

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Минералого-петрографическая серия

Том IV

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ТБИЛИСИ—1958

გეოლოგიური ინსვიზუვის ურომები

მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული სერია

ტომი IV



ალექსანდრე ანტონისძე თვალჭრელიძე

საქართველოს მეცნიერულ საზოგადოებრიობას მძიმე დანაკლისი მოუვიდა, 1957 წლის 29 ივლისს 76 წლის ასაკში გარდაიცვალა სახელმწიფო მეცნიერი, საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის აკადემიკოსი, საწარმოო ძალთა შემსწავლელი საბჭოს თავმჯდომარე, სსრკ გეოლოგიისა და წიაღის დაცვის სამინისტროს მინერალური ნედლეულის კავკასიის ინსტიტუტის დირექტორი, ი. სტალინის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მინერალოგიისა და პეტროგრაფიის კათედრის გამგე, საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის სამეცნიერო საბჭოს წევრი, მეცნიერების დამსახურებული მოღვაწე პროფესორი ალექსანდრე ანტონის ძე თ ვ ა ლ ჭ რ ე ლ ი ძ ე.

1900 წ. სტავროპოლის კლასიკური გიმნაზიის დამთავრების შემდეგ ა. თვალჭრელიძე მოსკოვის უნივერსიტეტის ფიზიკურ-მათემატიკური ფაკულტეტის საბუნებისმეტყველო განყოფილებაზე შევიდა, სადაც მან სპეციალობად მინერალოგია აირჩია. ეს არჩევანი შემთხვევითი არ ყოფილა,—იმდროინდელი მოსკოვის უნივერსიტეტის პროფესორთა ბრწყინვალე პლეადის, რომლის გარშემო იკრიბებოდნენ ახალგაზრდა მეცნიერები და იქმნებოდა მეცნიერული სკოლები, ერთ-ერთი წარმომადგენელი ყველაზე გამოჩენილთა შორის, მინერალოგი, გეოქიმიის ლუწმდებელი ვ. ვერნადსკი იყო. აკადემიკოს ვ. ვერნადსკის ყურადღება იმთავითვე მიიპყრო სტუდენტის მაღალმა ნიჭმა და მან ა. თვალჭრელიძეს დამოუკიდებელი სამუშაო დაავალა ბათუმის მხარის მინერალოგიის შესასწავლად. ამ მუშაობის შედეგები ა. თვალჭრელიძემ ჯერ კიდევ სტუდენტობის დროს გამოაქვეყნა.

მაგრამ ახალგაზრდა სტუდენტის ინტერესები მარტო მეცნიერული მუშაობით როდი იფარგლებოდა. ის განზე არ გაუდგა რევოლუციურ მოძრაობას, რომელმაც მთელი რუსეთი მოიცვა.

1912 წლიდან ა. თვალჭრელიძე მეცნიერებათა აკადემიის გეოქიმიურ ლაზორატორიაში მუშაობდა ვ. ვერნადსკის ხელმძღვანელობით, შემდეგ კი გადავიდა ნოვოჩერკასკში, სადაც ის დონის პოლიტექნიკუმში პედაგოგიურ მოღვაწეობას შეუდგა.

თბილისში უნივერსიტეტის დაარსებასა და უნივერსიტეტში საბუნებისმეტყველო ფაკულტეტის გახსნასთან დაკავშირებით ა. თვალჭრელიძე მოწვეულ იქნა თბილისში სამუშაოდ. 1919 წ. ის შეუდგა აქ მინერალოგიისა და პეტროგრაფიის კათედრის ორგანიზაციას. მალე ეს კათედრა გადაიქცა სამეცნიერო-საკვლევო უჯრედად, რომელმაც თავის ამოცანად საქართველოს მინერალურ სიმდიდრეთა შესწავლა დაისახა.

ა. თვალჭრელიძის ორგანიზაციულმა ნიჭმა, თავის გარშემო მოწინავე ახალგაზრდების შემოკრებისა და მათი საქმიანობის სწორად წარმართვის დიდმა უნარმა მალე გამოიღო ნაყოფი,—1929 წ. პატარა ლაბორატორიის ბაზაზე, რომელიც უნივერსიტეტის მინერალოგიისა და პეტროგრაფიის კათედრასთან ადრე ჩამოყალიბდა, შეიქმნა გამოყენებითი მინერალოგიის ინსტიტუტის საქართველოს განყოფილება (ამჟამად მინერალური ნედლეულის კავკასიის ინსტიტუტი). პარალელურად ის მუშაობდა საქართველოს გეოლოგიურ ინსტიტუტში, რომლის სამეცნიერო საბჭოს წევრად დარჩა სიკვდილამდე.

ა. თვალჭრელიძის დიდ დამსახურებას წარმოადგენს მის მიერ წყალტუბოს მახლობლად სოფელ გუმბრში მათეთრა თიხის—გუმბრინის დიდი საბადოს გამოვლინება და შესწავლა, რის წყალობით საფუძველი ჩაეყარა სსრკ-ში სამთო მრეწველობის ახალი დარგის განვითარებას. მალე მათეთრა თიხების (ფლორინის) იმპორტი აშშ-დან სრულიად შეწყდა.

ა. თვალჭრელიძის ხელმძღვანელობით მინერალური ნედლეულის კავკასიის ინსტიტუტის მიერ გადაცემულ იქნა ჩვენი მრეწველობისათვის მაღალმნიშვნელოვანი ობიექტების დიდი რიცხვი: მარმარილოთა საბადოები, ზემო რაჭის დარიშხანის საბადო, გურიის ბენტონიტური თიხები, ბაკურიანის მჟავაგამძლე ლავები და მრავალი სხვ.

ა. თვალჭრელიძის კალამს ეკუთვნის 70-ზე მეტი მეცნიერული შრომა.

ა. თვალჭრელიძე შესანიშნავი პედაგოგი და მეცნიერების შეუდარებელი პოპულარიზატორი იყო. მის შთამაგონებელ ლექციებს და მოხსენებებს მსმენელი მუდამ გატაცებითა და შეუწულებელი ყურადღებით ისმენდნენ, ხოლო მის ნიერ კრისტალთა ოპტიკის და მაგმური ქანების პეტროგრაფიის ოსტატურად დაწერილი სახელმძღვანელოები სავსებით სამართლიანად სანიმუშოდ ითვლებიან.

ა. თვალჭრელიძე იყო მინერალოგიისა და პეტროგრაფიის კათედრის ორგანიზატორი ს. მ. კიროვის სახელობის საქართველოს პოლიტექნიკურ ინსტიტუტშიაც. ძნელია საბჭოთა კავშირში ისეთი კუთხის მოძებნა, რომ იქ არ მუშაობდნენ მისი აღზრდილი გეოლოგები და ინჟინერ-გეოლოგები. ა. თვალჭრელიძის მოწაფეთა შორის 30-ზე მეტი მეცნიერებათა დოქტორი და კანდიდატია.

1941 წ. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის დაარსების დროს ა. თვალჭრელიძე აირჩიეს აკადემიკოსად და იმდროინდელ სათავეში ჩაუდგა საქართველოს საწარმოო ძალების შემსწავლელ საბჭოს.

გამოჩენილი მეცნიერის, პედაგოგისა და ორგანიზატორის თვისებები ა. თვალჭრელიძეში ორგანულად იყო შერწყმული განსაკუთრებულ სისადავესთან და გულისხმიერებასთან.

მინერალური ნედლეულის ახალი სახეების გამოვლინების საქმეში მიღწევებისათვისა და სამეცნიერო-პედაგოგიური მოღვაწეობისათვის ის დაჯილდოებული იყო ლენინის ორი ორდენით, შრომის წითელი დროშის სამი ორდენით და მედლებით.

მასწავლებლისა და შესანიშნავი ადამიანის ა. თვალჭრელიძის ხსოვნა მარად იქნება მისი მეგობრების, თანამშრომლებისა და მოწაფეების გულში.

Г. В. ГВАХАРИЯ И Ю. И. НАЗАРОВ

ВТОРИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В БАРИТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МАДНЕУЛИ

На Маднеульском барито-полиметаллическом месторождении отчетливо проявляется вторичная зональность, вызванная процессами окисления и циркуляции подземных вод. При этом удается выделить четыре зоны, характеризующиеся специфическим минеральным составом и текстурно-структурными особенностями руд. В работе освещается поведение рудообразующих элементов в каждой из этих зон.

Барито-полиметаллическое месторождение Маднеули, расположенное в Болнисском районе Грузинской ССР, исследовалось Грузинским геологическим управлением совместно с Институтом геологии и минералогии Академии наук Грузинской ССР.

В настоящей работе сообщается лишь часть совместных исследований, которая касается некоторых вопросов минералогии и геохимии, в связи с вторичной зональностью, наблюдаемой на месторождении.

Вмещающими породами месторождения являются вулканогенные образования верхнетуронского возраста. Они представлены туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и покровами альбитофиров. Таким образом возраст оруденения постверхнетуронский. Верхний возрастной предел не установлен.

Форма залегания, взаимоотношения рудных тел с вмещающими породами, минеральный состав рудного комплекса и, наконец, повсеместно наблюдаемые широко развитые процессы замещения, вне всяких сомнений, указывают на гидротермально-метасоматическую природу рудообразования.

На месторождении нет свежих неизмененных пород. Породы претерпели процессы силицификации, баритизации и оруденения. Степень изменения материнских пород различна, зачастую породы почти полностью теряют свой первоначальный облик. Так, процесс силицификации чрезвычайно интенсивен и приводит к образованию пород по составу и структуре отвечающих вторичным кварцитам.

Опуская микроскопическое описание пород, приводим три химических анализа туфов, которые позволяют сопоставить различные стадии изменения последних¹.

Как видно из приведенных анализов, один и тот же горизонт туфов под воздействием рудоносных растворов претерпевает различные, местами коренные изменения. Кремнезем материнской породы растворяется, выносится и переотлагается, образуя вторичные кварциты; на освобожденном от кварца месте отлагаются привнесенный барит и

¹ Туфы являются наиболее часто встречающимися породами. Анализируемый материал взят с одного и того же горизонта (штольня №3).

рудные минералы. Увеличение количества железа и потери при прокаливании (по-видимому, соответствующие сере) происходят за счет приноса пирита и частично других сульфидов.

Парагенезис гипогенных минералов указывает на щелочную природу растворов. Миграция рудоносных растворов в основном происходила вдоль мельчайших капиллярных каналов и пустот в туфах. Длительное соприкосновение растворов с вмещающими породами, вызванное затруднением миграции, неизбежно влекло за собой растворение материала пород и дальнейшее переотложение растворенного вещества.

Таблица 1

Компоненты	Слабо замещенный туф %	Баритизированный и оруденелый туф %	Силифицированный туф %
SiO ₂	65,16	11,92	92,06
Al ₂ O ₃	17,55	10,48	1,18
Fe ₂ O ₃ +FeO	6,21	15,92	—
CaO	1,15	1,08	—
MgO	0,94	0,56	—
BaSO ₄	0,44	38,84	0,98
Na ₂ O+K ₂ O	3,85	—	—
Pb	нет	0,34	—
Zn	0,75	3,56	—
Cu	0,53	0,94	—
влага	0,15	0,09	—
п. п. п	2,28	4,18	—
объемный вес	2,61	3,65	—

Как известно, растворение кварца в среде с повышенным значением pH происходит без особого затруднения. В ходе процесса растворения кремнезема наступает момент, когда благодаря постепенному окислению раствора, вызванному повышением концентрации SiO₂ в растворе, среда растворителя становится нейтральной или слабокислой. В этот период и происходит вновь выделение первоначально растворенного кварца.

Изложенное схематически можно представить следующим образом:
 кварц туфов + щелочный рудоносный раствор →
 рудные минералы + растворенный кремнезем
 (выпадение) (вынос и переотложение).

На широко развитые процессы замещения указывают также многочисленные наблюдения над структурами руд.

С другой стороны, на месторождении отсутствуют какие-либо оруденелые зоны с ярко выраженными зальбандами. Напротив, наблюдаются причудливые формы расползания обогащенных рудными минералами участков во вмещающих породах.¹

¹ Мы здесь не касаемся структуры месторождения. Вопросам дорудной тектоники и связанным с ней главным рудоподводящим структурам посвящается специальная работа Ю. И. Назарова и В. А. Алениковой.

Таким образом, высказанное выше положение о гидротермально-метасоматической природе месторождения не вызывает сомнений.

Разведочными работами удалось расчленить месторождение на 4 основных горизонта, на которых с достаточной четкостью выявляются первоначальная природа и последующее поведение отдельных химических элементов, слагающих месторождение.

Предельную, наиболее глубокую часть месторождения вскрывает штольня № 5. Сорока метров выше по вертикали расположена штольня № 8, в вертикальном интервале через каждые 20 метров располагаются штольни №№ 3, 2, 4 и поверхностные выработки (относительное расположение выработок показано на диаграммах №№ 2, 3, 4).

Морфология и состав руд довольно разнообразны. Встречающиеся здесь различные типы руд преимущественно локализируются в определенных горизонтах залежи. Выделяются следующие основные разновидности руд: 1. сплошная барито-полиметаллическая руда, 2. полосчато-колломорфная руда, 3. вкрапленная руда, 4. сплошная кристаллически-зернистого строения руда, 5. брекчиевая руда, 6. пористая руда, 7. сыпучая руда, 8. землястая руда.

1. Сплошная барито-полиметаллическая руда характерна преимущественно для горизонта штольни № 8. Ведущим минералами руды этого типа являются (в порядке убывания): рудные — пирит, сфалерит, галенит; жильные — барит и кварц. Рудообразующие минералы, с размерами отдельных зерен от 0,01 до 1 миллиметра, как бы цементируются баритовой массой.

2. Полосчато-колломорфная руда встречается также на уровне горизонта штольни № 8. Основными рудослагающими компонентами являются: пирит колломорфной текстуры, галенит, халькопирит и сфалерит; из жильных — барит и кварц. Колломорфные образования пирита создают вытянутые в одном направлении полосы. Вдоль направления полос пирита развиваются остальные рудослагающие минералы, повторяя полосчато-колломорфную текстуру пирита.

3. Вкрапленная руда характерна для горизонта штольни № 5. Главные рудообразующие минералы представлены вкрапленниками пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Из жильных преобладает кварц; барита меньше, чем в других типах (рис. 1).

4. Сплошная руда кристаллически-зернистого строения встречается в виде мелких линз лишь на уровне штольни № 2. Сложена полностью мелкозернистым, серебросодержащим галенитом (свинчак).

5. Брекчиевая руда развита, главным образом, на уровне штолен №№ 3 и 2, локализуясь отдельными участками. Материал брекчий — вторичный кварцит, цементируемый баритом (рис. 2).

Характерно, что в неокисленных рудах этого типа из сульфидов присутствует только сфалерит.

6. Пористая руда локализуется главным образом на горизонтах штолен №№ 3 и 2.

Руда представляет собой в основном пористый ноздреватый баритовый скелет, из которого выщелочены все сульфиды, за исключением галенита. Таким образом, этот тип руды обогащен одновременно баритом и свинцом (рис. 3).

7. Сыпучая руда характерна для верхней части месторождения, концентрируясь в пределах штольни № 4.

Сыпучая руда слагается в основном из барита с вторичными минералами свинца и частично железа (англезит, пироморфит, церуссит, свинцовые охры и глёт, гидроокислы железа). Количество железа в некоторых участках рудной залежи этого горизонта ничтожно. Характерно полное отсутствие цинка и меди. Количество же барита достигает 94%.

8. Землистые руды распространены также на горизонте штольни № 4. Характерны они для окисленной зоны месторождения и представлены землистыми гидроокислами железа совместно со вторичными минералами свинца (преимущественно окисными — глётками).

Минералогия месторождения

С целью иллюстрации поведения отдельных химических элементов, слагающих месторождение, их концентрации и процессов последующей миграции, необходимо вкратце осветить минералогию месторождения.

На таблице 2 приводится список слагающих месторождение минералов с учетом их относительного распространения.

Таблица 2

Минеральный состав месторождения Гипогенные минералы

Главные		Второстепенные		Редкие	
рудные	жильные	рудные	жильные	рудные	жильные
Сфалерит Галенит Пирит I, II Халькопирит	Барит III, I Кварц I, II		Барит II	Броньардит Марказит Блеклая руда Золото Кобальтин?	Кварц III

Супергенные минералы

Главные	Второстепенные	Редкие
Халькозин Ковеллин Англезит Церуссит Гидроокислы железа (лимониты)	Самородная сера Гипс Пироморфит Хризоколл Окислы свинца Борнит Опал Яшма	Монгеймит Смитсонит Кальцит (ватечный) Малахит Азурит Тенорит Самородное серебро

Ксеногенные минералы

Апатит
Эпидот (нистацит)
Хлорит

Гипогенные минералы

А. Рудные

1. Сфалерит. Из всех минералов гипогенной рудной ассоциации сфалерит является наиболее распространенным. Совместно с халькопиритом и галенитом, а иногда и с пиритом, он создает тесную парагенетическую ассоциацию. Помимо крупных (2—3 мм и больше) изометрических зерен и прожилков, он нередко образует кристаллы, которые сгруппированы в мелких друзовых пустотах. Кристаллы буровато-желтого цвета, образуют тетраэдрические двойники прорастания, причем каждый индивид представляет собой комбинацию двух различно развитых тетраэдров (III), (TII).

Сфалериты маложелезисты, благодаря чему обладают светлой окраской. Избыток серы, характерный для всего процесса рудообразования, связывался с железом в пирит (а не в пирротин), в результате чего не оставалось существенного избытка железа для вхождения в решетку цинковой обманки или его эндокриптного рассеяния в виде пирротина, придающего сфалеритам темную окраску.

В подавляющем большинстве случаев сфалерит обладает кристаллически-зернистой структурой, причем он систематически сложен различно ориентированными относительно друг друга полисинтетическими двойниками (рис. 4).

Очень часто сфалериты месторождения содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита, обусловленную распадом твердого раствора (рис. 5).

На таблицах 3 и 4 приводятся результаты химического и спектрального анализов сфалерита, произведенных в лабораториях Кавказского института минерального сырья.

Приводимые химические и спектральные данные указывают на относительную бедность сфалеритов месторождения железом — всего 1,36%. Во всех сфалеритах содержится кадмий в количестве десятых долей процента и галлий в сотых долях. Везде присутствует медь, которая по-видимому связана с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Ничтожное количество марганца должно быть объяснено его вхождением в решетку сфалерита (по-видимому, совместное с железом). Что же касается свинца, серебра, бария и стронция, то они попали в анализируемые пробы за счет тесного срастания барита и галенита со сфалеритом, обусловившего невозможность более чистой отборки анализируемых навесок.

Галенит. После сфалерита является наиболее существенным рудослагающим минералом. Он входит в состав пористых барито-галенитовых руд (рис. 3), совместно с другими сульфидами как бы цементирует таблички барита первой генерации (рис. 6), участвует в составе полосчатых и брекчиевых руд (рис. 1), а также в мелких линзах на уровне между штольнями 2—3, создает сплошные кристаллические руды.

Изучение многочисленных полированных шлифов под микроскопом показывает значительную деформацию галенита, имевшую место после его образования; доказательством могут служить широко развитые гранобластическая (рис. 7) и петельчатая структуры. Последняя обязана проникновению баритообразующих растворов в промежутки между отдельными гранобластами галенита. Кроме того, галенит создает характерные структуры замещений и пересечений (рис. 8).

Таблица 3

		Кристаллы сфалерита, штольня № 5	
S—	33,12%		
Zn—	65,14%		
Fe—	1,36%		
Cd—	0,11%		
Pb—	0,08%		
Cu—	0,42%		
Сумма	100,23		

Удельный вес анализируемого сфалерита 3,598
аналитик Н. Заркуа

Таблица 4

Спектральные анализы

Аналитик М. Бендишвили

Наименование образца	Много	Есть	Мало	Следы	Примечание
	целье %	десятые доли %	сотые доли %	тысячные доли %	
Штольня 5, кристаллы	Fe, Zn	Cu, Pb Cd	Mn, Ga	Ag	Из анализов исключены
Штольня 5, сплошные крупнокристаллические выделения	Fe, Pb, Zn, Ba, Sr	Cu, Ag Cd	Ga	Mn	Si, Al, Ti Ca, Mg
Керн буровой скважины на уровне между штольнями №№ 5—8	Zn, Cu, Fe, Ba	> Cd	Pb, Ag Ga	Mn	

На таблицах 5 и 6 приводятся химические и спектральные анализы галенита, произведенные в лабораториях Кавказского института минерального сырья.

Наличие серебра в анализах объясняется помимо примеси Ag_2S наличием в руде (на уровне штольни 2) броньардита; последний тесно ассоциирует с галенитом. Присутствием броньардита объясняется также и наличие сурьмы. Следы висума связаны с галенитом. Что же касается цинка, кадмия, железа, галлия и меди — они идут за счет сфалерита, неизбежно попадавшего при отборке материала (медь попадает за счет эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите). Неполной чистотой отбора объясняется также наличие бария и стронция, попавших в навеску в виде барита. Ванадий, по-видимому, является элементом вмещающих пород.

Таблица 5

Галенит из пористых галенит-баритовых руд (уровень штольни 2).

Pb—	84,90	
S—	12,85	
Ag—	0,76	
Bi—	следы	
Сумма	98,51	Аналитик Н. Заркуа

Таблица 6

Спектральные анализы галенита

Аналитик М. Бендишвили

Наименование проб	Много	Есть	Мало	Следы	Примечание
	целые %	десятые доли %	сотые доли %	тысячные доли %	
Из линзы сплошного зернистого галенита. Штольня № 2	Pb, Zn Ba, < Ag	Cu, Sb, Fe, Sr	—	Ga	Из анализов исключены Si, Al, Mg, Ca
Тоже Штольня № 2	Pb, Zn Ba, < Ag	Cu, Sb, Fe, Sr	—	Cd	
Из зерна буровой скважины на уровне между штольнями 5—8.	Pb, Zn Ba	Cu, Ag, Cd, Fe	V	Bi	

Дисульфиды железа. Здесь мы объединяем широко развитые в рудах месторождения пирит двух генераций и марказит.

Наибольшим распространением пользуется пирит первой генерации; пирита второй генерации значительно меньше, марказит же является редким минералом ассоциации.

Пирит первой генерации при образовании проходил коллоидную стадию, на что с несомненностью указывают сохранившиеся колломорфные текстуры последнего (рис. 1). Впоследствии он перекристаллизовался с образованием кристаллов, имеющих пентагон-додекаэдрические очертания (рис. 9). Он нередко образует зональные кристаллы, хорошо видимые после травления (рис. 10). Часто сильно раздроблен, создавая гранобластовую структуру (рис. 11).

Являясь минералом первой стадии минерализации, пирит чуть уступает по времени выделения кварцу первой генерации, в дальнейшем выделяясь совместно с последним. На рис. 12 изображено ритмическое замещение кварца пиритом, с образованием как бы зональной псевдоморфозы пирита по кварцу. Вмещающая масса — туф. Начало минерализации сопровождается частичным растворением кварца туфов и образованием кристаллов кварца (шестиугольные очертания); в дальнейшем ходе процесса происходит неполное замещение кварца пиритом, далее пирит заново обрастает кварцем, каемка которого снова замещается пиритом.

На таблице 7 приводится спектральный анализ пирита первой генерации, выполненный в лаборатории КИМС -а аналитиком М. Бендишвили. Цинк и свинец попали, по-видимому, за счет неполной чистоты отборки.

Пирит первой генерации медистый, содержит следы золота, серебра и кобальта.

Таблица 7

Характеристика пробы	Много	Есть	Мало	Следы	Примечание
	целые %	десятичные доли %	сотые доли %	тысячные доли %	
Пирит первой генерации Штольня № 5	Fe	Zn	Cu, Pb	Ag, Ga Au, Co	Из анализа исключены Si, Al, Mg, Ca

Пирит второй генерации, в отличие от пирита первой генерации, встречается в несравненно меньших количествах. Кристаллический, образует мелкие выделения. Для него характерны прожилки и продолговатые формы выделения. Свежий, не носит никаких следов катаклаза, характерного для пирита первой генерации. По времени выделения он относится ко второй стадии минерализации и идет после сфалерита, замещая последний (рис. 13).

Марказит. Очень редок; встречен лишь в двух шлифах и в одном штуфном образце, в котором он образует типичные для марказита шарики с гребенчатой поверхностью. По времени выделения является минералом второй, сульфидной стадии минерализации и следует после халькопирита. В это время, по-видимому, произошло кратковременное изменение характера раствора, понизился pH до слабнокислого. Возможно, что марказит является продуктом преобразования пирита первой генерации, последовавшего в результате кратковременного воздействия на последний растворов с пониженным значением pH. Такое предположение нам кажется наиболее вероятным, так как встреченный в шлифах марказит тесно ассоциируется с пиритом первой генерации.

Халькопирит является обычным минералом рудной ассоциации месторождения. В барито-полиметаллических рудах количественно уступая сфалериту, галениту и пириту, внутри второй — сульфидной стадии он образует две генерации. В первой генерации представлен в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите, естественно, являясь с ним одновременным. Халькопирит второй генерации по времени выделения идет вслед за сфалеритом и галенитом, образуя самостоятельные крупные зерна. Изредка, на уровне штольни 5, встречается в виде мелких скаленоэдрических кристаллов.

На уровне между штольнями №№ 3—8, наряду с халькопиритом фиксируются вторичный борнит, халькозин и ковеллин, замещающие выделения халькопирита (рис. 14).

Броньардит был встречен нами в ряде полированных шлифов из мелких линз сплошного зернистого галенита на уровне штольни № 2. Мелкие, округлой формы зерна (0,01—0,05 мм) располагаются исключительно лишь в зернах галенита. Проведенную под микроскопом тщательную диагностику минерала подтвердил и спектральный анализ галенита, взятого из образцов богатых броньардитом (см. табл. 6 — 1 и 2 анализы). Как видно из анализов, наряду со свинцом галенита, присутствуют серебро и сурьма — главные компоненты броньардита. По времени выделения он синхроничен с галенитом. В двух шлифах встречено самородное серебро, восстановленное из броньардита.

Блеклая руда в виде одиночных мелких (0,1—0,05 мм) зерен встречается в некоторых полированных шлифах в тесной ассоциации с галенитом. Микроскопически не удается внутригрупповое ее определение. Однако, спектральные анализы галенита, с которым связаны выделения блеклой руды (см. таб. 6; 1 и 2 анализы), ввиду наличия сурьмы и серебра (при отсутствии мышьяка), позволяют предположить, что она относится к свинцово-серебряным — сурьмяным разностям — к группе тетраэдрита.

Золото. Встречено лишь в одном полированном шлифе с урвня штольни № 3. Семь мелких дендритовой формы выделений сидят в лимоните. По-видимому, эти выделения образованы за счет укрупнения эндрокрипно рассеянного в пирите золота.

Кобальтин? При исследовании полированных шлифов во многих из них были замечены мельчайшие, до 0,05 мм зерна изотропного, твердого, со слегка розоватым оттенком минерала, сидящие в пиритах первой генерации. Судя по диагностическим свойствам это должен быть кобальтин. Сомнение вызывает отсутствие в спектральных анализах мышьяка и лишь следы кобальта (см. табл. 7). (Здесь же нужно отметить высокую летучесть мышьяка, который в столь мизерных количествах мог не зафиксироваться на спектрограмме).

Б. Жильные гипогенные минералы

1. **Группа кварца.** В эту группу мы условно включаем широко распространенные на месторождении различные проявления минералов из группы SiO_2 . Эта группа объединяет кварцы трех стадий, яшму, халцедон и опал. Последние три разновидности не являются минералами, выделившимися непосредственно из гидротермальных растворов, однако ввиду того, что их образование в той или иной степени связано с циркуляцией последних, при описании мы помещаем их в группу гипогенных жильных минералов.

Кварц первой генерации является главным жильным минералом месторождения. Он образован в течение первой — досульфидной стадии минерализации. Мы полагаем, что значительная часть материала, приведшего к его образованию, заимствовалась растворами из вмещающих туфов.

Идиоморфные очертания кварца этой генерации, раздробленность отдельных кристаллических зерен, повсеместно наблюдаемая замещаемость его сульфидами указывают на его более раннее образование. Мы считаем, что кварц первой генерации начинает процесс рудообразования. На рис. 15 представлен идиоморфный шестиугольный разрез кварца, замещаемый сульфидами.

Кварц второй генерации имеет значительно меньшее пространство, являясь жильным минералом сульфидной стадии минерализации. Он выделяется совместно со сфалеритом и халькопиритом. В отличие от кварца 1, он не образует идиоморфных кристаллов, менее раздроблен, его границы с сульфидами имеют гладкие очертания.

Кварц третьей генерации является наиболее поздним минералом месторождения — заканчивающим гипогенную минерализацию. Он приурочен к малым друзовым пустотам и представлен мелкими, вытянутыми по оси Z кристалликами горного хрусталя. Последние часто сидят на кристаллах барита третьей генерации.

Халцедон и опал являются редкими минералами; развиваются они за счет растворения и переотложения кварца материнских

пород. Их наибольшее количество сосредоточено в бедных сульфидами и баритом участках.

Яшма пользуется широким развитием в зоне окисления, на уровне штольни № 4; нередко встречается также в первичных рудах. Плотной текстуры, окрашена в сургучно-красный цвет. Внешне напоминает широко известные на Урале сургучные яшмы.

2. Барит является главнейшим минералом месторождения. Он предопределяет весь ход рудообразовательного процесса, а также морфологию и текстурные особенности руд.

Фиксируясь во всех стадиях рудообразовательного процесса, его главные скопления приурочиваются однако к постсульфидной стадии минерализации и образуют самостоятельную баритовую стадию. Так как он является химически стойким минералом, то в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения происходит повышение его концентрации с образованием сыпучих и пористых баритовых руд (рис. 3).

Характерные для баритов кристаллы призматического и таблитчатого облика часто слагаются в розы.

В сравнительно подчиненном количестве на месторождении наблюдается толстотаблитчатый барит, который по времени образования предшествует образованию сульфидов и относится к концу первой стадии рудообразующего процесса. Толстые таблички этого барита как бы цементируются сульфидами основной сульфидной стадии (рис. 6).

Таким образом, на месторождении фиксируются бариты трех стадий: барит первой досульфидной стадии, барит второй стадии, выделившийся совместно с сульфидами, и барит третьей — баритовой стадии; последний количественно превосходит бариты первой и второй стадий минерализации.

Таблица 8

Спектральные анализы барита

Аналитик М. Бендиашвили

Характеристика пробы	Очень много	Много	Есть	Мало	Следы
	десятки %	целые %	десятые доли %	сотые доли %	тысячные доли %
Баритовая сыпучка с вторичными минералами свинца. Штольня № 4	Ba	Fe, Pb, Sr	Zn	Ag, Sb	Cu, Ti
Баритовая сыпучка с вторичными минералами свинца. Штольня № 4	Ba	Fe, Pb, Sr	Ag, Zn	Cu, Sb	Ti
Барит, уровень штольни № 3	Ba	Sr, Zn, Pb	Cd, Ag	—	Ti, Mn
Барит, уровень штольни № 2	Ba	Sr, Zn, Pb	Cd, Ag	—	T
Барит, уровень штольни № 2	Ba	Sr, Zn, Pb	Cd, Ag	—	T

Средние колебания апалитических данных по отдельным уровням залежи дают:

I — уровень между штольнями 5—8, барито-полиметаллическая руда: BaSO_4 —15-30%, Pb —0,2-1,0%, Zn —2-10%, Cu —0,1—0,5%.

II — уровень между штольнями 2—3, пористая барито-галенитовая руда: BaSO_4 —40-60%, Pb —0,5—3%, Zn —0,5-1%, Cu —нет.

III — уровень штольни № 4, зона окисления, баритовая сыпучка: BaSO_4 —60-80%, Pb —1,0-4,0%, Zn —нет, Cu —нет.

Химические и спектральные анализы показывают, что:

1. Наиболее богаты баритом и свинцом пористые и сыпучие руды.

2. Бариты месторождения содержат стронций, что объясняется изоморфной примесью к баритам целестинового вещества.

3. Значительные содержания серебра объясняется, с одной стороны, изоморфной примесью к галениту, и с другой стороны — наличием самостоятельного минерала серебра — броньардита.

4. Цинк и связанный с ним кадмий в зоне окисления фиксируются, помимо ничтожных реликтов цинковой обманки, в виде смитсонита и монгеймита.

Заканчивая на этом краткое описание гипогенных минералов отметим, что изучение взаимоотношений рудослагающих минералов в многочисленных полированных шлифах с несомненностью доказывает наличие трех стадий гипогенного рудообразования, разобщенных между собой внутрирудными подвижками. Первая стадия—кварцево—пирит—баритовая, вторая — собственно сульфидная и третья — собственно баритовая. Эти взаимоотношения рудослагающих минералов представлены на схематической диаграмме формирования месторождения (диаграмма I).

Минералогия супергенных процессов

На Маднеульском барито-полиметаллическом месторождении супергенные процессы минералообразования имеют довольно широкое развитие. Помимо ярко выраженной приповерхностей зоны окисления, они спускаются на глубину 60—80 метров, проявляясь в образовании вторичных сульфидных руд.

Помимо широко развитых процессов окисления, приводящих к образованию окислов и гидроокислов, вторичные процессы проявляются в восстановлении отдельных соединений до элемента (например, сера) (рис. 16), переходе некоторых металлов в силикаты, фосфаты и сульфаты, с образованием типичных для «шляп» минералов.

Знаменательна незначительная роль поверхностной углекислоты, выраженная по сравнению с вышеуказанными процессами чрезвычайно слабо, ничтожно проявляясь для свинца и в еще меньшей мере для цинка и меди. Не лишено интереса и то обстоятельство, что карбонаты полностью отсутствуют и среди гипогенных минералов.

На своеобразный ход супергенных процессов накладывает свой отпечаток и умеренно-сухой климат района месторождения¹.

Как указано на таблице 2, количество известных супергенных минералов на месторождении равно 17. На той же таблице приводится их относительное распространение.

¹ Средняя годовая температура 17°, при интервале колебаний от -7 до 26°. Среднегодовое количество осадков 700—800 мм. Снежный покров толщиной 0,2—0,4 м держится 2 месяца (середина января — середина марта).

