითი პროც-ით:

ნიმ. № 36. ა) ფენოკრისტალები—34,5%	}	პლაგიოკლაზი . 59
		ავგიტი . . . . 9
		ოლივინი . . . 32
ბ) ძირითადი მასა—65,5%	}	პლაგიოკლაზი . 58,5
		ავგიტი . . . . 20,0
		ქლორიტი . . . 13,5
		მაგნეტ. ლიმონიტი 8,0
ნიმ. № 41. ა) ფენოკრისტალები—39%	}	პლაგიოკლაზი . 55,0
		ავგიტი . . . . 19
		ოლივინი . . . . 3,5
		ქლორიტი . . . 15,1
		ილმენიტი . . . 7,4
ბ) ძირითადი მასა—61%	}	პლაგიოკლაზი . 43,3
		ავგიტი . . . . 9,2
		ქლორიტი . . . 30,5
		მაგნეტიტი . . 11,2
		კალციტი . . . 5,8

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, „ქვედა ტუფიტებში“ ამგვარი შედგენილობის ქანთა კომპლექსი აღწერილი არ ყოფილა. მართალია, აღრევე პ. თოფურიაში თავის გამოკვლევაში [6], რომელიც რკვიის გრანიტულ ინტრუზივს შეეხება, მარტოთუბნის მილამოებში სხვა ქანებთან ერთად პორფირიტის მოიხსენია, მაგრამ მისი შესწავლა მას არ უწარმოებია. ასევე შეიძლება ითქვას პ. გამყრელიძისა და ს. ჩიხელიძის [2] გამოკვლევის შესახებ, რომელთაც პირველად აღნიშნეს და სათანადოდ გეოლოგიურ რუკაზეც გამოსახეს „პორფირიტ-დიაბაზის განფენი მდ. ყვირილის მარცხენა მხარეზე—სოფ. სანახშირე-ქან-

დარის რაიონში, რაც ჩვენ მიერ ჩატარებული ექსკურსიებითაც დადასტურდა. აღნიშნულ ავტორებს არ უწარმოებიათ ამ ადგილების ქანთა შესწავლა და ამიტომ მათ მიერ აღნიშნული განფენის პეტროგრაფიული ბუნება არ იყო დეტალურად გამოკვლეული.

გამოკვლევა, რომელიც ჩვენ ქვედა ტუფიტების გავრცელების რაიონში ჩავატარეთ, საშუალებას გვაძლევს დავასკვნათ, რომ ქვედა ტუფიტები ყოველთვის მთლიანად მჟავე ფაციესით კი არ არის წარმოდგენილი, არამედ ზოგ ადგილას მასში არსებით მონაწილეობას იღებენ ფუძე დიაბაზური ქანებიც.

წყების შედგენილობაში გარჩეულ უნდა იქნეს:

I. მჟავე ფაციესი: 1. კვარც-პორფირები და კვარციანი ალბიტოფირები.  
2. ამავე შედგენილობის სხვადასხვაგვარი სტრუქტურის ტუფები და ტუფბრეჩიები.

II. ფუძე ფაციესი: 1. ალბიტოანი და ლაბრადოროანი დიაბაზები.  
2. დიაბაზ-პორფირიტები და ბაზალტები, პორფირიტები, მანდელშტაინური ბაზალტური პორფირიტები.

ჩვენი დაკვირვებით, მჟავე ფაციესის ვულკანოგენურ წყებას სტრატოგრაფიულად უფრო დაბალი მდებარეობა უკავია, ვიდრე ფუძეს.

ამგვარად, კავკასიის ზოგ ადგილებში ცნობილი ლიასური ასაკის ფუძე ვულკანიზმის მსგავსად, საქართველოშიც ლიასურში მჟავე პროდუქტების ამონთხევასთან ერთად ვულკანიზმის ფუძე პროდუქტების არსებობაც დადგენილ ფაქტად უნდა ჩაითვალოს.

Г. С. ДЗОЦЕНИДЕ и Н. И. СХИРТЛАДЗЕ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОГРАФИИ НИЖНЕЛЕЙАСОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ГРУЗИИ

### Резюме

В пределах Дзирульского и Храмского массивов известна вулкано-генная толща, налегающая непосредственно на палеозойский гранитный массив. В Дзирульском массиве она несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями среднего лейаса или более молодыми осадками.

В районе сел. Шроша и Мартотубани толща была выделена П. Гамкредидзе и Г. Джигаури, а затем П. Гамкредидзе и С. Чихелидзе под названием свиты „нижних туфитов“. Второй мощный выход этой толщи находится в окрестностях г. Чиатура и изучен А. Г. Бетехтиным.

По стратиграфическому положению между средним лейасом и палеозойским гранитным массивом, а также исходя из некоторых других соображений [9], возраст толщи определяется как нижнелейасовый, но, по мнению некоторых геологов, не исключен также ее верхнетриасовый возраст.

Следует отметить, что Л. А. Варданянц на Северном Кавказе также выделил под названием кератофирового горизонта толщу, состоящую из кварцевых и бескварцевых альбитофиров и их туфов; возраст толщи определяется как нижнелейасовый.

Распространенная в Дзирульском массиве толща также состоит из кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров и их пирокластолитов.

В Чиатурском выходе лавы и массивные неслоистые туфы преобладают над рыхлыми, слоистыми туфами, а в Шроша-Мартотубанском выходе, наоборот, лавы играют резко подчиненную роль и местами хорошо заметна слоистость. Поэтому некоторые геологи считали эти две толщи самостоятельными и разновозрастными образованиями.

По существу же указанная выше разница между Чиатурской кварц-порфировой толщей и нижними туфитами Шроша-Мартотубани такова, какая всегда наблюдается между разными выходами всякой вулканогенной толщи. Поэтому в последнее время вышеназванные две толщи считаются двумя выходами одной нижнелейасовой вулканогенной толщи. Приведенные на стр. 152 химические анализы показывают полное сходство химического состава между породами из нижних туфитов (анал. III и IV) и кварцевыми альбитофирами из кератофирового горизонта Северного Кавказа (анал. I, II).

Таким образом, имеющиеся до сих пор данные указывают о наличии в нижнелейасовой вулканогенной толще лишь кислых продуктов вулканизма.

Проведенные нами в 1946 году полевые работы показали, что в окрестностях станции Мартотубани в сложении толщи нижних туфитов, наряду с кислыми, значительное участие принимают и основные эффузивные породы. Краткая характеристика толщи такова:

Севернее сел. Сагвине по р. Квирила выходит пачка яснослоистых серых туфов байосской вулканогенной толщи с пологим падением на Ю. После небольшого перерыва в обнажении под ними появляется пачка красных мраморовидных известняков с таким же залеганием. Затем выходят красновато-фиолетовые туфы и туфогенные песчаники, содержащие богатую фауну аммонитов. Туфы и туфопесчаники слагаются из материала авгитовых порфитов. Ниже этих пород залегает пачка красновато-серых брекчиевидных известняков, в которые внедрена пластовая интрузия кварцевого диорита.

Под брекчиевидными известняками согласно залегает пачка буроватых мелкозернистых кварцевослюдистых песчаников.

Эти песчаники перекрывают темную, почти черного цвета мандельштейновую эффузивную породу, имеющую хорошо выраженную сферическую отдельность. Периферические части этого тела под мик-

роскопом оказались альбитово-хлоритовым диабазом, в котором пироксен почти совсем не встречается; из центральной же части порода оказалась лабрадоровым диабазом, содержащим заметно фиолетовые титан-авгиты с  $CNg = 54^\circ$ .

За диабазом следует диабаз-порфирит, состоящий из альбито-хлоритовой основной массы, а фенокристаллы представлены плагиоклазом ряда олигоклаза-андезина и серпентиновыми псевдоморфозами по оливину.

Затем выступает черная базальтовая порода с прекрасной столбчатой отдельностью. Микроскопически порода оказалась авгитово-лабрадоровым диабаз-порфиритом с многочисленными серпентиновыми псевдоморфозами по оливину.

В окрестностях ст. Мартотубани выходят темнофиолетовые легко рассыпающиеся туфы плагиоклазового порфирита, недалеко же от них обнажаются кварцпорфировые туфы, среди которых залегает плотный кварцевый порфир небольшой мощности.

Выше имеются выходы опять тех же черных диабазов, аналогичных вышеописанным. Лишь в одном месте встречен небольшой выход гранита, на котором залегает кварцевый альбитофир; гранит здесь обнажен в виде тектонического клина.

Диабазовые породы продолжают до главного выхода р. восточных гранитов, но непосредственного контакта диабазов с гранитами не видно из-за перерыва в обнажении.

На левом берегу р. Квирила выходы основных пород продолжают через сел. Санахшире до сел. Кандара. Восточнее же, в районе сел. Шроша, нижние туфиты не выходят и на древнем кристаллическом массиве непосредственно залегает свита кварцевых песчаников, начинающаяся слоем базального конгломерата. Галька этого конгломерата состоит как из гранитного и кварцпорфирового материала, так из диабазовых пород, вполне аналогичных вышеописанным диабазам из Мартотубанского разреза. Источником этого диабазового материала могла быть лишь свита нижних туфитов, так как в отложениях древнее среднего лейаса других проявлений основного вулканизма, кроме отмеченных нами в нижнем лейасе, в Грузии не известно.

Наличие порфирита около станции Мартотубани было ранее отмечено П. Топурия [6]. Еще раньше эта же порода, как долейасовый вулканический покров — „порфирит-диабаз“, была выделена на карте П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе [2]. Но не было отмечено, что здесь мы имеем мощную, основную фацию нижнелейасового вулканизма, как это показано нами в настоящем очерке.

На основании вышесказанного фактического материала петрографический состав нижнелейасовой вулканогенной толщи Дзирульско-го массива рисуется в следующем виде:

1) кислая фация—кварц-порфиры и кварцевые альбитофиры и их пирокластолиты,

2) основная фация—альбитовые и лабрадоровые диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, часто мандельштейновые.

Таким образом, аналогично известному в некоторых местах Кавказа проявлению нижнелейасового вулканизма, в Грузии также устанавливается наличие, наряду с кислыми, и основных продуктов нижнелейасового вулканизма.

#### დაბოლოებული ლიტერატურა—ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Варданянц Л. А.—Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, Ленинград, 1935.
2. Гамкрелидзе П. Д. и Чихелидзе С. С.—ძირულის ხეობის ნაწილის გეოლოგიისათვის. საქ. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომებ. ტ. I, ნაკვ. 2, თბილისი, 1932.
3. Джанелидзе А. И.—О возрасте красных известняков Дзирульского массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. УШ, № 4, Тбилиси, 1946.
4. Дзоценидзе Г. С.—Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изв-т геологии и минер. АН Груз. ССР, Монографии, № 1, Тбилиси, 1948.
5. Кахадзе И. Р.—Грузия в юрское время. Тр. Геолог. института АН Груз. ССР, сер. геолог., т. Ш (VIII), Тбилиси, 1947.
6. Топурия П. А.—Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзирульском массиве. Бюлл. Геод. ин-та Грузии, т. Ш, вып. 4, Тбилиси, 1948.

ბ. კოჭენიძე, ნ. სხირტლაძე, ი. ჩიქელაშვილი

## ძირულის მასივის ლიასური ნალექების მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგიის შესახებ

შ ე ს ა ვ ა ლ ი

წინამდებარე შრომაში ძირულის მასივის ლიასის წინადროინდელი სუბსტრატის პეტროგრაფიული შედგენილობის საკითხია განხილული და მოცემულია ცდა ლიასური ნალექების მკვებავი არის თავისებურებათა გარკვევისა. საკითხის ამ მხრივ განხილვა პირველ ყოვლისა მოითხოვს თანამედროვე მასივის პეტროგრაფიული შედგენილობის ცოდნას, რისთვისაც გამოვიყენეთ ლიტერატურული წყაროები, ხოლო ლიასური ნალექების მკვებავი არის ხასიათის დადგენისათვის ჩვენ მიერ ჩატარებულ იქნა მასივის ქანთა მძიმე და მსუბუქი ფრაქციების მინერალოგიური შედგენილობის შესწავლა დიფერენციალური (ქანების ცალკე ნიმუშების დაქუცმაცების) გზით და ფლუვიონტეგრაფიული (მდინარეთა ალუვიონის შესწავლა) ხერხით.

მასალის მნიშვნელოვანი ნაწილი დიფერენციალური ხერხით ჩვენვე შევისწავლეთ, მცირე ნაწილი კი ქ. ჩუბინიშვილის მიერ დამუშავებული მასალიდან გვაქვს აღებული.

მასივის ფარგლებში მომდინარე მდინარეთა ალუვიური ნალექების მინერალოგია ე. სანბურს აქვს შესწავლილი. მისი გამოკვლევა, როგორც ძირითადად მდ. ძირულის ხეობის ალუვიურ ნალექებს შეეხება, მეტად საინტერესო შედეგებს იძლევა და ჩვენს შრომაში საჭიროების მიხედვით არის გამოყენებული.

### თანამედროვე ძირულის მასივის გეოლოგიური აღნაგობის ძირითადი ხაზები

ძირულის მასივის მკვლევარები [1, 3, 5, 6, 7, 8] ამჟამად მის შედგენილობაში შემდეგ ფორმაციებს ასახელებენ:

I. მეტამორფული კომპლექსი, შემდგარი: ა) კრისტალური ფიქლებისა და ბ) ფილიტების წყებისაგან. კომპლექსში შემავალი წყებები უძველეს გეოსინკლინურ ნალექებს წარმოადგენენ და ხნოვანებით კამბრიულზე და კამბრიულისწინა დროზე არიან მიკუთვნებული.

II. კალედონიურ ოროგენეზისთან დაკავშირებული ინტრუზივები. ესენი, ს. ჩიხელიძის [9] მიხედვით, შემდეგი თანამიმდევრობით არიან წარმოშობილი: ა) კვარციანი დიორიტები, ბ) ჰიპერბაზიტები და პირველადი გაბროები, გ) ვარდისფერი გრანიტები მათთან დაკავშირებული გაბრო-დიბაზებითა და აპლიტ-პეგმატიტებით.

**მეტამორფული კომპლექსი**

კრისტალური ფიქლები. კრისტალური ფიქლების წყების დიდი ნაწილი შემდგომი ინტრუზიული პროცესების დროს მაგმის ინტენსიური ინექციით მიგმატიტებად გადაქცეულა. კრისტალური ფიქლების ის ნაწილი, რომელსაც ეს პროცესი არ შეხებია, გავრცელებით დამორჩილებულ როლს თამაშობს და მცირე ზომის იზოლირებული, მეტ-წილად ლინზისებრი, სხეულების სახით არის წარმოდგენილი. ამგვარ უბნებში ძირითადად ქარსიან ფიქლებს ვხვდებით, რომელთა შორის გამოირჩევიან ბიოტიტიანი, მუსკოვიტ-ბიოტიტიანი, კვარციტული, გრანატ-ქარსიანი და ნაკლებ მეტამორფული მუსკოვიტ-სერიციტიანი და ქლორიტ-სერიციტიანი ფიქლები (ქარტალის წყალი, ქვადაურა, ბაბლიხევი, მოლითი და სხვ.).

ს. ჩიხელიძე [9] ამავე კომპლექსში ამფიბოლიტებს და ნორმულ პარაგენისებსაც გამოყოფს. აღსანიშნავია, რომ კრისტალური ფიქლების ეს სახესხვაობანი კონტაქტური მინერალებიდან გრანატს, სილიმანიტსა და კორდიერიტს შეიცავენ.

ნორმალურ ქარს-ფიქლებში გ. სმირნოვი, ნ. თათრიშვილი, თ. კახაშვილი და ს. ჩიხელიძე [5, 6] შემდეგ მინერალებს ასახელებენ:

ცხრილი 1

ნიმუშების №№ და სადაურობა	№ 143 მდ. ძირულასა და საბანგლას წყალგამყოფზე %-ობით	№ 141 სოფ. ლიჩი %-ობით	№ 133/35 სოფ. ზარანი %-ობით	სოფ. მერხეთურას სათავეები %-ობით
მინერალები				
კვარცი	25,5	46,5	55,5	41,0
ქლოგიოკლაზი	2,0	17,0	19,0	—
მუსკოვიტი	32,8	14,5	18,0	40,7
ბიოტიტი	31,4	25,8	6,0	5,3
მადნეული მინერალები	5,5	0,2	1,5	5,0
გრანატი	2,8	—	—	—

ფილიტების წყება. ამ წყებაში, ს. ჩიხელიძის [8] გამოკვლევის მიხედვით, ფიქლების თითქმის ყველა სახესხვაობას ვხვდებით. აქ არიან სუსტად სახეშეცვლილი თიხოვანი და ნახშირიანი ფიქლები და ინტენსიურად მეტამორფიზებული ქარს-ფიქლებიც.

ფილიტების წყებაში ავტორი სამ ჯგუფს არჩევს:

1) ნორმული ფიქლები, 2) ინეცირებული ფიქლები და 3) მწვანე ფიქლები.

პირველ ჯგუფში მეტამორფიზმის ინტენსივობის მიხედვით 3 ქვეჯგუფი გამოიყოფა:

ა) სუსტად მეტამორფიზებული, საკუთრივ ფილიტები, წარმოდგენილი ასპიდური, გრაფიტიზებული, კვარციანი-სერიციტიანი და კვარც-ქლორიტ-სერიციტიანი ფიქლებით;



ბ) საშუალოდ მეტამორფიზებული კვარციან-სერიციტიანი ფიქლები, რომელთა შორის გამოირჩევიან: ალბიტიანი, ქლორიტიანი, მუსკოვიტიანი და კარბონატიანი სახესხვაობანი.

გ) ინტენსიურად მეტამორფიზებული ქარსიანი ფიქლები, რომლებიც ძალიან ახლოს დგანან ტიპიურ კრიტალურ ფიქლებთან. შედგენილობის მიხედვით აქაც „ბ“ ჯგუფის ანალოგიური ტიპები გვაქვს.

ნორმალური ფიქლების ჯგუფს მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე კვარციტები და გამარმარილოებული კირქვები ემატება.

ნორმალური ფილიტების შედგენილობაში შემდეგი მინერალური კომპონენტები ღებულობენ მონაწილეობას: კვარცი, სერიციტი, ალბიტი, პელიტური და ორგანული ნივთიერება, მცირეოდენი ქლორიტი, პირიტი და აგრეთვე ერთეული მარცვლები აპატიტის, ტურმალინის, ეპიდოტ-ცოიზიტის, მაგნეტიტის და მეორადი რკინის ჟანგის ჰიდრატი.

მეორე ჯგუფის ინეცირებული ფიქლების ძირითად სახესხვაობაში, მიუხედავად გრანიტული ან სხვა მაგმური პროდუქტების ინტენსიური გავლენისა, ფიქლების პირველადი მინერალოგიური შედგენილობა მაინც უცვლელი რჩება და ისინი, ზემოთყვანილის ანალოგიურად, კვარცის, ალბიტის, მიკროკლინის და მუსკოვიტისაგან არიან შემდგარი.

მესამე ჯგუფის მწვანე ფიქლები ძველი დიაბაზური ქანების გარდაქმნის გზით წარმოშობილან. შემადგენელი კომპონენტების მიხედვით მათში შემდეგი ტიპები გამოირჩევა: უკვარცო ქლორიტიანი და კვარციან-ცოიზიტიანი ამფიბოლიტები და აქტინოლითური ფიქლები. ქანების ეს ჯგუფიც გრანიტული მასალით არის ინეცირებული და ამის გამო კვარცითა და მიკროკლინით გამდიდრებას განიცდის [8].

**კალედონიურ ოროგენეზისთან დაკავშირებული ინტრუზივები  
(ძველი ინტრუზივები)**

\* 1. კვარციანი დიორიტები. ამ ჯგუფის ქანები საკმაოდ რთულ აგებულებას იჩენენ, მათი დიდი ნაწილი დაგენისებული სახესხვაობით არის წარმოდგენილი და კრისტალურ ფიქლებში გარდამავალ ტიპებს იძლევა. ზოგ უბანში კვარციან დიორიტებს განუცლიათ ვარდისფერი გრანიტების ზეგავლენა, რის შედეგად წარმოშობილია ვარდისფერ გრანიტებსა და კვარციან დიორიტებს შორის გარდამავალი შერეული ტიპი.

დაგენისებული კვარციანი დიორიტების შემადგენელი კომპონენტებია (ათი ნიმუშის საშუალო):

კვარცი	33,7%	კალიშპატი	1,3%
პლაგიოკლაზი	38,1 „	მადნეული,	
ბიოტიტი	19,3 „	ქლორიტი, აპატიტი, ეპიდოტი	2,6%
მუსკოვიტი	5,0 „		
		ჯამი	100%

ანალოგიურ შედგენილობას გვიჩვენებენ ნორმული კვარციანი დიორიტები, რომელთა რაოდენობრივ-მინერალოგიური შედგენილობა მოყვანილია ქვემოთ:

კვარცი	24,5%
პლაგიოკლაზი	60 "
ბიოტიტი	14 "
კალიშპატი	0,7 "
მადნეული, აპატიტი	0,8 "
ჯამი 100%	

2. ჰიპერბაზიტები და პირველადი გაბროები. ქრონოლოგიურად კვარციან დიორიტებს ფუძე ქანების ინტრუზივები მოჰყვებიან. მათ კვარციან დიორიტებთან შედარებით გაცილებით ნაკლები გავრცელება აქვთ და თითქმის ყოველთვის მცირე ინტრუზივების სახით გვხვდებიან. ქანების ამ ჯგუფში ერთმანეთისაგან ორი ქვეჯგუფი გამოიყოფა: ა) სერპენტინიტები და ბ) გაბროიდული ქანები.

ა) სერპენტინიტები უმთავრესად ფილიტებში არიან მოქცეული; უკანასკნელში საერთოდ ხშირია ჰიპერბაზიტის შრეძარღვეული სხეულები, რომლებიც მერ შემთხვევაში სერპენტინიტით არიან წარმოდგენილი. ამ ქანების გამოსავლები ძირითადად მასივის აღმოსავლეთ ნაწილშია თავმოყრილი (ქეშორის დღე, რცხილა-ბაგირი, თეთრი მინდორი და ლოპანის წყალი).

სერპენტინიტის შედგენილობაში შემდეგი სახეობანი ლეზულობენ მონაწილეობას: ხრიზოტილი, ანტიგორიტი, სერპოფიტი და ბასტიტი, გარდა ამისა მცირე რაოდენობით ვხვდებით ქრომიტს, პიკოტიტს და მაგნეტიტს.

გაბროიდული ქანები დაიკისებურ, ზოგჯერ შტოკისებურ სხეულებს იძლევიან. ისანი უმთავრესად მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში არიან გავრცელებული.

3. კილასონია [3] გაბროიდულ ქანებში ორ ქვეჯგუფს გამოყოფს: გაბრო-ამფიბოლიტებს და ნამდვილ გაბროებს.

ს. ჩხელიძის აზრით ამავე ჯგუფს უნდა მიეკუთვნოს აგრეთვე ძველი ხნოვანების გაბრო-დიაბაზებიც.

გაბრო-ამფიბოლიტების შედგენილობაში შედიან: ლაბრადორი, მეორადი ალბიტი, ვასტინგსიტი, აქტინოლითი, სერიციტი, ეპიდოტი, ცოიზიტი, ბიოტიტი, ქლორიტი, პრენიტი, კალციტი, მაგნეტიტი, ილმენიტი, მცირეოდენი კვარცი და აპატიტი.

ნამდვილ გაბროებში სამი სახესხვაობა გამოიყოფა: ოლივინპიროქსენიანი გაბრო, პიროქსენჩატყუარიაანი გაბრო და გაბროპეგმატიტი; ყველას შედგენილობაში შედის: ოლივინი, დიოქსიდი, რქატყუარა, ლაბრადორი, აქტინოლითი, ქლორიტი, პრენიტი, ცოიზიტი, ეპიდოტი, მაგნეტიტი, პირიტი, შპინელი და აპატიტი. ანალოგიური შედგენილობის არიან გაბრო-დიაბაზებიც.

3. ვარდისფერი გრანოიტოიდები და მათთან დაკავშირებული აპლიტ-პეგმატიტები. ასაკით ეს ქანები კვარციანი დიორიტების და ფუძე ინტრუზივების შემდგომი არიან.

ისე როგორც კვარციანი დიორიტების შემთხვევაში, აქაც რამდენიმე სახესხვაობაა წარმოდგენილი. ს. ჩიხელიძის [8] და პ. თოფურიას [7] მიხედვით, ამ ჯგუფში ძირითადად გვხვდება პორფირული და ლეიკოკრატული გრანიტები, გნეისისებრი გრანოდიორიტული სახესხვაობები, აპლიტ-მიკროგრანიტები, წვრილმარცვლოვანი მუსკოვიტიანი გრანიტი და პეგმატიტები. უკანასკნელი სამი ტიპი ძარღვეულ სხეულებს იძლევა და ჰევეს როგორც ძველ კომპლექსს, ისე ვარდისფერი გრანიტების ძირითად სახესხვაობებს.

ვარდისფერი გრანიტოიდების მთელი ეს კომპლექსი ძირულის მასივში ფართო გავრცელებით სარგებლობს, მაგრამ მისი ინტრუზივები უფრო მძლავრად მასივის აღმოსავლეთ და დასავლეთ ნაწილებში არიან წარმოდგენილი. აღმოსავლეთ ნაწილში ვარდისფერი გრანიტოიდების კომპლექსი ფართოდ არის გავრცელებული ლოპანის წყლის და ქერათხევის აუზში, დასავლეთით კი ამ ინტრუზივებს ყვირილის ხეობაში, რკვიის რაიონში და შროშა-საქისრულას ზოლზე ვხვდებით.