Лимониты. Под этим названием мы объединяем ряд детально не изученных гидроокислов железа, широко развитых в зоне окисления.

Первичными источниками железа для лимонитов служили, главным образом, широко развитый на месторождении пирит, в меньшей степени халькопирит, а также ничтожные количества железа, связанного в сфалерите.

Освобождавшийся при окислении сульфидов железа легко растворимый сульфат окиси железа мигрировал через всю зону просачивания, способствуя образованию ряда обогащенных медью сульфидов меди в зоне вторичного сульфидного обогащения.

Лимониты образуют сплошные, пористо-ноздреватые и шлаковидные агрегаты желто-бурого цвета. Наибольшее развитие они имеют в приповерхностной зоне окисления, однако процесс лимонитизации проникает и до уровня штольни № 3 (60 метров от поверхности). Здесь, на стенках одной из глубоких рассечек, нами встречены новообразования лимонитовых сталактитов с обычным для последних радиально-лучистым строением в разрезе.

Вторичные минералы меди. Как указывалось выше, гипогенные минералы меди фактически представлены только одним халькопиритом. Что же касается супергенных минералов, то они представлены довольно богато.

На месторождении ярко выражены две зоны развития супергенных минералов меди: обычная зона окисленных минералов и зона вторично обогащенных сульфидов меди.

В зоне окисления встречаются ничтожные корочки малахита и хризоколлы, тонкие примазки тенорита и мельчайшие кристаллики азурита.

В зоне вторичного обогащения сульфидов, на горизонте между штольнями № 8 и № 3, наряду с первичными сульфидами меди встречаем халькозин, ковеллин и борнит.

Изучение многочисленных полированных шлифов с этого горизонта дало возможность констатировать повсеместные замещения халькопирита халькозином, борнитом и ковеллином (рис. 14).

Вторичные минералы свинца на месторождении представлены довольно многообразно. Наряду с легко диагностируемыми, широко развитыми здесь англезитом, пироморфитом и, в меньшей мере, церусситом, в зоне окисления встречаются близко не определимые окислы свинца.

В зоне окисления указанные вторичные минералы свинца концентрируются в сыпучих и пористых баритах, повышая тем самым в них количество свинца до 3—4% против 0,5—1,0% в первичных рудах.

Пироморфит желтовато-зеленого цвета, прозрачный. Мелкие кристаллики характеризуются гексагональным обликом и имеют полуалмазный блеск. Встречаясь в сыпучих баритовых рудах они придают последним желтовато-зеленый оттенок. Качественные испытания на свинец и фосфорную кислоту, а также морфология и физические свойства подтвердили правильность диагностики.

Англезит широко распространен как в зоне окисления, так и в более глубоких горизонтах месторождения, повсеместно замещая галенит.

Церуссит встречается лишь в зоне окисления, по количеству уступая англезиту. Причиной столь необычного явления мы считаем почти полное отсутствие карбонатов во вмещающих породах и в гипогенной ассоциации минералов.

Ограниченное количество церуссита, и то только в приповерхностной шпильной зоне, по-видимому, образовано за счет углекислоты поверхности (воздуха).

Вторичные минералы цинка в отличие от свинца очень редки, что объясняется сравнительно легкой его растворимостью и выносом в растворенном виде грунтовыми водами (см. анализ, табл. № 9).

В самой приповерхностной зоне были встречены, совместно с натечными тоненькими корочками кальцита, корочки смитсонита.

Схематическая диаграмма формирования месторождения

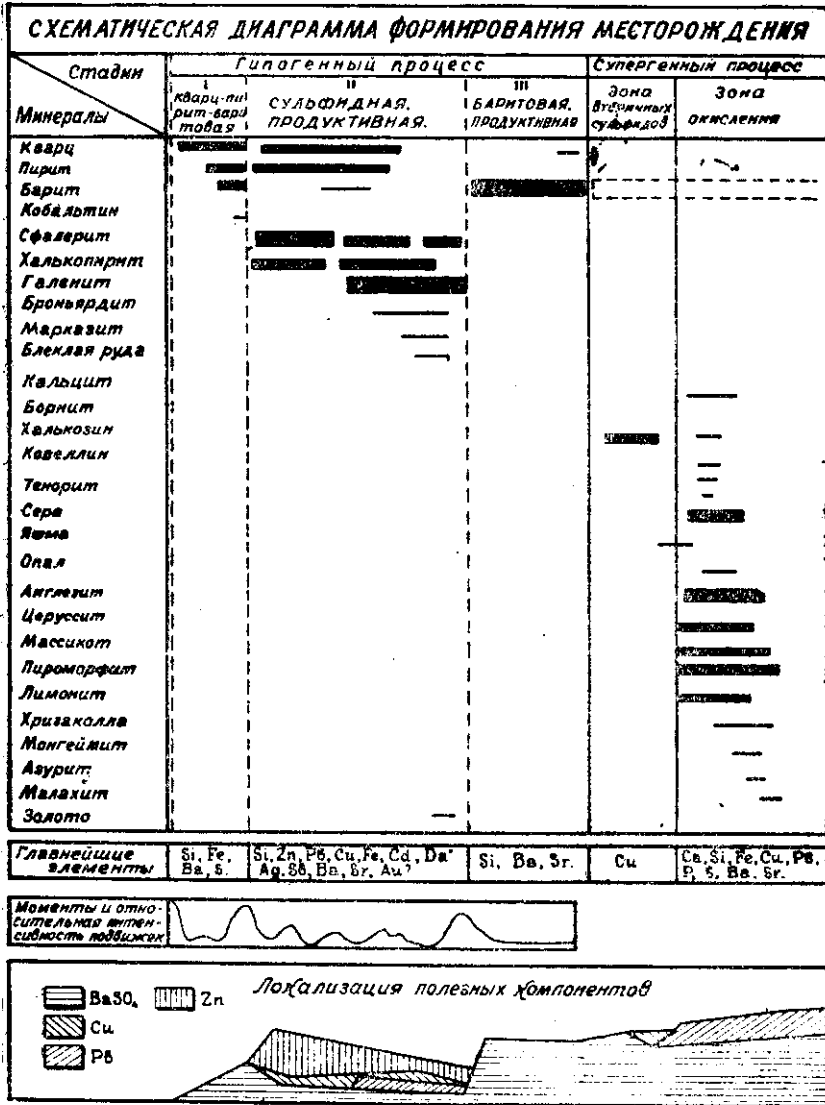


Диаграмма 1

Ю. И. Назарову на уровне штольни № 2 удалось найти и определить редкий вторичный минерал цинка — мангеймит. Последний об-

разует мелкие желтовато-или зеленовато-бурые прожилки в первичной руде.

Выше приведена схематическая диаграмма, иллюстрирующая формирование, минеральный состав и количественные взаимоотношения рудообразующих минералов.

Некоторые вопросы поведения главнейших химических элементов, в связи с наблюдаемой на месторождении вторичной зональностью

В описываемом нами месторождении четко отбиваются 4 зоны, характеризующиеся специфическим минералогическим составом, структурно-морфологическими особенностями руд и, наконец, концентрацией отдельных рудообразующих элементов. Четкая выявленность отдельных зон месторождения находится в тесной связи с циркуляцией грунтовых вод.

Самая верхняя зона — зона окисления, изученная поверхностными выработками и штольной № 4, представлена сыпучими баритовыми и окисленными рудами. Ей соответствует зона поверхностных вод, характеризующаяся обилием кислорода и наличием углекислоты. Мощность ее около 20 метров.

Следующая за ней зона выщелоченных пористых и брекчиевидных руд изучена штольными № 2 и № 3. Она соответствует зоне просачивания грунтовых вод. Мощность этой зоны достигает 40—45 метров.

Далее следует зона первичных и вторично обогащенных сульфидов, вскрываемая штольной № 8 и ее восходящими и нисходящими выработками. Ей соответствует зона застойных грунтовых вод. Мощность зоны 40 метров.

И, наконец, наиболее глубокая зона месторождения — зона первичных сульфидов, вскрытая штольной № 5. Она соответствует зоне истечения грунтовых вод. Мощность зоны 20 метров.

Штольной № 5 вскрыт сравнительно мощный поток грунтовых вод. Эта вода как бы дренирует месторождение по всей его мощности. Чрезвычайно интересен химический состав этой воды (см. таблицу 9).

Как видно из анализа, грунтовая вода сильно минерализована и представляет собой квасцово-сульфатную воду. Характерно, что дренирующие месторождение сульфатные воды легко растворяют цинк и практически совершенно ничтожно — свинец и барий. Кроме того, в анализе обращает внимание отсутствие углекислоты и ничтожные количества хлор-иона. рН воды сильно понижен, что объясняется большим количеством иона SO_4 , который по-видимому частично находится в не связанном виде.

Не останавливаясь на детальном разборе текстурно-морфологических руд по отдельным зонам, охарактеризованным вкратце уже выше, постараемся проследить поведение в этом отношении отдельных элементов.

Кремний. Его главная масса участвует в строении вмещающих пород, откуда происходит его выщелачивание и замещение гипогенными жильными и рудными минералами. Кроме того, значительную роль играет и гипогенно привнесенный кварц. Выщелоченный растворенный кварц вмещающих туфов мигрирует, перерождается и окремняет на своем пути вулканогенные породы, туфопесчаники, в некоторых местах доводя количество SiO_2 до 90%.

Помимо этого, он участвует и в супергенном процессе, способствуя образованию яшм, опала и силикатов меди (хризоколлы). Кремний на

Таблица 9
Аналитик В. Хухия

Катионы	Миллиграммы в литре	Миллиграмм-эквиваленты	Эквивалент в %	Примечание
Na+K	3,80	0,165	1,50	
Ca	39,52	1,98	18,04	
Mg	5,50	0,46	4,19	
Fe	4,50	0,24	2,19	
Al	21,96	2,43	22,15	
Zn	7,00	0,21	1,92	
Pb	следы	—	—	Большая часть железа выделена в бутылке в виде осадка
Ba	следы	—	—	
Сумма катионов			50,00	
А н и о н ы				
Cl	0,18	0,005	0,04	
SO ₄	236,9	5,48	49,96	
HCO ₃	нет	—	—	
Сумма анионов			50,00	

Плотный остаток при 110°C — 0,4302 г. Жесткость 6,8°; PH—4,6

месторождении космополитен, являясь характерным для всех вышеупомянутых зон.

Барий является ведущим элементом месторождения; главные гипогенные порции его приносились в третьей — баритовой стадии мине-

КРИВАЯ ДЛЯ БАРИТА

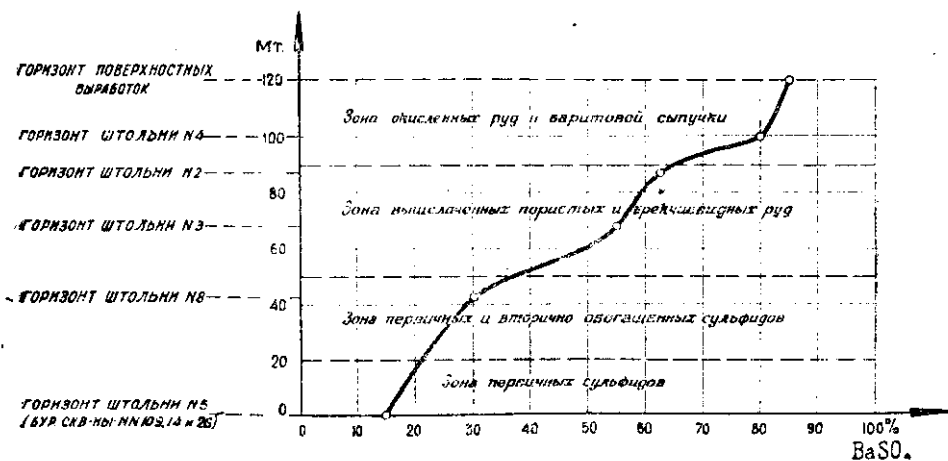


Диаграмма 2

рализации, пропитывая и замещая как вмещающие породы, так и ранее образованные сульфиды.

Количество бария первоначально по-видимому было примерно одинаковым для всех зон. Однако, впоследствии, благодаря выщелачиванию и выносу сопутствовавших бариту сравнительно легко растворимых минералов, произошло увеличение концентрации труднорастворимого барита с образованием сыпучих баритов в зоне окисления и пористых руд в зоне просачивания грунтовых вод (рис. 3).

На диаграмме № 2, в координатах — количество барита — глубина, на основании многочисленных химико-аналитических данных (усредненных для отдельных зон) построена кривая, которая ясно иллюстрирует поведение бария по отдельным зонам месторождения.

Цинк и связанные с ним кадмий и галлий являются элементами, характерными для гипогенной стадии минерализации, в которой он образует сфалерит. Супергенная минералогия цинка, как мы уже видели, чрезвычайно ограничена и представлена ничтожными проявлениями смитсонита и монгеймита.

В зоне окисления он легко окисляется до легкорастворимого сульфата цинка, который выносится грунтовыми водами за пределы месторождения (см. таблицу 9).

Исходя из изложенного, наибольшая концентрация цинка должна быть в зонах первичных и вторично обогащенных руд, наименьшая же — в зонах окисления и пористых руд, что фактически и наблюдается на месторождении. На диаграмме 3 изображены кривые для цинка и свинца в координатах количество — глубина, которые ясно иллюстрируют установленную для цинка закономерность.

КРИВЫЕ ДЛЯ СВИНЦА И ЦИНКА

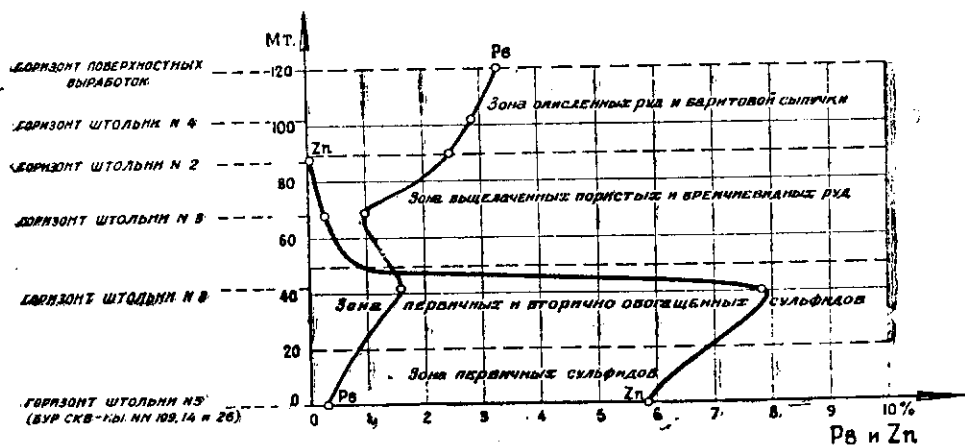


Диаграмма 3

Свинец представлен как в виде гипогенных, так и супергенных минералов.

Среди гипогенных минералов он представлен галенитом и в незначительном количестве броньардитом; среди супергенных — англезитом, церусситом, пироморфитом и неизученными окислами.

Являясь сравнительно со сфалеритом более устойчивым минералом, галенит в зоне пористых руд остается в порах баритового скелета, обра-

зовавшихся от выщачивания других сульфидов, благодаря чему повышается его концентрация. Если в зоне первичных сульфидов его среднее количество колеблется в пределах 0,5—1,5%, то в зоне пористых руд оно достигает 4—5%. Благодаря трудной растворимости перечисленных выше

КРИВАЯ ДЛЯ МЕДИ

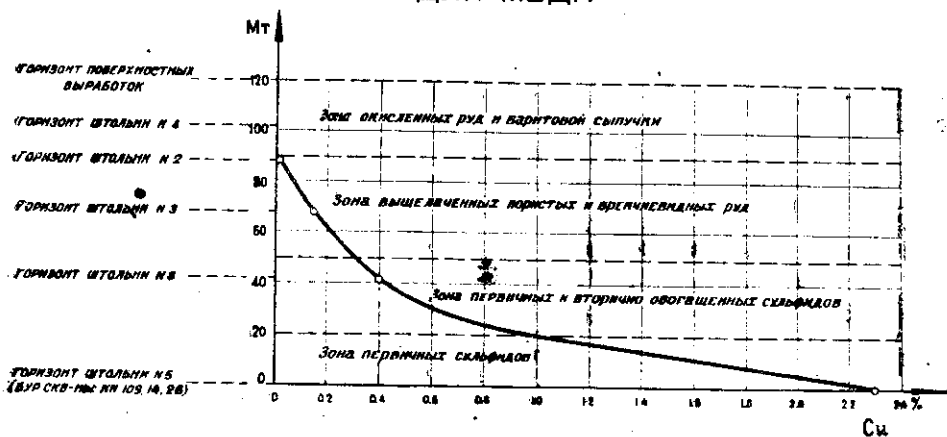


Диаграмма 4

КРИВАЯ ДЛЯ ЗОЛОТА

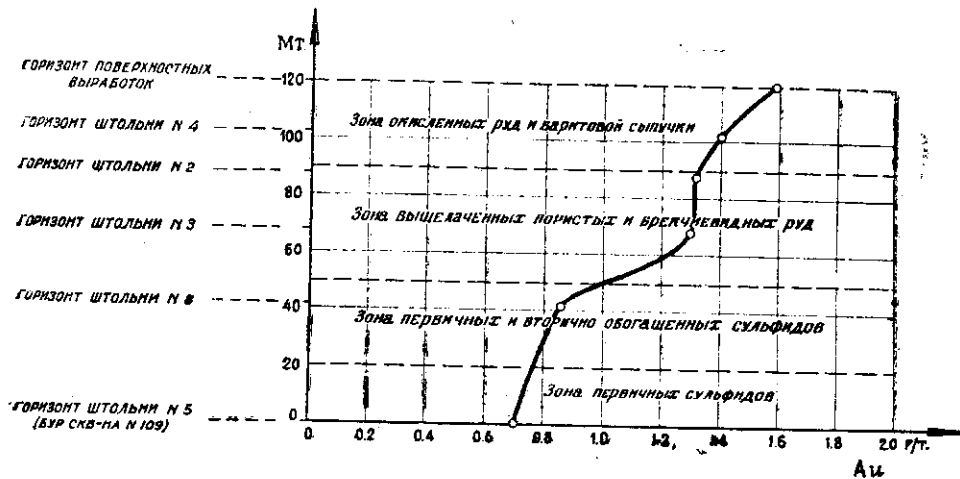


Диаграмма 5

свинцовых минералов зоны окисления, свинец не выносится и фиксируется здесь в довольно высоких концентрациях. Таким образом, в противоположность цинку, верхние зоны месторождения являются более богатыми свинцом. Изложенная закономерность хорошо видна на диаграмме 3.

Медь. Для меди также четко выражена приуроченность ее отдельных минералов к определенным зонам месторождения. Как уже отмечалось, гипогенная минералогия меди очень простая — здесь присутствует только халькопирит.

В зоне вторичного сульфидного обогащения к халькопириту добавляются вторичный халькозин, ковеллин и борнит. Это обстоятельство обуславливает сравнительно повышенные содержания меди в этой зоне, постепенно уменьшающиеся и сходящие на нет в зоне окисления. Эта закономерность явствует из кривой (диаграмма 4).

Золото. Химически установлено в гипогенных сульфидных рудах, где оно по-видимому связывается с пиритом. На последнее обстоятельство указывает факт его находки в одном полированном шлифе из зоны окисления; здесь золото сидит в лимонитовой рубашке. ●

Концентрация золота несколько возрастает к поверхности, достигая максимума в зоне окисления, что хорошо видно на кривой (диаграмма 5), составленной на основании химико-аналитических данных.

На этом можно закончить разбор основных черт поведения главных химических элементов месторождения, хорошо иллюстрирующих выявленную здесь вторичную зональность.

Т а б л и ц ы



Рис. 1. Полированный штуф колломорфно-полосчатой руды. Белое—пирит, светло-серое—галевит, серое—сфалерит, темно-серое—барит.
Нат. величина



Рис. 2. Баритовая брекчия. Кластический материал брекчи—вторичный кварцит, цемент—барит.
Уменьш. 2 X



Рис. 3. Пористая барито-свинцовая руда
Уменьш. 2 X



Рис. 4. Микрофото полированного шлифа.
Различно ориентированные зерна поли-
синтетических двойников сфалерита.
Увел. 80 X



Рис. 5. Микрофото полированного шлифа.
Зерна сфалерита с эмульсионной вкраплен-
ностью халькопирита. Светлые зерна—раз-
дробленный зональный пирит (травл.), чер-
ные—секущие прожилки барита.
Увел. 36 X



Рис. 6. Барито-полиметаллическая руда. Таблитчатые кристаллы барита, сцементированные сульфидами.
Уменьш. 3 X



Рис. 7. Микрофото полированного шлифа. Гранобластическая структура галенита. Раздробленные зерна галенита (белое) цементируются баритом (темное). Травл.
Увел. 36 X



Рис. 8. Микрофото полированного шлифа. Структура замещения и пересечений. Галенитом (белое) замещено большое зерно сфалерита, наблюдаемое в галените лишь в виде реликтов (светло-серое). Галенит и реликты сфалерита секутся многочисленными ветвистыми прожилками барита.
Увел. 80 X

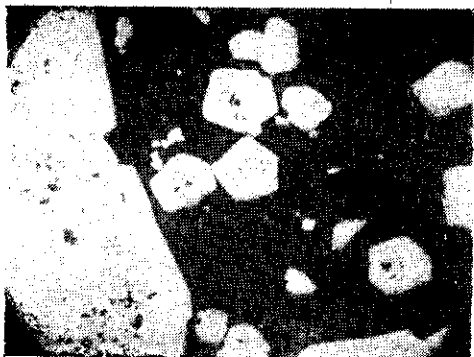


Рис. 9. Микрофото полированного шлифа. Кристаллы пирита с пентагональными очертаниями.
Увел. 36 ×

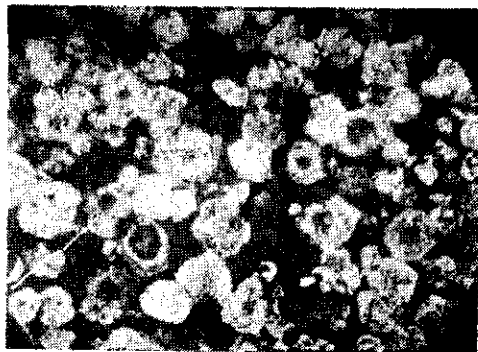


Рис. 10. Микрофото полированного шлифа. Зональные кристаллы пирита. Шлиф протравлен.
Увел. 36 ×

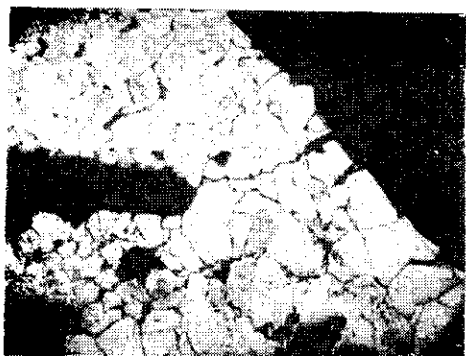


Рис. 11. Микрофото полированного шлифа. Пирит первой генерации, раздробленный, с образованием гранобластовой (микроблоковой) структуры.
Увел. 36 ×

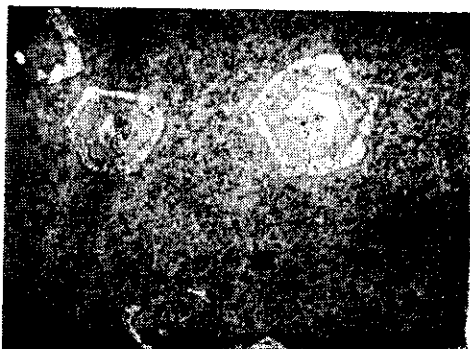


Рис. 12. Микрофото полированного шлифа. Ритмическое замещение кварца пиритом.
Увел. 36 ×

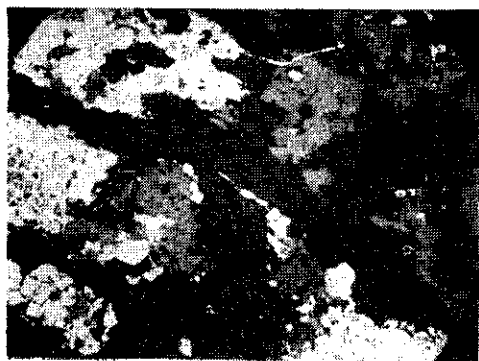


Рис. 13. Микрофото полированного шлифа. Замещение сфалерита (светло-серый) пиритом второй генерации (белый).
Увел. 36 ×



Рис. 14. Микрофото полированного шлифа. Замещение халькопирита (светлый) халькозином, борнитом и ковеллином (различные оттенки серого цвета).
Увел. 80 ×



Рис. 15. Микрофото полированного шлифа. Замещение идиоморфного зерна кварца первой генерации (темно-серый) пиритом (белый) и сфалеритом (светло-серый).

Увсл. 80 X



Рис. 16. Микрофото полированного шлифа. Пористый барит с новообразованиями самородной серы (шарики).

Уменьш. 2 X

Т. В. ИВАНИЦКИЙ и Е. К. ВЕЗИРИШВИЛИ

К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ОРУДЕНЕНИЙ БРДЗЫШХИНСКОЙ ГРУППЫ

Работа посвящена выяснению условий образований Брдзышхинской группы свинцово-цинковых оруденений, генезис которых является дискуссионным. Некоторыми исследователями эти рудопоявления относятся к осадочно-метаморфизированным, другие же считают их телетермальными. На основании анализа обширного фактического материала по геологическому строению района рудопоявлений и новых рудно-геологических и минералогических данных, авторы склоняются в пользу отнесения Брдзышхинских рудопоявлений к гидротермальным образованиям близповерхностного генезиса.

Предисловие

За последнее время на страницах геологической литературы [4, 5, 6, 7] была высказана мысль о возможности образования осадочным путем промышленно-ценных свинцово-цинковых месторождений. К таковым относились месторождения пластообразной или близкой к ней формы, в основном приуроченные к карбонатным отложениям.

Среди месторождений, которые могли быть образованы осадочным путем (в дальнейшем претерпевшим метаморфизм) неоднократно назывались и оруденения Брдзышхинской группы в Абхазии. Вопрос возможности образования осадочным путем промышленных свинцово-цинковых месторождений имеет большой практический и теоретический интерес, поэтому не удивительно, что он вызвал оживленную полемику среди специалистов-рудников. Полемика затронула целый ряд сложнейших вопросов рудно-геологического и геохимического порядка, из которых отметим вопросы об источниках свинца и цинка, характера переноса этих металлов поверхностными водами, условия их осаждения в морских водоемах и т. п. На разборе этих вопросов мы не будем останавливаться, не рассчитывая добавить что-либо новое к уже высказанным соображениям, тем более, что в одной из своих последних работ, посвященной этому дискуссионному вопросу, А. Г. Бетехтин [1] высказал критические замечания в отношении доводов сторонников осадочного генезиса названных месторождений и дал по нашему мнению совершенно правильный анализ фактической картины.

В настоящей статье мы кратко остановимся на рассмотрении оруденений Брдзышхинской группы, так как произведенные нами, в продолжение двух лет, геологические наблюдения и лабораторное изучение рудно-каменного материала, не дает основания для причисления оруденений Брдзышхинской группы к осадочным образованиям.

Бряд ли найдется на Кавказе другое какое-либо месторождение металлов, которое вызвало бы столько споров и разногласий среди геологов, как оруденения Брдзышхинской группы. Эти споры и разногласия касаются как промышленной ценности и перспектив, так и генезиса оруденений Брдзышхинской группы. До последнего времени генезис оруденений Брдзышхинской группы не вызывал особых споров и оруденения считались гидротермальными, образовавшимися в приповерхностных условиях вдали от интрузивных тел (В. И. Курочкин, В. М. Крейтер, Ф. Г. Вольфсон и А. Е. Бенделиани), но примерно с 1950—51 годов, как уже отмечалось выше, после постановки сотрудниками ВИМС-а (П. С. Саакян, М. М. Константинов и др.) вопроса о возможности образования некоторых свинцово-цинковых месторождений осадочным путем, гидротермальный генезис свинцово-цинковых оруденений Брдзышхинской группы не только стал подвергаться сомнению, но и более того—эти оруденения стали расценивать как типичный пример месторождений осадочного генезиса. Такое представление о генезисе оруденений Брдзышхинской группы как будто нашло свое подтверждение в результатах детальных работ К. О. Учанейшвили, который подкрепил схему осадочного рудообразования оруденений Брдзышхинской группы экспериментальными данными.

Чтобы не быть голословными в выводах и дать читателю возможность составить собственное мнение, остановимся вкратце на описании специфических рудно-геологических особенностей оруденений Брдзышхинской группы.

1. Геологическое строение района оруденений Брдзышхинской группы

Район оруденений Брдзышхинской группы по своему пространственному положению относится к складчатой системе Большого Кавказа, будучи приурочен к северной периферии Абхазской подзоны, которая, в свою очередь, входит в зону предгорий. Отнесение района оруденений к Абхазской подзоне находится в полном соответствии с литологическим характером и складчатостью постбатских отложений, которым принадлежит главная роль в геологическом строении района.

В геологическом строении района оруденений (рис. 1) участвует комплекс отложений нижней, средней и верхней юры, а также осадки нижнего мела, площадь развития которых во много раз превышает площадь развития юрских осадков.

Комплекс юрских осадков имеет мощность порядка 4000 метров и характеризуется бедностью фауны, в результате чего расчленение их на отдельные свиты основано на литологических признаках.

В юрском комплексе отложений выделяются следующие четыре свиты: песчано-сланцевая свита верхнего лейаса, порфиритовая свита байоса, свита песчаников и глин келловой-оксфорда, и свита известняков, мергелей, песчаников и пестроцветных глин лузитан-кимеридж-титона.

Наиболее древними осадками являются песчано-сланцевые отложения лейаса, мощность которых достигает 1500 м. Эти отложения развиты в юго-восточной части района и обнажаются в глубоко размытых частях юрских антиклинальных складок.

Песчано-сланцевая свита лейаса перекрывается мощной вулканогенной свитой байоса. Эта свита сложена чередующимися туфогенными породами, покровами порфиритов и их туфами. Мощность вулканогенной (порфиритовой) свиты байоса равняется примерно 1000—1500 метрам.

Нижняя граница свиты проводится там, где вулканогенная фация сменяется песчано-сланцевыми отложениями, верхняя же граница устанавливается точно благодаря трансгрессивному залеганию келловей-оксфорда.

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
РАЙОНА ОРУДЕНЕНИЯ БРДЫШХИНСКОЙ ГРУППЫ

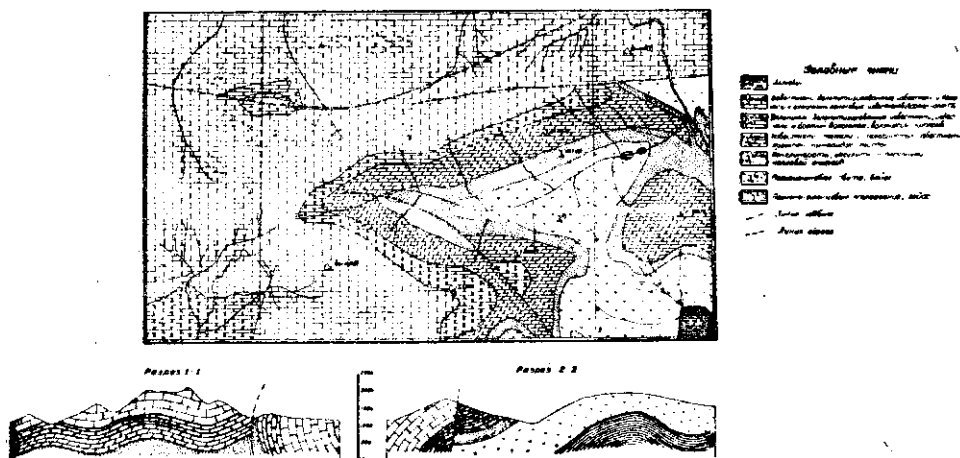


Рис. 1

На порфиритовую свиту, посредством базальных конгломератов, часто с большим угловым несогласием, налегают отложения келловей-оксфорда, представленные аргиллитами и песчаниками. Мощность осадков келловей-оксфорда не превышает 200 метров.

Следующая свита, возраст которой условно определяется лузитан-кимеридж-титоном, представлена коралловыми рифовыми известняками, мергелями и мергелистыми известняками. Границы этой свиты проводятся весьма условно по литологическим признакам.

Наиболее широким распространением пользуются нижнемеловые отложения, представленные однообразными карбонатными осадками большой мощности (1600—1700 м), расчленение которых является весьма сложным в результате отсутствия характерной фауны и литологической однородности осадков. В этой мощной толще можно считать фаунистически датированными наиболее верхние горизонты, возраст которых определяется как баррем-аптский [11]. Отсутствие признаков перерыва в карбонатной толще дает основание предположить, что она содержит почти весь нижний мел, начиная от валанжина и кончая аптом. Следует отметить, что низы нижнемеловой толщи постепенно переходят в мергели и известняки, возраст которых определен фаунистически¹ как нижний титон. Таким образом, по-видимому нижние части доломитов и доломитизированных известняков должны быть отнесены к верхнему титону.

По характеру складчатости в районе оруденения Брдышхинской группы выделяются две зоны: зона домеловых структур, занимающая юго-восточную часть района, и зона постмеловых структур, в пределах которой и находятся свинцово-цинковые оруденения.

¹ По данным Н. Г. Химшиашвили (устное сообщение).

В зоне домеловых структур (рис. 2) наблюдается ряд складок, с преобладающим северо-западным простиранием, сложенных юрскими отложениями. Этими складками, считая с северо-востока на юго-запад, являются: синклиналь Мухурия, антиклиналь Решава, синклиналь Доу, антиклиналь Доуля-Квара, синклиналь Абгалара, антиклиналь Гумиста, синклиналь Адзага и антиклиналь Гунурхва.

В западной части района, в зоне постмеловых структур, в карбонатных отложениях нижнего мела наблюдается ряд широких пологих складок, вытянутых в широтном направлении. Часть складок на востоке затухает, не доходя до зоны развития юрских отложений, часть же прерывается у границы зоны развития юрских отложений.