ამ ჯგუფში შემავალ ნორმალურ ანუ, როგორც მას უწოდებენ, ალასკიტური ტიპის გრანიტში შემდეგი კომპონენტები არიან წარმოდგენილი: კვარცი, კალიშპატი (მიკროკლინი), ბიოტიტი, იშვიათად რქატყუარა და მუსკოვიტი; აქცესორული მინერალებიდან—აპატიტი, მაგნეტიტი და სტენი; მეორადი—ქლორიტი, სერიციტი, პელიტური ნივთიერება და იშვიათად ეპიდოტი ან კალციტი. სრულიად ასეთივე შედგენილობა აქვს ძარღვის ქანებს—აპლიტებს, მიკროგრანიტებს და მუსკოვიტიან გრანიტებს, რომლებიც ძირითადი ტიპისაგან მხოლოდ სტრუქტურითა და ტექსტურით განსხვავდებიან.

გნეისისებრ გრანოდიორიტულ ტიპში მცირდება კვარცისა და კალიშპატის რაოდენობა; პლაგიოკლასი ძირითადად ანდეზინია, იშვიათად კი ალბიტოლი-გოკლასაც ვხვდებით. ამ სახესხვაობაში ინექციური პროცესების შედეგად შედგენილობის მხრივ დიდ სიჭრელეს აქვს ადგილი, მაგრამ ასეთი ქანები უფრო ხშირად მიგმატიტებს უკავშირდებიან, სადაც ვარდისფერი გრანიტის მიკროზოლები და ლინზები ადრე ინეცირებულ-მიგმატიტური ქანის ზოლებთან მორიგეობს.

ასეთია ძირითადად მასივის ძველი სუბსტრატის პეტროგრაფიული ხასიათი.

მაგრამ ქანების ზოგადი პეტროგრაფიული ხასიათის ცოდნა ნალექი ფორმაციების მკვებავი წყაროს ლითოლოგიური შედგენილობის დადგენისათვის მხოლოდ იმ შემთხვევაშია საკმარისი, როდესაც ნალექები პსეფიტური მასალითაა წარმოდგენილი და სუბსტრატიდან მოტანილი კლასტური კომპონენტების მთავარი მასა ქანების ნატეხებია და არა ცალკეული მინერალები. ხოლო თუ დანალექი ქანები პსამიტურ-პელიტური მასალისაგან შედგება, მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგიური ბუნების გარკვევისათვის აუცილებელია მისი შემადგენელი ქანების ან ფორმაციებისათვის დამახასიათებელ მძიმე და მსუბუქ მინერალთა ასოციაციების ცოდნა, რომ, დანალექ ქანებში მინერალთა ამა თუ იმ ასოციაციის დადგენისას შესაძლებელი იქნეს მათი დაკავშირება მკვებავი სუბსტრატის ისეთივე ასოციაციის შემცველ ქანებთან.

ამგვარად, მკვებავი სუბსტრატის ქანების მძიმე და მსუბუქი ფრაქციების მინერალების ცოდნა ძირითადი პირობაა დანალექი ქანების შესწავლისას ზოგი პალეოგეოგრაფიული დასკვნის გამოსატანად.

მკვებავი სუბსტრატის მძიმე და მსუბუქი ფრაქციების მინერალური შედგენილობის გარკვევისათვის ორი გზა არსებობს: ერთია ეგრეთ წოდებული დიფერენციალური მეთოდი, როდესაც ყოველ საკვლევ ქანს წვრილად დაამტვრევენ, დაყოფენ მძიმე და მსუბუქ ფრაქციებად და შეისწავლიან უკანასკნელთა მინერალურ შედგენილობას. ამ მეთოდის ნაკლი ისაა, რომ შესწავლილ ნიმუშთა მცირე რაოდენობის შემთხვევაში მიღებული შედეგები შესაძლოა საკმაოდ განსხვავდებოდნენ სინამდვილეში ამ ქანისათვის დამახასიათებელი საშუალო შედგენილობისაგან.

მეორე მეთოდია ინტეგრალური მეთოდი, როდესაც შეისწავლება ალუვიური ქვიშა მცირე მდინარის ან ლელისა, რომელიც მხოლოდ ერთ რომელიმე ტიპის ქანს ან ფორმაციას რეცხავს. ასეთ შემთხვევაში მდინარის ქვიშა უკვე წარმოადგენს მეტ-ნაკლებად საშუალო სინჯს, შედგენილს ქანის დიდი ფართიდან და, ცხადია, მიღებული შედეგები უფრო ახლოს იქნება სინამდვილესთან.

ჩვენ მიერ ჩატარებულია ძირულის მასივის მეზოზოურისწინა ქანთა მძიმე და მსუბუქი ფრაქციების მინერალთა ორივე მეთოდით შესწავლა, რომლის შედეგებიც ქვემოთ არის მოყვანილი.

### დიფერენციალური ხერხით კვლევის შედეგი

მასივის შემადგენელი ძირითადი ტიპების დიფერენციალური ხერხით დამუშავება შემდეგ სურათს იძლევა (ცხრილი 2).

მოყვანილი ცხრილიდან ნათლად ჩანს, რომ კრისტალური ფიქლების მძიმე ფრაქცია ბიოტიტის დიდი შემცველობით ხასიათდება და მისი ძირითადი კომპონენტიც ეს უკანასკნელია.

ფილიტები საკმაოდ განსხვავდებიან კრისტალური ფიქლებისაგან, ისინი მადნეული მინერალის და ქლორიტის ჭარბი შემცველობით ხასიათდებიან.

გნეისისებრი კვარციანი დიორიტები კრისტალური ფიქლებისაგან ბევრად არ განირჩევიან, რადგანაც მათში კრისტალური ფიქლების რელიქტური მასივები დიდ ადგილს იკავებენ; ამიტომაცაა, რომ ბიოტიტი აქაც საკმაოდ რაოდენობით გვხვდება, მაგრამ მათთვის აპატიტის შესამჩნევი რაოდენობაცაა დამახასიათებელი; შესაძლოა, რომ ეს უკანასკნელი საკუთრივ კვარციანი დიორიტების მაგმის ნაწარმოებს ეკუთვნოდეს.

აღნიშნული ქანებიდან მკაფიოდ გამოიყოფიან გრანიტ-მიგმატიტები, რომელთათვის ეპიდოტ-ცოიზიტის დიდი კონცენტრაცია და მდგრადი მინერალის მნიშვნელოვანი შემცველობაა დამახასიათებელი. ვარდისფერი გრანიტოიდები ზემოხსენებული ქანებისაგან დიდად არ განსხვავდებიან, თუმცა

№ ჩიხზე	ჩიხსუშვების	ქანის დასახელება	ქანის ალების ადგილი	მიძე ფრაქციების შემადგენელი კომპონენტების რაოდენობა % /% -ით											შენიშვნა			
				სპისტილი	აფიბოლიტი	ამფიბოლიტი	ფილიტი	ფილიტი	ფილიტი	ფილიტი	ფილიტი	ფილიტი	ფილიტი	ფილიტი		ფილიტი		
117		კრისტ. ფიკალი	მეტნეფრა	5,6	2,1	2,2	2,9	10,2	—	—	80,3	—	—	—	—	—	—	—
2	25	"	ნადაბური	—	—	12	<1	26,5	0,5	—	77	—	—	—	—	—	—	—
3	558	"	დუმბალი	3,3	—	—	7	—	0,5	—	168,6	—	—	—	—	—	—	—
4	66	ამფიბოლიტი	უწლვი	65	—	5	—	—	95	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	9	ამფიბოლიტი	ჭურათევი	59	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	7	"	ჭურათევი	0,25	16,6	7,8	7,9	—	20,6	7,8	0,9	28,6	—	—	—	—	—	—
7	6	ფილიტი	ბეინევი	0,2	21,3	24,6	5,2	—	26	—	9,1	—	—	—	—	—	—	—
8	63	ფილიტი	ბეინევი	1,7	85,5	—	2	—	4	—	6	—	—	—	—	—	—	—
9	7	ფილიტი	ჩორჩანა	0,5	73	4	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—
10	71	ფილიტი	უწლვი	—	18	10	1	—	3	—	42	7	—	—	—	—	—	—
11	120	ფილიტი	ჭურათევი	21,3	3	5,5	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	183	გრაზიტ-მიგმატი	ბრილი	4	—	6,3	12,3	—	81,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	131	მიგმატი	ბეინეფრა	1	17,6	—	20,3	14	—	—	39,8	—	—	—	—	—	—	—
14	302	სერიციტული მუხებურა	მუხებურა	3,6	—	—	—	0,6	2,1	—	0,8	—	—	—	—	—	—	—
15	53	გენისი	გაგასა	21	—	—	7	8	—	—	40	—	—	—	—	—	—	—
16	192	დაგნესტული გრანიტი	რიჯოთის უღ.	13	—	—	7,5	<1	—	—	91	—	—	—	—	—	—	—
17	14	ბანატი	"	26,6	—	—	3	26,5	0,5	1	68,5	1,5	—	—	—	—	—	—
18	351	ბანატი	"	4,4	—	4	17	—	—	—	79	—	—	—	—	—	—	—
19	337	გაბრო	მუხებურა	34	—	5	—	—	1	—	93	1	—	—	—	—	—	—
20	—	სტრაგენიტი	ლოპანი	47	—	12	—	—	3	—	80	5	—	—	—	—	—	—
21	14	გარდისფ. გრან.	ვერტევილის წმ.	24	—	72,7	—	13,9	1,1	3	0,6	5,6	—	—	—	—	—	—

ქარსი მწვანე ფერისაა რკატუფრა ტრემოლიტური 249/თ. ჩვეულებრივი 65%

ქარსი მწვანე ფერის არის რკატუფრა მწვანე. ქარსი ბიოტიტითაა წარმოდგენ.

ქარსი ბიოტიტითაა წარმოდგენილი ქარსი მწვანე ფერის არის, ცირკონი ძლიერ პატარა კრისტ. სახით რკატუფრა მწვანე ფერისაა ჩაქრობის კუთხე 16—170 რკატუფრა მწვანე ფერისაა, ფონინი რაოდენობით არის მუსკოვიტი და ბიოტიტი.

ამ ქანებში, სხვებისაგან განსხვავებით, აპატიტის შესამჩნევ რაოდენობას ვნახულობთ.

მეორე ცხრილიდან საშუალოდ ვღებულობთ

ცხრილი 3

ქანების დასახელება	კრისტალური ფიქლები	ფილიტები	გნეისის მსგავსი კვარციანი დიოტიუმი ქარსით მდიდარი	განიტ-მიგმატიტები	ვარდისფერი გრანიტები	გაბრო-ამფიბოლიტები და ლიტი
შემადგენელი მინერალები						
მადნეული	8	40	5	6	20	3,5
მდგრადი მინერალები	1,5	2,6		12	7	
აპატიტი	—	—	19	—	9	—
რქატყუარა	< 1	3,1	< 1	—	< 1	8,5
ავგიტი	—	14,1	—	—	< 1	—
ბიოტიტი	80,3	14,3	49	—	35	< 1
მუსკოვიტი	—	10,3	10	—	—	—
ეპიდოტ-ცოიზიტი	—	—	0,5	81,3	—	—
გრანატი	< 1	—	15	—	1,1	1,5
ტიტანიტი	—	—	—	—	< 1	4
ტურმალინი	—	—	—	—	< 1	—
შპინელი	—	—	—	—	< 1	—
ქლორიტი	—	6,3	—	—	—	—
სერპენტინი	—	—	—	1,7	11	—
კარბონატი	—	—	—	—	—	—
არაგამჰვირვალე	8	25	—	—	5	—

გაბროები და გაბრო-ამფიბოლიტები მასივის სხვა ქანებისაგან ადვილად გამოსარჩევი არიან იმის გამო, რომ მათი მძიმე ფრაქცია ყოველთვის რქატყუარია.

**თანამედროვე მდინარეთა ალუვიური ნალექების შესწავლის შედეგი**

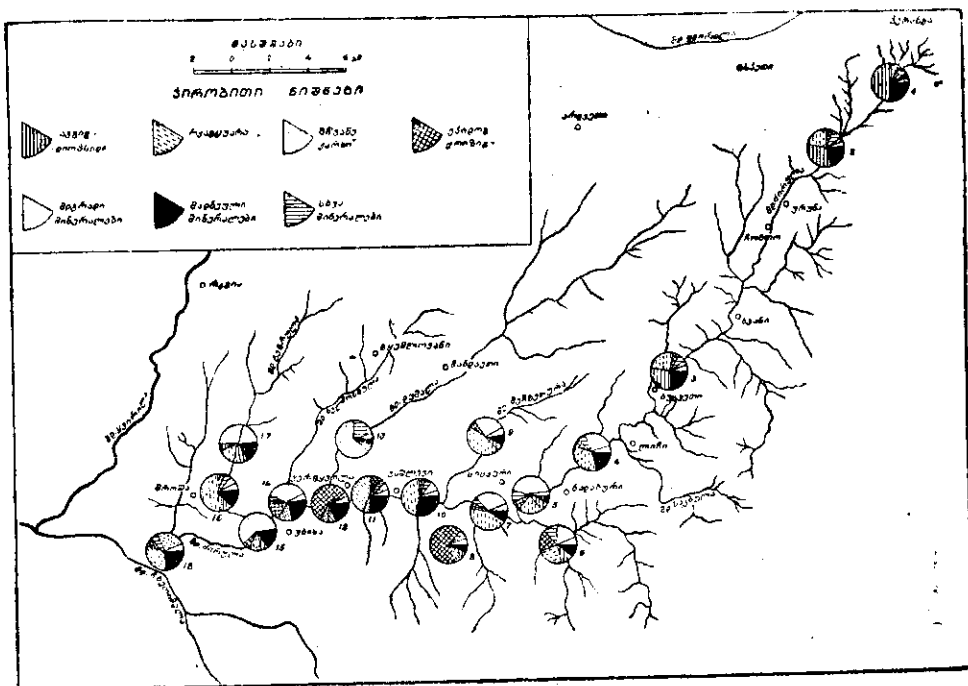
ძირულის მასივის ფარგლებში ნოქცეულ მდინარეთა ალუვიური ნალექების მინერალოგია ე. ს ა ნ ბ უ რ მ ა [4] შეისწავლა. ავტორს შესწავლის მთავარ ობიექტად მდინარე ძირულა და მისი შენაკადები აქვს აღებული. მთავარი მდინარის ხეობაში ნიმუშების აღების ადგილი და მათში კომპონენტების ცვალებადობა 1-ლ სურათზე და მე-4 ცხრილშია მოცემული.

მოყვანილი ცხრილიდან ჩანს, რომ მძიმე ფრაქციის მინერალთაგან რაოდენობის მხრივ მთავარი მნიშვნელობა ბიოტიტს, ჩვეულებრივ რქატყუარას, ავგიტს, ეპიდოტ ცოიზიტს აქვთ. მათი ცვალებადობა ხეობის გასწვრივ წარმოდგენილ დიაგრამაზე ჩანს (ნახ. 2).

ცხრილი 4

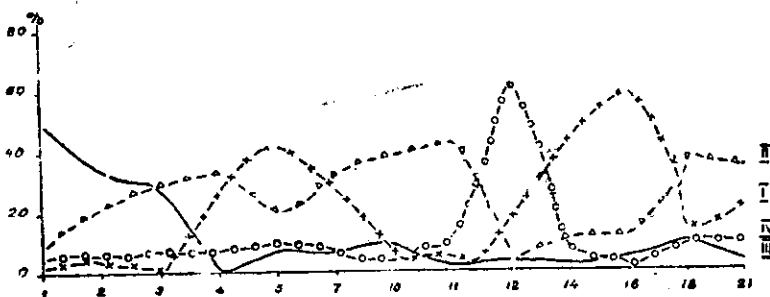
მძიმე და მსუბუქი ფრაქციის მინერალური შედგენილობა (%-ით) მდ. ძირულის მთავარი ხეობის გასწვრივ და მის შენაკადებში

შემადგენელი კომპონენტები	ნიმუშის №№ და ადგილის ადგილი																
	მთ. პერანას კალთა	სოფ. ბზიარნეული	სოფ. ბუკვეთი	სოფ. ნადაბური	სოფ. ციციკური	სოფ. ხუნევი	სოფ. შერთყვილის კალა	სოფ. ვაშლევი	სოფ. შერთყვილა	სოფ. ბორითი	სოფ. უბისა	შ.რ.შა	ძირულა				
	1	2	3	4	5	7	10	11	12	14	15	16	18				
მინერალები > 2,8-ზე	მაგნეტიტი და ილმენიტი	8	10	14	4	5	4	23	20	14	16	14	13	12			
	რკინის ჰიდროქსიდი	18	8	11	17	4	3	7	7	3	3	1	2	4			
	გრანატი	<1	—	<1	1	—	<1	<1	<1	—	—	—	—	<1			
	მდგრადი მინერალი	<1	3	1	3	1	5	1	2	2	2	<1	1	1			
	რუტილი	<1	—	<1	—	—	—	—	<1	—	<1	—	—	<1			
	ტურმალინი	—	—	—	—	—	—	1	1	—	<1	—	1	<1			
	აპატიტი	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—			
	მწვანე ქარსი (ბიოტიტი)	<1	3	1	27	44	28	5	7	1	45	64	13	25			
	ჩვეულებრივი რქატუარა	10	21	29	34	20	34	40	47	5	11	12	40	36			
	ტრემოლიტი	1	5	4	2	—	1	1	1	—	—	—	10	6			
	ჰიპერსტენი	2	6	<1	<1	—	1	<1	<1	—	<1	—	—	—			
	ავგიტი და დიოპსიდი	49	33	29	1	9	8	12	2	8	3	6	12	3			
	ეპიდოტ-ცოიზიტი	4	4	8	7	10	7	9	9	65	14	4	8	10			
	ანატაზი	<1	—	—	<1	—	<1	—	<1	—	—	—	—	<1			
	უფერო ქარსი	<1	<1	<1	2	4	9	—	—	—	6	—	—	—			
გაუმჭვირვალე არამადნეული	5	3	2	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—				
მინერალები < 2,8-ზე	კვარცი	7	20	30	25	15	20	35	30	15	20	21	12	25			
	მინდვრის შპატი	22	45	27	40	25	40	36	35	64	30	29	43	46			
	ქარსი	—	4	3	25	30	25	13	—	5	35	30	30	12			
	ქლორიტი	8	6	3	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—			
	კალციტი	—	—	—	—	30	15	—	—	—	—	—	—	—			
	ქანის ნატეხები	60	25	40	10	—	—	15	20	15	15	20	10	17			



ნახ. 1

მძიმე ფრაქციის კომპონენტთა ცვალებადობა მდ. ძირულისა და მისი შენაკადების გასწვრივ (ე. სანბურის მიხედვით)



ნახ. 2

ზეობაში მთავარ კომპონენტთა ცვალებადობის დიაგრამა (ე. სანბურის მასალების მიხედვით) I—მწვანე ქარსი, ბიოტიტი; II—ჩვეულებრივი რქატყუარა; III—ავგიტი; IV—ეპიდოტ-ციოზიტი

ეს ცვალებადობა გვერდითი შენაკადების მიერ მასალის შემოტანით აიხსნება. ასე მაგ., მწვანე ქარსის მატება ორ უბანზე გვერდითი შენაკადების მიერ ქარსით მდიდარი კრისტალური ფიქლების გარეცხვით არის გამოწვეული. ასევე უნდა ითქვას რქატყუარაზე და სხვა კომპონენტებზე.

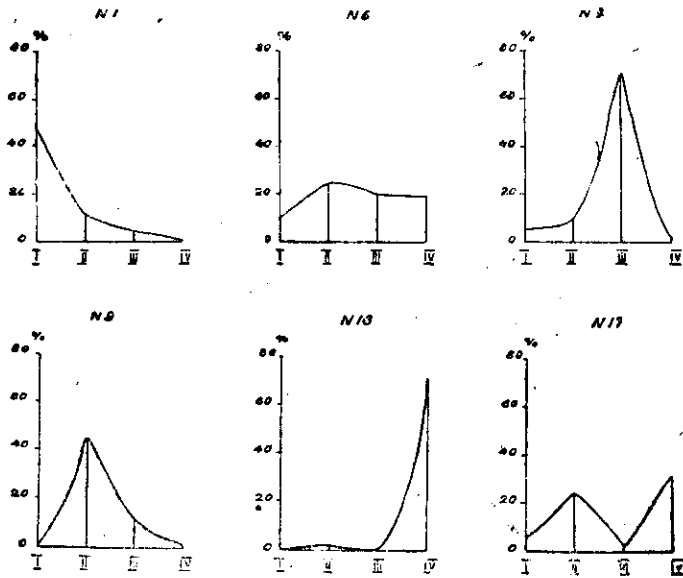


უფრო საინტერესო შედეგებს იძლევა მთავარი შენაკადების ალუვიონის შესწავლა, განსაკუთრებით იმ შემთხვევაში, თუ შენაკადი მხოლოდ რომელიმე ერთ გეოლოგიურ ფორმაციას რეცხავს. ე. სა ნ ბ უ რ ს [4] სწორედ ამ თვალსაზრისით აქვს შესწავლილი ალუვიონი მდ. ძირულის მრავალი შენაკადისა, რომლებიც სხადასხვა პეტროგრაფიული შედგენილობის ქანებს კვეთენ; მათგან ჩვენ მხოლოდ რამდენიმე მდინარის ალუვიური ნალექების შედგენილობა მოგვეყავს ცხრილის სახით, რომელშიც მოცემულია აგრეთვე მკვებავი არის ლითოლოგიური თავისებურება.

ცხრილი 5

ნიმუშების № № და აღების ადგილი		1	6	8	9	13	17
		ჩონთო	რიკოთის წყალი	ხუნევი	მეჩხეთურა	დუშალა	შაქარულა
მკვებავი არის ლითოლოგიური ხასიათი		ბაიოსის პორფირიტული წყება	ბაიოსის პორფირიტული წყების გრანოლოზიტები, კრისტალური ფიქლები, გაბრილები და კვ. დიორიტები	ძირითადად მიგრატაწილობრივ გრანიტები	უმთავრესად გაბრილები, ნაწილობრივ რიგ გრანიტები	კრისტ. ფიქლები და დანევის. კვარ. დიორიტები	გაბრილები და გრანიტები
		კომპონენტები					
შინჯარალები ხვედრითი წონით > 2,5-ზე	მაგნეტიტი და ილმენიტი	8	10	7	9	1	2
	რკინის ჰიდროქსიდი	18	2	4	3	2	12
	გოლანტი	<1	—	—	—	<1	<1
	მდგრადი მინერალი	<1	2	1	3	2	2
	რუტილი	<1	—	—	<1	—	1
	ტურმალინი	—	—	—	<1	1	<1
	მწვანე ქარსი	<1	20	3	—	72	31
	რქატყუარა	10	25	8	46	2	25
	ტრემ-ლითი	<1	5	<1	<1	4	10
	აფგიტი და დიოპსიდი	49	12	6	1	—	7
ეპიდოტ-ციოზიტი	4	20	70	11	—	<1	
ანატაზი	<1	—	—	<1	<1	4	
უფერო ქარსი	<1	—	—	23	13	1	
გაუმჟღავნებელი არამადნ.	5	—	—	4	—	4	
შინჯარალები ხვედრითი წონით > 2,5-ზე	კვარცი	7	30	10	12	5	10
	მინდვრის შპატი	22	43	65	55	20	35
	ქარსი	—	15	7	20	60	35
	ქლორიტი	8	—	3	—	—	—
	კალციტი ქანის ნატეხები	60	12	15	15	15	20

ცხრილიდან ჩანს, რომ მკვებავი არის ლითოლოგიის შეცვლა მკვეთრად აღიბეჭდება ალუვიონის მინერალოგიურ შედგენილობაზე, რაც უფრო თვალსაჩინოდ ჩანს მოყვანილ დიაგრამებზე.



ნახ. 3

მე-5 ცხრილში წარმოდგენილი ნიმუშების მიხედვით მთავარ კომპონენტთა ცვალებადობის დიაგრამა (ე. სანზურის მასალების მიხედვით). I—ავჯიტი, II რქატყუარა, III—ეპიდოტ-ციოზიტი, IV—მწვანე ქარსი

მოყვანილი დიაგრამების მიხედვით, ძირითადი კომპონენტებიდან კრისტალური ფიქლებისათვის მწვანე ქარსია დამახასიათებელი (ნიმ. № 13-ის დიაგრამა), გაბროებისათვის ჩვეულებრივი რქატყუარა (ნიმ. № 17-ის დიაგრამა), ხოლო მიგმატიტისათვის ეპიდოტ-ციოზიტი (ნიმ. № 8-ის დიაგრამა).

ყოველივე ზემოთქმულიდან ირკვევა, რომ ლიასურისწინადროინდელი ქანები შემდეგი მინერალოგიური ასოციაციით ხასიათდებიან: მწვანე ქარსი, ჩვეულებრივი რქატყუარა, ეპიდოტ-ციოზიტი და მეტად მცირე რაოდენობით მდგრადი მინერალი და აპატიტი. რაც შეეხება სხვა მდგრად მინერალებს: გრანატს, ტურმალინს, რუტილს და სხვას, მათ აქ უმნიშვნელო რაოდენობით ვხვდებით და მკვებავი არის ხასიათის დადგენისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა არა აქვთ.

ასეთია ძირითადად ამჟამად დენუდაციის არეში მოქცეული ლიასისწინადროინდელი ქანების პეტროგრაფიული ბუნება.

მიღებული შედეგები საშუალებას გვაძლევს შევეცადოთ, ზოგად ხაზებში მაინც, გავარკვიოთ ლიასური ნალექების მკვებავი არის ლითოლოგიური შედგენილობა.