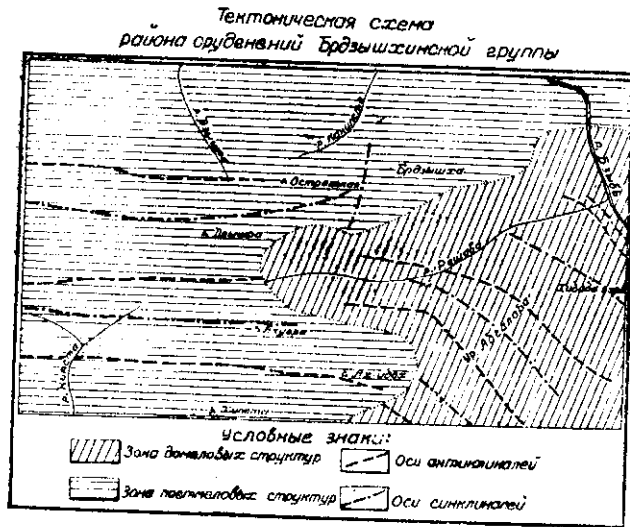


Рис. 2

С севера на юг следуют: антиклиналь Арвеш, синклиналь Остренькая, антиклиналь Дзышра, синклиналь Акугра и антиклиналь Ах-Ибох. Особняком стоит короткая, но широкая, пологая складка меридионального простирания, находящаяся между рудными участками Брдышха и Арвеш. Эта синклинальная складка имеет симметричное строение с падением западного и восточного крыльев под углом 20—25°. Наличие этой меридиональной складки в районе с исключительным развитием широтных складок объясняется, по-видимому, ундацией оси синклинали Остренькая.

До последнего времени, вопрос распространенности и характера разрывных структур в районе оруденений не был решен окончательно. В настоящее время можно считать точно установленным наличие двух значительных по своим масштабам нарушений, это разрыв Ах-Ибох, находящийся в зоне распространения юрских отложений, и разрыв Арвеш, проходящий в нижнемеловых осадках.

Разрыв Ах-Ибох проходит северо-восточнее г. Ах-Ибох и простирается с юго-востока на северо-запад. Нарушение по своему характеру является сбросом с опущенным северо-восточным крылом. Амплитуда сброса равняется примерно 100 метрам. На северо-западе сброс переходит сперва во флексуру, а затем затухает.

Описание Арвешского разрыва нами дается более подробно, так как, во-первых, природа этого нарушения является спорной, а во-вторых, как это будет видно из дальнейшего изложения, намечается линейное расположение рудных участков оруденений Брдышхинской группы в отношении него.

Этот разрыв впервые был отмечен геологом В. И. Курочкиным и в дальнейшем признавался всеми геологами, работавшими в данном районе, но природа этого нарушения понималась неодинаково; часть геологов рассматривала это нарушение как нормальный сброс с опущенным северным крылом, другая же часть считала, что нарушение является надвигом с надвинутым северным крылом.

Разрыв Арвеш прослеживается в широтном направлении (дугообразно) и как на западе, так и на востоке выходит за пределы района оруденений (рис. 3). В однообразных карбонатных отложениях нижнего мела разрыв фиксируется лишь условно—по крутому углу падения слоев в северных бортах ущелий Арвеш и Канипста и пологому падению в южных бортах.

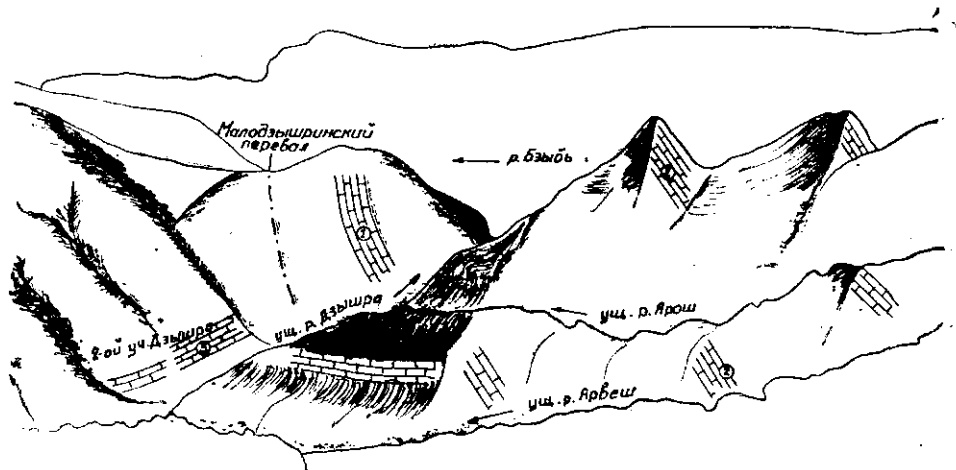


Рис. 3

Здесь же следует подчеркнуть, что в элементах залегания слоев северного и южного бортов названных ущелий наблюдается азимутальное несогласие, что наряду с разным характером фаций исключает возможность допущения наличия асимметричной складки.

Наиболее ясно разрыв наблюдается в западной части района, вблизи Малодзышринского перевала. Здесь отмечается четко выраженной тектонический шов, представленный интенсивно смятой, оглинившейся, хлоритизированной полосой мощностью до 1,5—2 м. В этой тектонически смятой полосе наблюдаются обломки известняка, а также мелкие гнезда бурого железняка и окисленная вкрапленность пирита. По всем этим признакам тектонический шов носит следы гидротермальной деятельности. Вдоль шва к массивным известнякам нижнего неокома (?) подходит впритык с севера фация туфоконгломератов, которая сложена хорошо окатанными обломками различных порфиритов (спилиты, андезин-лабрадоровые порфириты, олигоклазовые порфириты и различные туфы), сцементированными туфово-терригенным цементом с обугливи-

мися растительными остатками. Эта фация туфоконгломератов, по-видимому, относится к келловей-оксфорду.

К северу от этого обнажения выходы коренных пород отсутствуют до появления карбонатных осадков, слои которых падают на северо-восток под очень крутым ($85-90^\circ$) углом, причем головы пластов опрокинуты даже в обратную сторону. Таким образом, имеющиеся фактические данные свидетельствуют в пользу надвиговой природы Арвешского разлома. Амплитуда надвига в районе Малодзышринского перевала должна исчисляться несколькими сотнями метров.

На востоке, судя по данным геолога В. Н. Чанишвили, разрыв этот должен быть представлен сбросом, так как в северо-восточной части района наблюдается тектонический контакт юрских отложений с карбонатными осадками баррема, граничащими с первыми с севера. Если действительно Арвешский надвиг непосредственно продолжается на востоке отмеченным сбросом, приходится допустить наличие шарнирного нарушения. Но, с другой стороны, если считать, что восточный фланг надвига отклоняется на север, как это предполагает геолог В. И. Курочкин (одновременно резко уменьшается и амплитуда разрыва), то вполне возможно, что в районе г. Остренькая происходит сочленение Арвешского надвига с проходящим южнее сбросом, у которого опущенным является северное крыло.

2. К вопросу расчленения и литологии карбонатной толщи рудных участков

Первоначально в комплексе карбонатных отложений, перекрывающих свиту лузитана-кимериджа-нижнего титона (?), выделяли 15 литологических горизонтов. В дальнейшем число горизонтов было сокращено до девяти, что по-видимому больше соответствует действительности. Дело в том, что комплекс карбонатных отложений, включающий в себе титон, нижний неоком, баррем и апт (?), представлен весьма однообразной фацией, в которой выделение отдельных горизонтов, в результате близкого литологического состава, связано с большими трудностями. В восходящем разрезе, в карбонатной толще нами выделяются условно только пять литологических горизонтов (рис. 4), так как для более дробного расчленения нет соответствующих данных.

а) Горизонт средне- и толстослоистых известняков, мергелистых известняков и мергелей. В этом горизонте мы условно объединяем два горизонта, выделяемых предыдущими исследователями, так как по литологическому составу они являются аналогичными. Эта фация развита на участке Брдзышха и по склонам хребта Дзышра-Брдзышха. Представлена они средне и толсто-слоистыми темно-серыми известняками, темно-серыми мергелистыми известняками и мергелями. В низах преобладают мергелистые осадки в значительной степени битумизированные. Возраст этого горизонта определяется как титонский (нижний титон).

б) Горизонт толсто- и среднеслоистых доломитов с брекчией доломита¹. Этот горизонт обнажается на обоих склонах хребта Дзышра-Брдзышха и на самом рудном участке Брдзышха и представлен светло-серыми, иногда фиолетово-розовыми долами-

¹ Наличие брекчий доломита в карбонатной толще трактуется как результат подводного оползания и размыва свежесажженных осадков.

тами и доломитизированными известняками с пятнами гидроокислов железа.

Под микроскопом устанавливается, что порода в большинстве случаев имеет равномернозернистое сложение и состоит из карбоната ром-

*Литологическая колонна
карбонатной толщи района оруденений Брдышхинской группы
(Составлена по данным В.И. Мурочкина и В.И. Чиншвили)*

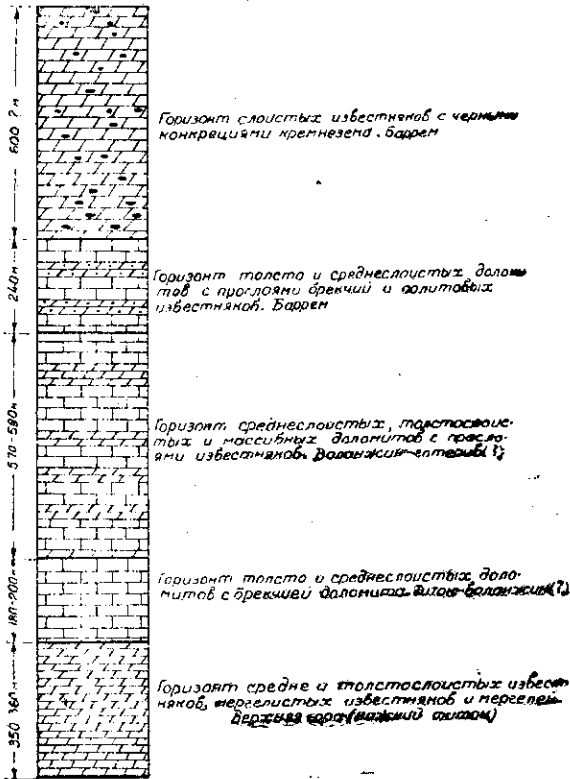


Рис. 4

боздрического габитуса с сильным эффектом псевдохроизма. Часто зерна карбоната имеют зональную структуру в результате загрязнения центральных участков зерен пелитоморфным веществом. По показателю преломления карбоната, породу следует считать доломитом. В сложении породы участвуют также редкие зерна кварца и барита.

Брекчия доломита наблюдается в виде одного пластообразного тела мощностью 75—90 м. Она сложена угловатыми обломками доломита и реже известняка (доломитизированного), сцементированными доломитовым цементом. Брекчия окрашена в буровато-фиолетовый цвет и часто содержит тонкие ветвистые прожилки гидроокислов железа и молочно-белого карбоната. Следует отметить, что брекчия доломита всегда залегает под телом бурого железняка. Общая мощность этого горизонта равняется 180—200 метрам. Возраст его условно определяется как нижнеэококомовый. С другой стороны, не исключена возможность того, что возраст этого горизонта является верхнетитонским. Такое допущение основано на аналогии с другими районами Абхазии. Так, например, в окрестностях Гагра, в ущелье рр. Жоэква и Чигрипш, над битуминоз-

ными известняками кимериджа залегает свита брекчиевидных известняков, которые севернее по простиранию фациально замещаются слоистыми сахаровидными известняками с фауной титонских гастропод [2]. Таким образом, вопрос отнесения описываемого горизонта к валанжину или к верхнему титону, без дополнительных фаунистических данных, в настоящее время нельзя считать решенным.

в) Горизонт среднеслоистых, толстослоистых и массивных доломитов с прослоями известняков. Породы этого горизонта пользуются широким распространением в районе оруденений Брдышхинской группы. Границы горизонта носят условный характер. Под микроскопом доломиты выявляют яснозернистую структуру, часто с хорошо выраженной ромбоэдрической формой зерен. Характерной особенностью доломитов и известняков этого горизонта является их обогащение терригенным тонкообломочным материалом, представленным кварцем, кислым плагиоклазом из ряда альбита и иногда калишпатом. Наблюдается и барит в тесном сростании с карбонатом. Возраст пород горизонта (в один горизонт нами объединены два горизонта предыдущих исследователей) считался барремско-аптским. Ввиду отсутствия фауны, возраст этого горизонта ставится нами под сомнение, так как в описываемой карбонатной толще фаунистически доказан лишь нижнетитонский возраст верхней части первого горизонта и барремский¹ возраст мергелистых отложений, залегающих над пятым горизонтом (рис. 4). Принимая во внимание то обстоятельство, что в описываемой карбонатной толще отсутствуют признаки перерыва, приходится допустить, что карбонатная толща содержит все ярусы нижнего мела.

На основании изложенного, третий горизонт мы условно относим к валанжин-готериву.

г) Горизонт толсто- и среднеслоистых доломитов с прослоями брекчий и оолитовых известняков. Породы этого горизонта в значительной степени отличаются от ниже- и вышележащих отложений. Они развиты в окрестностях гор Остренькая и Дзышра, и представлены светлосерыми твердыми микрозернистыми доломитами с локальными прослоями брекчий и оолитовых известняков. Общая мощность этого горизонта составляет 230—240 м. Возраст этого горизонта мы условно считаем барремским. Следует отметить, что геолог В. Н. Чанишвили относил этот горизонт к баррем-апту. Однако наличие в этом горизонте аптских слоев сомнительно, так как возраст мергелей, залегающих на пятой горизонт, фаунистически датируется барремом.

д) Горизонт слоистых известняков с черными конкрециями кремня.

Породы этого горизонта представлены слоистыми, местами плотными массивными известняками серого цвета. Иногда в чередовании с ними наблюдаются светло-серые, плотные известняки с конкрециями и желваками черного кремня. Эта фация развита в окрестностях Малодзышринского перевала, горы Кашипеты и севернее последней. Возраст пятого горизонта нами условно определяется как барремский, так как возраст вышележащих мергелей, как уже неоднократно отмечалось, фаунистически определяется барремом. Общая мощность пятого горизонта примерно равняется 600 метрам.

¹ Материал В. И. Курочкина, определение И. М. Рухадзе и М. С. Эристави.

Характерной особенностью описанной карбонатной толщи является частое замещение доломитов и доломитизированных известняков известняками и, наоборот, наблюдаемое как по простиранию, так и по падению слоев. Интересным является тот факт, что на рудном участке Брдышха, выше горизонта мергелей, в толще рудоносных доломитов и доломитизированных известняков наблюдаются пропластки (?) известняков. На рудном участке Арвеш породы кровли рудного тела в основном представлены доломитизированными известняками. Иная картина наблюдается на рудных участках Дзышра, где по данным микроскопического исследования известняки почти отсутствуют.

Исходя из этих данных доломитам нельзя приписывать четко выраженную пластообразную форму. Часто наблюдаемая доломитизация псевдооолитовых и мергелистых известняков и постепенные переходы от доломитов в известняки ясно указывают на неправильную или близкую к пластообразной форму доломитов и доломитизированных известняков.

С целью иллюстрации химического состава доломитов и доломитизированных известняков ниже (таблица 1) приводятся результаты химического анализа образцов, отобранных с рудных участков Брдышха, Арвеш и Дзышра.

Таблица 1

№№ и/и	Окислы в %	№№ образцов							
		28	53	56	57	62	118	126	143
1	CaO	31.08	31.32	31.11	31.22	29.92	29.17	33.67	33.04
2	MgO	19.76	20.23	18.43	18.83	21.09	16.84	17.17	18.14
3	FeO	0.36	—	—	2.14	0.62	—	—	—
4	MnO	0.18	—	—	0.38	0.15	—	—	—
5	CO ₂	46.14	46.66	44.53	46.19	46.80	41.31	44.97	45.54
6	B ₂ O ₃	—	1.92	0.96	—	—	0.48	1.10	1.28
7	Нераст. остаток .	1.92	1.08	4.24	0.84	1.12	10.84	10.54	0.56
	Сумма .	99.44	101.21	99.27	99.60	99.70	98.64	98.40	98.56

Примечание: Анализы образцов №№ 28, 57, 62 произведены в хим. лаборатории Института химии АН Груз. ССР, аналитик Ш. Надарейшвили. Анализы образцов №№ 53, 56, 118, 126 и 143 произведены в хим. лабор. Института геологии и минералогии АН ГССР, аналитик Б. Гогишвили.

- Обр. № 28—Розовый доломит, участок Брдышха,
- « № 53—Крупнозернистый, пористый, розовый доломит, II участок Дзышра
- « № 56—Серый доломит, II участок Дзышра
- « № 57—Розовый доломит, II участок Дзышра
- « № 62—Крупнозернистый серовато-розовый доломит, I участок Дзышра
- « № 118—Доломитизированный известняк, участок Арвеш
- « № 126—Доломитизированный известняк, карстовая депрессия (Канипста)
- « № 143—Доломитизированный известняк.

Полный химический анализ доломитизированного известняка с участка Брдзышха дает следующие результаты: CaO—31,99%, MgO—17,70%, CO₂—43,77%, FeO—нет, TiO₂—нет, MnO—0,31%, Fe₂O₃—4,59%, Al₂O₃—0,87%, SiO₂—0,94%, влага—0,18%, уд. вес—2,62.

В таблице 2 приводятся результаты спектрального анализа доломитов и доломитизированных известняков с рудных участков Дзышра и Брдзышха.

Таблица 2

№ образц.	Очень много (несколько де- сятков %)	Много (одни и выше %)	Есть (десятые доли %)	Мало (сотые доли %)	Следы (тысячные доли %)
36	Mg, Ca	—	Si, Fe, Mn	Ai, Ti, Pb	Cu, Ba, Sr
37	Mg, Ca	—	Mn	Si, Al, Fe, Pb	Cu, Ba, Sr
38	Mg, Ca	Fe	Mn	Si, Al, Pb	Bi, Ba, Sr
39	Mg, Ca	Fe	Mn, Al	Si, Pb	Ti, Ba

Примечание: Анализы произведены в спектр. лаборатории Института физики АН Груз. ССР, аналитик Н. Политов.

Из данных химических анализов (таблица 1) следует, что почти все проанализированные образцы по своему составу близко стоят к доломиту¹. Особенно близкое совпадение с теоретическим составом первичного доломита наблюдается в образцах № 53 и 62, отобранных с I и II рудных участков Дзышра. Обращает на себя внимание наличие во всех анализировавшихся образцах значительного количества нерастворимого остатка, что хорошо согласуется с данными микроскопии, где отмечается в доломитах и других карбонатных породах большое количество терригенного материала. Из результатов спектральных анализов (таблица 2) видно, что доломиты и доломитизированные известняки содержат барий (барит установлен и микроскопически), стронций и свинец. Особенно интересным является наличие свинца, так как микроскопически галенит не был установлен в анализировавшихся образцах. Наличие стронция (тысячные доли %) указывает, по-видимому, на присутствие субмикроскопических выделений витерита или целестина, который расплылся в массе доломита. Предположение о связи стронция с баритом является искусственным, так как барий присутствует в тех же количествах, что и стронций.

На основании изложенного фактического материала можно высказать некоторые соображения о генезисе доломитов и доломитизированных известняков карбонатной толщи оруденений Брдзышхинской группы. Вопрос генезиса доломитов является одним из спорных вопросов петрографии осадочных пород. В настоящее время образование доломитов считают возможным следующими путями: 1) отложение доломитов как чисто химических осадков, 2) образование их вследствие доломитизации известкового осадка в стадию первичного диагенеза (гальмиролиза), 3) образование в результате эпигенетической доломитизации сформировавшейся породы. По-видимому, в природе существуют доломиты, образовавшиеся всеми тремя перечисленными путями.

¹ Теоретический состав чистого первичного доломита CaO—30,4%, MgO—21,9%, CO₂—47,7% [3,10].

В отношении генезиса доломитов района оруденений Брдзышхинской группы различные исследователи придерживаются разных точек зрения.

Часть исследователей (А. Е. Бенделиани и Ф. Н. Вольфсон) считают, что доломиты района оруденений Брдзышхинской группы эпигенетического происхождения и образовались в результате доломитизации известняков под воздействием гидротермальных растворов.

Другая часть исследователей (П. С. Саакян и К. О. Учанеишвили) считают доломиты Брдзышхинского района первично-осадочными. Следует сослаться на мнение М. С. Эристави [11], детально изучившего нижне-меловые отложения Абхазии. Исходя из регионального распространения процессов доломитизации в нижнемеловых карбонатных отложениях Абхазии, которые, судя по фауне, являются отложениями мелкого, теплого моря с нормальной соленостью, а не усыхающего моря, М. С. Эристави считает, что доломитизация происходила в результате первичного диагенезиса известковистого ила, как это предполагает Г. Н. Теодорович [9] для Урало-Волжской нефтеносной области.

Наши наблюдения позволяют высказать мысль, что в районе оруденений Брдзышхинской группы образование доломитов и доломитизированных известняков в основном связано с первичным подводным диагенетическим изменением известковистого ила, но наряду с этим в пределах рудных участков присутствуют и гидротермальные доломиты. Факты, дающие возможность прийти к такому решению вопроса, следующие:

1. Доломиты, а в основном доломитизированные известняки, наблюдаются в значительном удалении от рудных участков, даже там, где отсутствуют всякие признаки оруденения, и занимают обширные площади. Этот факт дает возможность считать, что доломиты и доломитизированные известняки в районе оруденений Брдзышхинской группы в основном образованы в результате подводного диагенетического изменения известковистого ила.

2. На втором рудном участке Дзышра местами наблюдаются осветленные (бледно-розовые или розовые) крупные участки неправильной формы крупнозернистого пористого доломита с содержанием MgO 20,23%. Примерно аналогичные серовато-розовые доломиты с ясными признаками перекристаллизации и высоким содержанием MgO (19,76 и 21,09%) наблюдаются на рудном участке Брдзышха и на I участке Дзышра.

3. В общем степень доломитизации резко возрастает с приближением к рудным участкам, что, наряду с отмеченными во втором пункте фактами, дает основание считать доломитизацию в пределах рудных участков связанной с гидротермальным процессом.

Следует отметить, что примерно аналогичная мысль в отношении образования доломитов района оруденений Брдзышхинской группы высказана также Н. И. Князевым [3] по материалам В. И. Курочкина.

3. К структуре рудных участков оруденений Брдзышхинской группы

Часть вопросов, которые следует рассмотреть в этой главе, была бегло затронута в разделе, посвященном геологии района, поэтому мы здесь напомним лишь, что структурной единицей района оруденений Брдзышхинской группы является Арвенский надвиг, к которому тяготеют все известные рудопроявления района.

Из всех известных на участке Брдзышха многочисленных мелких нарушений, большинство которых имеет экзотектоническое происхождение (образование этих трещин связано с карстовыми процессами в известняках и доломитах), остановимся на рассмотрении главных трех, по-видимому имеющих дорудное—эндогенное происхождение¹.

Первое и наиболее крупное нарушение² наблюдается в овраге Дзидо-Квара. Трещина прослеживается по азимуту 340° и падает почти вертикально. Нарушение является сбросо-сдвигом с вертикальной и горизонтальной амплитудами порядка 15 метров. Сброшенным является юго-западное крыло. По простиранию разлом хорошо прослеживается на северо-запад и фиксируется тектонической брекчией. В этом направлении нарушение ущелья Дзидо-Квара, по-видимому, соединяется со сбросом, сопряженным с Арвешским разломом.

Второе значительное нарушение наблюдается в балке шт. № 3. Нарушение представлено трещиной, заполненной тектонической брекчией; брекчия местами содержит бурый железняк в виде желваков и цемента обломков доломита. Нарушение прослежено в пределах рудного участка Брдзышха по азимуту 290° , имеет крутое падение и является сбросо-сдвигом с горизонтальной амплитудой порядка 3—4 метров.

Третье нарушение, такого же характера, как и второе, наблюдается в овраге шт. № 5. Трещина заполнена брекчией с лимонитовым цементом.

Из других мелких дорудных нарушений, следует отметить систему мелких трещин, наблюдаемых в левом борту ущелья Канипсты и являющихся по-видимому трещинами оперения Арвешского надвига. Эти трещины простираются по азимуту $300\text{—}310^\circ$ и падают на северо-восток под крутым ($70\text{—}80^\circ$) углом (рис. 5).

Кроме этих вкратце описанных нарушений, в горных выработках наблюдаются многочисленные мелкие трещины с азимутом падения в большинстве случаев $120\text{—}130^\circ$, падающих под углом $70\text{—}80^\circ$. Наряду с ними встречаются и трещины с азимутом падения $200\text{—}210^\circ$, $80\text{—}75^\circ$. Среди этих многочисленных трещин, большая часть которых (первая группа), по-видимому, имеет экзотектоническое происхождение, имеются и дорудные (возможно, вторая группа трещин), но в настоящее время у нас нет никаких объективных критериев, дающих возможность уверенно отличать экзотектонические трещины от дорудных.

На I рудном участке Дзышра известен ряд тектонических (дорудных) нарушений, по-видимому, контролирующих оруденение (рис. 6). Во всяком случае, тектонический контроль оруденения ясно наблюдается в шт. № 1 и № 8, где вкрапленное оруденение галенита прослеживается вдоль трещины. В настоящее время на I рудном участке Дзышра фиксируются четыре сочлененных между собой трещины. Наиболее крупной из них является центральная трещина, простирающаяся в широтном направлении и падающая на север под углом $70\text{—}75^\circ$. С этой трещиной у шт. № 9 сочленяется вторая трещина, также близкого к широтному простиранию; эта трещина контролирует убогое вкрапленное оруденение свинца. Наиболее южная трещина простирается по азимуту 320° и падает на северо-восток под углом $45\text{—}50^\circ$. Эта трещина у шт. № 10 пересекает вкрапленное оруденение свинца в доломите, но сама трещина, в отличие от пересекаемой ею трещины, признаков оруденения не несет.

¹ По-видимому, после формирования рудопроявления имели место омоложение этих нарушений.

² Описание нарушений дается с использованием данных Т. В. Дондуа.



Рис. 5. 1—предполагаемая линия арвешского разлома,
2—трещины оперения разлома (безрудные),
3—карстовая депрессия.

На II рудном участке Дзышра также известен целый ряд тектонических трещин, контролирующих оруденение (рис. 7). Структурный контроль оруденения на этом участке выражен с достаточной четкостью. Как это видно из приводимого рисунка, на участке наблюдаются три системы сочлененных между собой трещин, которые все без исключения

Схема трещинной тектоники I-го рудного участка Дзышра
(топооснова глазомерная, 1:5)

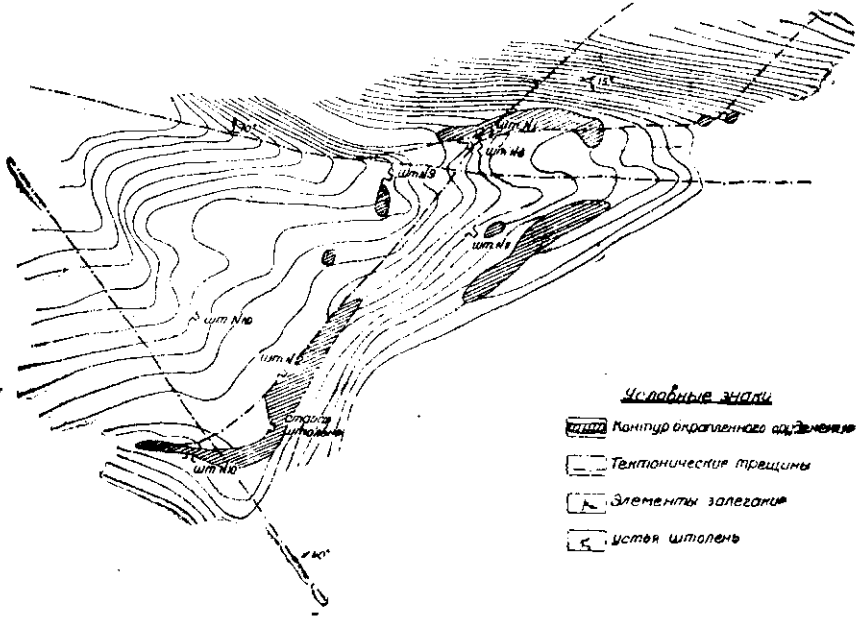


Рис. 6

Схема трещинной тектоники II-го рудного участка Дзышра
(топооснова влозмерная, 1:10)

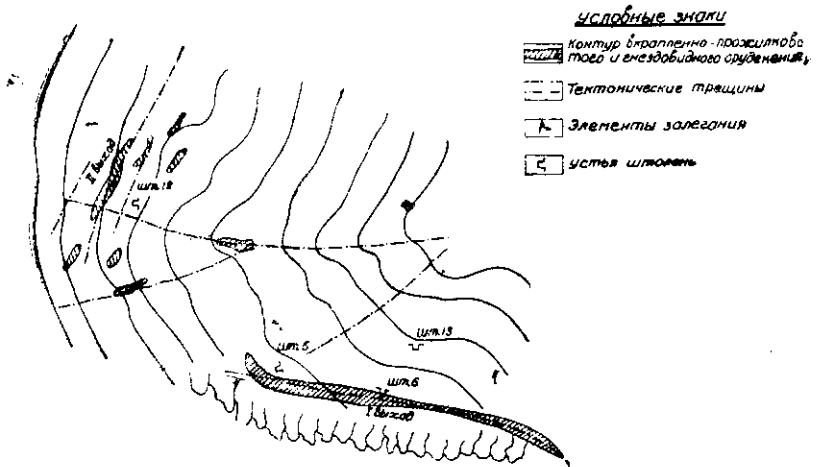
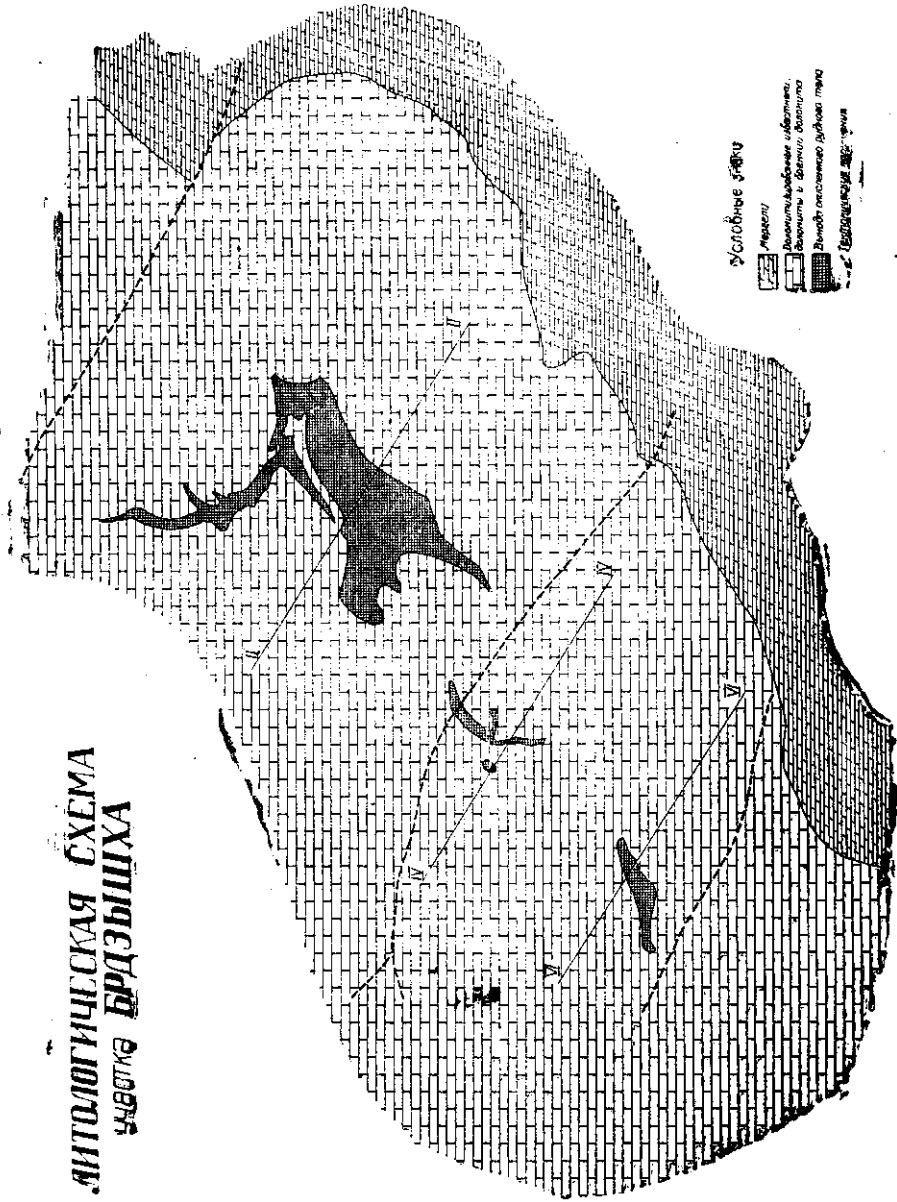


Рис. 7

являются в той или иной степени рудоносными. Почти все выходы вкрапленного свинцово-цинкового оруденения вытянуты линейно вдоль трещин, приурочиваясь к определенному пласту доломита, в результате чего оруденение приобретает характер стратифицированного. Интересно отметить, что в месте пересечения двух тектонических трещин наблюдается некоторое увеличение степени оруденелости (шт. № 9).



ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА
ЧАСТИ БРДЗЫХИНА

Рис. 8

Следовательно, имеющиеся данные по рудным участкам Дзышры дают основание предположить наличие контроля оруденения трещинной тектоникой.

4. Морфология рудных тел оруденений Брдзышхинской группы

Из всех рудных участков оруденений Брдзышхинской группы наиболее детально изучен участок Брдзышха, масштабы оруденения которого значительно превышают масштабы других рудных участков. В связи с этим, в настоящей главе мы подробно опишем морфологию рудного тела участка Брдзышха и лишь кратко остановимся на описании «рудных тел» участка Дзышра.