## ლიასური ნალექების მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგია

ლიასის ტერიგენული ნალექების მკვებავი არის ლითოლოგიური ბუნების თავისებურება პირველ ყოვლისა ამ ნალექების ჩვეულებრივი პეტროგრაფიული შესწავლის გზით შეიძლება იქნეს გარკვეული. მასივის ფარგლებში წარმოდგენილი ნალექებიდან ამ მხრივ საყურადღებო აღმოჩნდნენ ქვიშაქვების ფაციესი და მასთან დაკავშირებული ფუძის კონგლომერატები, რომლებიც თითქმის ყველა ტექტონიკურად აუშლელ ჭრილშია წარმოდგენილი.

რიგ უბნებში კონგლომერატის რიყის ქვების შესწავლამ გვიჩვენა, რომ კენჭების 70—80% კარგად დამრგვალებულ კვარცხორფირებს და ნაწილი მის ტუფებს მიეკუთვნება. კენჭების დანარჩენი ნაწილი მიკროპეგმატიტებზე, ძარღვის კვარცხე და იშვიათად კვარციან დიორიტებზე მოდის. გარდა ამისა, ორხევის და ბუნიევის ხეობებში ნაგორებ კენჭებს შორის მეტად გამკვრივებული, წვრილმარცვლოვანი კვარციანი ქვიშაქვებიც შეგვხვდა. ეს ქვიშაქვები კვარციტული ჰაბიტუსის არიან, შედგებიან მკაფიოდ ტალღობრივ კვარცისაგან და სერიციტული ცემენტისაგან (ნიმ. № 366კ). ცემენტი საკმაოდ ბევრია და კვარცის მარცვლების კოროზიას ახდენს. ქანში მინდვრის შპატის ნიშნებიც კი არა ჩანს. ამავე კონგლომერატებში (ორხევი) კვარცხორფირული წყების ნაგორებ კენჭებს შორის ყურადღებას იპყრობს მორუხო ფერის კარგად დამრგვალებული რიყის ქვა (ნიმ. 366ც), რომელიც მიკროსკოპში ტიპური ვიტროფირული ტუფი აღმოჩნდა, მაგრამ საყურადღებო აქ ისიცაა, რომ ტუფში კარგად დამრგვალებული, მჭიდრო აგებულების კვარციანი ქვიშაქვის მარცვლებიც არის მოყოლილი. ქვიშაქვის ეს მარცვლები კვარციტულ იერს ატარებენ. აშკარაა, რომ ეს მარცვლები შემცველ მინებრივ ტუფზე ადრინდელი დანალექი წყებიდან არიან წარმომდგარი. თითქმის ყველა უბანში კონგლომერატების ცემენტი არკოზული მასალითაა წარმოდგენილი და კონგლომერატების ზემოთ მომდევნო არკოზული ქვიშაქვებისაგან არსებითად არ განსხვავდება; ამავე დროს ცემენტის მასის მთავარ შემადგენელ კომპონენტებს ეფუზიური და გრანიტული კვარცი წარმოადგენს. მინდვრის შპატებიდან საკმაოდ საღი მიროკლინი და ოლიგოკლაზი გვხვდება. ქარსების ჯგუფიდან უმთავრესად მუსკოვიტს ვხვდებით. ამრიგად, კონგლომერატის რიყის ქვები და მათი ცემენტიც თითქმის მთლიანად მთავრე ქანების—კვარცხორფირების, გრანიტებისა და კვარციანი დიორიტების—დაშლით არის წარმოშობილი.

კონგლომერატების ზევით მდებარე ქვიშაქვები სუფთა არკოზებს როდი წარმოადგენენ, მათში გრანიტულ და კვარციან დიორიტულ მასალასთან ერთად კვარცხორფირების და იშვიათად კვარციტული ფიქლის ნატეხებს ვპოულობთ. ამიტომ ჩვენ მით არკოზულ-გრანულოვანი ქვიშაქვებს ვუწოდებთ; ისინი ძირითადად კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-დიორიტების დაშლით არიან მიღებული.

სტრატиграფიულად ზემოთ მომდევნო პსამიტ-ალევიტული ქვიშაქვები ქანის ნატეხებს აღარ შეიცავენ; მათში მთავარი შემადგენელი კომპონენტები კვარცი და ქარსი არიან; მინდვრის შპატი ძლიერ ცოტაა და ამავე დროს შეცვლილიც. ამ ქვიშაქვების ცემენტი მეტ შემთხვევაში ქლორიტულია, იშვია-

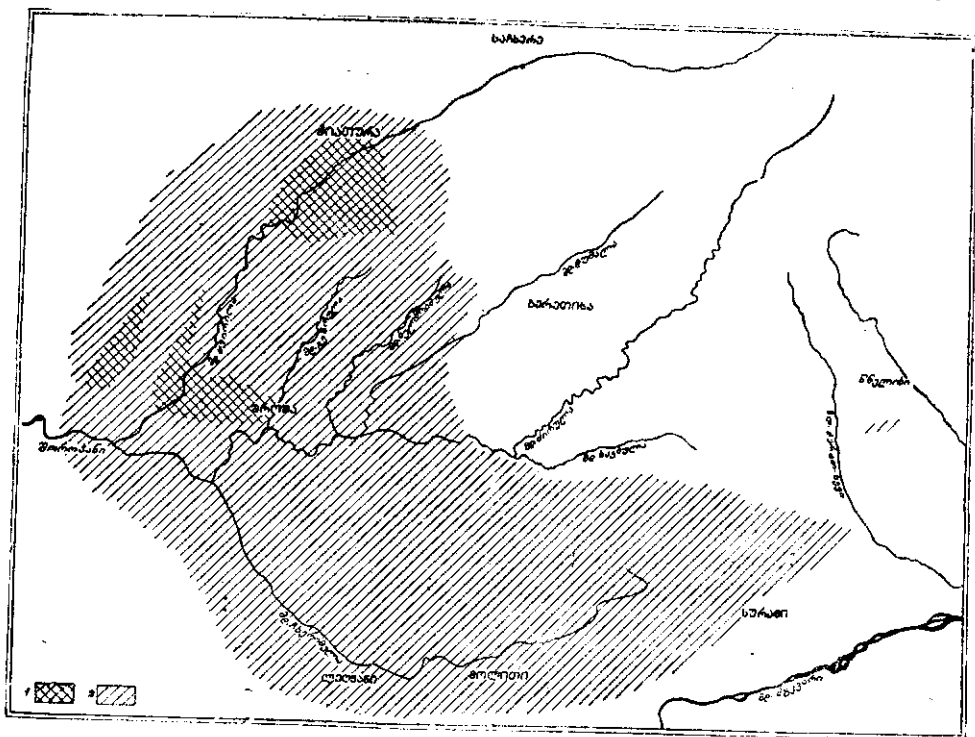
თად კი თიხურ-სერიციტული. ქვიშაქვის მთავარი მასა აქაც იმგვარივეა, როგორც ქვეშ მდებარე არკოზული ქვიშაქვებისა, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ ახლა კვარცისა და მუსკოვიტისაგან შემდგარი საკმაოდ წვრილმარცვლოვანი ხასიათის მასალა გვაქვს. კვარცი აქაც ორგვარი ხასიათისაა—ეფუზიურული და გრანიტული. კარგად ჩანს, რომ ამ ქვიშაქვების მასალის წყარო გრანიტები, კვარციანი დიორიტები და კვარცპორფირული წყებია.

რაც შეეხება კირქვიან ფაციესს, აქ, მართალია, ძლიერ ცოტას, მაგრამ მაინც ვხვდებით გრანიტული მასალის აშკარა ნიშნებს.

სხვანაირი სურათი გვაქვს ამ მხრივ მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე გავრცელებულ ქვიშაქვებისა და მერგელოვან-არგილიტურ წყებაში. აქ ქვიშაქვების მთავარი მასალა არკოზულია—წარმოდგენილი მოზაიკური კვარცით, კალიშპატით, ოლიგოკლაზით, მუსკოვიტით და ზოგჯერ ბიოტიტით; ეფუზიურული კვარცი მხოლოდ ერთ უბანში იქნა ნახული. ჩრდილო-აღმოსავლეთ ზოლში ყველგან ეფუზიურული კვარცის და საერთოდ კვარცპორფირული მასალის არარსებობა და აგრეთვე უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების მხოლოდ არკოზული და არაგრაუვაკური ბუნება, სადაც მსხვილ ნაგორებ მასალაში მხოლოდ გრანიტული ელემენტებია წარმოდგენილი, საფუძველს გვაძლევს დავასკვნათ, რომ ჩრდილო-აღმოსავლეთ ზოლში წარმოდგენილი ლიასური ნალექებისათვის მასალა ძირითადად გრანიტების გარეცხვის ხარჯზე წარმოიშვებოდა და, მაშასადამე, ამ დროს აქ მხოლოდ გრანიტები იყო გაშიშვლებული. ერთ ჭრილში ეფუზიურული კვარცის პოვნა შესაძლოა ავხსნათ გრანიტებთან დაკავშირებული ძარღვული კვარცპორფირების გარეცხვით, რადგან ამ მასალის მხოლოდ ცალკე უბანში პოვნა მისი წყაროს უმნიშვნელო გავრცელებაზე მიუთითებს. ამგვარად, როგორც მოყვანილი ფაქტები გვიჩვენებენ, კვარცპორფირული წყება მასივის ამ ნაწილში თავიდანვე არ ყოფილა წარმოდგენილი. ამასთან დაკავშირებით ეხლა შეიძლება განვიხილოთ ამ წყების გეოგრაფიული გავრცელების საკითხი. ჩვენს ხელთ არსებული მასალის ანალიზი ამ კითხვაზე საკმაოდ გარკვეულ პასუხს იძლევა.

მასივის დასავლეთ პერიფერიაზე კვარცპორფირულ ანუ ქვედა ტუფოგენურ წყებას ამჟამადაც ფართო გავრცელება აქვს მდ. ნარულის, ყვირილის და ძირულის ხეობებში. ამავე დროს ლიასური ნალექების მდინარეული ქვიშაქვების ფაციესი მდიდარია კვარცპორფირული მასალის საკმაოდ დამრგვალებული კენჭებით, ეს გარემოება კი ამ წყების შუალიასისწინა დროში უფრო ფართოდ გავრცელებაზე მიუთითებს. შროშის ზოლიდან აღმოსავლეთ და სამხრეთ მიმართულებებით კვარცპორფირული წყების გამოსავლები ამჟამად არსად გვაქვს, მაგრამ ამ წყების ნაგორები მასალა ლიასის ფუძის ფორმაციაში ყველგან საკმაოდ მდიდრად არის წარმოდგენილი. საკმარისი იქნება მიგუთითოთ, რომ მარტო ორხევისა და ქარტალის ლელის, მოლითის ქრილებში და სურამის რაიონში ლიასის ფუძის კონგლომერატული მასალის 80% კვარცპორფირებისა და მათი ტუფებისაგან შედგება. რადგან ამ ხასიათის მასალა აღმოსავლეთ, სამხრეთ და სამხრეთ-დასავლეთ უბნებში უწყვეტლივ გვაქვს, ამიტომ, ჩვენი აზრით, მასივის ამ პერიფერიებზე წარსულში შუალიასისწინა კვარც-

პორფირული წყების, ანუ ქვედა ტუფიტების, საკმაოდ ფართო გავრცელება უნდა დაფიქსირდეს. რაც შეეხება მასივის ჩრდილო პერიფერიას, იქ ეს წყება ამჟამად ფართო გავრცელებით სარგებლობს, ხოლო ლიასის წინ, აღმოსავლეთი მიმართულებით, როგორც ჩანს, მდ. დუმალის ხეობამდე აღწევდა (ნახ. 4).



ნახ. 4. 1—კვარცპორფირული წყების გამოსავლები; 2—წყების გავრცელება ლიასურ დროში

ახლა ვნახოთ, რა შედეგს იძლევა ლიასური ნალექების ტერიგენული კომპონენტების ზინერალოგიური ანალიზი. ეხლავე უნდა აღვნიშნოთ, რომ შესწავლილ უბნებში მინერალთა თითქმის ერთგვაროვანი ასოციაცია გვაქვს. მძიმე ფრაქციების მინერალებიდან წარმოდგენილი არიან: პირიტი, ჰემატიტი, მაგნეტიტი, ლიმონიტი, გრანატი, ტურმალინი, რუტილი, შპინელი, აპატიტი, ტოპაზი, ანატაზი, სტავროლითი, მარგარიტი, ბარიტი, ავგიტი, რქატყუარა, ეპიდოტ-ციოზიტი, ბიოტიტი, ქლორიტი, კარბონატი (სიდერატი).

მსუბუქი ფრაქციიდან წარმოდგენილია კვარცი, კალიშპატი (მიკროკლინი) პლაგიოკლაზი, მუსკოვიტი, ქლორიტი.

მინერალთა ამ სიაში, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ მადნეულ მინერალებს, რომელთა დიდი ნაწილი შემცველი ნალექების სინგენეტურია, უმთავრესად გრანიტული და გრანოდიორიტული ქანების დამახასიათებელ მინერალთა ასოციაცია გვაქვს. გამონაკლისს წარმოადგენენ სტავროლითი, გრანატი და მარგარიტი, რომლებიც მეტამორფული კომპლექსის ქანებისათვის არიან დამახასიათებელი.

გრანიტებისა და გრანოდიორიტებისათვის დამახასიათებელ ასოციაციებში მინერალურ სახეთა მეტი წილი უმნიშვნელო რაოდენობითაა წარმოდგენილი და საშუალოდ 1% ნაკლებია, ამიტომაც მათი საშუალებით რაიმე პალეოგეოგრაფიული საკითხის გადაწყვეტა ძნელია; ასეთი მინერალები არიან ტურ-ალინი, რუტილი, შპინელი, აბატიტი, ტოპაზი, ანატაზი, ბარიტი, რქატყუარა და სხვ., რომლებიც ერთეულ მარცვლებად თუ გვხვდებიან.

აღწერილი უბნებისათვის დამახასიათებელ მინერალთა მეტ-ნაკლებად მუდმივი ასოციაცია ქვემოთ მოყვანილ ცხრილშია მოცემული (ცხრილი 6).

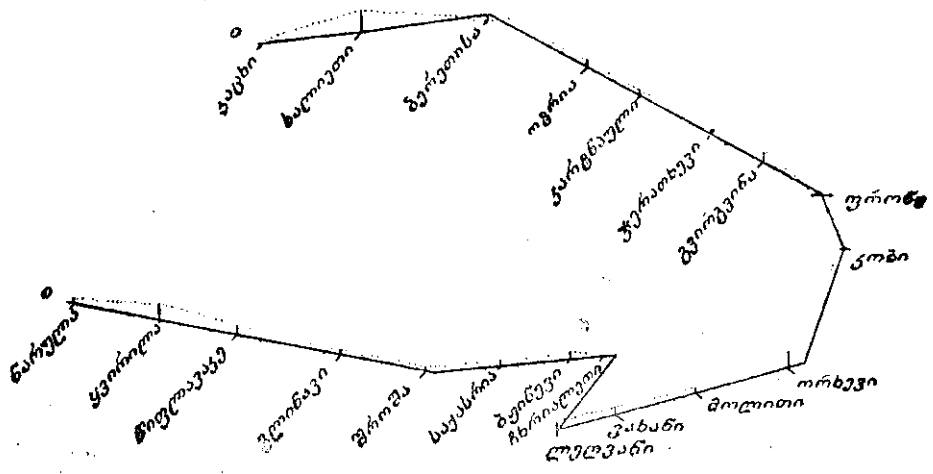
ცხრილი 6  
მძიმე ფრაქციის ზოგიერთი დამახასიათებელი კომპონენტის ცვალებადობა (%-ით) ლიასის დანალექ წყებში

მინერალები		აბიტი	სხვადასხვა მდ-ნეული	მდგრადი მიწ-რალი	ავეიტსი	რქატყუარა	ეპილოტ-ციოზიტი	სტაგროლიტი	მარგარიტი
1.	მდ. ნარულა	34	3,6	1,6	0,7	0,3	1,1	2,84	—
2.	მდ. ყვირილა	1,54	67,1	6,6	4,9	1,8	0,5	—	—
3.	სოფ. წიფლაგაქე	1,1	30,6	44	2	0,1	1,2	1,5	3,3
4.	გლინავის ღვლე	8,58	18,5	14,1	0,2	0,2	0,7	—	—
5.	სოფ. შროშა	10,4	32,6	23,5	0,2	0,3	0,7	—	—
6.	მდ. საქასრია	17,7	60	9,5	0,8	0,7	0,17	—	—
7.	მდ. ბეინელრა	0	41,4	16,5	1,8	0	8,1	—	—
8.	მდ. ჩხრაღეთი	45,9	24,2	17,17	0	0,55	0	—	1,6
9.	მდ. ლაღვანთასწყალი	19,2	5,76	6,4	1,2	0,9	0,4	—	—
10.	მდ. ვახანისწყალი	30	22	7	2	0,7	0,07	—	—
11.	მარელისის ქედი	15,4	46,2	11,6	0,11	0,3	—	—	—
12.	მდ. ქარტალი	18,8	34,8	23,12	0,2	0,9	0,05	—	—
13.	მდ. ორხევი	7,8	58,9	23,1	5	0,08	0,34	—	—
14.	სოფ. ხევა-კობი	65,6	12,8	11,7	0,8	0,5	1,13	—	—
15.	სოფ. კაცხი	0	32,3	2,2	0,2	—	—	—	—
16.	სოფ. სალიეთი	0,08	89	2,3	6,5	—	0,2	—	—
17.	მდ. დუმალა	46	11,9	18,1	0	6	1,08	5,5	—
18.	მდ. კარტნაულა	40	18,8	27,6	0,3	0,15	0,4	—	0,6
19.	ძირულა-ჩონთო	42,05	20,8	20,6	0,6	0,1	0,8	—	—
20.	მდ. ტერათხევი	21	36,5	8,9	0,15	0,15	3,04	—	—
21.	მდ. ოტრია	20,6	29,2	28,8	0,13	0,4	0,9	—	—
22.	სოფ. გვირგვინა (მდ. ლოპ. წყ.)	18,65	52,4	5,2	3,7	1,1	0,8	—	—
23.	მდ. ფრონე	44,3	45	3,2	3,0	—	1	—	—

ცხრილიდან კარგად ჩანს, რომ ავეიტსი, რქატყუარას და ეპილოტ-ციოზი-ტის ჯგუფის მინერალებს უმნიშვნელო რაოდენობასთან ერთად გავრცელებაში არაკანონზომიერება ახასიათებთ. ასე მაგ., ავეიტსის რაოდენობა მეტ შემთხვევაში 1%-ზე ნაკლებია, მაგრამ ყვირილის ხეობაში, ბეინეგში, ლაღვანთაში, ვახანში, ორხევიში, სალიეთში, გვირგვინაში და ფრონეზე მისი რაოდენობა ოდნავ იზრდება და ზოგჯერ 5—6%-მდე აღწევს; ავეიტსის რაოდენობის ზრდა ამ უბნების ლიასურ ნალექებში ზედალიასურში ტუფური მასალის გამოჩენით

არის გამოწვეული. ტუფური მასალის არსებობა კი ექვს არ იწვევს, რადგან ზოგ უბანში უდავოდ ტუფოგენური ქანების შრეებიც არის აღნიშნული.

ავგიტის რაოდენობის ცვალებადობა უბნების მიხედვით თანდართულ დიაგრამაზეა მოცემული. რაც შეეხება რქატყუარას, იგი ავგიტთან შედარებითაც კი ძლიერ ცოტაა და მხოლოდ ორგანაა 1%-ზე მეტი, ამასთან ორივე შემთხვევაში იგი ავგიტთან ერთად ტუფურ მასალასთან არის დაკავშირებული, სრულად არაკანონზომიერი განაწილება ახასიათებს ეპიდოტ-ცოიზიტს, რომლის რაოდენობა ბევრგან ნულამდე ჩამოდის და სულ რამდენიმე უბანშია 1%-ზე მეტი.



ნახ. 5

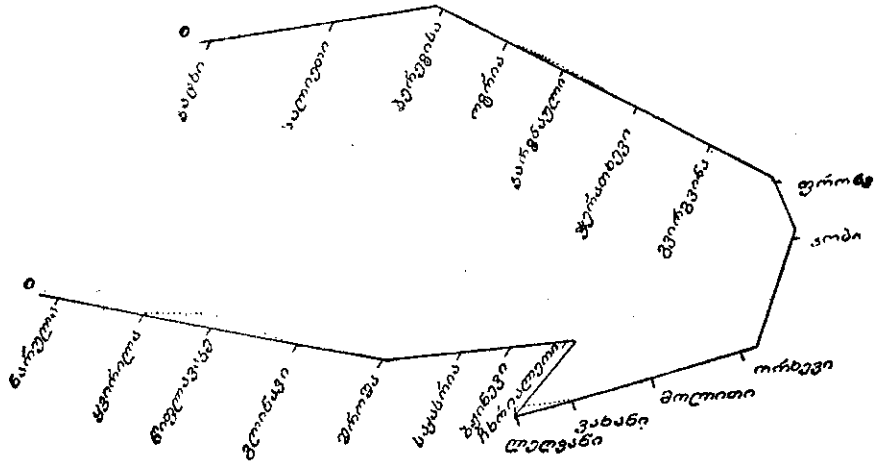
მძიმე ფრაქციაში ავგიტის რაოდენობის ცვალება (პროცენტობით) მასივის პერიფერიების სხვადასხვა უბანში, მასშტაბი 1 მმ=1%

საყურადღებოა ის გარემოება, რომ მათ შესამჩნევი რაოდენობით იქ ვხვდებით, სადაც ამჟამადაც მიგმატიტების გამოსავლები გვაქვს. ეს გარემოება, ზემოთაც გვქონდა აღნიშნული ძირულის თანამედროვე მდინარეთა ალუვიონის მინერალოგიური დახასიათების დროს.

როგორც ჩანს, ლიასისწინა სუბსტრატში მიგმატიტები უბნობრივად იყვნენ გაშიშვლებული და სწორედ ისინი წარმოადგენდნენ ეპიდოტ-ცოიზიტის წყაროს, რადგან მათ გარდა სხვა ქანების მძიმე ფრაქციებში ჩვენ მიერ ეპიდოტ-ცოიზიტი არ ყოფილა აღნიშნული. ანალოგიური სურათი ჩანს სტავროლიტისა და მარგარიტის გავრცელებაში. ეს კომპონენტები მხოლოდ ზოგიერთ უბნებში გამოიყოფიან. მათი ეპიდოტ-ცოიზიტის მსგავსად სპორადული გავრცელება მიგვითითებს ლიასის წინ მეტამორფული კომპლექსის შეზღუდულ გავრცელებაზე. ალბათ ნაწილობრივ მაინც ამავე მიზეზით უნდა აიხსნას ლიასის ნალექებში ბიოტიტის მეტისმეტი სიმცირე, რადგან კრისტალური ფიქლების მთავარი კომპონენტი, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, სწორედ ბიოტიტია.

12. გეოლ. ინსტ. შრომება, მინ.-პეტრ. სერია, ტ II

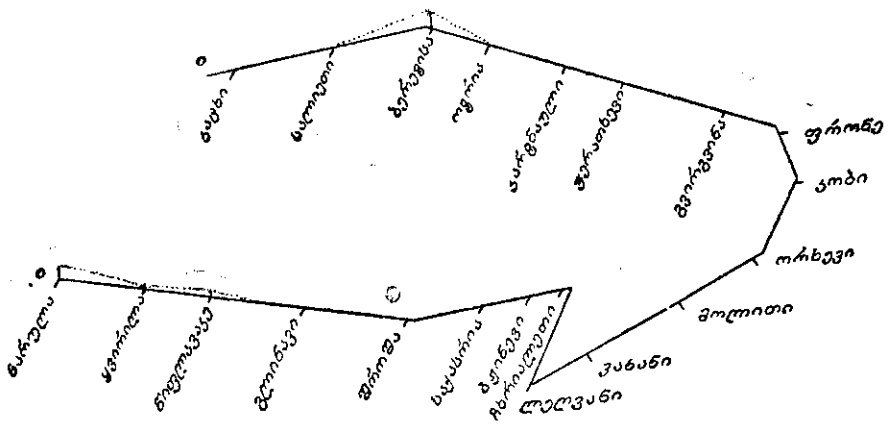
მადნეულ მინერალებს (პირიტი, ჰემატიტი და ლიმონიტი) თითქმის ყველგან საკმაოდ რაოდენობით ვხვდებით. ისინი უმთავრესად ალევრიტული ქვიშაქვებისა და კირქვიანი ფაციესისათვის არიან დამახასიათებელი. მათი რაოდენობა



ნახ. 6

მძიმე ფრაქციაში მარგარიტის რაოდენობრივად ცვალებადობა (პროცენტობით) მასივის პერიფერიების სხვადასხვა უბანში, მასშტაბი 1 მმ = 1%

ნობრივი ცვალებადობა უბნების მიხედვით წარმოდგენილ დიაგრამაზეა მოცემული. მკვებავი არის თავისებურების გარკვევისათვის ამ კომპონენტებს ნაკლები მნიშვნელობა აქვთ, რადგანაც პირიტი და ჰემატიტი შემცველი ნალექების



ნახ. 7

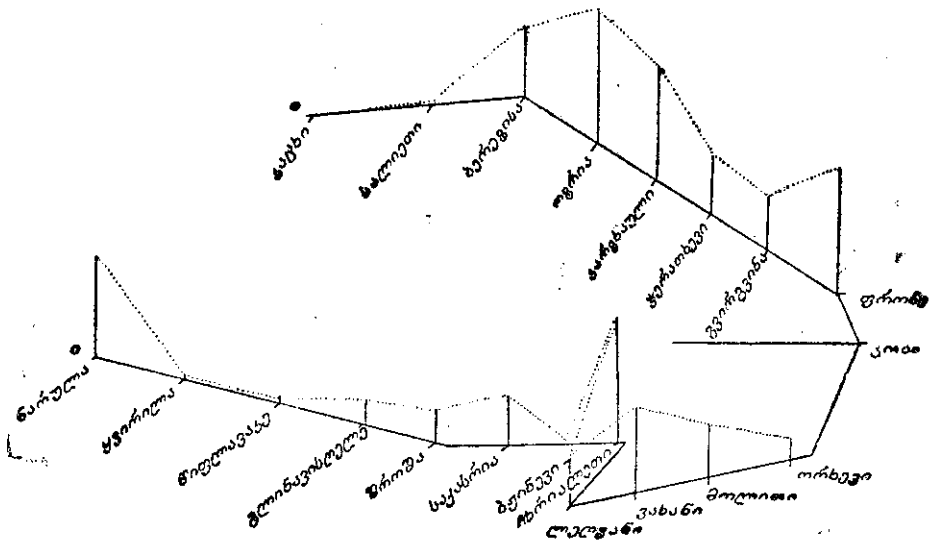
მძიმე ფრაქციაში სტავროლითის რაოდენობრივად ცვალებადობა (პროცენტობით) მასივის პერიფერიების სხვადასხვა უბანში, მასშტაბი 1 მმ = 1%



სინგენეტური არიან, ზოლო ლიმონიტი, პირიქით, მათი დაჟანგვის ხარჯზეა გაჩენილი. ზოგიერთი მათგანის გენეზისზე ჩვენ ცალკე გვაქვს გამოთქმული მოსაზრებანი, ამიტომ მათ შესახებ აქ აღიარას ვამბობთ.