Оруденение участка Брдзышха представляет собой типичную «железную шляпу», развитую в результате окисления свинцово-цинкового сульфидного оруденения со значительным содержанием дисульфидов железа. Оруденение, как уже отмечалось, пространственно приурочено к толсто- и среднеслоистым доломитам нижнего неокома—верхнего титона? (рис. 8). До 1954 года на участке предполагалось наличие 5 разобщенных рудных тел с соответственно пятью поверхностными выходами. Разведочными работами 1954 года было точно установлено, что III и IV выходы бурого железняка представляют собой продолжение главного рудного тела. Что же касается первого и второго выходов, то по имеющимся данным разведки и графическим построениям их можно считать также юго-западным продолжением главного выхода бурого железняка. Следовательно, с некоторой вероятностью можно считать, что на участке Брдзышха оруденение представлено одной крупной пластообразной залежью неправильной формы. Для большей наглядности ниже дается описание отдельных выходов рудного тела по поперечным профилям¹.

а) Главный выход рудного тела. Здесь рудное тело представляет собой пластообразную залежь, вытянутую в направлении с СВ на ЮЗ. Падение ее 310° под углом $10-20^\circ$. Местами ее элементы залегания совпадают с элементами залегания вмещающих пород—доломитов. В северо-восточной части рудное тело поворачивает на север и, постепенно уменьшаясь в мощности, выклинивается. Для иллюстрации формы рудного тела на глубине показан поперечный профиль, построенный по разведочной линии II—II. (Рис. 9). По этой линии (юго-западная часть главного выхода) рудное тело залегает как бы согласно с доломитами, но выклинивание его по падению происходит по очень извилистой линии. На этом же рисунке видно, что, кроме главного рудного тела, горными выработками подсечены крутопадающие мелкие жилообразные тела бурого железняка. Обращает также на себя внимание факт наличия крупного жилообразного тела, которое с верхнего горизонта уходит круто вглубь. В западной части главного выхода рудного тела наблюдаются две пластообразные залежи бурого железняка, залегающие согласно с доломитами и непосредственно выходящие на дневную поверхность. Здесь же горными выработками на глубине подсечено слепое крутопадающее мощное тело, которое, по-видимому, является ответвлением нижней пластообразной залежи.

¹ Профили по разведочным линиям составлены Т. В. Дондуа, нами внесены лишь некоторые изменения.

В юго-западном направлении, в сторону второго выхода рудного тела, на верхних горизонтах происходит выклинивание главного выхода рудного тела, а на глубине этот выход непосредственно соединяется со вторым рудным выходом.

**РАЗРЕЗ по линии II-II
участка БРДЫШХА**

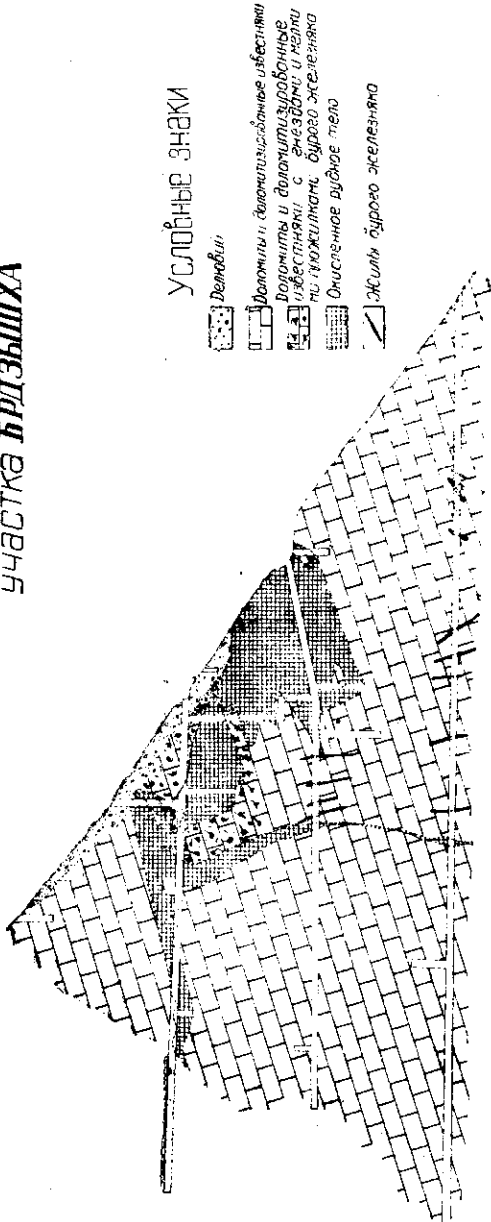


Рис. 9

б) Второй выход рудного тела. На глубине этот выход характеризуется неправильной формой (рис. 10). На дневную поверхность он выходит в виде отдельных маломощных языков, которые круто уходят вглубь, увеличиваясь в мощности, и сливаются друг с другом. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что на наиболее нижнем разведанном горизонте наблюдаются многочисленные крутопа-

дающие мелкие жилообразные тела, которые по восстанию, по-видимому, соединяются с основным рудным телом. Таким образом, в этом разрезе рудное тело имеет очень неправильную форму, уподобляясь сильно ветвистой залежи. Это тем более важно, что линии контура рудного тела в этом разрезе имеют многочисленные точно установленные опорные точки.

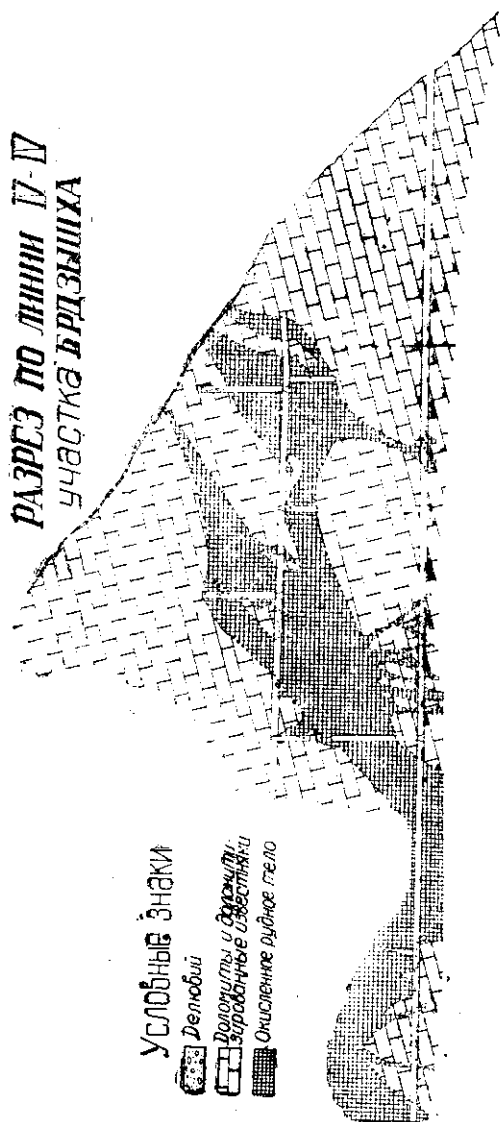


Рис. 10

в) Первый выход рудного тела. Морфология рудного тела на глубине в первом его поверхностном выходе показана на рис. 11. Рудное тело здесь, судя по данным, полученным по разведочной линии VI—VI, имеет неправильную сильно ветвистую, пластообразную форму. Лежащий бок рудного тела от поверхности до некоторой глубины залегает согласно с доломитами, а дальше выполаживается. От подошвы рудного тела в целом ряде случаев ответвляются мелкие жилы кру-

тонадающие тела. В северо-восточном направлении первый выход рудного тела непосредственно соединяется со вторым выходом.

Изложенное позволяет заключить, что все три имеющих на участке Брдышха поверхностных выхода бурого железняка на глубине соединяются и образуют одну пластообразную залежь сложной формы, ко-

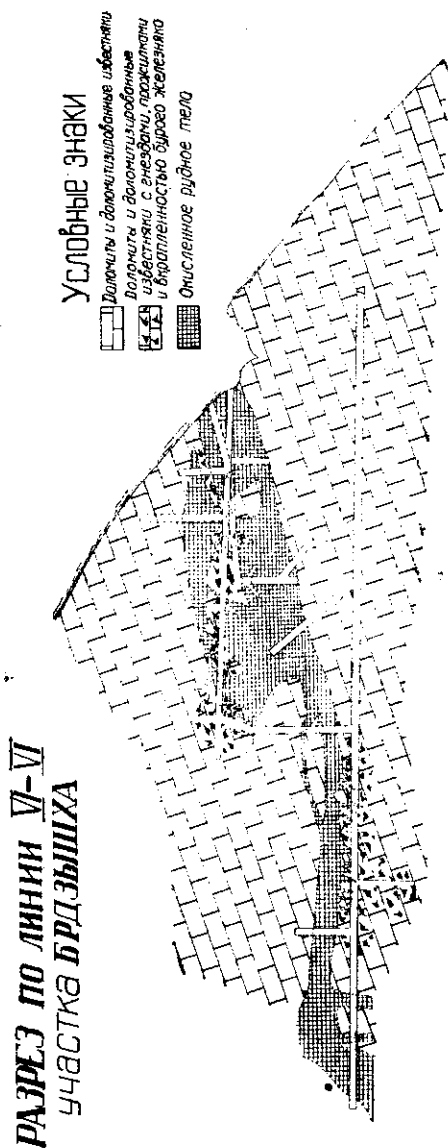


Рис. 11

торая в ряде случаев залегает согласно с доломитами. От этой залежи иногда ответвляются пластообразные и жилородные, часто слепые тела различной мощности, угол падения которых достигает 80—85°.

На рудных участках Дзышра нет четко выраженных рудных тел и оруденение имеет вкрапленно-прожилковый характер. Особенно большая распыленность оруденения наблюдается на I рудном участке. Здесь оруденение является в основном свинцовым и представлено участковой вкрапленностью галенита в доломите. Иногда совместно с

вкрапленностью наблюдаются тонкие (несколько мм) прожилки галенита. Вкрапленное оруденение как бы приурочено к определенному пласту доломита, в пределах которого оруденение наблюдается небольшими участками.

На II рудном участке Дзышра оруденение в основном цинковое и, как уже отмечалось, контролируется трещинами. По своему характеру оруденение имеет вкрапленно-метасоматический характер и представлено вкрапленностью, ветвистыми прожилками, неправильной формы участками и гнездами гвоздично-коричневого сфалерита в доломите. В одном случае оруденение имеет характер минерализованной зоны дробления. Как и на I рудном участке вкрапленность сфалерита часто бывает приурочена к определенному пласту доломитов, но прожилки и гнезда всегда выходят за пределы этого оруденелого пласта. В общем, степень рудоносности повышается с приближением к трещинам.

5. Минералогия оруденений Брдзышхинской группы

В этой главе мы рассмотрим лишь минералогия сульфидной руды участка Дзышра, так как рассмотрение минералогии «железной шляпы» участка Брдзышха не поможет нам в решении вопроса генезиса первичной сульфидной руды. Отметим лишь, что изучение минерального состава «железной шляпы» участка Брдзышха показало, что первичная руда, за счет окисления которой образовалась «железная шляпа», являлась свинцово-цинковой сульфидной рудой с большим содержанием дисульфидов железа. Кроме парагенезиса минералов «железной шляпы» это подтверждают и редкие реликты сульфидных минералов (сфалерит, галенит, марказит и пирит), наблюдаемые иногда в массе окисленной руды. Судя по всем данным, первичная сульфидная руда участка Брдзышха должна была быть аналогичной руде участка Дзышра.

Минеральный состав¹ сульфидной руды участка Дзышра является исключительно простым и представлен сфалеритом, галенитом, марказитом, пиритом и карбонатом.

а) Сфалерит. В первичной свинцово-цинковой руде сфалерит является главным рудослагающим минералом. Сфалерит представлен светлоокрашенной разностью и имеет желтовато-коричневый или гвоздично-коричневый цвет. По окраске и зернистости макроскопически выделяются: желтовато-серый мелкозернистый очень плотный сфалерит, желтовато-коричневый среднезернистый сфалерит и гвоздично-коричневый крупнозернистый сфалерит. Часто в одном и том же образце наблюдаются все отмеченные разности, постепенно переходящие одна в другую. На участке Брдзышха сфалерит представляет собой минералогическую редкость и наблюдается в виде вкрапленности в мало измененных (не заохренных) доломитах или же в окисленной массе руды. На участке же Дзышра сфалерит является главным рудослагающим минералом (рис. 12 и 13).

Кроме заметной на глаз вкрапленности сфалерита, микроскопически почти всегда наблюдается более тонкая (сотые доли мм) вкрапленность сфалерита в доломите. Иногда наблюдается петельчатая текстура проникновения сфалерита в доломит (рис. 14).

¹ Мы позволим себе сравнительно подробно остановиться на минералогии первичной сульфидной руды, так как, за исключением небольшой заметки В. М. Крейтера [8], данные по этому вопросу в литературе почти отсутствуют.

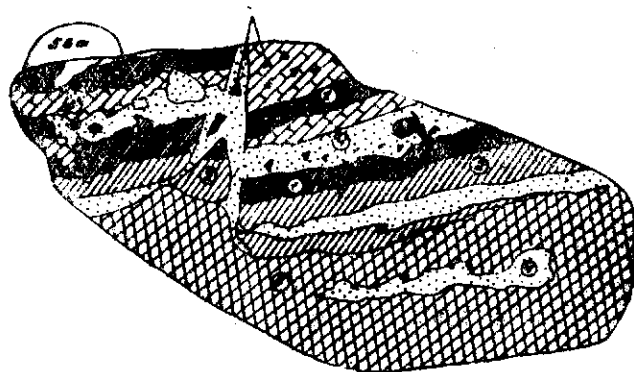


Рис. 12. Полосчатая текстура богатой цинковой руды (руда частично брекчирована). Подпр. штуф 56-а, 2/3 натур. величины. 1. Полоски среднезернистого (0,76—0,85 м/м) светло-гвоздично-коричневого сфалерита, который в виде густой вкрапленности наблюдается в доломите. 2. Полоски коричнево-желтого сфалерита с размерами зерен 0,2 м/м. 3. Сплошная масса гвоздично-коричневого сфалерита с размерами зерен 0,85—1,2 м/м. 4. Сплошная масса серого карбоната, содержащая обломки сфалерита различных размеров и тонкую вкрапленность марказита. 5. Доломит с вкрапленностью сфалерита.

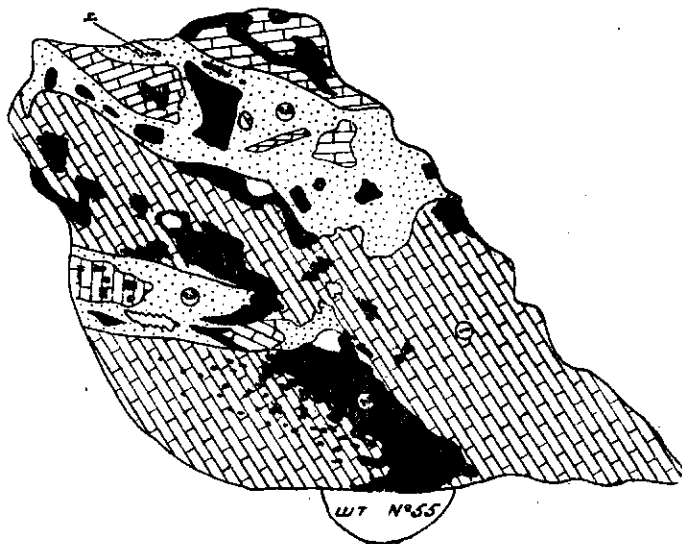


Рис. 13. Вкрапленно-метасоматический тип руды. Штуф 1/3 натур. величины. 1. Серый тонкозернистый доломит. 2. Сфалерит. 3. Молочно-белый карбонат-кальцит. 4. Жеолы.

Замечательным является тот факт, что сфалерит часто наблюдается в виде ромбоэдрической вкрапленности в доломите, что по-видимому связано с замещением ромбоэдров доломита сфалеритом в процессе рудоотложения, (псевдоморфозы вытеснения, рис. 15). Наряду с этим, наб-

людается случай, когда ядра ромбоэдров доломита сложены сфалеритом ромбоэдрического габитуса (рис. 16). И в этом случае возникновение таких зональных кристаллов можно объяснить замещением доломита сфалеритом.

Наиболее широко распространенной формой нахождения сфалерита в доломите является вкрапленность хорошо развитых идиоморфных кристаллов метакристаллической природы (рис. 17).



Рис. 14. Петельчатая текстура проникновения сфалерита (черные тонкие прожилки и неправильной формы выделения) по межзерновым пространствам в доломит (серая основная зернистая масса), шл. 56-а, $\times 32$, проходящий свет.

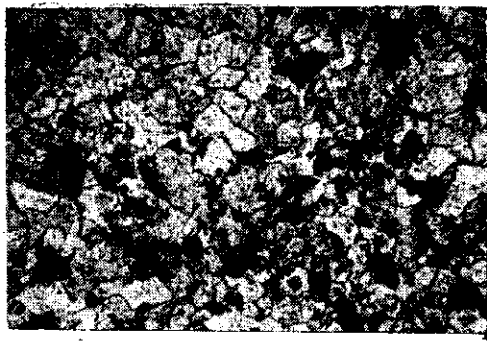


Рис. 15. Вкрапленность кристаллов сфалерита (черный) ромбоэдрической формы в доломите (основная светлая масса с шагреновой поверхностью), шл. 55, $\times 44$, проходящий свет.



Рис. 16. Зональные, ромбоэдрической формы кристаллы доломита (светлая зернистая масса) с ядром, сложенным сфалеритом (черный), шл. 51, $\times 32$, проходящий свет.

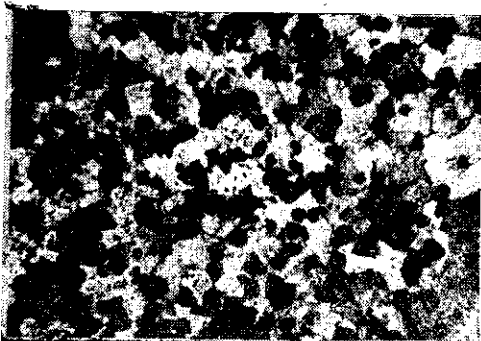


Рис. 17. Интенсивно оруденелый сфалеритом (черный) доломит, шл. 55, $\times 18$ проходящий свет.

Структурное травление сфалерита всегда выявляет зернисто-кристаллическое, часто полисинтетически-двойниковое сложение агрегатов. Местами в агрегате сфалерита наблюдаются небольшие участки перекристаллизации сфалерита в тонкозернистый агрегат; такие участки чаще всего наблюдаются в брекчированных участках руды. Здесь же следует отметить, что несмотря на просмотр значительного количества полированных шлифов, систематическое структурное травление и изуче-

яне шлифов в косом освещении, в сфалерите, вопреки указанию некоторых исследователей, нигде (за одним исключением) не было обнаружено колломорфное сложение агрегатов¹.

Взаимоотношения сфалерита с галенитом и марказитом указывают на более ранний характер выпадения сфалерита по отношению к галениту и более позднее выпадение сфалерита по отношению к марказиту, в результате чего сфалерит корродирует марказит или же образует скелетные метакристаллические образования в марказите (рис. 21).

В нижеследующих таблицах 3 и 4 приводятся результаты химического и спектрального анализов сфалерита.

Таблица 3

Элементы	Образец № 56		Образец № 55	
	Данные анализа в %	Атомное количество	Данные анализы в %	Атомное количество
Zn	64.57	0.9876	62.67	0.9585
Fe	2.72	0.0487	1.17	0.0204
Pb	0.43	0.0021	0.46	0.0022
Cu	0.01	—	0.01	—
Mn	нев. сл.	—	нев. сл.	—
S	32.00	0.9981	31.21	0.9735
CaO	нет	—	2.58	—
Mgo	нет	—	1.88	—
Нераст. остаток	0.10	—	0.16	—
Сумма	99.83		100.14	

Примечание: Свинец и медь в обоих анализах мы условно относим к изоморфным примесям (халькопирита в руде нет). Часть свинца возможно относится к механической примеси галенита. В первом анализе часть железа относится к механической примеси марказита. Ввиду незначительного количества меди, при расчете на увязку с серой медь не учитывалась. Для образца № 56 атомные соотношения выражаются примерно уравнением:

$$\text{Zn, Fe, Pb: S} = 1.0384 : 0.9981 \approx 1 : 1.$$

Для образца № 55 атомные соотношения выражаются уравнением:

$$\text{Zn, Fe, Pb: S} = 0.9816 : 0.9735 \approx 1 : 1.$$

Анализы выполнены в лаборатории аналит. химии Института химии АН Груз. ССР, аналитик М. Я. Гиоргобиани.

Из приведенных аналитических данных следует, что дзышринские сфалериты бедны примесями. Обращает на себя внимание, что сфалериты не содержат примесей германия, галлия и индия. Отсутствие примесей германия и галлия, по-видимому, составляет характерную геохимическую особенность всех свинцово-цинковых оруденений Брдышхинской группы, чем эти оруденения резко отличаются от других свин-

¹ Нельзя не подчеркнуть, что в агрегате сфалерита в некоторых случаях наблюдаются слабо анизотропные участки, что является весьма интересным фактом, но не является достаточным для отнесения части сфалерита к вурциту без данных рентгенометрического анализа. Не исключена возможность, что эффект анизотропии имеет ложный характер и обусловлен участковой механической деформацией полированной поверхности шлифа.

цово-цинковых и полиметаллических оруденений Грузии, сфалериты которых содержат или оба эти элемента, или же один из них. Из обнаруженных анализами элементов, по-видимому, с кристаллической решеткой сфалерита связаны железо, марганец, кадмий, серебро, свинец, медь, висмут, титан и никель.

Таблица 4

№№ образцов	Очень много (несколько десятков %)	Много (один и выше %)	Есть (десятые доли %)	Мало (сотые доли %)	Следы (тысяч. доли %)
55	Zn	Fe, Ca	Mg	Pb, Si, Al	Mn, Cd, Bi, Cu, Ag
56	Zn, Ca	Fe, Mg	Mn, Cu, Si	Ni	Cd, Ag, Al, Ti, Cu, Ag, Al, Ti, Al, Ti
55'	Zn	Fe, Mg, Ca	Si	Cd, Pb	Al, Ti, Mn, Cu, Ag, Al, Ti
56'	Zn	Fe	Cd, Si, Ca	Mg	Mn, Cu, Ag, Al, Ti
1050	Zn, Fe, Pb	Mg, Ca, Cd	Si, Al	Mn, Ni, Co, Cu, Ag, Sn, Cr	

Примечание: Анализы обр. №0 55, 56, 55' и 56' произведены в спектральной лаборатории Ин-та физики АН Груз. ССР, аналитик Н. Политов.

Анализ обр. № 1050 заимствован у К. О. Учанейшвили

Заканчивая на этом описание сфалерита, укажем, что наличие в руде полосчатых образований, сложенных из разно окрашенных полос сфалерита, указывает на наличие нескольких генераций сфалерита.

б) Галенит. В руде II рудного участка Дзышра галенит резко подчинен сфалериту, в то время как «руда» I рудного участка Дзышра исключительно свинцовая. В «железной шляпе» участков Брдзышха и Арвеш галенит является почти единственным наблюдающимся здесь сульфидом в виде желваков, одетых в церусситовую рубашку. На I рудном участке Дзышра галенит наблюдается в виде крупнозернистой вкрапленности в доломите; вкрапленность галенита встречается и на II рудном участке Дзышра, но сравнительно реже.

Изучение полированных шлифов, приготовленных из желваков галенита, отобранных с участка Брдзышха, показало, что галенит местами перекристаллизован и выявляет мелкозернистую с линзовидной формой зерен структуру, при чем отдельные зерна располагаются субпараллельно. В результате этого гранобластическая структура галенита приобретает как бы текучесть. Возникновение этой структуры несомненно связано с давлением. На явление перекристаллизации галенита указывает и тот факт, что галенит с такой структурой содержит мелкие обломки дисульфидов железа, располагающихся в виде прерывистых полос—цепочкообразно. Галенит по своим оптическим свойствам в отраженном свете обычен¹.

В руде второго рудного участка Дзышра галенит в большинстве случаев наблюдается в виде тел неправильной формы и прожилков в

¹ Определение отражательной способности в белом свете, методом фотометрирования, произведенное К. О. Учанейшвили, показало, что значение R Брдзышхавского галенита занижено и равняется 41,5%.

массе сфалерита, который местами явно корродируется галенитом. Уже отмечалось, что галенит на рудных участках Дзышра чаще наблюдается в виде вкрапленности в доломите. Характерным является то, что наряду с хорошо развитыми крупнозернистыми кристаллическими образованиями, в доломите иногда наблюдаются недоразвитые скелетные кристаллы галенита (рис. 18).

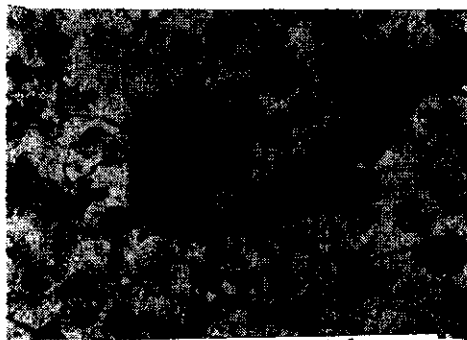


Рис. 18. Вкрапленность метакристаллов галенита (черное—два крупных недоразвитых кристалла в центре снимка) и сфалерита (темносерое зерно треугольной формы) в крупнозернистом доломите. Выделения галенита имеют форму скелетных кристаллов, Шл. 56', $\times 44$. проходящий свет.

Иногда наблюдается, что вкрапленники галенита связываются между собой нитевидными прожилками. Здесь же остановимся на одном весьма своеобразном факте, имеющем большое значение в понимании генезиса оруденений. Сторонники осадочного генезиса считают, что битумы и сульфиды в оруденениях Брдышхинской группы являются сингенетичными с доломитами. Они предполагают, что в морском бассейне, где происходило отложение рудовмещающей карбонатной толщи, имело место сероводородное брожение (в результате разложения белковых веществ органических остатков—первоисточников битумов), способствовавшее выпадению сульфидов тяжелых металлов. Однако наблюдения показывают, что битумы в тонко распыленном состоянии наблюдаются в целом ряде случаев в карбонатной толще, в особенно большом количестве в титонских мергелистых отложениях, залегающих в основании разреза (по-видимому, наряду с твердыми присутствуют и газообразные битумы), но оруденение в этих битуминозных породах отсутствует. С другой стороны, в пределах рудных участков (в особенности, участок Дзышра) тонкая распыленность битума в породе отсутствует, зато твердые битумы в виде прожилков и выделений неправильной формы наблюдаются в перекристаллизованных, осветленных и сильно обогащенных молекулой MgO доломитах и доломитизированных известняках, часто в тесном сростании с галенитом и поздним карбонатом (рис. 19, 20).

Сказанное, как нам кажется, дает основание предположить, что в процессе осадконакопления в определенные моменты и в определенных участках бассейна наблюдалось обогащение осадков тонкораспыленным битумом, но не имело места образование сингенетичных сульфидов свинца и цинка. Повидимому, очищение (осветление) породы от тонкораспы-

ленного битума и образование отдельных его скоплений и прожилков, находящихся в тесной пространственной связи с сульфидами, представляет собой результат гидротермального метаморфизма карбонатной толщи.

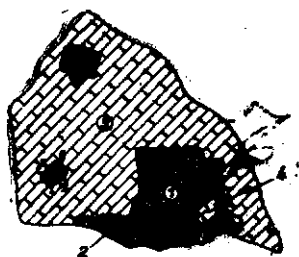


Рис. 19. Взаимоотношение метакристалла галенита (1), твердого битума (2) и позднего карбоната (3) в доломите (4). Зарисовка в натур. величину.



Рис. 20. Друзовая пустота в доломите с хорошо развитыми кристаллами карбоната, на границах которого наблюдаются примазки и мелкие натечные тела битумов. Штуф 62 1/5 натур. величины.

В таблицах 5 и 6 приводятся данные химического и спектрального анализа галенита.

Таблица 5

Элементы	Образец № 55		Образец № 12	
	Данные анализа в %	Атомные количества	Данные анализа в %	Атомные количества
Pb	85.52	0.4127	83.52	0.4031
Fe	0.33	0.0059	0.14	0.0025
Ag	0.023	0.0002	0.008	—
Cu	0.032	0.0005	0.032	0.0005
Zn	нет	—	нет	—
Bi	нет	—	нет	—
Sb	нет	—	нет	—
S	13.37	0.4170	13.10	0.4086
CaO	0.25	—	нет	—
MgO	0.29	—	0.14	—
Al ₂ O ₃	0.11	—	0.11	—
Нераст. остаток	0.05	—	1.30	—
Сумма	99.98	—	98.35	—

Примечание: Как в первом (обр. № 55), так и во втором (обр. № 12) анализах железо, серебро и медь мы относим к изоморфным примесям галенита. Наличие CaO, MgO и Al₂O₃ объясняется загрязнением анализируемых навесок механическими примесями.

Для образца № 55 атомные соотношения выражаются уравнением: Pb, Fe, Cu : S = 0,4193 : 0,417 ≈ 1 : 1.

Для образца № 12 атомные соотношения выражаются уравнением Pb, Fe, Cu : S = 0,4061 : 0,4086 ≈ 1 : 1.

(Серебро из-за незначительного количества не участвует в расчете).

Обр. № 55 галенит со второго рудного участка Дзышра.

Обр. № 12 галенит с участка Брдзышха.

Анализы выполнены в лабор. аналитической химии Института химии АН Груз. ССР, аналитик Е. Г. Давиташвили.

Таблица 6

№ образц.	Очень много (неск. дес. %)	Много (один и выше %)	Есть (дес. доли %)	Мало (сотые доли %)	Следы (тысяч. доли %)
24	Pb	Cu, Ag, Fe	Sb, Al, Ca	Zn, Si, Mg	Bi
55	Pb	Zn, Fe, Ca, Mg	Ag, Al	—	Cu, Ti, Si
51	Pb	—	Ag, Zn, Ga	Fe, Cu, Al, Mg	Mn, Si
63	Pb	Fe, Al, Mg, Ca	Sb, Si	Cu	Mn, Mo, Ag
13	Pb	Fe	Si, Al, Ca, Zn	Mg	Cu, Ag
13 ¹	Pb	—	Zn, Si, Ca	Fe, Al	Cu, Mg
13 ²	Pb	—	Zn, Si, Al, Ca	Fe, Mg	Cu, Ag, Ti
14	Pb	—	Fe, Zn, Ca, Si	Al	Ca, Mg
230	Pb	Ca, Fe, Sr, Ba	Si, Al, Mg, Cr, As, Te, Na	Mn, Cu, Zn	Ti, Ag
234	Pb, Cu, Fe, Mg	—	Si, Al, Mg, Zn	Cu	Ti, Ni, V
534-а	Pb	Zn	Al, Mg, Ca, Fe, Sb Cd, Ba	Si, Ti, Cu, Ag, K	Mo, Mn
534	Pb	—	Al, Cu, Sb, Fe, Ba	Mg, Cu, Mo, Ag	Si, Mn, Ti

Примечание: Анализы образцов №№ 24, 35, 51, 63, 13, 13¹, 13² и 14 произведены в спектральной лаборатории Института физики АН Груз. ССР, аналитик Н. Политов. Анализы образцов №№ 230, 234, 534-а и 534 заимствованы у К. О. Учанейшвили. Образцы №№ 24, 55, 51, 63, 230 и 234 —галениты с рудного участка Дзышра. Образцы №№ 13, 13¹, 13, 14, 534-а и 534—галениты с рудного участка Брдзышха.

Из аналитических данных следует, что как брдзышхинские, так и дзышринские галениты богаты примесью серебра, т. е. они являются сереброносными¹. Серебро несомненно связано с решеткой галенита, так как микроскопически в галените включения серебряных минералов не обнаружены. С решеткой же галенита, по-видимому, связаны медь, железо, сурьма и некоторые другие элементы.

В отличие от сфалерита, парагенезис элементов в галените оруденений Брдзышхинской группы такой же, как и в галенитах других свинцово-цинковых и полиметаллических оруденений Грузии. Некоторую аномалию составляет наличие молибдена (?) и почти полное отсутствие висмута. Как и следовало ожидать, в отношении химического состава галениты рудных участков Дзышра и Брдзышха являются идентичными.

в) Дисульфиды железа. Марказит и пирит участвуют в сложении первичной руды второго рудного участка Дзышра, и в виде реликтов наблюдаются в окисленной руде участков Брдзышха и Арвеш. Оба этих минерала находятся в тесном сростании, но марказит всегда преобладает над пиритом, который, судя по взаимоотношениям с марказитом, является более поздним и развивается по марказиту. На втором рудном участке марказит присутствует в значительном количестве и находится в тесном сростании с сфалеритом, в который он проникает в

¹ Этот факт не согласуется с указанием В. М. Крейтера [8] на почти полное отсутствие серебра в галенитах оруденений Брдзышхинской группы.

виде прожилков. По морфологическим особенностям в руде II рудного участка Дзышра выделяются два марказита: крупнозернистый, часто радиально-лучистый и очень тонкозернистый марказит; последний часто наблюдается в виде тонкой вкрапленности в межзерновых пространствах карбоната. Крупнозернистый марказит является более ранней генерацией и в нем часто наблюдаются скелетные метакристаллические образования сфалерита (рис. 21).



Рис. 21. Скелетные метакристаллические образования сфалерита (черный) в марказите (основная белая масса) Шл. 56а, $\times 70$, отр. свет (иммерсия).

В рудном теле участка Брдзышха дисульфиды железа встречаются иногда в окисленной массе руды в виде реликтов. Главным и здесь является марказит, который наблюдается или в виде раздробленных зерен, сцементированных глинисто-пелитовым веществом, или же в виде тонких реликтов в массе лимонита. В некоторых случаях марказит совместно с пиритом встречен в гранобластическом галените (желваки галенита), где галенит играет роль цемента обломков дисульфидов железа. Структурное травление марказита часто выявляет копьевидную структуру, что обуславливает ёлочный узор агрегатов марказита. Зерна марказита часто обрастают пиритом с периферии, в результате развития пирита по марказиту.

В таблице № 7 приводятся результаты спектрального анализа марказита.