მძიმე ფრაქციის მინერალთა შორის ყველაზე მეტ ინტერესს მდგრადი მინერალი იწვევს. ეს მინერალი, მის საგრძნობლად გაზრდილ რაოდენობასთან ერთად, მორფოლოგიური თვალსაზრისითაც საინტერესოა.

ჩვენ მიერ შესწავლილ ნალექებში მდგრადი მინერალი ძირითადად ორგვარია. მის ერთ ნაწილს გრძელპრიზმული აგებულება და ბოლოებზე შკაფი-ოდ გამოსახული პირამიდული წახნაგებით შემოფარგვლა ახასიათებს; ზოგჯერ



ნახ. 8

მძიმე ფრაქციაში პირიტის რაოდენობრივად ცვალებადობა (პროცენტობით) მასივის პერიფერიების სხვადასხვა უბანში, მასშტაბი 1 მმ 1/6

ოვალურ ბუშტულებს და პრიზმული კრისტალების ჩანართებს შეიცავს. მდგრადი მინერალის ასეთი კრისტალების წახნაგებს გლუვი და გამჭვირვალე ზედაპირი აქვთ. წიბოები და კუთხეებიც მკვეთრად აქვთ გამოხატული.

მდგრადი მინერალის მეორე სახესხვაობა, რომელიც რაოდენობით პირველს სჭარბობს, მოკლე პრიზმული ჰაბიტუსისაა, პირამიდული წაწვეტება ბოლოებზე მასაც ემჩნევა, მაგრამ წიბოები აღარსად უჩანს. ამათ გვერდით ისეთი მარცვლებიც გამოირჩევა, რომელთაც იდეალურად მომრგვალებული ფორმა აქვთ. ასეთი ფორმები უმთავრესად წვრილ კრისტალებს ახასიათებს.

ჩვენ მიერ შესწავლილ მთავე კრისტალურ ქანებში დამრგვალებული მდგრადი მინერალი ვერსად ვიპოვეთ და ამიტომ ჩვენთვის ეხლაც საძებარია მისი წყარო. ჩვენი აზრით, ამ მინერალის მორფოლოგიური თავისებურება შესაძლოა მისი გორვით დამრგვალების შედეგი იყოს და არა მაგმური კოროზიისა. თუ

კი ეს ასეა, მაშინ დამრგვალებული მდგრადი მინერალის წყარო მასივის შემადგენელ კრისტალური ქანები კი არ არიან, არამედ რომელიღაც ძველი დანალექი წყება, რომელიც ლიასურამდე არსებობდა. ამ აზრის სასარგებლოდ ის ფაქტიც ლაპარაკობს, რომ ჭერათხევის კრილში გრანიტზე უშუალოდ განლაგებული არა არკოზული, არამედ კვარციანი ქვიშაქვები. ცხადია, გრანიტული მასივის დეზინტეგრაციის პროდუქტების იქვე მახლობლად დალექვის პირობებში შეუძლებელი იქნებოდა ამგვარი არაარკოზული ქვიშაქვის წარმოშობა. ამიტომ სავსებით ლოგიკურია დასკვნა, რომ ეს კვარციანი ქვიშაქვები წარმოიშვნენ რომელიღაც ძველი დანალექი წყების გარეცხვის შედეგად. ამ ძველი წყების არსებობის სასარგებლოდ ლაპარაკობს ლიასური ნალექების ფუძის ფორმაციაში კვარციანი ქვიშაქვების რიყის ქვების პოვნა და აგრეთვე კვარცპორფირული წყების ვიტროფირულ ტუფებში ამგვარივე ქვიშაქვების კენჭების დადგენა (გვ. 173). რაც შეეხება სრულწახნაგოვან სახეობას, იგი კვარცპორფირული წყებისათვის არის დამახასიათებელი, რაც დასტურდება კვარცპორფირების მძიმე ფრაქციებში შესამჩნევი რაოდენობით ასეთი მინერალის პოვნით, რაც ჩვენ მიერ ზემოთ იყო ნაჩვენები.

მასივის საზღვრეთ-დასავლეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიულ ზოლში ძირითადად გვაქვს მდგრადი მინერალი, რომელსაც ყველა კუთხე კარგად აქვს შენარჩუნებული და გადაშლევების ნიშნები არ ეტყობა. ჩრდილო-აღმოსავლეთ ზოლში კი ეს მინერალი დამრგვალებულია. თუ მოვიგონებთ ზემოთქმულს, რომ დაუშუშავებელი მდგრადი მინერალის წყარო კვარცპორფირული წყებაა, მაშინ უდავო იქნება დასკვნა, რომ კვარცპორფირული წყება არ იყო გავრცელებული მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე, ხოლო მისი პერიფერიის დანარჩენ ნაწილში ეს წყება მნიშვნელოვან ფართს ფარავდა.

ახლა საჭიროა რამდენიმე სიტყვა ითქვას ზოგიერთი სხვა კომპონენტის შესახებ.

დიფერენციალური და ფლუვიონტეგრალური მეთოდის გამოყენებით დადგენილ იქნა ზოგიერთი კომპონენტის მჭიდრო გენეტური კავშირი ამა თუ იმ ტიპის ქანთან. მაგ., კრისტალური ფიქლებისათვის დამახასიათებელი ფრაქცია ბიოტიტისა, ვაბროებისა და ამფიბოლიტების კი — რქატყუარაინი.

როგორც ზემოთქმულიდან ჩანს, ამ კომპონენტთა რაოდენობა ლიასურ ნალექებში უმნიშვნელოა, ხოლო ზოგჯერ კი სრულიადაც არ გვხვდება. ბიოტიტის არარსებობა გაუფერბარი რჩება, რადგან მისი შემცველი ქანები ლიასისწინა დროში არსებობდნენ და ირეცხებოდნენ კიდევ. მაშ როგორ უნდა აეხსნათ ბიოტიტის არარსებობა ამ ქანებში. ექვს გარეშეა, რომ ბიოტიტის ერთი ნაწილი გაუფერულდა და მუსკოვიტს დაემსგავსა. ამ გარემოებამ კი მის ცალკე გამოყოფას ხელი შეუშალა, ისე რომ მათი ერთმანეთისაგან გამოცალკეება ძნელი ხდება. ბიოტიტის ნაწილი მუსკოვიტთან ერთად გვაქვს ნაანგარიშევი. ბიოტიტის გაუფერულების მრავალი ფაქტი ჩვენ მიერ არის აღწერილი როგორც შლიფებში, ისე ფრაქციებში. ამ მინერალის მეორე და ამავე დროს მთავარი ნაწილი დაიშალა და მეორადი ქლორიტი მოგვცა. ამგვარი ქლორიტული მასები კი მეტად დიდი რაოდენობით არიან წარმოდგენილი

კვარცქარსიანი ქვიშაქვების ცემენტში. ამის საილუსტრაციოდ მოვიყვანოთ ზოგიერთ უბანში მსუბუქი ფრაქციის მინერალური შედგენილობის ცვალებადობის ცხრილი, საიდანაც კარგად ჩანს ქლორიტული მასების სიჭარბე.

ცხრილი 7

მსუბუქი ფრაქციის ხასიათი ძირულის მასივის ლიასური ნალექების ზოგიერთ ადგილში

ადგილის დასახელება	ნიმუშის №	მინერალები ნალექთა ტიპი	კვარცი	კალიშაბტი	ბლაგიოკლასი	თიხაქლორიტული მასები	ორგანული ნივთიერება	კარბონატი	თიხის აგრეგატული მინერალი	მუსკოვიტი
ნარულის ხეობა	№2	წითელი კირქვა	—	—	2%	—	—	—	98	—
	2 <sup>1</sup>	კრისტალური კირქვა ზოლის სახით	—	—	15%	85%	—	—	—	—
	4	მერგელ. ტუფური მას.	2%	—	1%	—	—	97%	—	—
	5	ქარსიანი ალფერიტული ქვიშაქვა	2	—	3	95	—	—	—	—
	6	კლასტური თიხიანი კირქვა	—	—	3	97	—	—	—	—
	8	ქვიშიანი კირქვა	5%	—	1%	90	—	—	—	4%
	9	ალფერიტული ქვიშაქვა	25	—	2%	—	—	2%	51	20
	11	კირქვიანი ალფერიტული ქვიშაქვა	17	—	16%	50%	—	—	—	17
14	არკოზული გრაუვაკური ქვიშაქვა	30	5	2	51%	—	—	—	12	
შროშის უბანი	98	არკოზ. კონგლომერატები	35%	10%	6%	42%	—	—	—	7%
	99	"	20%	10%	8%	54%	10	3	—	5
	100	წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვა	—	—	—	96	—	—	—	4%
	101	ფიქლებრივი თიხა	10	2	—	73	—	2	—	8
	102	არკოზ. კონგლომერატი	30	20	16	23	—	—	—	11
	103	თიხა ცეცხლგამძლე	—	—	—	100%	—	—	—	—
	104	არკოზ. კონგლომერატი	20	19	10	41	—	—	—	10%
	105	არკოზ. ქვიშაქვები	18	8	4	66	—	—	—	4
	106	"	31	6	11	45	—	—	—	7
	106 <sup>1</sup>	"	12	5	8	65	4	—	—	6
	107	არკოზ. კონგლომერატი	41	12	13	26	—	—	—	8
	107 <sup>2</sup>	ნახშირიანი ქვიშაქვები	45	6	13	28	—	—	—	8
	107 <sup>3</sup>	"	15	—	5	65	5	—	—	—
	108 <sup>1</sup>	რუხი კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვები	30	5	8	40	3	—	—	—
108 <sup>2</sup>	"	35	5	20	30	5	—	—	10	
109	კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	28	15	10	33	5	—	—	10	
110	"	30	7	10	40	2	—	—	17	
113	რუხი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა	50	5	10	25	—	—	—	10	
114	მოწითალო ქვიშაქვები	30	2	12	—	—	—	38	18	
114 <sup>2</sup>	კირიანი ქვიშაქვები	15	—	5	00	—	—	70	10	
შროშის ტერიტი	116	ოდნე ქვიშიანი კირქვა	15	—	—	—	75	—	—	—
	117	წითელი კირქვა	20	20	—	—	60	—	—	5
	120	"	20	—	—	—	—	80	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ლტრის ხევი	130	კვარციანი ქვიშაქვა	45	28	5	18	—	—	—	10
	131	ქვიშიანი მერგელი	7	—	2	88	—	—	—	3
	132	არგილიტი	2	—	—	98	—	—	—	—
	133	მარცვლოვანი კირქვა	—	—	2	98	—	—	—	—
	134	სერიციტული არგილიტი	—	—	უმ. რ.	100%	—	—	—	—
	135 <sup>1</sup>	ალვერიტული ქვიშაქვა	25	—	18	57	—	—	—	—
	136	არგილიტი	5	—	1,5	85,9	—	—	—	4
	139	ალვერიტული ქვიშაქვა და თიხა	13	—	2	78	—	—	—	7
	140	კვარც-არკოზული ქვიშაქვა	30	5	15	45	—	—	—	5
	ორზვის ხეობა	366	კონგლომერატის ცემენტი	10	—	2	78	—	—	—
367		არკოზული ქვიშაქვა	16	1	4	65	—	—	—	14
368		რუხი მომწვანო ქვიშაქვა	18	2	—	70	—	—	—	10
369		საშუალომარცვლოვანი ქვიშაქვა	22	14	—	53	—	—	—	11
372		კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	28	7	6	—	6	—	45	8
347		ქარსიანი ქვიშაქვა	20	10	8	—	10	—	42	10
375		"	38	18	16	18	—	—	—	10
376		"	40	5	10	35	10	—	—	—
377		კვარციანი ქარსიანი ქვიშაქვა	46	5	10	32	—	—	—	7

რაც შეეხება ლიასურ ნალექებში ამებიოლის არარსებობას ან მის უმნიშვნელო რაოდენობას, ეს იმიტ უნდა აიხსნას, რომ ლიასის წინ მისი შემცველი გაბროული ქანები, რომელთაც ამჟამად მცირე ფართი უჭირავთ, კიდევ უფრო უმნიშვნელოდ იყვნენ გაშიშვლებული.