Таблица 7

№ образц.	Очень много (неск. десят. %)	Много (один и выше %)	Есть (десятые доли %)	Мало сотые доли %)	Следы (тысяч. доли %)
49	Fe	Zn	Si, Al, Mg	Gr	Bi, Cu, Ti, Ni, Ca
49'	Fe	Zn	Si, Al, Mg	Gr	Cu, Ti, Ni, Ca
38	Fe	Pb, Si, Mg	Al, Zn	—	Ca, Ti, Cu
38'	Fe	Si, Mg	Pb, Zn, Al	—	Ca, Cu
39	Fe	Si	Ca, As (?)	Ni, Cr, Pb, Zn	Al, Mn, Y, Cu

Примечание: Анализы произведены в спектр. лаборатории Института физики АН Груз. ССР, аналитик Н. Политов.

Обр. № 49 и 49'—марказиты с рудного участка Дзышра.

Обр. № 38, 38' и 39—марказиты с рудного участка Брдышша.

В спектральных анализах обращает на себя внимание почти повсеместное присутствие меди, титана, никеля и хрома, а также отсутствие мышьяка, который в дисульфидах железа является частым спутником серы. Остальные элементы, по-видимому, относятся к механическим примесям анализируемых навесок.

г) Карбонаты. Карбонат является единственным жильным минералом сульфидной руды. Карбонат наблюдается в виде прожилков и неправильной формы тел в оруденелом доломите или же играет роль цемента обломков сфалерита (рис. 22). Иногда в полосчато-друзовой свинцово-цинковой руде наблюдаются прожилки молочно-белого карбоната, местами образующего друзовые пустоты с хорошо развитыми ромбоэдрическими кристаллами (рис. 23). Микроскопическое изучение показало, что в руде присутствуют два разновозрастных карбоната, отличающихся друг от друга как по окраске, так и по зернистости. Более ранним является молочно-белый крупнозернистый карбонат. Этот карбонат, судя по данным спектрального анализа и значению показателя преломления, определяется как кальцит, богатый молекулой MgO . Второй, более поздний карбонат выявляет мелкозернистое сложение с зональной структурой зерен. Этот карбонат почти всегда наблюдается в виде ветвистых прожилков в молочно-белом карбонате.

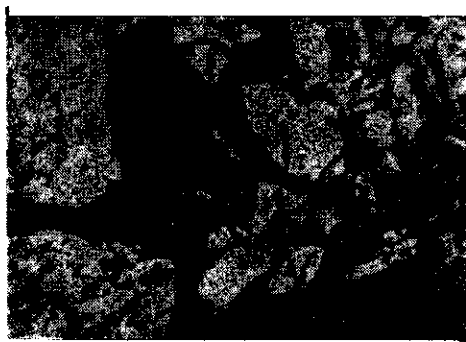


Рис. 22. Цементация мелких обломков сфалерита (белый, рельефный) молочно-белым карбонатом (серая основная масса). Шл. 51, $\times 32$, отраж. свет.

Карбонат второй генерации характеризуется сильным эффектом двуотражения и сильной анизотропией (N_o карбоната $> 1,733$, точнее измерить оптические константы карбоната не удалось).

Из приведенного описания следует, что минеральный состав сульфидной свинцово-цинковой руды очень простой и представлен одной парагенетической группой, сложенной сфалеритом, галенитом, марказитом, пиритом и карбонатом, и ничем не отличается от минерального парагенезиса обычных свинцово-цинковых гидротермальных руд.

Установленные закономерности позволяют допустить, что рудоотложение на рудном участке Дзышра происходило как в свободных полостях, так и в стесненной среде—в доломитах, путем метасоматоза, в результате проникновения растворов по капиллярам и порам. Исключительно большое развитие марказита и его более ранний характер по от-

ношению к пириту, говорит за то, что рудоносные растворы, по-видимому, имели в основном кислый характер¹ и лишь к концу процесса приобрели щелочной состав (момент образования реакционного пирита по

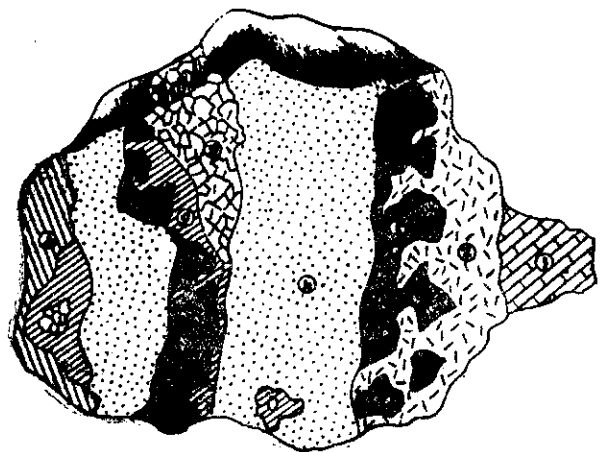


Рис. 23. Полосчато-дрозовая текстура богатой свинцово-цинковой руды. Штуф D_8 1/3 ватур. величины. 1. Доломит, 2. Крупнозернистый, гвоздичного цвета сфалерит, 3. Крупнозернистые выделения галенита, 4. Тонкозернистый желтовато-коричневый сфалерит, 5. Молочно-белый карбонат, 6. Друзовые образования молочно-белого карбоната, 7. Марказит.

марказиту). Устанавливается также, что первичная сульфидная руда претерпела незначительный метаморфизм, выразившийся в частичной перекристаллизации галенита и сфалерита.

6. Обсуждение вопроса генезиса оруденений Брдышхинской группы

Переходя к вопросу генезиса оруденений Брдышхинской группы остановимся на главнейших чертах, определяющих их генетические особенности. Как уже неоднократно отмечалось, оруденения приурочены к карбонатным отложениям и в общем стратифицированы. Характерной особенностью района оруденений является отсутствие интрузивных или каких-либо других магматических тел ближе чем в 30—40 км от оруденений.

Пластообразная форма оруденений (их стратифицированность) и отсутствие выходов магматических пород в районе послужили главным аргументом для отнесения оруденений Брдышхинской группы к осадочным (осадочно-метоморфизированным) месторождениям. Этому способствовал исключительно простой минеральный состав первичной сульфидной руды (отсутствие жильного кварца!) и неправильное понимание генезиса рудовмещающих доломитов и доломитизированных известняков, как хемогенных осадков, отложившихся в осолоненных лагунных бассейнах. С первого взгляда имеющиеся факты как будто не только не про-

¹ В этом отношении показательным является также подозрение на наличие совместно со сфалеритом в руде и вурштита.

тиворечат, но и свидетельствуют в пользу осадочного происхождения этих оруденений, тем более, что осадочная теория рудогенезиса подкреплена экспериментальными данными. Но стоит только приглядеться внимательно к данным, изложенным даже в работах сторонников осадочного генезиса, а главное увидеть те геологические факты, которые пропускались (вернее, не отмечались) этими исследователями, чтобы «благополучие» с допущением осадочного генезиса немедленно нарушилось-бы.

Отметим вновь те факты, которые при внимательных, не тенденциозных геологических наблюдениях должны быть признаны всеми геологами, занимавшимися изучением оруденений Брдзышхинской группы, вне зависимости от развиваемых ими точек зрения по вопросу генезиса.

1. Достаточно взглянуть на геологическую карту района, чтобы признать, что все свинцово-цинковые оруденения района пространственно тяготеют к Арвешскому надвигу и сопряженному с ним сбросу и располагаются в отношении них параллельно. Таким образом, факт пространственной связи оруденений с разломом существует, другое дело, как это объяснить!

2. Таким же неопровержимым является факт структурного контроля оруденения на первом и втором рудных участках Дзышра. Эта связь оруденений с трещинной тектоникой особенно четко выражена на втором рудном участке Дзышра.

3. В настоящее время не вызывает сомнений, что, наряду с пластообразными залежами сложной формы (местами залегающими согласно с доломитами), на рудном участке Брдзышха присутствуют крутопадающие жиллообразные тела различной мощности, отходящие от пластообразной залежи как вверх, так и вниз. Неоспоримым является также тот факт, что на рудных участках Дзышра оруденение имеет вкрапленно-прожилковатый, а местами гнездообразный характер, и что контакты рудных гнезд и линзообразных залежей с доломитами являются нечеткими—с признаками метасоматоза.

4. Рудные участки Брдзышха, Дзышра и Арвеш по-видимому приурочены к различным стратиграфическим горизонтам карбонатной толщи нижнего мела (Брдзышха—нижний неоком—верхний титон (?), Дзышра и Арвеш—баррем-апт?).

Таким образом, пространственное расположение оруденений в районе, локализация руды в связи с трещинной тектоникой, а также морфология рудных тел больше свидетельствуют в пользу эндогенного гидротермального генезиса, нежели об их осадочном происхождении.

Нельзя не отметить, что этот вывод не исключает возможности образования секущих рудных тел в процессе метаморфизма осадочного оруденения, но такое предположение ни в коем случае не согласуется с исключительно слабым метаморфизмом рудовмещающей толщи. В этих условиях вряд ли могло бы происходить переотложение рудного вещества и образование секущих рудных тел. Поэтому предположение об осадочно-метаморфизованном генезисе оруденений Брдзышхинской группы нам кажется неприемлемым.

Перейдем к фактам рудно-минералогического порядка, которые либо игнорировались предыдущими исследователями, либо не привлекали к себе должного внимания.

Руда второго рудного участка Дзышра по своему минеральному составу, а главное по макро- и микротекстурным особенностям, ничем не отличается от гидротермальной свинцово-цинковой руды.

В ней широко развиты брекчиевые, прожилковые, петельчатые, друзовые и полосчатые текстуры. Особенно важным является широкое развитие метакристаллических образований сфалерита и галенита, а также наличие псевдоморфоз вытеснения сфалеритом доломита (ромбоэдри сфалерита). Все это указывает, по-видимому, на эпигенетическую природу оруденения в отношении доломитов. Весьма веским доводом в пользу гидротермального генезиса оруденения является также увеличение степени доломитизации рудных участков.

Чтобы остаться на позициях объективности, нельзя забыть некоторые факты, которые вызывают серьезные возражения в отношении допущения гидротермального генезиса оруденений Брдзышхинской группы.

1. Несмотря на то, что свинцово-цинковые оруденения пространственно тяготеют к Арвешскому разлому, в самом разломе оруденения не наблюдаются (за исключением участка Малодзышринского, где отмечаются признаки оруденения и гидротермальное изменение—хлоритизация). Этот факт был и остается (до его удовлетворительного объяснения) одним из веских аргументом «осадочников» в споре с «гидротермалистами».

2. Вторым, также весьма существенным доводом в пользу осадочного генезиса, трудно объяснимым с позиции допущения гидротермального генезиса, является факт локализации рудных участков только по одну—южную сторону Арвешского надвига. Объяснение этому факту можно найти лишь при допущении отсутствия в северном блоке благоприятных структурно-литологических условий. Такое предположение несомненно является недостаточно убедительным, так как не имеет под собой надлежащей фактической основы.

3. Третим, также весьма серьезным возражением «осадочников» является невысокая степень доломитизации известняков вблизи Арвешского разлома, который с гидротермальной точки зрения является рудопоподводящим.

Из изложенного ясно, что уверенное и однозначное решение вопроса о генезисе свинцово-цинковых оруденений Брдзышхинской группы в настоящее время дать невозможно; аналогичная картина наблюдается и для ряда среднеазиатских свинцово-цинковых оруденений Союза, генезис которых является до сих пор спорным.

По сие время в пределах Советского Союза не известно ни одного промышленно-ценного свинцово-цинкового месторождения, осадочный генезис которого признавался бы всеми геологами (по-видимому, таких нет и за рубежом за исключением Мансфельдского месторождения, которое кстати сказать в основном является медным).

На основании проведенных нами исследований, мы склонны считать оруденения Брдзышхинской группы гидротермальными—близповерхностными образованиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г., К дискуссии по вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Известия АН СССР, серия геол., № 2, 1954.
2. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время. Труды Геол. института АН Грузинской ССР, серия геол., т. III (VIII), 1947.
3. Князев Н. И., Гидротермально измененные карбонатные породы. Измененные околорудные породы и их поисковое значение, (сборник статей под редакцией Н. Н. Кураева). Труды ВСЕГЕИ, 1954.

4. Колпаков Н. М. Генезис полиметаллических месторождений Миргалисайской группы и методика их разведки. Разведка недр, № 3, 1952.
 5. Константинов М. М., Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Разведка недр, № 5, 1951.
 6. Константинов М. М., К вопросу о роли диагенезиса и метаморфизма в формировании осадочных месторождений свинца и цинка. Разведка недр, № 5, 1952.
 7. Константинов М. М., Ближайшие задачи в изучении месторождений свинца и цинка осадочного генезиса. Известия АН СССР, серия геол., № 2, 1954.
 8. Крейтер В. М., Полиметаллические руды Абхазии. Проблемы Сов. геол., том VI, № 10, 1936.
 9. Теодорович Г. И., О генезисе доломита осадочных образований. Доклады АН СССР, т. III, № 9, 1946.
 10. Швецов М. С., Петрография осадочных пород, Москва, 1948.
 11. Эристави М. С., Грузинская глыба в нижнемеловое время. Труды Ин-та геол. и мин. АН Груз. ССР, сер. геол., т. VI (XI), 1952.
-

Т. В. ИВАНИЦКИЙ

К ВОПРОСУ О СОДЕРЖАНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГРУЗИИ

Изучение распределения некоторых рассеянных элементов (Cd, Ge, Ga, In) в полиметаллических оруденениях Грузии позволяет предположить, что характер примесей этих элементов определяется не столько возрастом оруденений, сколько их приуроченностью к определенным участкам орогенной области и связанной с последними магматической деятельностью.

Вопросы металлогенической специализации крупнейших геотектонических единиц земного шара были подробно разработаны и освещены в работах ряда виднейших советских исследователей. В разработке вопросов металлогении мы особенно обязаны С. С. Смирнову и Ю. А. Билибину. Названными авторами [1, 7] установлены и выяснены главные черты специфики минерализации металлогенических поясов тихоокеанской, средиземноморской, уральской и ряда других геосинклиналей и платформ.

В настоящей статье приводятся некоторые данные, касающиеся распределения редких элементов в полиметаллических и свинцово-цинковых месторождениях и рудопроявлениях, приуроченных к складчатым системам Большого Кавказа (в пределах Грузии) и Аджаро-Триалетии, а также северо-западной части Сомхитской глыбы. Этот вопрос нам представляется не лишенным интереса, так как специфика в отношении содержания редких элементов в разновозрастных полиметаллических и свинцово-цинковых оруденениях, приуроченных к различным геотектоническим зонам, пока что не освещалась.

Наблюдения проводились над содержанием кадмия, германия, галлия и индия, являющихся обычными примесями в полиметаллических и свинцово-цинковых рудах¹.

Складчатая система Большого Кавказа отделена от Аджаро-Триалетской системы Грузинской глыбой [4], сложенной комплексом пород от палеозойского до среднеюрского возраста включительно, так как окончательная индивидуализация Грузинской глыбы произошла после батской орогенетической фазы. Зона субстрата Грузинской глыбы непосредственно обнажается в центральной Грузии и слагает т. н. Дзирульский кристаллический массив. На западе и востоке глыба погружается под молодые меловые, третичные и четвертичные образования, слагающие ее осадочную покрывку. Эндогенная полиметаллическая минерализация Грузинской глыбы ничтожна, вследствие чего ее рассмотрение нами опускается.

Складчатая система Большого Кавказа в пределах Грузии сложена в основном мезозойскими и кайнозойскими осадочными образованиями,

¹ Спектральному, а в некоторых случаях химическому анализу подвергались как чисто отобранные пробы сфалерита, который является главным носителем упомянутых элементов, так и средние пробы рудной массы.

развитыми в зоне южного склона и в зоне предгорий [6]. Докембрийские и палеозойские метаморфические и кристаллические породы выступают лишь в осевой части хребта и по северному склону последнего. Наиболее интенсивная синорогенная магматическая деятельность в этой геосинклинали наблюдается в продолжении нижнего (?), среднего и верхнего палеозоя¹ и средней юры, обусловив внедрение многочисленных крупных интрузивных тел кислого состава.

Вдоль южного склона складчатой системы Большого Кавказа (зоны предгорий и южного склона) в полосе развития мезозойских осадочных и вулканогенных (порфиритовая свита байоса) отложений, с запада на восток прослеживается целый ряд свинцово-цинковых и баритовых оруденений с небольшим содержанием полиметаллов. Эти оруденения составляют свинцово-цинковый пояс, прослеживающийся на несколько сот километров параллельно тектоническим структурам. Этот рудный пояс, по видимому, сложен оруденениями юрского и третичного возраста.

Собственно свинцово-цинковые оруденения, вероятно, являются третичными и юрскими, а барит-полиметаллические оруденения среднеюрскими. Основная часть свинцово-цинковых оруденений пространственно приурочена к порфиритовой свите, но частично они наблюдаются также в нижнеюрских и нижнемеловых карбонатных отложениях, а в одном случае и в батских гранитоидах. Что же касается барит-полиметаллических оруденений, то они в основном локализованы в порфиритовой свите байоса. Вопрос генетической связи названных оруденений с интрузивной деятельностью является нерешенным. Среднеюрские барит-полиметаллические оруденения, вероятно, связываются в основном с батской интрузивной деятельностью [3, 4]. Что же касается третичных свинцово-цинковых оруденений, то соответствующая им синорогенная интрузивная фаза здесь пока не установлена.

Примесями редких элементов богаты как третичные, так и юрские свинцово-цинковые оруденения. Наиболее высоким является содержание кадмия, что же касается германия и галлия, то количественно они резко подчинены кадмию; при этом характерным является полное отсутствие индия.

В отношении содержания редких элементов особняком стоят свинцово-цинковые оруденения, приуроченные к нижнемеловым карбонатным отложениям, характеризующаясь отсутствием индия и германия, при значительном содержании кадмия и, в меньшей степени, галлия².

Таким образом, можно считать, что вдоль южного склона складчатой системы Большого Кавказа развиты среднеюрские баритово-полиметаллические, нижнеюрские (?) и третичные свинцово-цинковые оруденения, которые характеризуются общей закономерностью в содержании редких элементов (за некоторыми исключениями), а именно — отсутствием индия и наличием кадмия, германия и галлия.

Аджаро-Триалетская складчатая система, по видимому, является более молодой по сравнению со складчатой системой Большого Кавказа [2]. Правда, вопрос этот является дискуссионным, так как некоторые исследователи считают возможным допустить заложение Аджаро-Триалет-

¹ По последним данным определения абсолютного возраста магматических пород Центрального Кавказа (Г. Д. Афанасьев, М. М. Рубинштейн).

² Необходимо отметить, что в некоторых юрских (нижнеюрских?) свинцово-цинковых оруденениях германий отсутствует. Это отклонение от общей закономерности, характерной для полиметаллического пояса южного склона, вероятнее всего, обусловлено неточностью спектральных определений, тем более, что оно наблюдалось лишь в двух случаях.

ской геосинклинали примерно одновременно с геосинклиналью Большого Кавказа [5].

Аджаро-Триалетская складчатая система сложена вулканогенно-осадочными и флишевыми отложениями верхнего мела и палеогена, в ряде случаев прорванных интрузивными телами сиенитов, сиенит-диоритов и др. пород эоценового и постсреднеэоценового возраста, а также габбро-диоритовых пород [2, 3].

В западной части Аджаро-Триалетской системы располагается Мерисское полиметаллическое рудное поле, пространственно приуроченное к вулканогенным отложениям среднего эоцена; последние прорваны сиенит-диоритовым интрузивом. Генетическая связь этого рудного поля, сложенного третичными и полиметаллическими (медно-полиметаллическими) рудами с интрузивным телом сиенит-диорита не является окончательно установленной¹. Более мелкие полиметаллические оруденения, по-видимому, также третичные, наблюдаются и восточнее. Содержание редких элементов в полиметаллических оруденениях Аджаро-Триалетской системы характеризуется богатством кадмием, небольшим содержанием галлия и почти полным отсутствием индия² и германия³. Следовательно, полиметаллические оруденения Аджаро-Триалетской складчатой системы по содержанию редких элементов отличаются от аналогичных оруденений южного склона складчатой системы Большого Кавказа отсутствием германия.

К Аджаро-Триалетской складчатой системе с юга примыкает Сомхитская глыба, которая характеризуется богатой эндогенной минерализацией. В строении глыбы участвуют древние метаморфические и кристаллические породы, слагающие субстрат (в сложении которого существенную роль играют и юрские отложения [5]) и меловые и третичные отложения, перекрывающие его в области зон восточного и западного погружения глыбы.

Полиметаллические оруденения в пределах Сомхитской глыбы приурочены к древним породам самого субстрата, нижнеюрским осадочным и среднеюрским и верхнемеловым вулканогенным отложениям, а также, в некоторых случаях, к отложениям эоцена. Все эти многочисленные полиметаллические оруденения, по-видимому, являются среднеюрскими и третичными (?). Среднеюрские полиметаллические оруденения генетически должны быть связаны с батской кислой интрузивной деятельностью, примером которой является Поладаурский гранитоидный интрузив, обнажающийся в зоне субстрата глыбы. Что же касается третичных оруденений, то в настоящее время вопрос их генетической связи с маг-

¹ Абсолютный возраст Мерисского оруденения, определенный свинцовым методом (галенит с участка Вараса) Г. М. Мтвралашвили дал цифру 28—29 миллионов лет, что по шкале Марбля соответствует олигоцену-нижнему миоцену. Что же касается интрузива, то по последним данным М. М. Рубинштейна (устное сообщение), абсолютный возраст Мерисского интрузивного массива, определенный аргонным методом, исчисляется цифрой в 40—44 мил. лет (верхний возрастной предел), что по шкале Марбля соответствует эоцену.

² По Н. М. Прокопенко, изучившему некоторое количество рудных образцов Мерисского рудного поля, индий в некоторых образцах присутствует в виде следов. Следует добавить, что по последним данным В. Р. Надирадзе индий в руде Мерисского рудного поля отсутствует, что подтверждается и нашими данными.

³ Германий в пределах Мерисского рудного поля нами обнаружен лишь на рудном участке Верхняя Цхалбокела в нескольких случаях в сфалерите в количестве тысячных долей процента.

матической деятельностью остается открытым, так как третичная интрузивная деятельность в данной зоне не установлена¹.

В отношении содержания редких элементов в полиметаллических оруденениях Сомхитской глыбы характерным является богатство кадмием, при почти полном отсутствии примесей индия и германия, а в ряде случаев и галлия (индий зафиксирован лишь в одном случае в рудопроявлении, приуроченном к древним гранитоидам субстрата, что дает основание ставить вопрос о том, не является ли индий элементом более древней, чем альпийская, металлогенической эпохи?).

Некоторые выводы. Изложенное позволяет заключить, что все разновозрастные оруденения, приуроченные к различным геотектоническим единицам, характеризуются полным отсутствием индия, что, по-видимому, составляет характерную геохимическую особенность всего региона.

Наряду с этим, полиметаллические оруденения южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии) характеризуются наличием кадмия, германия и галлия, в то время как для полиметаллических оруденений Аджаро-Триалетской складчатой системы характерно присутствие кадмия, в меньшем количестве галлия и отсутствие германия. Аналогичная Аджаро-Триалетской складчатой системе картина наблюдается и для полиметаллических оруденений Сомхитской глыбы.

Следовательно, отчетливо проявляется большее металлогеническое сходство в отношении содержания редких элементов между полиметаллическими оруденениями Аджаро-Триалетской складчатой системы и прилегающей к ней с юго-востока Сомхитской глыбы, чем между оруденениями Аджаро-Триалетской складчатой системы и оруденениями полиметаллического пояса южного склона Большого Кавказа.

Это, впрочем, и неудивительно, так как Сомхитскую глыбу можно рассматривать как консолидированный в основном в юре участок южной — Антикавказской геосинклинали [5]. Следует напомнить, что аналогичные участки наблюдаются и в пределах южного склона Большого Кавказа [5], где картина распределения редких элементов сходна с таковой, наблюдаемой в остальной части геосинклинальной зоны.

Бросается в глаза то обстоятельство, что разновозрастные полиметаллические оруденения в пределах каждой из рассматриваемых зон в отношении содержания редких элементов не проявляют различия. Таким образом, можно предположить, что характер примесей редких элементов определяется не столько возрастом оруденения, сколько его пространственным положением — приуроченностью к той или иной части орогенной области — и характером магматической деятельности в пределах соответствующих геотектонических единиц.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А., Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон, Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.
2. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тезисы докторской диссертации, 1948.
3. Дзоценидзе Г. С., Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. АН Груз. ССР, Инст. геол. и мин., Монографии, № 1, 1948.

¹ Если не считать многочисленных субвулканических тел третичных альбитофиров.

4. Джанелидзе А. И., К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Вопросы петрографии и минералогии. АН СССР, т. I, Москва, 1953.
5. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, Тр. Ин-та геологии и минералогии АН Груз. ССР, сер. геол., т. III (VIII), 1947.
6. Рубинштейн М. М., К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Ин-т геол. и мин., АН Груз. ССР, сборник трудов, Тб., 1951.
7. Смирнов С. С., О тихоокеанском рудном поясе, Изв. АН СССР, сер. геол., 1946.

ბ. ძოწენიძე, ნ. სხიტლაძე და ი. ჩიჩელაშვილი

მასალეზი ტყვარჩელის მგანანხორის საბადოს და მოსაზღვრე რაიონების ბათისწინა ფორმაციების ლითოლოგიისათვის

С целью выяснения палеогеографической обстановки и установления характера питающего субстрата батских угленосных отложений Ткварчельского каменноугольного месторождения проведено литологическое изучение добатских—лейасских и байосских отложений Ткварчельского и смежных с ним районов. Установлено, что лейасские осадки представлены в нижних частях сланцеватыми аргиллитами с прослоями алевритовых кварцево-серицитовых песчаников, а в верхних частях—главным образом, чередованием тонко—и толстослоистых кварцево-аркозовых песчаников. Байосские отложения слагаются в нижних частях спилитовыми лавами и их пирокластолитами, а в верхних частях—авгит-лабрадорowymi и роговообманково-лабрадорowymi порфиритами и их туфами.

ტყვარჩელის რაიონის ნახშირიანი წყების ლითოლოგიის შესწავლის შედეგად გამოირკვა, რომ წინააღმდეგ არსებული შეხედულებებისა, ბაიოსური ვულკანოგენური წყება არ წარმოადგენდა ნახშირიანი წყების მასალის ძირითად წყაროს. პალეოგეოგრაფიული სურათის სწორად აღდგენისა და ნახშირიანი წყების წარმოშობის პირობების გარკვევისათვის აუცილებელი გახდა დაგვედგინა ნახშირიანი წყების ნალექების მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგიური ბუნება და მისი მდებარეობა. აღმოჩნდა, რომ არსებული ლიტერატურული და საფონდო მასალა ამ საკითხის გადასაჭრელად არასაკმარისია. ამიტომ საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის ლითოლოგიური განყოფილება შეუდგა ტყვარჩელისა და მოსაზღვრე რაიონების ბათურისწინა ფორმაციების ლითოლოგიურ შესწავლას. ამასთან, ლითოლოგიურ განყოფილებას მხედველობაში ჰქონდა ის გარემოებაც, რომ არა მარტო ბათურის, არამედ შემდგომი ნალექების ლითოლოგიური კვლევაც შეუძლებელია ძველი ფორმაციების შესწავლის გარეშე.

განყოფილების კვლევის ობიექტი ბაიოსური და ლიასური ნალექები იყო. ამ მიზნით შესწავლილ იქნა გუმისთის ხეობის შუა წელის ზედა ლიასური, კოდორის ხეობის ქვემო წელის ბაიოსური და შუა და ზედა ლიასური, ოქუშის ხეობის ბაიოსური და ზედა ლიასური, დალიძის ხეობის შუა და ზედა ბაიოსური და ენგურის ხეობის ნაწილის ბაიოსური და ზედა ლიასური ნალექები.

მოგვყავს ამ შესწავლის შედეგები.

წინა გამოკვლევებიდან ბათისწინა ფორმაციების — ბაიოსისა და ლიასის შესახებ შემდეგი მონაცემები გვაქვს: დასავლეთ აფხაზეთში—მდ. ჰსოუსა და

ბზიბის აუზში ბაიოსურს ორად ყოფენ—ქვედა, ვულკანოგენური და ზედა, ქვიშა-ქვეებისა და თიხაფიქლების წყებად (ვ. კუროჩინი). ქვედა ვულკანოგენის ნაწილი, რომელიც თანხმობით მოყვება ლიასის ქვიშიან-თიხიან წყებას, გაკვარცხული ქანებითა და კვარციტებით იწყება. გაკვარცხულ ქანებში კვარცპორფირული ტუფების მცირე სიმძლავრის შრეები გამოიყოფა. ამ პორიზონტის სიმძლავრე 100 მ უდრის. ზევით მორიგეობა ჩანს აგეტიანი პორფირიტებისა, მათი ტუფებისა და ტუფოგენი ფიქლების. იშვიათად გვხვდება ქვიშაქვები წარმომობილნი ვულკანოგენი წყების გარეცხვის ხარჯზე. ამ პორიზონტის სიმძლავრე 2,5—3 კმ უდრის.

ზედა ქვიშაქვებისა და თიხა-ფიქლების წყება ძირითადად აგებულია გრაუვაკური ქვიშაქვებითა და ქვიშიანი თიხა-ფიქლებით.

იმავე ბზიბის აუზში, დ. ყუფარაძის მონაცემების მიხედვით, პორფირიტული წყების სულ ქვედა ნაწილი 600 მ სიმძლავრისაა და წარმოდგენილია სპილიტური ტუფების მასალითა და ტუფოგენური ქვიშაქვებით.

ზევით მოდის 300—350 მ სიმძლავრის პორიზონტი აგებული აგეტი-ლაბრადორიანი პორფირიტების ლავებით და ტუფბრექჩიებით, აქვე დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ანდეზინიანი პორფირიტები.

კიდევ უფრო ზევით 500 მ სიმძლავრის პორიზონტი გამოიყოფა. აქ მორიგეობა გვაქვს: ტუფოგენური ქვიშაქვების, ტუფების, ფიქლებრივი ქვიშაქვებისა და იშვიათად პორფირიტის განფენების. ამავე პორიზონტში 50 მ სიმძლავრის დიაბაზის შრეძარღვიც აღინიშნება.

ამრიგად, ბზიბის პორფირიტული წყებისათვის დამახასიათებელია: პორფირიტული წყების—აგეტი-ლაბრადორიანი პორფირიტებისა და იშვიათად სპილიტური ლავების სუსტად ვადამუშავებული მასალის არსებობა. საკუთრივ სპილიტური პორიზონტი აქ არ გამოიყოფა. ამასთან, ვადამუშავებულ მასალაში არ მონაწილეობს კვარცი და ძველი სუბსტრატის გარეცხვის პროდუქტები.

უფრო აღმოსავლეთით მდ. კოდორის აუზში, გ. ჩხობუას მონაცემების მიხედვით, ბაიოსური პორფირიტული წყება თანხმობით აგრძელებს ფაუნით დათარიღებული ლიასის ფიქლებსა და ქვიშაქვებს და ზევიდან თანხმობითვე იფარება ქვედა ბათის ნალექებით. წყების სიმძლავრე 2—2,5 კმ უდრის. წყება ძირითადად აგებულია ტუფებით, ტუფოგენური ქვიშაქვებით, ტუფბრექჩიებითა და პორფირიტის განფენებით. დამორჩილებული რაოდენობით არის ტუფოფიქლები.

პეტროგრაფიულად აქ ჩვენ გვაქვს აგეტი-ლაბრადორიანი პორფირიტების განფენები და მათი ტუფები, შედარებით მცირეა რქარტულიანი და ოლივინიანი პორფირიტები და დიაბაზები. რამდენადმე თანხმობილია მდ. მოქვის აუზის პორფირიტული წყება. აქ გ. ძოწენიძის, ნ. ასტანოვის, ა. გორბაჩენკოს მონაცემებით პორფირიტულ წყებაში ორი ფაციესი გამოიყოფა: ქვედა—ვულკანოგენური, შემდგარი ტუფური და ლავური ბრექჩიებისაგან, პორფირიტების განფენებისაგან და პელიტურ-პსამიტური ტუფებისაგან და ზედა—წარმოდგენილი ნორმალური დანალექი წყებით. ეს უკანასკნელი შედგენილია ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვებითა და ფიქლებით, რომლებშიც იშვიათად ტუფოგენური შრეებიც აღინიშნება.

ქვედა ანუ ვულკანოგენური ნაწილი რაიონის გეოლოგიურ აგებულებაში დიდ როლს თამაშობს და გავრცელებულია მდინარეების დალიძვის და მოქვის — შუა და ზედა წელში. ჰორიზონტის სიმძლავრე 2 კმ უდრის.

პეტროგრაფიულად ვულკანოგენური ნაწილის შედგენილობაში მონაწილეობას ღებულობს: ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ტუფური და ლავური ბრეჩიები, იშვიათად განფენები. აქვე ვხვდებით პლაგიოკლაზიან და რქატყუარიან პორფირიტებს, მათივე პიროკლასტოლითებით. აღსანიშნავია, რომ ოხუცკეს ქედზე, ორ ადგილას, ავგიტ-ლაბრადორიან ტუფებში ნაპოვნია კვარციანი ალბიტოფირის ნატეხები. ამ ჰორიზონტის ტუფების ყველა სტრუქტურული სახესხვაობა შედგენილობით ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს უპასუხებს. აღსანიშნავია, რომ როგორც ტუფებში, ისე ლავებში პლაგიოკლაზი ლაბრადორით არის წარმოდგენილი და ალბიტი არსად გვხვდება. ამრიგად, მოქვის აუზის პორფირიტულ წყებაში სპილიტური ლავების ფაზა დადგენილი არ არის. რაც შეეხება მეორე ჰორიზონტს—ნორმალურ დანალექ წყებას—იგი სრული თანდათანობით გადადის ვულკანოგენურ წყებაში. ამ რაიონში ეს ჰორიზონტი ორ ზოლად გამოიყოფა. ერთი ზოლი ვულკანოგენური წყებას სამხრეთით გაივლის მდ. დუბისა და კეტენარვას წყალგამყოფზე, მეორე ზოლი კი ოხუცკეს ქედის სამხრეთ კალთას მიუყვება და აღმოსავლეთით თანდათან ისოლება. ამ ჰორიზონტში კვარციანი ქვიშაქვები ბევრად სჭარბობს ფიქლებს. უკანასკნელნი ნაკლებად მეტამორფული არიან.