ყოველივე ზემოთქმულის საფუძველზე, ლიასისწინადროინდელი სუბსტრატი შემდგარი უნდა ყოფილიყო კვარციანი დიორიტების, გრანიტოიდების, კვარცპორფირების, რომელიდაც დანალექი წყებისა და კრისტალური ფიქლებისაგან. უკანასკნელთ, მიგმატიტების ჩათვლით, შედარებით სხვებთან უმნიშვნელო ადგილი ეკავათ. ამიტომ ლიასური ნალექების ძირითად მკვებავ წყაროს კვარცპორფირები, ამჟამად გადაარეცხილი დანალექი წყება, კვარციანი დიორიტები და გრანიტები წარმოადგენენ.

დასასრულ, საჭიროა აღინიშნოს, რომ ლიასურ ნალექებში ძირულის მასივის გადაარეცხვის პროდუქტების როლის გამორკვევასთან დაკავშირებით ჩატარებულ სუბსტრატის ქანების მძიმე ფრაქციების მინერალურ შესწავლას მნიშვნელობა აქვს საერთოდ საქართველოს ბელტის პალეოზოოურის შემდგომი ნალექების მკვებავი წყაროს ხასიათის გარკვევისათვის. ამ მხრივ ეს ნაშრომი აუცილებელი საფეხურია საქართველოს დანალექი ქანების პეტროგრაფიული შესწავლის საქმეში.

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ, Н. И. СХИРТЛАДЗЕ, И. Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ

## О ЛИТОЛОГИИ ПИТАЮЩЕЙ ОБЛАСТИ ЛЕЙАССКИХ ОСАДКОВ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА

### Резюме

В работе излагаются результаты изучения минералогического состава тяжелых и легких фракций пород, слагающих Дзирульский массив, и дана попытка выяснения литологических особенностей питающей области лейасских отложений, развитых вокруг этого массива.

Общая петрографическая характеристика пород Дзирульского массива приведена по имеющимся богатым литературным источникам. Минералогический же состав фракций главным образом изучен нами как дифференциальным, так и флювиоинтегральным методами; однако частично были использованы также материалы К. Г. Чубинишвили, ранее проводившей исследование тяжелой фракции некоторых коренных пород Дзирульского массива, и Е. В. Санбур [4], детально изучившей минералогию аллювия р. Дзирула и ее притоков.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА

В строении Дзирульского массива принимают участие метаморфический комплекс и интрузивы разного состава.

Метаморфический комплекс состоит из кембрийских и докембрийских геосинклинальных осадочных образований и по степени метаморфизма делится на две свиты: кристаллических сланцев и филлитов. Первая из них большей частью превращена в мигматиты, а не подвергшиеся мигматитизации части образуют лишь небольшие изолированные линзообразные тела, состоящие преимущественно из слюдястых сланцев, редко содержащих гранат, силлиманит и кордиерит. Отмечается также наличие амфиболитов и парагнейсов.

В филлитовой свите, по С. Чихелидзе [8], встречаются разности от слабо измененных глинистых и углистых сланцев до интенсивно метаморфизованных слюдястых сланцев. В состав филлитов входят следующие минеральные компоненты: кварц, серицит, альбит, пелитовое и углистое вещества, небольшое количество хлорита и пирита, а также единичные зерна устойчивого минерала, апатита, турмалина, эпидота-цоизита, магнетита и вторичного лимонита.

Среди филлитов встречаются инъецированные гранитом разновидности, также состоящие из вышеперечисленных минералов, но частично обогащенные кварцем, альбитом, микроклином и мусковитом.

В филлитовой толще изредка встречаются зеленые сланцы, образовавшиеся за счет диабазо-порфировых пород. Среди них выделяются разновидности: хлоритовые, кварцево-цоизитовые, амфиболитовые и актинолитовые.

Интрузивные породы представлены разными типами. Гнейсовидные кварцевые диориты состоят из кварца, кислого плагиоклаза, биотита (ок. 19%), мусковита. Калишпата в ней около 1%. Из аксессуарных—магнетит, устойчивый минерал, апатит, а также вторичные—эпидот и хлорит. В некоторых участках эти кварцевые диориты испытали влияние последующей интрузии розовых гранитов и дали переходные к гранитам разновидности.

Интрузии гипербазитов и габбро являются более молодыми, чем кварцевые диориты и имеют незначительное распространение. В серпентинитах, кроме серпентина, встречаются хромит, пикотит и магнетит.

Среди габбровых пород различаются: габбро-амфиболиты, оливинново-пироксеновые и пироксено-роговообманковые габбро и габбро-пегматиты.

Наиболее молодыми в домезозойском комплексе являются интрузивы розовых гранитов и связанные с ними пегматиты и аплиты. Все они характеризуются наличием в их составе кварца, микроклина, биотита, редко роговой обманки и мусковита; из аксессуарных—apatита, устойчивого минерала, магнетита и сфена; из вторичных—хлорита, серицита и редко эпидота и кальцита.

Такова краткая петрографическая характеристика домезозойских пород Дзирульского массива, служившего одной из питающих областей для мезозойских и более поздних осадочных формаций Грузинской глыбы.

Но знание общей петрографической природы пород для установления источников сноса достаточно лишь в том случае, если изучаемые осадочные толщи состоят из крупнообломочного материала. Если же слои слагаются из псаммитового или более мелкого кластического материала (что наблюдается чаще), то лишь знание минералогического состава тяжелых фракций пород питающих областей дает возможность выполнить вышепоставленную задачу.

В результате дифференциального изучения установлено, что тяжелая фракция кристаллических сланцев характеризуется большим содержанием биотита, филлитов—рудного минерала и хлорита, гнейсовидных кварцевых диоритов—биотита и апатита, мигматитов—эпидота-цоизита и группы устойчивых, розовых гранитов—apatита и группы устойчивых, габбро и габбро-амфиболитов—роговой обманки.

Изучение аллювия притоков р. Дзирула подтвердило данные, приведенные выше.

Таким образом, продукты размыва долейасских формаций Дзирульского массива характеризуются следующей ассоциацией минералов: зеленая слюда,

обыкновенная роговая обманка, эпидот-цоизит и небольшое количество группы устойчивых и апатита. Гранат, турмалин, рутил и др. встречаются в незначительном количестве.

Полученные результаты позволяют дать попытку выяснения литологического состава питающей области для лейасских отложений.

Изучение петрографического состава галек базальных конгломератов в разных разрезах среднего лейаса показало, что они на 70—80% представлены кварцевыми порфирами и, реже, их туфами; незначительное количество же приходится на микропегматиты, жильный кварц и кварцевые диориты.

Цемент конгломератов также представлен аркозовым материалом с значительным участием эффузивного кварца. Как видим, конгломератовый горизонт образовался за счет размыва кислых пород: кварцевых порфиров, гранитов и кварцевых диоритов.

Кроме того следует отметить, что в Орхеви и Бжиневи была встречена галька плотного кварцитовидного песчаника, а также витрофирового туфа; последний с своей стороны содержит мелкие обломки плотного кварцевого песчаника. Нет сомнения, что эти обломки песчаников заимствованы из какой-то, ныне размывтой, древней осадочной толщи.

Залегающие над конгломератами крупнозернистые песчаники состоят из того же материала, но иногда содержат также обломки кварцитовых сланцев.

Вышележащие псаммитово-алевритовые песчаники уже не содержат обломков пород. Они главным образом состоят из эффузивного и гранитного кварца, слюды и небольшого количества сильно измененного полевого шпата. Как видим, характер области питания остается тот же. В известняковой фации также встречается незначительное количество гранитного материала.

На северо-восточной периферии массива в песчаниках и мергелисто-аргиллитовых слоях устанавливается наличие лишь аркозового материала, а эффузивный кварц отсутствует, что объясняется распространением на этой периферии лишь гранитоидов, не перекрытых кварц-порфировой толщей.

Аналогичный анализ других местонахождений среднего лейаса дает возможность сделать вывод, что нижнелейасская кварцпорфировая толща в досреднелейасское время была распространена на всем Дзирульском массиве, кроме его центральной части и северо-восточной периферии.

В лейасских отложениях изученных участков встречается ассоциация тяжелых минералов, характерная для гранитоидных пород. В незначительном количестве присутствуют ставролит, гранат и маргарит, заимствованные из кристаллических сланцев. В некоторых местах повышается количество авгита и роговой обманки, что связано с появлением в верхнелей-

асских отложениях туфового материала. Количество эпидота и цоизита редко превышает 1<sup>0</sup>/<sub>с</sub>, повышение их количества наблюдается там, где в настоящее время имеются выходы мигматитов; последние, как видно, и в лейасское время были обнажены в виде небольших участков. Такой же вывод получается и для кристаллических сланцев.

Из минералов тяжелой фракции с точки зрения палеогеографии особый интерес вызывает группа устойчивых, которая встречается как в виде хорошо образованных кристаллов с резко выраженными гранями, ребрами и углами, так и в виде заметно окатанных зерен. Последние наблюдаются лишь в лейассе северо-восточной периферии массива.

Округленную форму указанных минералов иногда объясняют магматической коррозией. В нашем случае это объяснение не применимо, так как в изученных нами тяжелых фракциях кристаллических пород Дзирульского массива такие минералы не были встречены. По нашему мнению, причиной округленной формы является их окатанность и, поэтому, источником этого минерала нужно считать не магматические породы, а долейассовую осадочную свиту, которая вероятно была распространена на северо-восточной периферии Дзирульского массива. В пользу этого допущения говорит факт наличия в лейассе по р. Чератхеви не аркозовых, а кварцевых песчаников, образование которых возможно лишь путем переотложения более древних осадочных пород. Вероятно из последних заимствован обломок кварцевого песчаника, встреченного в базальном конгломерате лейасса.

Что касается неокатанных минералов группы устойчивых, то они в большом количестве содержатся в тяжелой фракции пород кварц-порфировой толщи. Последняя снабжала этими минералами более молодые лейасские осадки. Почти полное отсутствие в аналогичных осадках северо-восточной периферии Дзирульского массива неокатанных минералов группы устойчивых указывает, что кварц-порфировая толща на этой периферии не была развита. Это подтверждает полученный выше другим путем вывод по этому вопросу.

#### შეჯამებული ლიტერატურა—ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбеков Ш.—Материалы к петрографии центральной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Геол. Института Аз. Фил. АН СССР, т. XII, 63, Баку.
2. Белянкин Д. и Петров В.—Петрография Грузии. Изд. АН СССР. Серия 1. Региональная петрография. II, 1945.
3. კლაძინია ჰ.—ძირულის კრისტალური მასივის გაბრლივებული ქანები. საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე, ტ. V, № 10, 1944.



4. ვ. საბბურ ი.—ძირულის ხეობის ალუვიური ნალექების მინერალოგიისათვის, საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის მოამბე, ტ. X, № 3, 1949.
5. Смирнов Г., Татришвили Н., Казахашвили Т.—Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского массива. Тр. Петр. Института АН СССР, вып. 11. Москва, 1937.
6. Смирнов Г., Татришвили Н., Казахашвили Т.—Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского массива. Тр. Груз. Отд. „ВИМС“а, Тбилиси, вып. 11, 1938.
7. Гопурия П.—Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзирульском массиве—საქ. გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე, ტომი III, ნაკ. 4. თბილისი, 1938.
8. ჩიხელიძე ს.—გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, გეოლ. სერია, ტომი IV (IX) 3, თბილისი, 1948.

დაიბეჭდა საქ. სსრ მეცნიერებათა აკად.  
სარედ.-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით



რედაქტორი ა. ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ე

ტექნიკური }  
კორექტორი } თ. იოსელიანი

კონტრ. კორექტორი—შ. თაბუკაშვილი

შეკვ. 431. უფ. 17055. ტირ. 1000.  
ხელმოწერილია დასაბეჭდად 22.11.50.  
ანაწილების ზომა 7×11. საბ. ფურც. 12.  
საადრიცხო-საგამომც. ფურცელი 15.

**შპსი 15 მან.**

---

საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის სტამბა,  
აკაკი წერეთლის ქუჩა, 3/5