მდ. დალიძვის ხეობაში ბაიოსური პორფირიტული წყება სინკლინური დებურესის ფრთებს შეადგენს და წარმოდგენილია ტუფებითა და ტუფ-ბრეჩიებით: ხშირად ამ ბრეჩიების ცემენტი ალბიტიანი პორფირიტებია, ხოლო ნატეხები ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები. აქვე ვხვდებით გრაუვაკურ ქვიშაქვებს, რომლებშიც ოდნავ დარგვალებული კვარცი ჩანს. ამავე ქვიშაქვების მთავარი მასა პორფირიტული მასალის გარეცხვის ხარჯზეა წარმოშობილი.

მდინარეების ხეობებში—მახმეზე, ხელიკვარასა და დალიძვაზე ამ წყებასთან დაკავშირებულია კვარციანი პორფირიტებისა და კვარც-პორფირის რამდენიმე მცირე გამოსავალი.

დალიძვის პორფირიტული წყების პეტროგრაფიულ დახასიათებას ჩვენ ვიძლევიტ ქვემოთ. ნახშირიანი წყების უშუალოდ ქვემდებარე პორფირიტულ წყებაში გამოყოფილია: ავგიტ-ლაბრადორიანი, რქატყუარიანი პორფირიტები, მანდელშტაინური პორფირიტები და ძლიერ შეცვლილი გაქლორიტებული პორფირიტები.

სრულიად ამგვარივე ხასიათის პორფირიტულა წყების გამოსავლები გვაქვს მდ. დალიძვის სათავეებში—კერძოდ კი მთა ხოჯალზე.

პორფირიტული წყების საკმაოდ მძლავრი გამოსავლები გვაქვს აგრეთვე მდ. ენგურის ხეობაში. აქ ბ. ბელიკოვის [1], გ. ძოწენიძის [4], ივ. კახაძის [6] და პ. გამყრელიძის მონაცემების მიხედვით, პორფირიტული წყება თანხმობით აგრძელებს ლიასის ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყებას. თუმცა ზოგ ადგილას გადარეცხვის ნიშნებიც ჩანს (მდ. თხეიში). ისე, როგორც სხვაგან, აქაც წყების ხათვის დამახასიათებელია პიროკლასტური მასალის სიჭარბე ლავებთან შედარებით. უკანასკნელნი მთელი ამ მასალის 8—12% შეადგენენ. წყებაში პეტროგრაფიულად გაირჩევა: ა) სპილიტები ანუ ავგიტ-ალბიტიანი პორფირიტები და ბ) ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები. ორივე ამ ტიპს შესატყვისი პირო-

კლასტოლითები ახლავს. სპილიტები წყების ქვედა ნაწილს იკავებენ და საკმაოდ დიდი სიმძლავრე ახასიათებთ [4].

რამდენადმე თავისებურია მაგანის ბაიოსური. აქ წყების ზედა ნაწილი ტუფბრექჩიებით და შრეებრივი ტუფოგენურა ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი, უკანასკნელი ზედა ბაიოსისათვის დამახასიათებელ ფაუნას შეიცავს [6].

ასეთია ძირითადად ბაიოსური პორფირიტული წყების ლითოლოგიური ხასიათი წინა გამოკვლევების მიხედვით.

შედარებით ნაკლები მონაცემები გვაქვს ლიასის ლითოლოგიური ბუნების შესახებ. დღემდე არსებული გამოკვლევების მიხედვით (ივ. კახაძე, პ. გამყრელიძე, გ. ძოწენიძე, გ. ჩხოტუა, ვ. ედილაშვილი, ვ. კუროჩკინი, პ. ავალიშვილი, ს. ბუკია და სხვა) ლიასურის გავრცელება და საერთო ხასიათი აფხაზეთის ტერიტორიაზე ასეთია: ეს ნალექები ფართო ზოლით გამოიყოფა მდ. ენგურის ხეობიდან გულაუტამდე. ამავე ნალექების გამოსავლებს ვხვდებით ყვრეთვე უფრო სამხრეთით, შუა და ზედა იურულ ნალექებში განვითარებულ ანტიკლინურ ნაოჭთა გულში.

ჩრდილო აფხაზეთში ლიასურის ასეთი კრილი გვაქვს: ძველ კრისტალურ სუბსტრატზე უშუალოდ განლაგებულია ქვედა ლიასის კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების ჰორიზონტი. კონგლომერატები შედგებიან კვარცისა და ქვიშაქვების ნაგორებ მასალისაგან. ამავე მასალაში არის აგრეთვე ჩვეულებრივი და კრისტალური ფიქლების ნატეხები.

ამ ჰორიზონტს ზევით ცვლის ქვიშაქვების წყება, რომელშიაც მიკროკონგლომერატებისა და ფიქლების განშრევებებიც ჩანს. არის ადგილები, სადაც ამ ქვიშაქვებში კვარციტები და გაგრაფიტებული ფიქლებიც გამოერევა (კოდორის სათავეები). ამ ქვიშაქვებს შორის არკოზებსაც ასახელებენ.

ქვიშაქვებს ზევით ასპიდური ფიქლების მძლავრი წყება ცვლის (სიმძლავრით 2000მ). ფიქლების შედგენილობაში მნიშვნელოვან ადგილს იკავებს კვარცი და ქარსი. ამ წყებას კოდორის სათავეებში კრისტალური კირქვებიც უკავშირდება. კრილს ამთავრებს ზედა ლიასური ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყება, რომელიც მიმართებაზე, ზოგან, ასპიდური ფიქლებით იცვლება. ამ წყების ქვიშაქვებისა და ფიქლების ნამდვილი პეტროგრაფიული ბუნება ჩვენთვის უცნობია.

სამხრეთ აფხაზეთში (კოდორის, გუმისთისა და კელასურის ხეობებში) ლიასი ორგვარი ფაციესით არის წარმოდგენილი: 1—თიხა ფიქლების და 2—ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყებით (გ. ჩხოტუა).

პირველი წყება, რომლის სიმძლავრე 1000 მ უდრის, ჩრდილო აფხაზეთის ასპიდურ ფიქლებისაგან ნაკლები მეტამორფიზმით განსხვავდება. იგი ძირითადად აგებულია თიხაფიქლებით, რომლებშიც ქვიშაქვების განშრევებები აღინიშნება. ფიქლები ხშირად ქვიშიან მასალასაც შეიცავს— შემდგარს კვარციტ, პლაგიოკლაზით და ქარსით. სრულიად ასეთივე შედგენილობის არიან ფიქლებს შორის განშრევებული ქვიშაქვები. ზედა (მეორე) წყება წარმოდგენილია კვარც-ქარსიანი და ზოგჯერ არკოზული ქვიშაქვებით. ალაგ-ალაგ ამ ქვიშაქვებში ქვიშიანი ფიქლების განშრევებებიც ჩანს. აღსანიშნავია, რომ წყების ზედა ნაწილი ძლიერ მსხვილმარცვლოვანია და ბრექჩია-კონგლომერატის ხასიათს ატარებს (მდინარეების გუმისთისა და კელასურის სათავეები). ეს მასალა ძირითა-

თადად აგებულა კვარცის ქვიშაქვებისა და ფიქლებისაგან. მდ. კელასურის სათავეებში ამავე წყების სულ ზედა ნაწილში, პორფირიტულთან კონტაქტში, მსხვილმარცვლოვანი არკოზები აღინიშნება. აღსანიშნავია აგრეთვე, მდ. გუმის-სთის ხეობაში და კიდევ უფრო ჩრდილოეთით, მთა აგეპსტასთან, პორფირიტულის საზღვართან ალბიტოფირის ტუფის არსებობა. მდ. გუმისთისა და კელასურის სათავეებში ამავე წყებაში კრისტალური კირქვების ლინზები აღინიშნება.

ასეთია ძირითადად ბაიოსურისა და ლიასური ნალექების ლითოლოგიური ხასიათი წინა გამოკვლევების მიხედვით.

ახლა ვნახოთ როგორია ჩვენ მიერ შესწავლილ კრილებში ბაიოსური და ლიასური ნალექების ლითოლოგია.

მდ. გუმისთის ხეობის (შუა ნაწილის) იურული ნალექების დახასიათება

1. მდ. გუმისთის ხეობაში, მდ. ორწყალზე მიმავალი გზის გასწვრივ, უშუალოდ ცარცულის ქვეშ და ლიასურის თავზე მწვანე ფერის ეფუზიური ჰაბიტუსის ვულკანიტების წყვეტილი გამოსავლები არის. სტრატოგრაფიული მდებარეობის მიხედვით ჩვენ ამ ქანებს შუა იურულად—ბაიოსურად ვთვლით, მით უმეტეს, რომ ეს ვულკანიტები თუვისი პეტროგრაფიული ხასიათით ძლიერ ახლოს დგანან ბაიოსის პორფირიტული წყების ქანებთან. მათი მიკროსკოპიული შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ჭრილის ზედა ნაწილში მნიშვნელოვნად შეცვლილი, უმთავრესად გაცეოლითებული და გაქლორიტებული დიაბაზები გვაქვს, რომლებშიც მუქ სილიკატს—ავგიტს ურალიტიზაცია განუცდია. დაღმავალ ჭრილში ისევე შეცვლილი დიაბაზები გვაქვს, მაგრამ ახლა უკვე ალბიტისანი, წვრილ-კრისტალური საღი პიროქსენით. ისე, რომ პეტროგრაფიული შედგენილობის მიხედვით აქ ქვედა ბაიოსური უნდა იყოს წარმოდგენილი.

2. ამის შემდეგ დაღმავალ ჭრილში, შეუმჩნეველი უთანხმოებით ლიასური იწყება. ამ წყების სულ ზედა ნაწილში სქელ და თხელშრეებრივი, ხშირად დაფიქლებული, კვარცით გამდიდრებული ქვიშაქვები გვაქვს. კვარცი მკაფიოდ კუთხედია—ატარებს ერთჯერადი ვადატანის ნიშნებს, მარცვალთა უმეტესობას, მცირე გამონაკლისის გარდა, ნათლად გამონატული ტალღური ჩაქრობა ახასიათებს და საერთოდ ჩანს, რომ ძირითადად აქ გრანიტულ ან მეტამორფულ წყებასთან დაკავშირებული კვარცი გვაქვს. ამავე ქვიშაქვებში ბევრია აგრეთვე ძლიერ შეცვლილი ქანის ნატეხები, რომელთა პირველადი ბუნების დადგენა საკმაოდ ძნელი ხდება, მაგრამ ნატეხების შემადგენელი ნივთიერების ტექსტურა და სხვა ნიშნები გვაფიქრებინებს მათ მიკუთვნებას თიხა ფიქლებზე, კვარციტულ ფიქლებზე და მყავე ეფუზიური ქანების ძირითადი მასის ნატეხებზე.

მინდვრის შპატი რაოდენობით შესამჩნევად ცოტაა კვარცზე, მაგრამ გვაქვს, როგორც მყავე პლაგიოკლაზი—ალბიტ-ოლიგოკლაზი, ისე კალიშპატი მეტწილად მიკროკლინით წარმოდგენილი. ბევრია მუსკოვიტი და სერიციტი.

ამრიგად, ამ ქვიშაქვების მასალის მთავარი მკვებავი წყარო მყავე ქანებით და მეტამორფული წყებით აგებული სუბსტრატია. ამის შემდეგ ჭრილში გრანიტის მცირე ზომის სხეულის გამოსავლები გვაქვს. გრანიტი ბიოტიტისანი სახესხვაობით არის წარმოდგენილი და კარგად ჩანს, რომ იგი შემცველ ზედა

ლიასურ ნალექებზე ახალგაზრდაა, რადგანაც კონტაქტში ფიქლებრივი ქვიშა-
ქვები ბიოტიტიან რაგავიკებათ გარდაქმნილან (ნემ. № 425). ამ გრანიტებით,
მთავრდება ჩვენ მიერ აღწერილი ჭრილი.

მდ. კოდორის ხეობის ქვედა ნაწილის იურული ნალექების დახასიათება

1. მდ. ამტყელის. კოდორთან, შესართავის ზევით, იქ სადაც ცარცული
ნალექები კარნიზით მთავრდება, ცარცის კირქვების მძლავრი ნაყარის შემდეგ,
ბაიოსის გამოსავლები ჩანს. გამოსავლების პირველი დასტა ლაბრადორიანი
პორფირიტის კრისტალოკლასტური და ფერფლის ტუფების შრეებით არის
აგებული. შემდეგ დასტაში სქელი და თხელშრეებრივი ლაბრადორიანი და
აგვიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ლითონ და კრისტალოკლასტური ტუ-
ფები გვაქვს, რომელთაც ქვეშ მანდელშტაინური ალბიტიანი პორფირიტის
განფენი უდევს. შრეებრივი ტუფების შრეთა დაქანების აზიმუტი დასაწყისში
ჩრდილოეთურია, მერე კი სამხრეთული. საერთოდ შრეებს აშლილობა ეტყობა.

ამრიგად, გამოსავლების სიმძლავრის მიხედვით ჩანს (მთელი ხილული
სიმძლავრე 30—40 მ არ აღემატება), რომ აქ ბაიოსი არასრულია.

2. დამეწყრილი ფერდობისა და ნაყარის შემდეგ ძირითადად გამოჩნდება
ზედა ლიასის შედარებით სქელშრეებრივი (შრის სიმძლავრე 0,7 მ) და თხელ-
შრეებრივი ქვიშაქვების მორიგეობა. შრეთა დაქანების აზიმუტია $SW 260^{\circ} \rightarrow 50^{\circ}$,
მთელი ეს ზენაჩენი გზის გასწვრივ 100—150 მ ვრცელდება. შემდეგ კი ისევ
ნაყარი ჩანს. დასტის ამგები ქვიშაქვები შედგენილობით არკოზებს წარმოად-
გენენ, მაგრამ გამდიდრებული არიან შეცვლილი ქანის ნატეხებით და რამდენად-
მე კვარცით. ამასთან, კვარცი ძლიერ თავისებური ფორმისაა; ყოველი მარც-
ვალი მკაფიოდ კუთხეღია და ამავე დროს წვეტიანი, რკალისებური, შუბისებუ-
რი და დაკბილულიც კი. აქედან დიდ ნაწილს მკაფიოდ გამოსახული ტალღური
ჩაქრობა ახასიათებს, მაგრამ ვხვდებით არა ტალღურსაც, რომელშიაც ზოგჯერ
ძირითადი მასის ჩანართებიც გვხვდება. ამ ნიშნების მიხედვით კვარცი აქ ორ-
გვარია—გრანიტული ან მეტამორფული წყებასთან დაკავშირებული და ეფუზი-
ური. ქანის ნატეხების დიდი ნაწილი გათიხებულია, მაგრამ ზოგი ნიშნებით
შესაძლებელი ხდება მათი მიკუთვნება მუყავე ეფუზივების ძირითად მასებზე.
შედარებით ცოტაა კრისტალური ფიქლების, გრანოფირის და თიხა-ფიქლების
ნატეხები. მინდვრის შპატებიდან მუყავე პლაგიოკლაზი და მიკროკლინი გვაქვს,
რომელთა საერთო რაოდენობა მთელი ქანის 20—25% მეტს არ შეადგენს.
შესამჩნევი რაოდენობით არის მუსკოვიტი და ჰიდროქარსი. შემდეგ ზენაჩენში,
სოფ. ქვედა ლატის მიდამოში, სქელშრეებრივი ქვიშაქვების არგილიტებისა და
დაფიქლებული ქარსიანი ქვიშაქვების მორიგეობა ჩანს. დაფიქლებული ქვიშა-
ქვები დიდი რაოდენობით შეიცავენ მუსკოვიტს, კვარცსა და ჰიდროქარსს.
კვარცი და ქანის ნატეხები აქაც შემოაღწერილის მსგავსია. ისე, რომ ეს ქვიშა-
ქვები ზემოაღწერილთაგან მხოლოდ ქარსის მეტი შემცველობით განსხვავდება.
რაც შეეხება არგილიტებს ისინი მეტწილად ქვიშიანი არიან და ამასთან მნიშ-
ნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ ნახშიროვან ნივთიერებას.

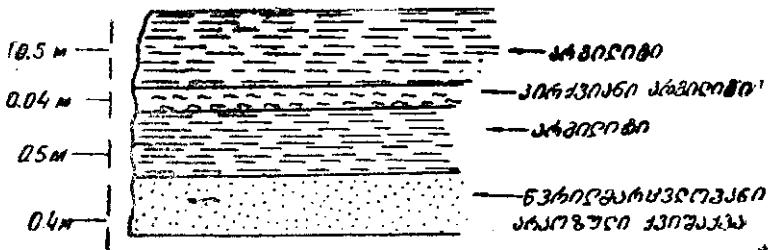
ამ გამოსავლების შემდეგ 15-ე საკილომეტრო ბოძთან ქვიშაქვების შრეთა
სიმძლავრე მნიშვნელოვნად იზრდება და 1 მეტრამდე აღწევს. ამასთან, ზოგ
შრეში ქვიშაქვა საკმაოდ მკვრივია და ქარსს თითქმის არ შეიცავს, დამახასიათე-

ბელია ფლიშური ფიგურები. ზოგან ქვიშაქვა მცენარეულ დეტრიტუსს შეიცავს, ძლიერ დაფიქლებულია და გარეგნულად მოვარდისფრო შეფერვა ახასიათებს. მიკროსკოპული შესწავლით ირკვევა, რომ ვარდისფერი ქვიშაქვები ლიმონიტით არიან გამდიდრებული.

დაღმავალ ჭრილში ისევ კვარციტა და ქანის ნატეხებით გამდიდრებული არკოზული ქვიშაქვებისა და არგილიტების მორიგეობა გვაქვს, მაგრამ ქვიშაქვების როლი ბევრად გაზრდილია. ქვიშაქვების რაოდენობრივი შეფარდება არგილიტებთან დაახლოებით 5:1 არის.

46 და 47 კმ შორის ქვიშაქვებში 3—4 სიმძლავრის ალბიტინი დიაზაზის შრეძარღვია შეჭრილი. ძარღვისა და შემცველი ქვიშაქვების დაქანება სამხრეთულია. ქვიშაქვები ისევე არკოზული ხასიათის არიან და ცემენტში ლიმონიტის შემცველობის გამო მოვარდისფრო შეფერვა აქვთ. ასეთ ქვიშაქვებს ფლიშური ფიგურების სიმრავლეც ახასიათებს.

47 კმ-თან დაქანება შეიცვალა და ჩრდილოეთური გახდა. 48 კმ-დან 500 მ წინ რელიეფი დადაბლდა. ნაყარში ქვიშაქვების და სხვა ქანთა ლოდნაროდ არ ჩანს და ახლა ძირითად გამოსავლებში მეტწილად არგილიტები და ალევრიტული კვარციანი ქვიშაქვებია განვითარებული. ბევრად ცოტაა ქარსით მდიდარი კვარციანი ქვიშაქვების ძლიერ თხელი—3—5 სმ სისქის შუაშრეები. მაგრამ ამის შემდეგ ისევ არგილიტების, ალევრიტული კვარციანი ქვიშაქვების და სქელშრეებრივი პსამიტური არკოზული ქვიშაქვების მორიგეობა გვაქვს, რომლებშიაც ალაგ-ალაგ ალბიტინი დიაზაზის და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის შრეძარღვებს ვხვდებით. ასე გრძელდება ცენტრალურ ანუ შუა ლატამდე. აქ კი ცალკეულ უბნებში ჩანს მხოლოდ ძირითადი გამოსავლები, წარმოდგენილი ჩრდილო მხარეზე 20—25° კუთხით დაქანებული, კვარციტით გამდიდრებული წვრილმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვებისა და სხვადასხვა

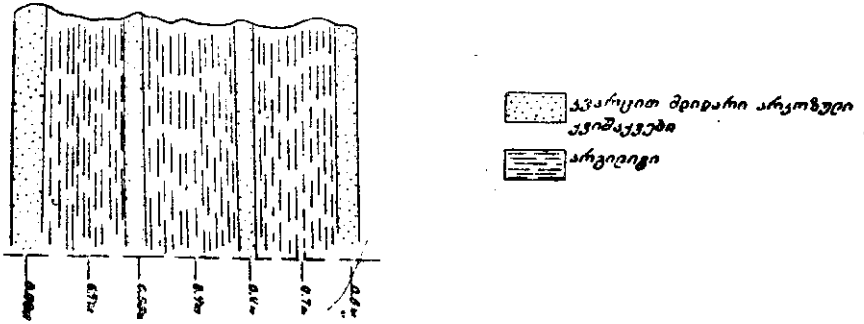


სურ. 1. მდ. კოდორის შუა ლიასური ნალექების სტრატოფიკაციის ხასიათი. შუა ლატი

არგილიტების მორიგეობა. ასეთ მორიგეობის სურათს გვიჩვენებს ზევით მოყვანილი სქემატური ჩანახაზი (სურ. 1).

ამავე დასტაში ზოგ ადგილას შრეები ყირაზე დგას. ასეთ შემთხვევაში შედარებით მძლავრი შუაშრეებია არგილიტებისა, ხოლო კვარციტით მდიდარი არკოზული ქვიშაქვები კი თხელ შრეებს ქმნიან (სურათი 2). დაღმავალ ჭრილში ისევ ზემოაღწერილის ანალოგიური დასტები გვაქვს, მაგრამ აქ უფრო ხშირია დაწვრილნაოჭებული ქვიშაქვებისა და არგილიტების მორიგეობა, ამასთან, ყველა ეს დიდი და პატარა ნაოჭები სამხრეთისაკენაა გადმოწოვილი. ხშირია შემდეგი სტრუქტურები (სურ. 3). მთელი ეს დაწვრილნაოჭებული არგილი-

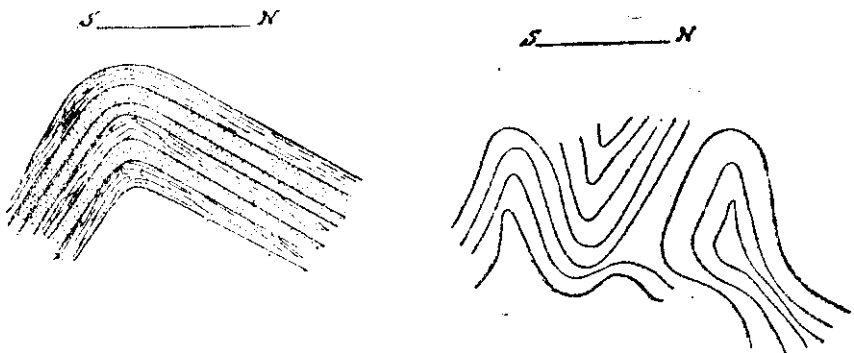
ტებისა და ქვიშაქვების მორიგეობით აგებული წყება ასაკობრივად შუა ლიასურია და ანტიკლინური ნაოჭის გულს შეადგენს. ამრიგად, შუა ლიასური, ზედა ლიასურისაგან განსხვავებით, არგილიტების სიჭარბით ხასიათდება. უკანასკნელის ქვიშაქვებთან შეფარდება დაახლოებით 5:1 უდრის.



სურ. 2. ძლიერ დანათეხებული შუა ლიასური ნალექები. ზრეები ყირაზე დგანან. მდ. კოდორის ხეობა, ს. შუა ლატი

სამოცდამეექვსე ემ ახლოს ისევ სქელშრეებრივი ქვიშაქვების და შედარებით თხელშრეებრივი ალევროლითებისა და არგილიტების მორიგეობა გვაქვს. რაოდენობით სჭარბობს ქვიშაქვები, რომელთაც ფლიშური ფიგურები ახასიათებთ, ამასთან, ხშირია ამ ქვიშაქვებში ალბიტინი დიბაზის შრეძარღვები.

ქვიშაქვები, რომლებიც არგილიტებთან მორიგეობს, კვარციით და ქანის ნატეხებით გამდიდრებულ არკოზებს მიეკუთვნებიან (ნიმ. № 413). კვარცი მეტწილად ტალღურია, მაგრამ არა ტალღურიც გვხვდება. მნიშვნელოვანი რაოდენო-



სურ. 3. დაწვრილნათეხებული შუა ლიასური ნალექები. მდ. კოდორის ხეობა, სოფ. ზედა ლატი

ბით არის მყავე პლაგიოკლაზი და კალიშპატი. ბევრია ქანის ნატეხები, წარმოდგენილი კვარციტების, კრისტალური ფიქლებისა და უფრო ხშირად კი გათიხებული მყავე ეფუზივების ძირითადი მასის ნატეხებით. არის მუსკოვიტი და ცემენტის მასაში ბიოტიტის მაგვარი ჰიდროქარსი. ასეთივე შედგენილობისაა ალევროიტი ქვიშაქვები და არგილიტებში შერეული ქვიშიანი ნაწილი. ამრიგად, აქ ზემოაღწერილი ზედა ლიასურის ანალოგიური ნალექები გვაქვს. და მართლაც, აქ ზედა ლიასურით აგებული ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაა წარმოდგენილი,

სადაც ქვიშაქვებისა და არგილიტების ლითოლოგია, თუ მხედველობაში არ შივილებთ მარცვლის სიმსხოს კლებას ჩრდილოეთით, სავსებით ანალოგიურია ნაოჭის სამხრეთი ფრთის ნალექებისა.

ამით მთავრდება ზედა და შუა ლიასური ნალექების კრილი მდ. კოდორზე.

3. სოფ. ჩხალთის ხიდს ზემოთ 200 მ, იქ სადაც გზა სოფ. აყარასკენ უხვევს, ბაიოსური გამოდის. უყანასკნელი აქ ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებია და ასეთივე შედგენილობის სხვადასხვა ტუფებით არის წარმოდგენილი.

ამრიგად, მდ. კოდორი შუა წელში შუა და ზედა ლიასური ნალექებით აგებულ ანტიკლინურ ნაოჭს კვეთს. ნაოჭის სამხრეთ ფრთაში, სადაც შუა ბაიოსისათვის დამახასიათებელი პორფირიტული წყება აღინიშნება, ძირითადად წარმოდგენილია კვარცითა და ქანის ნატეხებით გამდიდრებული არკოზული ქვიშაქვები და არგილიტები. უყანასკნელნი რაოდენობით ბევრად ნაკლებია ქვიშაქვებზე. სრულიად ასეთივე ხასიათის ნალექები გვაქვს ნაოჭის ჩრდილო-ფრთაში, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ აქ ქვიშაქვების შემადგენელი კომპონენტების მარცვლის სიმსხო რამდენადმე ნაკლებია ვიდრე სამხრეთ ფრთაში. რაც შეეხება ნაოჭის გულს აქ ძირითადად ფიქლებრივი არგილიტები გვაქვს. დამორჩალებული რაოდენობითაა ქვიშაქვები, რომლებიც შედგენილობით, მარცვლის სიმსხოთი, კვარცისა და მუსკოვიტის სიჭარბით ზედა ლიასური ქვიშაქვებისაგან განსხვავდებიან.

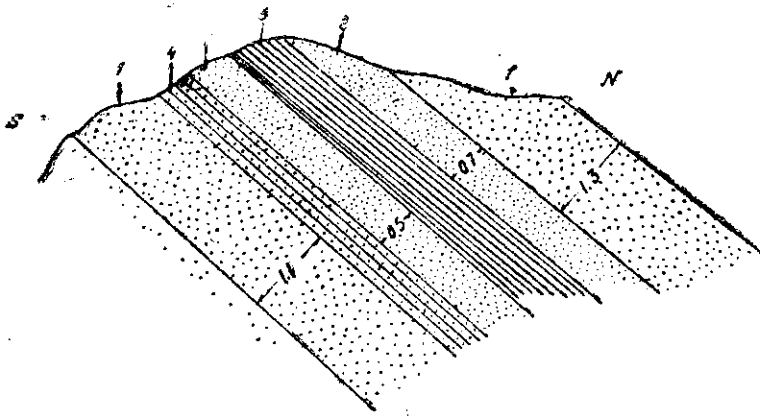
კოდორის კრილის ლიასურ ნალექებში ყურადღებას იქცევს ვულკანიტის შრეძარღვების სიჭარბე. შრეძარღვების მიკროსკოპული შესწავლა გვიჩვენებს, რომ უმთავრესად აქ ალბიტის დიაბაზის ძარღვები გვაქვს. ბევრად ცოტაა ლაბრადორიანი პორფირიტის ძარღვები. ჩვენი შთაბეჭდილება ისეთია, რომ ეს ძარღვები ასაკობრივად ლიასზე ახალგაზრდაა და ბაიოსის პორფირიტული წყების ამომყვან არხებს უნდა წარმოადგენდნენ.

მდ. ოქუმის კრილის იურული ნალექების დახასიათება

მდინარე ოქუმის აუზში (გალის რაიონი) საქართველოს გეოლოგიური სამმართველოს მიერ 1950-52 წლებში შედგენილ რუკაზე (მასშტაბი 1:200000), მესამეულის ჩრდილოეთით ჯერ ცარცის, შემდეგ კი შუა იურული პორფირიტული წყების გამოსავლება აღნიშნული. 1947-48 წლებში ამ რაიონში მუშაობა აქვს ჩატარებული ინჟ.-გეოლოგს ს. ბუკიას და ო. კოლოსოვსკაიას, რომლებმაც აქ ქვედა იურულის არსებობაც აღნიშნეს. ამ ავტორების თანახმად იურული ნალექები ანტიკლინურ სტრუქტურას აგებენ, სადაც ნაოჭის გულში ზედა და შუა ლიასია აღნიშნული, ფრთებში კი ბაიოსი და მის თავზე, ცალკე ზოლების სახით, სამხრეთ ფრთაში—ზედა იურულიც.

1953 წლის ზაფხულში მდ. ოქუმის გასწვრივ ჩვენ შევადგინეთ დეტალური ლითოლოგიური კრილი და იმ დასკვნამდე მივედით, რომ ოქუმზე უდავოდ არის ანტიკლინური სტრუქტურის გულში ქვედა იურა წარმოდგენილი ზედა ლიასურით, მაგრამ შუა ლიასური აქ არ გამოიყოფა. ჩვენი დაკვირვებით ამავე კრილში ბაიოსის თავზე ზედა იურული (ფერადი წყება) არსად აღინიშნება და ბაიოსი უშუალოდ ქვედა ცარცის კირქვებით იფარება. აქვე მოგვყავს ამ კრილის აღწერა.

1. მდ. ოქუშზე, დაღმავალ კრილში, ცარცის კარნიზების ჩრდილო მხარეზე კირქვის ლოდნარის ქვეშ უშუალოდ ბაიოსურია გაშიშვლებული¹. დასაწყისში, სადაც ცუდი გაშიშვლების გამო წყვეტილი გამოსავლები გვაქვს, ლაბრადორიანი პორფირიტების მასიური ბრექჩიები და სხვადასხვა ტუფები ჩანს. ბრექჩიებისა და ტუფების მიკროსკოპით შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ისინი უმთავრესად გაქლორიტებული და გაცეოლითებული არიან. ამის შემდეგ პირველი ძირითადი გამოსავლები სამხრეთისაკენ დიდი კუთხით დაქანებული (40—70°) ნათლად შრეებრივი, პსამიტური, პელიტური ტუფებითა და ბრექჩიებით არის წარმოდგენილი. ტუფის შრეები რიგ შემთხვევაში დამსხვრეული და დაწვრილ-ნაოჭებული არიან. შემდეგ კრილში მათ ცვლის ისევ მასიური ბრექჩიები, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტისა, რომლებშიაც ავგიტ-ჰიპერსტენიანი



1. სქელშრკავბრივი შესაიღვარსვეროვანი კვიშაქვა. 2. საშუალო-შრკავბრივი ნორიღვარსვეროვანი კვიშაქვა. 3. კვიშიანი არგილიტები. 4. თხელშრკავბრივი ნორიღვარსვეროვანი ქარსიანი კვიშაქვაები.

სურ. 4. ზედა ლიასური ნაღვეების სტრატოფიკაციის ხასიათი მდ. ოქუშზე (სიმძლავრეები მეტრებში).

პორფირიტის განფენი გამოიყოფა. შემდეგ კვლავ შეცვლილი ტუფები გვაქვს, მხოლოდ მდ. მარშანი-კვარას შესართავში ამ ტუფებში ალბიტისანი პორფირიტების ლითოკლასტური ტუფებიც გამოერევა, ამის შემდეგ ისევ შეცვლილი, თითქმის მთლიანად ანალციმით ჩანაცვლებული, ტუფების გამოსავლები ჩნდება, რომელშიც ცალკე დასტად სპილიტის ტუფები გვაქვს.

წყების ქვედა ნაწილში სპილიტურ მასალას შერეული აქვს ნორმული ტერტიგენი მასალა. ისე, რომ წყების სულ ქვედა ნაწილში ნამდვილი ტუფოგენი

¹ გეოლოგ ს. ბუკიას აქ ფერადი წყების ვიწრო ზოლი აქვს აღნიშნული, ადგილზე წყების გამოსავლები ჩვენ არ შეგვინიშნავს.

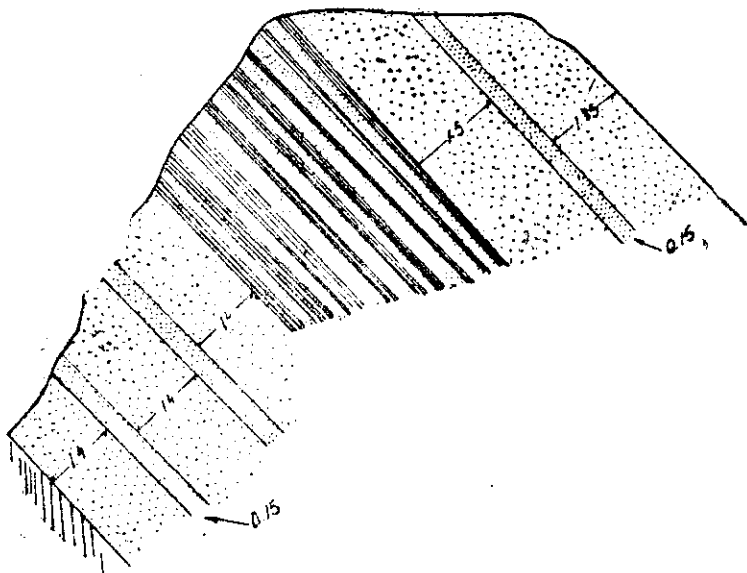
ქვიშაქვები გვაქვს. ამრიგად, აღწერილ ჭრილში პორფირიტული წყება თითქმის სრული უნდა იყოს.

2. ბაიოსის შემდეგ, იქ სადაც მდ. ოქუმი დიდ მობრუნალს აკეთებს ჩრდილო დასავლეთით, ზედა ლიასური იწყება. პირველი ძირითადი გამიშვლება, რომელიც წარმოდგენილია შედარებით მსხვილმარცვლოვან-სქელშრებრივ და წვრილმარცვლოვან საშუალო და ძლიერ თხელშრებრივი ქარსიანი ქვიშაქვებისა და არგილიტების შორიგეობით, ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ნაწილს წარმოადგენს. შრეთა დაქანების აზიმუტი $NW \angle 40^\circ$.

გამიშვლების ხასიათი ნაჩვენებია სურ. 4-ზე

ამ გამიშვლებაში შრეთა დაქანება ისეთივეა როგორც წინა დასტაში გვქონდა, თუმცა შემდეგ გამიშვლებაში დაწვრილნაოჭება ჩანს.

უფრო მეტად გამიშვლებაში ასეთი სურათი ჩანს (სურ. № 5).

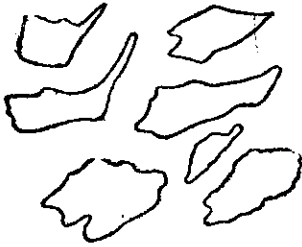


მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები ქვიშაქვები კარგად დიჯები.

სურ. 5. ზედა ლიასური ნაღებების გამიშვლების სქემატური ჩანახაზი მდ. ოქუმზე

პეტროგრაფიული ანალიზი გვიჩვენებს, რომ სქელი და საშუალო შრებრივი ქვიშაქვები შედგენილობით ერთმანეთისაგან არ განსხვავდებიან და წარმოადგენენ კვარცით გამდიდრებულ არკოზულ ქვიშაქვებს. მიკროსკოპში კარგად ჩანს, რომ მასალა საერთოდ ძლიერ ცუდად არის დახარისხებული და ამიტომ ქვიშაქვა მეტად არათანაბარმარცვლოვანია. ამასთან, შემადგენელი კომპონენტებიდან რაოდენობით ყველას სჭარბობს კვარცი, რომელიც სხვადასხვა

ფორმის მკაფიოდ კუთხედი და ხშირად დაკბილული მარცვლების სახით გვხვდება, მარცვლებს შორის არის შუბისებური და რკალისებური ფორმებიც (სურ. 6).



სურ. 6. კვარცის მარცვლების ფორმა. მდ. ოქუშის ხედა ლიასური ქვიშაქვები

მარცვლების უმეტესობას, მათ შორის შუბისებურსა და წაწვეტებულთ, კარგად შესამჩნევი ტალღური ჩაქრობა ახასიათებთ. ზოგი მარცვალი თავისი აგებულებით კვარციტს ან გაკვარცებულ კრისტალურ ფიქალს მოგვაგონებს. ყველა ამ თვისებებიდან ჩანს, რომ ჩვენ აქ გვაქვს გრანიტული და მეტამორფული წყების კვარცი. მაგრამ ასეთი კვარცის გვერდით კვარცის ისეთი მარცვლებიც გვხვდება, რომელთაც გარკვეული შემოფარგვლა ახასიათებთ ერთი წახნაგით მაინც; ასეთ მარცვლებს არ ახასიათებთ ტალღური ჩაქრობა და ზოგ შემთხვევაში

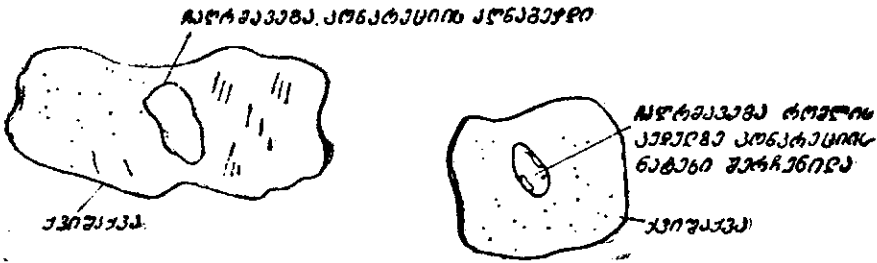
კიდეების გასწვრივ „უბებში“ ძირითადი მასის ჩანართებს შეიცავენ. ამასთან, არის შემთხვევები, როცა ასეთი კვარცი მორუხო ფერის ნივთიერებით აგებულ მასაში ზის პორფირული გამონაყოფის სახით. ისე, რომ არა ტალღური კვარცი ამ ნიშნებით ეფუზიური არის.

ქვიშაქვის მთავარ უმადგენელ კომპონენტებს შორის მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს თიხა-ფიქლების, კრისტალური ფიქლებისა და კვარციტული ფიქლების ნატეხებსაც, მაგრამ ამათ გვერდით არიან ისეთი ნატეხებიც, რომლებიც ძალიან პგვანან ისეთ ნატეხებს, რომლებშიაც ეფუზიური კვარცის გამონაყოფი ჩანს.

მინდვრის შპატები რაოდენობით ბევრად ცოტაა კვარცზე და წარმოდგენილი არიან გაპელიტებულ ან საღად დარჩენილ ალბიტ-ოლიგოკლასით და შედარებით სალი მიკროკლინით. მარცვალთა ზომა თითქმის თანატოლია კვარცისა და იცვლება 0,05—0,8 მმ ფარგლებში. მნიშვნელოვანი რაოდენობით არის მუსკოვიტი და სერიციტი. ამავე ქვიშაქვებში ხშირია მერველოვანი კირქვის ან ქვიშიან-სიდერიტის კირქვის კონკრეციები. ზოგ შემთხვევაში კონკრეციები (მერველოვანი კირქვებისა) ჩაკლებ გამძლეობას იჩენენ გამოფიტვისადმი და ამიტომ ქვიშაქვის ზედაპირზე სხვადასხვა ფორმის ჩაღრმავებებია გაჩენილი (სურ. 7). არის შემთხვევები აგრეთვე, როცა ქვიშაქვის შრის ზედაპირზე ფლიშური ფიგურებიც შეიმჩნევა (სურ. 8). ძირითადად ასეთივე შედეგნილობის არიან თხელშრებრივი წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, რომლებიც მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვებისაგან განსხვავებით მეტი რაოდენობით შეიცავენ მცენარეულ დეტრიტუსს, მუსკოვიტ-სერიციტს და კარბონატს—კალციტისა და სიდერიტის სახით.

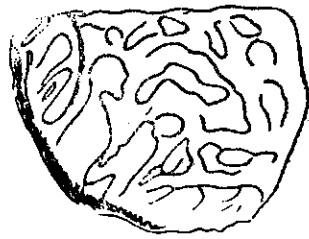
რაც შეეხება ქვიშაქვებში განშრევებულ არგილიტებს ისინი უფრო ხშირად ქვიშიანი არიან და ზოგჯერ ალევროლიეთებში ვადადიან. ამასთან, არგილიტის ქვიშიან ნაწილში არსებითად ისევე ის მასალა გვაქვს, რაც ქვიშაქვებში იყო, ხოლო თიხიანი ნაწილი მეტწილად იზოტროპულია და პელიტომორფულ

კარბონატს შეიცავს. ასეთია წყების შემადგენელი ნალექების ცაერთო ზასიათი. რაც შეეხება ახლა აღწერილი ტიპების რაოდენობრივად განაწილებას კრილში, ამის შესახებ შეიძლება აღინიშნოს შემდეგი:



სურ. 7. ზედა ლიასური ქვიშაქვების ზედაპირის გამოფიტვა. მდ. ოქუმის ხეობა

ჩვენი დაკვირვებით მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების შრეთა სიმძლავრე და რაოდენობა რამდენადმე კლებულობს სამხრეთიდან ჩრდილო მიმართულებით და სამაგიეროდ იზრდება როლი ალევროლითებისა და პელიტოლითების. ამასთან შეიმჩნევა ისიც, რომ ჩრდილო მიმართულებით რამდენადმე კლებულობს ქვიშაქვების მარცვლის სიმსხო და, პირიქით, მატულობს კარბონატის რაოდენობა. რიგი ნიშნებით ჩანს, რომ აღწერილი ქვიშაქვები, რომლებშიც მასალა ცუდადაა დახარისხებული, თხელი ზღვის და არა უშუალოდ ნაპირის ნალექებს წარმოადგენენ. ამ უკანასკნელს გვაფიქრებინებს ქვიშაქვების ძლიერ წესიერი შრეებრიობა, წყალქვეშა დინებისათვის დამახასიათებელი ფლიშური ფიგურები, უხეშმარცვლოვანი მასალის არ არსებობა და სხვა.



სურ. 8. ფლიშური ფიგურები ზედა-ლიასური ქვაქვიშების შრეთა ზედაპირზე. მდ. ოქუმის ხეობა

მდ. დალიძგის კრილის (ხოჯალის უბნიდან ჯანტუხამდე) შუაიურულის დახასიათება.

ტყვარჩელის ნახშირის საძიებო გეოლოგიური პარტიის ხოჯალის უბნის საცხოვრებელი ბინებიდან 200—250 მ ქვევით, წყალღამა გზის პირას, ნათლად შრეებრივი მომწვანო-მონაცრისფრო ტუფების ძირითადი გამოსავლები ჩანს. ტუფები დაქანებული არიან ჩრდილო დასავლეთით (დაქ. აზიმუტი NW 315° \pm 8°). ტუფების მიკროსკოპულმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ აქ ჩვენ გვაქვს ალბიტანი პორფირიტების (სპილიტების) საკმაოდ სალი, ზოგჯერ ცეოლითიან-ნატროლითიანი ლითოკლასტური და კრისტალოკლასტური ტუფები. ეს ტუფები, რომელნიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ ქლორიტულ მასებს და შემადგენელი ნაწილაკების სიდიდის მიხედვით უმთავრესად ექცევიან პსამიტებისა და ალევრიტების ჯგუფში, მორიგეობაში იმყოფებიან მოლურჯო-

მომწვანო ან მოწითალო-მორუხო, შედარებით სქელსრეებრივ (შრეთა სიმძლავრე 0,5—1 მ) ბრეჭიებთან.

უჟანასკნელნი შესამჩნევად მსხვილი ნატეხებისაგან შედგებიან; ნატეხებს შორის ხშირია ჩვეულებრივი ალბიტ-ოლიგოკლაზიანი პორფირიტები, უფრო იშვიათია მანდელშტაინური და წიღისებური სპილიტები. აღსანიშნავია, რომ ზოგ ნატეხში ალბიტ-ოლიგოკლაზის გვერდით სრულიად საღი ავგიტიც გვხვდება.

წყალდაღმა მე-8 კილომეტრამდე, სადაც კი ძირითადი გაშიშვლება ჩანს ყველგან ზემოაღნიშნული სხვადასხვა ფერის ალბიტიანი პორფირიტების ტუფებისა და ბრეჭიების მორიგეობა გვაქვს.

მე-8 კილომეტრთან ტუფებსა და ბრეჭიებს დიაბაზის მძლავრი გამოსავლები ცვლის. მიკროსკოპული შესწავლით ირკვევა, რომ ეს დიაბაზი ალბიტიანია და მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს მომწვანო-მოლურჯო ფერის ავგიტს, სერპენტინ-ბოვლინგიტის მსგავს მინერალის ფირფიტებს, ქლორიტს, მოყავისფრო რქატიყუარას და ილმენიტს. ალბიტის პრიზმულ კრისტალებს შორის აქა-იქ ჩანს მოწითალო-მოვარდისფრო პელიტურ მასებში გადასული მინდვრას შპატი, რომელიც კალიშპატი უნდა იყოს. ალბიტიანი დიაბაზის გამოსავლების შემდეგ მე-7 კილომეტრამდე დაქანება თითქმის ჩრდილოეთურია და კუთხე 15° -ზე მეტი არ არის. ახლა გაშიშვლებაში ჯერ გვაქვს ალბიტ-ოლიგოკლაზიანი პორფირიტის (სპილიტის) ტუფოლავის გამოსავლები, შემდეგ ზოლებრივი პელიტური ტუფები, რომლის ქვეშ არის ალბიტიანი პორფირიტის (სპილიტის) განფენი, შემდეგ კი დიაბაზის გამოსავლები. დიაბაზი აქაც ალბიტიანია, ისე, რომ აღწერილი ჭრილის მთელ ამ მანძილზე მასალა პეტროგრაფიულად არ შეცვლილა და გვაქვს მორიგეობა ალბიტიანი პორფირიტების (სპილიტების) პიროკლასტოლითების ლავებთან და ალბიტიან დიაბაზებთან.

მე-7 კმ-ის ქვევით, დაახლოებით 100—150 მეტრზე, დაქანება შეიცვალა და სამხრეთ-დასავლეთური გახდა (დაქ. აზიმუტი SW 245° \angle 40°). აქ ჯერ გვაქვს ალბიტ-ოლიგოკლაზიანი დიაბაზი მდიდარი ქლორიტით, შემდეგ კი აღმავალ ჭრილში ალბიტიანი პორფირიტის ალევრიტული (ნიმ. № 266) და ვიტროკლასტური ტუფების გამოსავლები. ეს ტუფები მომწვანო-მოყვითალო ფერის და ამავე დროს ზოლებრივი აგებულების არიან; ზოგი შრე შესამჩნევად გაპირიტებულია.

ამ ტუფების მე-5 კმ-ის ახლოს მოთეთრო-მომწვანო-მოყვითალო წვრილი და მსხვილმარცვლოვანი პსამიტური და ალევრიტული ტუფები ადევს თავზე. ეს ტუფები ძირითადად შედგებიან პლაგიოკლაზის (ოლიგოკლაზ-ანდეზინის), კვარცისა და ბიოტიტისაგან ისე, რომ აქ ჩვენ გვაქვს კვარციან-ბიოტიტიანი პორფირიტების ლითოკლასტური, კრისტალოკლასტური და ვიტროკლასტური ტუფები.

მე-6 კილომეტრიდან 100 მ ქვევით წინა დასტის ტუფებს თავზე ადევს (ჭრილი აღმავალია) ალბიტიანი პორფირიტის პელიტური, ალევრიტული და

ქსამიტური კრისტალოკლასტური ტუფები. ამის შემდეგ მცირე მანძილზე მორიგეობა გვაქვს კვარციანი პორფირიტის სხვადასხვა ფერისა და სტრუქტურის ტუფების ალბიტანი პორფირიტის ტუფებთან. უკანასკნელი ადვილად გამოირჩევიან დამახასიათებელი სფერული გამოფიტვით.

შუალედი უბნის პირდაპირ მე-5 კმ-ის ბოძთან შეიცვალა შრეთა დაქანება (დაქანების აზიმუტი NO 50° < 20—25°). აქ ახლოს სინკლინური ნაოჭის გულია და შრეებრივ სხვადასხვა ფერის ალბიტანი და კვარციანი პორფირიტების ტუფებსა და ბრეჩჩიებს შორის კვარც-პორფირის ძარღვია შემოჭრილი. ამ ქანში კვარცის, ალბიტისა და ბიოტიტის მსხვილი გამოწყოფები ჩანს. კალიშპატი არსად შეიმჩნევა. შესაძლოა იგი ძლიერ წვრილმარცვლოვანი ძირითადი მატის აგებულებაში მონაწილეობდეს.

ისევე შეიცვალა დაქანება და სამხრეთული გახდა, მაგრამ არ შეცვლილა ნალექების პეტროგრაფიული ხასიათი, რადგანაც დანაოჭების გამო წინა დასტის შრეების გამოსავლები გვაქვს.

ამის შემდეგ კიდევ ჩანს რამდენიმე მცირე მასშტაბის ნაოჭი და ყველგან ალბიტანი პორფირიტების სხვადასხვა ფერის შრეებრივი ტუფები გვაქვს.

მინერალური წყაროების უბანში დაიწყო განსხვავებული ფაციესით წარმოდგენილი ზედა ბაიოსური.

ვნახოთ როგორია მისი ლითოლოგია.

ზედა ბაიოსურის აღმავალი ჭრილი მდ. ფეიცხეკვარაზე

მდ. ფეიცხეკვარას შესართავის პირდაპირ, მდ. ლალიძგის მარცხენა ნაპირზე, ბრეჩჩიებისა და კონგლომერატების დასტის გამოსავლები გვაქვს. როგორც ბრეჩჩიებში, ისე კონგლომერატებში მასალა ძირითადად ლაბრადორიანი პორფირიტებისაა.

ამ დასტას ზევით, თანდათან გადასვლით, აგრძელებს მკაფიოდ შრეებრივი, მომწვანო ფერის ნახშირიანი ტუფოგენი არგილიტების და გრაუვაკური ქვიშაქვების მორიგეობა. გრაუვაკების შემადგენელი მასალა და აგრეთვე არგილიტების ტუფური ნაწილი არსებითად ერთგვაროვანია და ლაბრადორიან პორფირიტებს შეესაბამება. ამასთან, ყურადღებას იქცევს გრაუვაკის შრეებში მოქცეული თეთრი ფერის ტუფოგენი არგილიტის ძლიერ თხელი შუაშრეები, რომლებიც დასერილი არიან ბოჭკოვანი კალციტის წვრილი ძარღვებით.

აღმავალ ჭრილში, ამის შემდეგ, მორიგეობა ჩანს ლაბრადორიან პორფირიტების უხეშმარცვლოვან ლითოკლასტურ ტუფებთან და საშუალომარცვლოვან ტუფოგენ გრაუვაკებთან. დასტაში თხელი განშრეებები ჩანს ტუფოგენი არგილიტებისა. ტუფებისა და ტუფოგენი არგილიტების შრეთა სისქე მცირეა და არ აღემატება 5—8 სმ. რამდენადმე სქელშრეებრივია ტუფოგენი გრაუვაკები, რომელთა სიმძლავრე 20 სმ აღემატება.

აღწერილი დასტის ნალექებს თავზე ადევს რამდენიმე მეტრის სიმძლავრის უხეშმარცვლოვანი, ხლართულშრეებრივი, ზოგ უბანში მიკროკონგლომერატული მასიური ქვიშაქვები. ქვიშაქვებში შეუიარაღებელი თვალთ კარგად ჩანს ქვეშმდებარე შრეების, ძირითადად არგილიტებისა და ალევრიტული ქვიშაქვების, კუთხვდი ნატეხები. ისე, რომ აქ ადგილობრივი გარეცხვა ეჭვს არ

იწვევს. რაც შეეხება ამ ნატეხების შემცველ ძირითად ქანს იგი შედგენილობით ტუფოგენ გრაუჟაკას უფრო უპასუხებს, ვიდრე ნამდვილ ტუფს.

აღმავალ ჭრილში მასალის პეტროგრაფიული ხასიათი არსებითად არ იცვლება. იცვლება მხოლოდ ნალექების ტექსტურა. უკანასკნელი იმაში გამოიხატება, რომ ლაბრადორიანი პორფირიტების სხვადასხვა ტუფები, ტუფოგენი-გრაუჟაკების და არგილიტა ძლიერ თხელი (2—4 სმ) შრეები და სხვადასხვა ფერის ტუფები ნალექებს ზოლებრივ ხასიათს აძლევენ.

ამ ზოლებრივ დასტას ზევით აგრძელებს თითქმის მასიური, მსხვილმარცვლოვანი, მძლავრი (5—7 მ) ტუფოგენი გრაუჟაკები, რომლის ქვედა ნაწილში მსხვილმარცვლოვანი კონგლომერატის მოზრდილი ლინზებიც აღინიშნება. ამგვარ ლინზებში ქვარგვალების სიდიდე 10—30 სმ. ამასთან, მასალა კარგად არის დამუშავებული და ძირითადად წარმოდგენილია ლაბრადორიანი პორფირიტების ატაქსიტური ლავებით. ქვარგვალების ცემენტი ისევ ლაბრადორიანი პორფირიტის შემცველი ტუფია.

ამ დასტას თავზე ისევ ზოლებრივი აგებულების დასტა მოყვება (ზევით აღწერილის ანალოგიური)—სიმძლავრე 10 მეტრამდეა.

შემდეგ აღმავალ ჭრილში მორიგეობაა ზოლებრივად აგებულ დასტებისა, სქელშრებრივ და მსხვილმარცვლოვან, ზოგ ადგილას კონგლომერატის ლინზების შემცველი ტუფოგენურ გრაუჟაკებთან. დასტაში კონგლომერატის ლინზა ზამია. ამასთან აღსანიშნავია, რომ სადაც ზოლებრივ პაკეტებში გრაუჟაკული ქვიშაქვები გამოერევა, იქ მდინარის კალაპოტში ჩანჩქერი ჩნდება. ასე გრძელდება საკმაოდ დიდ სიმძლავრეზე და გაშიშვლების ზედა ნაწილის ზოლებრივად აგებული პაკეტის თხელშრებრივი ქვიშაქვის ერთ შრეში ამონიტების ფაუნა იპოვება.

ჭრილის სულ ზედა ნაწილში, ე. ი. ზედა ბაიოსის სულ ზედა ნაწილში, ნახშირიანი წყების ქვეშმდებარე პაკეტში, რომელიც ზოლებრივია, ისევ იპოვება ამონიტების ფაუნა.

ფაუნის შემცველ პაკეტს თავზე ადევს გრაუჟაკის რამდენიმე შრე (საერთო სიმძლავრით 20 მ) და შემდეგ კი იწყება ნახშირიანი წყების მუქი ნაცრისფერი მცენარეული ნაშთებით მდიდარი კვარციან-გრაუჟაკული ქვიშაქვები. ამ ქვიშაქვების ფუძეში რამდენიმე ადგილას საშუალო კენჭიანი (კვერცხის ზომის) კონგლომერატის ლინზები და ბრეჭჩიები აღინიშნება.

აქა და სხვა ადგილებში კონგლომერატების და ბრეჭჩიების შესწავლით დადგენილია, რომ ბრეჭჩიების ნატეხებში და რიყის ქვებს შორის პეტროგრაფიულად გაირჩევა:

ა) ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები (39%), ბ) ლაბრადორიანი პორფირიტები (42,5%), გ) რქატყუარიანი პორფირიტები (5%), დ) მანდელშტაინური პორფირიტები (7%) და ე) ძლიერ შეცვლილი გაქლორიტებული პორფირიტები (6,5%).

ა) ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები, ბრეჭჩიების ნატეხების მნიშვნელოვან ნაწილს შეადგენენ. მიკროსტრუქტურა მკაფიოდ პორფირული აქვთარუხი ან მორუხო-მომწვანო ფერის ძირითადი მასა პეტ შემთხვევაში ნახევრად კრისტალური ან ამორფულია. პირველ შემთხვევაში ბაზისის კრისტალური სკელეტი ძირითადად ფუძე პლაგიოკლასის — ლაბრადორის მიკროლითებით არის აგებული. იქ სადაც მიკროლითები ცოტაა, მინებრივი ბაზისი მნიშვნელოვ-

ნად შეუცვლია ღია-მწვანე ფერის ქლორიტს და რუხი ფერის თიხოვან მასებს, აქვე ბევრად მადნეული მინერალის მტვრისებური ჩანაწინწკლები. ამასთან ერთად არიან ნატეხები, რომელთაც მანდელშტაინური ტექსტურა აქვთ. ამ შემთხვევაში პორები ქალცედონით, ქლორიტით და ზოგჯერ კალციტით არის ამოვსებული. იშვიათად ვხვდებით ცეოლითსაც.

ამ პორფირიტებში ფენოკრისტალები საერთოდ ბევრია და წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით და მონოკლინური პიროქსენით.

პლაგიოკლაზი მეტწილად მთლიანად შეცვლილია თიხა-სერიციტული მასებით და ქლორიტით. მაგრამ არის საღად დარჩენილი მარცვლებიც, რომელთა შედგენილობა ლაბრადორს უპასუხებს (პლაგ. № 60—65). მარცვალთა ზომა 0,2—1,1 მმ ფარგლებში ცვალებადობს. მონოკლინური პიროქსენი მწვანე ფერის ავგიტით არის წარმოდგენილი. ქმნის საკმაოდ მსხვილ ჩანართებს 1—4 მმ სიდიდის. კიდეებში და ნაპრალების გასწვრივ შეცვლილია ქლორიტით, კალციტით და მადნეული მინერალით. შეუცვლელი მინერალის ჩაქრობის კუთხე $eNg = 40—42^\circ$. ზოგ ნატეხში მნიშვნელოვანი რაოდენობით მუქ სილიკატს ვხვდებით, რომელიც თავისი ფორმით ოლივინს გავს. საკმაოდ ბევრია მადნეული მინერალი ლიმონიტით და პირიტით წარმოდგენილი.

ბ) ლაბრადორიანი პორფირიტები შეცვლილი მუქი სილიკატით, ზემოაღწერილთაგან განსხვავებით, უფრო მეტად არიან შეცვლილი. ამ მხრივ ყურადღებას იქცევს დიდი რაოდენობით წარმოდგენილი მუქი სილიკატი, რომელიც მთლიანად შეცვლილია მწვანე ქლორიტით ანდა ერთდროულად ქლორიტ-კალციტური მასებით. კრისტალთა ჭრილების მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ აქ ჩვენ პიროქსენი და ოლივინი უნდა გვქონდეს. გაცილებით ბევრად საღია და რიგ შემთხვევაში თითქმის შეუცვლელი—ლაბრადორი, რომელიც გარდა ფენოკრისტალებისა მიკროლითებათაც არის გამოყოფილი. მართალია, ზოგ ნიმუშში მინერალის დიდი ნაწილი გასერიციტებულია ან გათიხებული, მაგრამ ამ შემთხვევაშიც კრისტალის გარეთა ნაწილი მაინც საღად არის დარჩენილი. ამასთან, არის შემთხვევები გაალბიტებისა.

პორფირიტების ძირითადი მასა შედგენილობითა და სტრუქტურით ერთნაირი არ არის. უფრო ხშირად გვხვდება ძლიერ გაქლორიტებული და გაკალციტებული, ვიტროფირული და ჰილოპილიტური ძირითადი მასა, იშვიათად კი სრულკრისტალური მიკროლითური. ასეთ შემთხვევაში ძირითადი მასა და ფენოკრისტალებიც ნაწილობრივ გაცეოლითებული არიან.

საკმაოდ ბევრია ამ პორფირიტებში მადნეული მინერალი წარმოდგენილი, მაგნეტიტით და გალიმონიტებული პირიტით.

გ) რქატყუარაიანი პორფირიტები ბრეჭჩის ნატეხებსა და კონგლომერატის კენჭებს შორის საერთოდ ცოტაა. ამ პორფირიტებში ძირითადი მასა რაოდენობრივად მეტია ფენოკრისტალებზე, იგი ჰილოპილიტურია ან სრულკრისტალური—მიკროლითური. ძლიერ შეცვლილია თიხოვან-ქლორიტული მასებითა და მადნეული მინერალით.

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია ზოგჯერ მთლიანად, ზოგჯერ კი ნაწილობრივად შეცვლილი ლაბრადორით და მეორადი პროდუქტებით ჩანაცვლებული მუქი სილიკატით. ლაბრადორი ხშირად მსხვილ გამონაყოფებს ქმნის—ზომით 0,5—2 მმ. მოზრდილი კრისტალები მხოლოდ ნაპრალების გასწვრივ არიან ჩანაცვლებული კალციტითა და ქლორიტით, წვრილი კრისტალები კი მეტწილად

გათიხებული ან გაქლორიტებულია. მუქი სილიკატი მთლიანად გადასულია ქლორიტში, ურალიტში და კალციტში. ზოგ ნატეხში მარცვალთა დიდ ნაწილს ოპაციტიზაცია განუცდია. ამასთან, ბევრ ადგილას კარგად ჩანს რქატყუარისათვის დამახასიათებელი იდეალურად გამოხატული ექვსკუთხედოვანი კვეთები და გრძელი პრიზმული კრისტალები. ბევრია პირიტი და ლიმონიტი.

დ) მანდელშტაინური პორფირიტები ძლიერ არიან შეცვლილი. ძირითადი მასა დიდი რაოდენობით შეიცავს სხვადასხვა სიდიდის მინდალინებს ამოვსილს ქლორიტ-ქალცედონით ანდა ქლორიტ-კალციტით. ზოგ მინდალინში ცეოლითიც შეიმჩნევა. ფენოკრისტალებს პლაგიოკლაზი და პიროქსენი ქმნის, პლაგიოკლაზი მეტწილად გაალბიტებულია ან ინტენსიურად ჩანაცვლებულია ქლორიტული მასებით. პიროქსენი ღია მწვანე ფერის ავგიტით არის წარმოდგენილი. ეს მინერალიც ინტენსიურად არის შეცვლილი ქლორიტ-კალციტური მასებით. საღი ნაწილები მხოლოდ აქ-იქ ჩანს მცირე ნაფლეთების სახით. არის აგრეთვე ოლივინისათვის დამახასიათებელი ფორმები ჩანაცვლებული სერპენტინით და კალციტით. როგორც სხვაგან, აქაც ბევრია მადნეული მინერალი წარმოდგენილი ლიმონიტითა და მაგნეტიტით.

ე) ძლიერ შეცვლილი გაქლორიტებული პორფირიტები ბრექჩიის ნატეხებს შორის სულ რამდენიმე შეგვხვდა. ეს პორფირიტები ძლიერ მდიდარი არიან მუქი სილიკატით, მაგრამ უკანასკნელი მთლიანად შეცვლილია მწვანე ან ყანგისფერი, სფეროლითური ქლორიტით. ამ მინერალის კრისტალთა ფორმის მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ, აქ ჩვენ უნდა გვქონდეს რქატყუარა და ავგიტი. ძლიერ იშვიათია აგრეთვე საღი პლაგიოკლაზის მარცვლები, ეს მინერალიც თითქმის მთლიანად ქლორიტსა და თიხის მინერალს ჩაუნაცვლებია. ძლიერ შეცვლილია ძირითადი მასაც, რომელიც ქლორიტის გარდა შეიცავს პილროქარსს და მეორადი კვარცის უბნებს.

ასეთია ძირითადად წყების ფუძეში განვითარებული ბაიოსურის ბრექჩიებისა და კონგლომერატების შემადგენელი ნატეხების პეტროგრაფიული ხასიათი. რაც შეეხება ამ ნატეხების ცემენტს—იგი აქ შემოაღწერილ პორფირიტების ტუფური მასალისაგან შედგება, რომელშიაც კარგად გაირჩევა პორფირიტების ნატეხები ღია მწვანე ფერის ავგიტის ჩანართებით და ძლიერ შეცვლილი პლაგიოკლაზით, ე. ი. ტუფოკონგლომერატებთან გვაქვს საქმე.

ცხრილი 1

ბაიოსური პორფირიტული წყების ქანები									
მძიმე ფრაქციის მინერალები				მსუბუქი ფრაქციის მინერალები					
შემადგენელი კომპონენტები %	ნიმუშების №№				შემადგენელი კომპონენტები (%)	ნიმუშების №№			
	39 ^ა	39 ^ბ	39 ^გ	39 ^დ		39 ^ა	39 ^ბ	39 ^გ	39 ^დ
1. პირიტი	52	26	—	6	1. კვარცი	2	1	—	2
2. ლიმონიტი	8	15	14	6	2. მინდვრის შპატი	7	5	10	7
3. მაგნეტიტი	7	8	40	28	3. ქლორიტი	72	30	46	54
4. შონოკლინ. პიროქსენი	17	36	38	57	4. ქანის ნატეხები	5	49	34	28
5. ეპიდოტი	7	8	4	3	5. კარბონატი(კალციტი)	4	16	8	9
6. ქლორიტი	67	4	2	—					
7. კალციტი	3	—	—	—					
8. ბიოტიტი	—	3	—	—					

ზემოთ მოგვყავს კონგლომერატების ქვარგვალების დამუშავებით მიღებული მძიმე და მსუბუქი ფრაქციის მინერალოგიური ანალიზის შედეგები (ცხრილი 1)- როგორც ვხედავთ წყებისათვის მადნეულ მინერალებთან ერთად პიროქსენიანი ფრაქცია არის დამახასიათებელი.

ზედა ბაიოსურის აღმავალი ჭრილი მდ. ენგურის მარცხენა ნაპირიდან მაგანის ქვანახშირის საბადომდე
სოფ. ხუდონის ჭრილი

1. სოფ. ხუდონის ზევით, 38-ე კმ ბოძთან, მძლავრი მასიური ბრექჩიებისა და საკმაოდ მსხვილმარცვლოვანი ტუფების გამოსავლები გვაქვს. პეტროგრაფიული ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ტუფებისა და ბრექჩიების შედგენილობა ერთნაირია და ლაბრადორიანი პორფირიტების პიროკლასტური მასა-ლით არის წარმოდგენილი. ამ ტუფებსა და ბრექჩიებს ზევით აგრძელებს სქელშრეებრივი (შრის სისქე — 1,2 მ), მორუხო-მომწვანო, შედარებით თხელ-შრეებრივი (სისქე 0,6—0,7 მ) და კიდევ უფრო თხელშრეებრივი (0,1—0,2 მ) ტუფების მორიგეობით შემდგარი დასტა. დასტის ზედა ნაწილში ძლიერ მსხვილმარცვლოვანი და სქელშრეებრივი ტუფოგენური გრაუვაკის შრე გამო-იყოფა. როგორც ამ უკანასკნელის ტუფურ ნაწილში, ისე ნამდვილ ტუფებში მასალა მთლიანად ლაბრადორიანი პორფირიტებისაა. ეს მასალა გვაქვს აგრეთვე გრაუვაკებში, მხოლოდ რამდენადმე გადამუშავებული და დამრგვალებული. შრე-თა დაქანება NO 70°, \angle 35—60°.

ტუფებისა და ტუფოგენი გრაუვაკების ასეთი მორიგეობა გრძელდება დიდ მანძილზე (1—1½ კმ) ვიდრე მთავარ შარას მაგანის გზა გამოეყოფა. აქ, კი უშუალოდ გზის დასაწყისში ისევე ლაბრადორიანი პორფირიტების ტუფები და გრაუვაკები გვაქვს. ამასთან, გრაუვაკის ერთ შრეში ლაბრადორიანი პორფირიტების მასალის გვერდით ერთი-ორი მარცვალი ეფუზიური კვარცისა ჩანს.

სოფ. ხუდონის ქვედა ნაწილში ამ დასტას ზევით მოუყვება სფერიული გამოფიტვის მქონე ტუფოგენური არგილიტები და ამ უკანასკნელთან მორიგეობაში მყოფი, ფაუნით მდიდარი, ქლორიტიანი გრაუვაკური ქვიშაქვები. ქვიშაქვების მთავარი მასალა ისევე ლაბრადორიანი პორფირიტებისაა. შრეთა და-ქანება—SO 140°, \angle 35—40°.

აღმავალ ჭრილში მცენარეული ნაშთებით მდიდარი ალევროლითები, ქლორიტიანი ტუფოგენი არგილიტები, კონკრეციებიანი წვრილმარცვლოვანი გრაუვაკური ქვიშაქვები გვაქვს. კონკრეციები მერგელოვან კირქვებს წარმო-ადგენენ, ხოლო გრაუვაკები და არგილიტების ტუფური ნაწილი ძირითადად შედგებიან ლაბრადორიანი პორფირიტების მასალისგან.

ზევით ისევე სქელშრეებრივი, ქლორიტით და კირქვიანი კონკრეციებით გამდიდრებული გრაუვაკები გვაქვს, რომლებიც აღმავალ ჭრილში ჯერ იცვლე-ბიან ტუფოგენური გრაუვაკებით, შემდეგ კი ალბიტ-ოლიგოკლაზიან-ავგიტიანი და ლაბრადორიანი პორფირიტების ტუფებით.

აღმავალ ჭრილში მძლავრი გამოსავლები ჩანს ავგიტ-რქატყუარაინი და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ბრექჩიების და ტუფებისა.

ბრექჩიებში პელიტური ტუფის თუ არგილიტის თხელი შრეები აღი-ნიშნება.

ბრეჭიებსა და ტუფებს ზევით ცვლის ნათლად შრეებრივი კირქვის კონკრეციებიანი ტუფოგენური გრაუვაკები. გრაუვაკებში ტუფური და ტერიგენი მასალა ლაბრადორიანი პორფირიტებისაა.

ამ დასტით მთავრდება აქ ზედა ბაიოსური, შემდეგ კი ნახშირიანი წყება და ფერადი იწყება.

ამრიგად, ამ ჭრილშიც სრულიად ისეთივე სურათი ჩანს, როგორც ტყვარჩელის ზედა ბაიოსურში; მასალა აქაც, როგორც ტერიგენული, ისე პიროკლასტურია. უკანასკნელი უმთავრესად ლაბრადორიანი პორფირიტებისაა. არსად არ გვხვდება კვარცი და მჟავე მინდვრის შპატი ან მჟავე ეფუზივების მასალა.

ქვედა ბაიოსურის და ზედა ლიასურის დადმავალი ჭრილი მდ. ენგურზე სოფ. ხუბერსა და ხაიშს შორის

ეს ჭრილი ხაიშის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ქვედა ბაიოსურში და ზედა ლიასურშია შედგენილი.

ქვედა ბაიოსური საერთო ჭრილის მნიშვნელოვან ნაწილს შეადგენს (სიმაღლარე — 500—600 მ) და წარმოდგენილია პორფირიტულ წყებისათვის (მის ქვედა ნაწილისათვის) დამახასიათებელი სპილიტური პორიზონტით. ამ უკანასკნელის ზედა ნაწილში მასიური ბრეჭიებისა და სხვადასხვა ტუფების მძლავრ დასტები გვაქვს. ქვედა ნაწილში კი ნათლად შრეებრივი პსამიტური ტუფების, ტუფოგენი არგილიტების და პელიტური ტუფების მორიგეობა ჩანს. ვარდა ამისა ამავე ნაწილში ალბიტის პორფირიტის განფენები და ალბიტის დიბაზის შრეძარღვებიც აღინიშნება.

მასიური ბრეჭიებისა და ტუფების პეტროგრაფიულად შესწავლამ გვიჩვენა, რომ მასალა აქ სალი ალბიტის და ლია-მწვანე ფერის ავგიტის შემცველი ნატეხებით არის წარმოდგენილი, იშვიათად ვხვდებით ისეთ ნატეხებს, რომლებიც პრენიტს და ცეოლიტს შეიცავენ.

ასეთივე მასალით არიან აგებულნი შრეებრივი ტუფები და ტუფოგენი არგილიტები. რაც შეეხება არგილიტებს, რომელნიც გარეგნულად იისფერი ან მორუხო-მომწვანო შეფერვის არიან, ისინი ძირითადად მოყავისფრო იზოტროპულ თიხოვან მასებს შეიცავენ ქლორიტთან და მინდვრის შპატის უწვრილეს მარცვლებთან ერთად. ისე, რომ ამ ჭრილში სპილიტური პორიზონტი მკაფიოდ არის გამოყოფილი.

ჭრილში ამის შემდეგ ლიასის გამოსავლები იწყება, მაგრამ ამ უკანასკნელის უშუალო შეხება პორფირიტულ წყებასთან ცუდი გაშიშვლების გამო არა ჩანს. ძირითად გამოსავლებში ზედა ლიასის პირველი სულ ზედა დასტა შესამჩნევად დაწვრილნაოჭებულია და აგებულია თხელშრეებრივი (შრის სისქე 5—10 სმ) ალევრიტული და წვრილმარცვლოვანი კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვების მორიგეობით.

ალევრიტული ქვიშაქვები უმთავრესად ნახშიროვანი ნივთიერებით არიან გამდიდრებულნი და ძირითადად შედგებიან მუსკოვიტ-სერიციტული მასებისა და კვარცის უწვრილეს მარცვლებისაგან. შედარებით ცოტაა ალბიტ-ოლიგოკლაზი, კალიშპატი და შეცვლილი ქანის ნატეხები.

წვრილმარცვლოვანი პსამიტური ქვიშაქვები არათანაბარმარცვლოვანებას იჩენენ. ქვიშაქვის ძირითადი შემადგენელი კომპონენტი აქაც კვარცი და მუს-

კოვიტ-სერიციტული მასებია. რამდენადმე მეტი რაოდენობით აღინიშნება ალბიტ-ოლიგოკლაზი და გათიხებული ქანის ნატეხები.

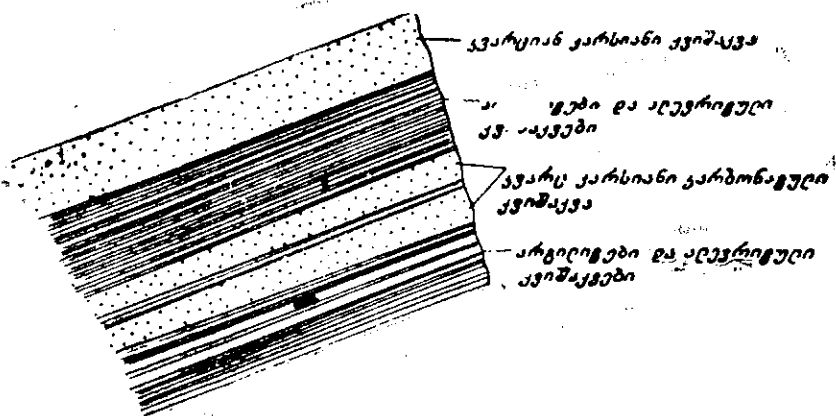
კვარცი მკაფიოდ კუთხედა და ამავე დროს დამსხვრეული, ძლიერი კატაკლაზით. ისე, რომ მინერალის უმთავრესი ნაწილი გრანიტულია; არა ტალღური-ეფუზიური კვარცი ძლიერ ცოტაა. ამავე ქვიშაქვებში მნიშვნელოვანი რაოდენობით აღინიშნება ჰიდროქარსი, ლიმონიტური მასები და ნახშიროვანი ნივთიერება.

დასტის ქვედა ნაწილში აღწერილ ქვიშაქვებს შორის ასპიდური ფიქლების ტიპის არგილიტები, ნახშიროვანი ნივთიერებით გამდიდრებული კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვები და პირიტის კონკრეციებიანი ქვიშაქვები გვაქვს. არგილიტები ძირითადად რუხი ფერის თიხოვან-სერიციტული მასებით არიან აგებული და შეიცავენ კვარცის და ნახშირის უწვრილეს ნაწილაკებს. რაც შეეხება ნახშირიანსა და პირიტის კონკრეციებიან ქვიშაქვებს ისინი ზემოაღნიშნულ ქვიშაქვებისაგან, ნახშირსა და პირიტის მეტი შემცველობით განსხვავდებიან. კონკრეციებში პირიტი კვარცისა და ჰიდროქარსით შეცვლილ ნატეხებს შეიცავს.

სტრატეგრაფიულად ქვეშემდებარე დასტა საკმაოდ სქელშრებბრივი (შრის სისქე 2 მ) ქვიშაქვების და არგილიტების მორიგეობით ხასიათდება.

სქელშრებბრივი ქვიშაქვები შედგენილობით არსებითად არ განსხვავდებიან ზემოაღწერილი ქვიშაქვებისაგან. ერთი კაა, რომ აქ კვარცი თითქმის მთლიანად გრანიტულია და ამასთან მეტია მინდვრის შპატები და გათიხებული ქანის ნატეხები ისე, რომ ჩვენ აქ გვაქვს სუსტად არკოზული კვარციანი ქვიშაქვები. ამ ქვიშაქვებთან მორიგეობაში მყოფი არგილიტები უხვად შეიცავენ გაკვარცებულ-გაკალიციტებულ და წვრილკრისტალურ პირიტიან-კალიციტიან კონკრეციებს.

ქვევით მომდევნო დასტებში ლიასისათვის დამახასიათებელი სტრატეფიკაცია გვაქვს წარმოდგენილი არგილიტების, კვარციან-ქარსიანი ალევრიტული და წვრილმარცვლოვანი პსამიტური ქვიშაქვების მორიგეობით (სურ. 9).



სურ. 9. მდ. ენჯურის ხეობის ზედა ლიასური ნალექების სტრატეფიკაციის ხასიათი სოფ. ხაიშის რაიონი

არც ქვიშაქვები და არც არგილიტები ზემოაღწერილთაგან არაფრით განსხვავდებიან.

ლიასის გამოსაფლების სულ ქვედა დასტა ისევ ქვიშაქვებისა და არგილიტების მორიგეობით ხასიათდება, მაგრამ არგილიტები რაოდენობით ქვიშაქვებზე რამდენადმე მეტია.

ქვიშაქვები ძირითადად აგებულიან არიან გრანიტული კვარციტით, მუსკოვიტ-სერიციტით და გათიხებული ქანის ნატეხებით. გარდა ამისა ამ ქვიშაქვებში მნიშვნელოვან ადგილს იკავებს კალციუმის კარბონატი, რომელიც ხშირად ქვიშაქვის ცემენტის როლს ასრულებს. უკანასკნელი არგილიტების თიხოვან მასაშიც მონაწილეობს.

ასეთია ზედა ლიასის ლითოლოგიური ხასიათი მდ. ენგურზე. როგორც ვხედავთ, ჩვენ აქ გვაქვს კვარციან-სერიციტიან-მუსკოვიტიანი ქვიშაქვები, რომელიც ზოგჯერ სუსტად არკოზულ ხასიათს ამჟღავნებენ. ამასთან, კვარცი გრანიტული ან მეტამორფული წყებிடანაა და ეფუზიური ძლიერ ცოტაა ან სულ არ გვხვდება. რაც შეეხება არგილიტებს, ისინი საერთოდ ლიასისათვის დამახასიათებელ ასპიდურის მსგავს ფიქლებრივ ქანებს წარმოადგენენ და წყების აგებულებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ.

ნახშირიანი წყების მოსაზღვრე ბაიოსური და ლიასური ნალექების ზოგიერთი ჭრილის მძიმე და მსუბუქი ფრაქციების მინერალოგიური ანალიზი

ბაიოსური და ლიასური ნალექების ლითოლოგიის კვლევის დროს ჩვენ მიერ შესწავლილ იქნა ამ ნალექების მძიმე და მსუბუქი ფრაქციები—370 მძიმე და ამდენივე მსუბუქი ფრაქცია.

1. მდ. ლალიძგის გასწვრივ შედგენილ ჭრილში ბაიოსური ნალექების მძიმე ფრაქციები წარმოდგენილია: მადნეული მინერალებით, პიროქსენით, რქატყუარით, აპატიტით, ქლორიტით, ეპიდოტით, დიუმორტიერიტით, ცირკონით და ანატაზით.

მადნეული მინერალებიდან ხშირია ლიმონიტი, მაგნეტიტი და პირიტი, სჭარბობს უკანასკნელი.

პირიტის რაოდენობა საშუალოდ მთელი მძიმე ფრაქციის 60% შეადგენს. ლიმონიტი და მაგნეტიტი დამორჩილებულ როლს თამაშობენ.

არამადნეული მინერალებიდან თითქმის ყველა ჭრილში მონოკლინური პიროქსენი—ავგიტი გვაქვს. მისი რაოდენობა საშუალოდ 30—40% შეადგენს. თუმცა გვხვდება ნიმუშები, რომლებშიაც პიროქსენის რაოდენობა 3% არ აღემატება, მაგრამ ასეთი ნიმუშების რიცხვი მცირეა. უპიროქსენო ფრაქციები იშვიათია. რქატყუარა უფრო იშვიათად გვხვდება და მისი რაოდენობა 3—4% არ აღემატება. ძლიერ იშვიათად 15—20% აღწევს (იხ. ცხრილი 5).

აპატიტი ბაიოსური ნალექების მძიმე ფრაქციების მუდმივი კომპონენტია. მისი რაოდენობა 10% არ აღემატება. იგი ხშირად შეფერილია და პლეოქროიზმს ამჟღავნებს.

ქლორიტი თითქმის ყველა ნიმუშში გვხვდება. მისი რაოდენობა ცვალებადობს 5—20% ფარგლებში, თუმცა სპორადიულად 70%—საც კი აღწევს. ცირკონი მცირე რაოდენობითაა; იშვიათად აღემატება 3—4%, ძლიერ ხშირად

რია უცირონო ფრაქციები, იგივე ითქმის ანატაზის შესახებ, მხოლოდ მისი პროცენტული შემცველობა 1—2% იშვიათად აღემატება.

აქა-იქ გვხვდება კარბონატი, რომელიც ხშირად სიდერიტული მასებითაა წარმოდგენილი.

მძიმე ფრაქციის მინერალების რაიმე კანონზომიერი ცვლა ვერტიკალური ან ჰორიზონტალური მიმართულებით არ შეიმჩნევა.

ბაიოსური ნალექების მსუბუქი ფრაქციები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, ქლორიტით, ქლორიტ-პელიტური მასით, კარბონატული მასათ და ქანების ნატეხებით.

პლაგიოკლაზი ანდეზინ-ლაბრადორის რიგისაა. სპელიტური ჰორიზონტის ფრაქციებში კი ალბიტი გვაქვს. უკანასკნელი ხშირად სერიციტიზებულია, უფრო იშვიათად საღი. პლაგიოკლაზის რაოდენობა 10—30% ფარგლებში იცვლება.

მსუბუქ ფრაქციას უმთავრესად ქლორიტ-პელიტური მასები და ქანის ნატეხები შეადგენს. უკანასკნელი ხშირად გაქლორიტებულია. ქლორიტ-პელიტური მასების და ქანების ნატეხების ჯამური რაოდენობა ზოგჯერ მთელი მსუბუქი ფრაქციის 90% შეადგენს.

კვარცი იშვიათად გვხვდება და მისი რაოდენობა 3% არ აღემატება.

2. ლიასური ნალექების მძიმე ფრაქციის მინერალთა შორის წამყვან როლს ლიმონიტი და პირიტი თამაშობს. ზოგჯერ ასეთივე დიდი რაოდენობით გვხვდება კარბონატი—სიდერიტით წარმოდგენილი.

ტერიგენი კომპონენტები, წარმოდგენილი გამჭვირვალე მდგრადი მინერალებით, პიროქსენით, რქატყუართ და ქარსებით, დამორჩილებული რაოდენობითაა და მძიმე ფრაქციის მთელი რაოდენობის 50%-ზე ნაკლებს შეადგენენ. სხვა მინერალები, როგორცაა ანატაზი, რუტილი, ქლორიტი, ბიოტიტი, შპინელი, ბარიტი, დიუმორტიერიტი, სპორადიულად გვხვდება და მნიშვნელოვან რაოდენობას ერთეულ შემთხვევაში აღწევს.

აქვე მოგვყავს მძიმე ფრაქციის მინერალების მოკლე დახასიათება:

პირიტი — კონკრეციული წვრილი სფეროლიტების, წვრილი კრისტალების და უფრო იშვიათად არაწესიერი ნატეხების სახით არის. ხშირად გალიმონიტება ემჩნევა.

ლიმონიტი — მიწისებრ აგრეგატებს იძლევა, ზოგჯერ მოჩანს, რომ პირიტის შეცვლის ხარჯზეა წარმოშობილი.

კარბონატი — მეტ შემთხვევაში სიდერითია. უფრო იშვიათად გვხვდება კალციტი. სიდერიტი რუხი ფერის სიდერიტული ან პელიტ-სიდერიტული მასების სახითაა. კრისტალური სიდერიტი სრულებით არ გვხვდება.

ცირონი — უფრო, გამჭვირვალე, იშვიათად ოდნავ მორუხო ფერის გრძელსვეტოვანი პრიზმული ჰაბიტუსის, ფორმებით მდიდარი კრისტალების სახითაა. გვხვდება აგრეთვე შესამჩნევად მომრგვალებული მარცვლებიც. დიდ კრისტალებში ხშირად არის ცირონის კრისტალებისგე და გაზის ან სითხის ჩანართები.

აპატიტი — პრიზმული კრისტალების ან არაწესიერი ნატეხების სახითაა. ჩვეულებრივ უფრო და გამჭვირვალეა. მცირე რაოდენობით გვხვდება მონაცრისფრო, მორუხო ან მოყვითალო პლეოქროული აპატიტები.

ტურმალინი — პრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალების, ზოგჯერ არაწესიერი ნატეხების ან მომრგვალებული მარცვლების სახითაა წარმოდგენილი. ახ-

სიათებს მკვეთრი პლეოქროიზმი—მკრთალ მოყავისფროდან მუქ, თითქმის შავ ფერამდე. იშვიათად გვხვდება მოლურჯო ან მომწვანო ფერის პლეოქროული მარცვლები. ტურმალინის პრიზმულ კრისტალებს ზოგჯერ ბოლო წახნაგები შერჩენილი აქვთ. ასეთი კრისტალის ბოლოებზე ზოგჯერ სხვადასხვა შეფერვა შეიმჩნევა—ძირითადად მომწვანო და მოყავისფრო.

რ უ ტ ი ლ ი — პრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალების ან ზოგჯერ ოდნავ მომრგვალებული მარცვლების სახით არის. მორუხო ან თაფლისფერი ყვითელია. იშვიათად გვხვდება დამახასიათებელი მუხლოვანი მრჩობლები.

ან ა ტ ა ზ — გვხვდება კვადრატული ფორმის ან პირამიდული ჰაბიტუსის კრისტალების სახით. უკანასკნელნი ხშირად დამტრიხულია და ზოგჯერ მჩობლებს იძლევიან.

დი უ მ ო რ ტ ი ე რ ი ტ ი — სხვადასხვა ინტენსივობით შეფერილი ლურჯი მინერალია. ხშირად შესამჩნევი პლეოქროიზმი ახასიათებს. აქვს საკმაოდ მაღალი გარდატეხის მაჩვენებელი ($N=1.68-1.70$) და ზოგჯერ ინტერფერენციის მაღალ ფერებსაც ამჟღავნებს. ჩვეულებრივ არაწესიერი ნატეხებისა და უფრო იშვიათად პრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალების სახით გვხვდება.

რაც შეეხება აღწერილ კომპონენტთა რაოდენობრივ მხარეს, ამაზე წარმოდგენას გვაძლევს აქვე მოტანილი ცხრილები (ცხრილი—2, 3, 4, 5, 6, 7, 8), რომლებშიაც მოცემულია მძიმე ფრაქციის მინერალთა ცვალებადობა კრილების მიხედვით.

ლიასური ნალექების მინერალოგიური ანალიზი,

№ რიგზე	№ ნიმუშის	წყების ასაკი	ქანის რაგვარობა	მძიმე ფრაქციის									
				პირიტი	ლიმონიტი	მაგნეტიტი	ციროკონი	აპატიტი	ტურმალინი	გრანატი	რუთილი	ანატაზი	
1	421	ს ს ს	სუსტად არკოზული კვარციანი ქვიშაქვა	—	48	3	27	8	—	—	—	—	—
2	422		კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა	12	63	—	4	12	3	—	—	—	—
3	423		კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა	6	71	—	5	2	4	—	—	—	—
4	425		კვარციან-ბიოტიტიანი „როგოვიკი“	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
5	426		კვარციან-სერიციტიანი ქვიშაქვა	—	8	15	58	15	—	—	—	—	—
6	427		კვარციან-ბიოტიტიანი „როგოვიკი“	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—

მოტანილი ცხრილებიდან ჩანს, რომ პირიტი და ლიმონიტი ლიასური ნალექების ყველა კრილში გვაქვს. ამასთან, ლიმონიტი თითქმის ყოველთვის მეტია პირიტზე. მისი შემცველობა მძიმე ფრაქციაში დიდია და ზოგჯერ 80% აღწევს. ულიმონიტო ფრაქციები ძლიერ იშვიათია.

პირიტი რამდენადმე ნაკლები რაოდენობითაა, თუმცა ზოგჯერ მძიმე ფრაქციის 40%-საც შეადგენს.

ციროკონი და აპატიტი ლიასური ნალექების მულმივ შემადგენელ კომპონენტს წარმოადგენენ, მათი რაოდენობა კრილში ცვალებადია. ციროკონი სკარბობს აპატიტს. მისი შემცველობა მძიმე ფრაქციის 5—30% შეადგენს—საშუალოდ 10—20%.

აპატიტის რაოდენობა 5—15%¹ ფარგლებში ცვალებადობს, ტურმალინი² მძიმე ფრაქციაში თითქმის ყოველთვის გვაქვს 1—9%-მდე.

გრანატი იშვიათად გვხვდება და ზოგ ჭრილში სრულიად არ არის.

ანატაზი და რუტილი ხშირად გვაქვს, მაგრამ გვხვდება უანატაზო და ურუტილო ფრაქციებიც. მათი რაოდენობა 1—2% არ აღემატება.

ზოგ ჭრილში (მაგ. ჭრილში მდ. ენგურის გასწვრივ) ხშირად გვხვდება დიუმორტიერიტი. მისი შემცველობა 2—3% არ აღემატება. ხშირად უდიუმორტიერიტო ფრაქციებიც გვაქვს.

პიროქსენი, ბიოტიტი და ქლორიტი ძლიერ იშვიათად გვხვდება; მათი რაოდენობა ფრაქციაში 5% იშვიათად აღემატება. სპორადიულად ჩნდება ბარიტი, ზოგჯერ მისი რაოდენობა 20%-საც კი აღწევს.

ამავე ცხრილებიდან ჩანს, რომ მძიმე ფრაქციის მინერალების რაიმე კანონზომიერი ცვალებადობა ვერტიკალურ მიმართულებით არ შემჩნვევს.

მკვეთრი ცვალებადობა არ ჩანს ჰორიზონტალურ მიმართულებითაც, თუ არ მივიღებთ მხედველობაში დასავლეთ მიმართულებით მდგრადი მინერალების რაოდენობის ოდნავ მატებას. ასე მაგალითად თუ მდ. ენგურის ჭრილის ლიასური ნალექების მძიმე ფრაქციებში ცირკონის 10—12% გვაქვს, აპატიტის 5—10%, ტურმალინის 3—4%, მდ. კოდორზე ჭრილში ცირკონის რაოდენობა 20%-მდე აღის, ტურმალინის—9%-მდე და ა. შ. რაც შეეხება ლიასური ნალექების მსუბუქ ფრაქციებს ისინი აგებული არიან კვარციით, პლაგიოკლაზით, ჭრილი მდ. აღმ. გუმისტის გასწვრივ

ცხრილი 2

შინერალთა რაოდენობა პროცენტებით

დიუმორტიერიტი	პიროქსენი	რუტაქსურა	ტილოტ-ცილიზიტი	ქლორიტი	ბიოტიტი	ჰიდროქსისი	მუსკოვიტი	კარბონატი	შპინელი	სტავროლიტი	ბარიტი	სფენი	შენიშვნები
—	2	—	1	—	3	5	—	—	—	—	—	—	
—	2	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	
—	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	94	—	5	—	—	—	—	—	
—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	
—	—	—	—	—	94	—	—	—	—	—	—	—	

კალიშპატი, პელიტ-სერიციტული მასებით, მუსკოვიტით და ქანის ნატეხებით.

პელიტ-სერიციტული მასები და ქანის ნატეხები მსუბუქი ფრაქციის ძირითადი შემადგენელი ნაწილია და მთელი მასის 60—70%¹ შეადგენს. სხვა კომპონენტების თანაფარდობა ქანის რაგვარობასთან შესატყვისად ცვალებადობს.

კვარცის რაოდენობა 10—20% შეადგენს, პლაგიოკლაზის— 2—10%. მუსკოვიტი ცალკე ფურცელაკების სახით მცირე რაოდენობითაა—3%¹ არ აღემატება. კალიშპატიც დაახლოებით ამ რაოდენობით გვხვდება. იშვიათ შემთხვევაში 5% აღწევს.

ბიოსურთი და ლიასურთი ნალექების მძიმე ფრაქციების.

№ რიგზე	№ ნიმუშის	წყების ასაკი	ქანის რაგვარობა	მძიმე ფრაქციის					
				პირიტი	ლიმონიტი	მაგნეტიტი	ციკლონი	აპატიტი	ტურშალინი
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	306	ი	ლაბრადორიანი პორფირიტის კრისტალო-კლასტური ტუფი	63	23	—	4	5	—
2	307	ს	პელიტური ფერფლის ტუფი	მძიმე ფრაქცია უმნიშვნელო					
3	308	ფ	ავჯიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ლითო-კლასტური ტუფი	—	4	4	—	—	—
4	309	ი	პელიტური ტუფი	48	45	—	—	—	—
5	310	ა	ლაბრად. პორფ. კრისტალოკლასტური ტუფი	29	45	4	3	14	—
6	311	ბ	არკოზული ქვიშაქვა	—	48	9	21	6	4
7	312	ბ	არკოზული ქვიშაქვა	—	29	6	38	10	8
8	313	ბ	ალბიტანი პორფირიტი	67	20	—	—	—	—
9	314	ბ	ნახშირიანი არგილიტი	7	82	—	—	—	—
10	315	ბ	არკოზული ქვიშაქვა	3	16	7	32	18	8
11	316	ბ	—	—	31	3	30	15	9
12	317	ე	კვარციტ მდიდარი არკოზ. ქვიშაქვა	—	51	4	18	13	5
13	318	ე	არკოზული ქვიშაქვა	4	2	51	13	4	3
14	319	ე	კვარციანი ალევროლითი	—	39	—	30	8	1
15	320	ს	ალბიტანი დიაბაზ-პორფირიტი	48	17	—	—	—	—
16	321	ს	კირქვიანი ქვიშაქვა	—	26	3	28	5	6
17	322	ს	სიდერეტიანი არკოზ. ქვიშაქვა	—	44	—	3	4	—
18	323	ბ	ლაბრადორიანი პორფირიტი	50	4	—	3	16	—
19	324	ბ	შეცვლილი ბრეჭია	48	8	6	2	12	—
20	325	ბ	სუსტად ქვიშიანი არგილიტი	11	76	—	2	—	—
21	326	ბ	კვარციან-ქარსიანი ალევროლითი	9	67	—	18	2	7
22	327	ბ	ქარსიანი ქვიშაქვა	—	—	—	9	4	—
23	328	ბ	კვარციან-არკოზული ქვიშაქვა	6	58	—	9	13	10
24	329	ბ	" " "	—	69	—	13	9	7
25	330	ბ	" " "	12	57	—	3	15	7
26	331	ფ	" " "	—	—	—	12	4	4
27	332	ფ	ლიმონიტ-ქლორიტიანი ალევროლითი	—	67	—	3	—	—
28	333	ფ	ქვიშიანი არგილიტი	2	85	2	4	2	2
29	334	ფ	კვარციან-არკოზული ქვიშაქვა	8	30	—	31	9	8
30	335	ფ	" " "	—	5	—	4	1	2
31	336	ფ	ალბიტანი დიაბაზი	21	2	—	3	—	—
32	337	ფ	კვარციან-არკოზული ქვიშაქვა	3	8	—	10	6	—
33	338	ფ	" " "	—	5	—	9	4	1
34	339	ფ	" " "	—	—	—	—	—	—
35	340	ფ	ლიმონიტიანი ალევროლითი	—	86	—	4	3	1
36	341	ფ	ალევროლითი	3	56	—	18	10	8
37	342	ფ	არგილიტი	—	97	—	—	1	—
38	343	ფ	კვარცი. ალევროლითი	4	48	—	5	1	1
39	344	ფ	ალბიტანი დიაბაზი	4	2	18	—	—	—
40	345	ფ	გაკვარცხებული დიაბაზი	—	—	—	—	—	—
41	346	ფ	ალევროლითი	—	89	—	1	—	—
42	347	ფ	გაკვარცხებული დიაბაზი	16	68	—	—	—	—
43	348	ფ	" " "	4	85	—	—	—	—
44	349	ფ	ქვიშაქვა	4	71	—	17	7	1
45	350	ფ	ლაბრადორიანი პორფირიტი	2	81	—	1	3	2
46	351	ფ	კვარცი. ალევროლითი	36	3	—	—	1	—
47	352	ფ	" " "	2	81	—	3	6	1
48	353	ფ	" " "	18	80	—	1	1	1
			სპილხეტი						

თითქმის მთელი მძიმე

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
49	354		კვარც. ალევროლითი	5	69	—	7	11	1
50	355		შეცვლილი დიაბაზი						
51	356	c	დიაბაზ-პორფირიტი				2	2	—
52	357								
53	361		კვარც. ქვიშაქვა	54	3	—	—	1	—
54	362		კვარც. ალევროლითი	4	62	—	22	2	3
					9	—	2	1	2
55	363	u	დიაბაზ-პორფირიტი	—	8	—	—	—	—
56	364		კვარც. ალევროლითი	—	92	—	2	—	—
57	365			6	59	—	22	3	5
58	366		კვარციანი ქვიშაქვა	7	26	—	38	3	—
59	367		კვარციანი ალევროლითი	6	78	—	8	2	2
60	368		ნაზშირიანი არგილიტი	6	52	—	1	2	—
61	369		არკოზული ქვიშაქვა	3	47	—	11	7	5
62	370	o	არგილიტი						
									მძიმე ფრაქცია უმნიშვნელო
63	371		დიაბაზ-პორფირიტი	40	2	—	—	—	—
64	373		არკოზული ქვიშაქვა	6	40	4	33	3	4
65	374			8	38	—	16	15	4
66	375		კვარც. ალევროლითი	—	78	—	2	—	—
67	376	c	ავგიტ.-ლაბრად. პორფირიტი	13	—	—	—	—	—
68	377		პორფირიტის ტუფოლავა	9	—	—	—	—	—
69	378		კვარც. ალევროლითი	12	34	—	24	7	4
70	379		დიაბაზ-პორფირიტი	45	6	—	—	—	—
71	380		კვარც. არკოზული ქვიშაქვა	—	31	4	22	7	6
72	381		არგილიტი სუსტად ქვიშიანი	—	23	—	20	6	4
73	382			44	55	—	<1	—	—
74	383	u/	კვარც. ალევროლითი	2	31	—	18	—	—
75	384		არგილიტი						
76	385		კირქვიანი არგილიტი						
77	386		არკოზული ქვიშაქვა						
78	387	c	კვარც. ალევროლითი	4	61	—	21	9	3
79	388			—	36	3	27	7	3
80	389		არგილიტი	14	67	—	6	5	4
81	390								
82	391		არკოზული ქვიშაქვა						
83	392		ალევროლითი	2	34	—	18	11	9
84	394	u	არკოზული ქვიშაქვა						
85	395		"	76	4	—	12	4	2
86	396		"	—	28	8	27	11	5
87	397		"	2	62	—	7	8	4
88	398		არგილიტი	6	33	—	28	13	5
89	399		ალევროლითი	99	—	—	<1	—	—
90	400								
91	401	o	კვარც. ალევროლითი						
92	405		არგილიტი						
93	407		"	16	68	—	<1	—	—
94	408		"	98	—	—	—	—	<1
95	409		არკოზული ქვიშაქვა	87	2	—	3	—	—
96	412		არგილიტი	72	9	—	6	—	—
97	413	c	არკოზული ქვიშაქვა						
98	414			41	7	—	26	1	3
99	415		გაბრო-პორფირიტი	7	47	—	23	4	—
100	416		პორფირიტის ტუფი	6	—	—	—	—	—
101	418		ავგიტ.-ლაბრად. პორფირიტი	3	6	—	—	—	—
103	422		კვარც. ქვიშაქვა სუსტად არკოზული	3	2	7	—	—	—
104	423		"	12	63	—	4	12	4
105	426	u/	"	6	71	—	5	2	—
106	425		"	—	8	15	58	15	—
107	427		"	—	—	—	1	1	—

მე-3 ცხრილის გაგრძელება

II	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
—	I	I	2	—	—	I	I	—	—	—	—	<1	—	<1	—
სიდერითაა	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი	წარმოდგენილი
—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	95	—	—	—	კარბონატი სიდერითაა
—	—	—	—	2	—	5	22	4	—	—	9	—	—	—	—
—	I	I	2	2	—	<1	<1	—	—	—	85	—	—	—	კარბონატი სიდერითაა
—	—	—	—	3	—	3	86	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
—	I	—	I	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—
—	2	<1	2	I	—	—	7	—	12	—	—	<1	—	—	—
—	—	—	3	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	3	4	—	—	12	—	20	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	13	5	—	—	9	—	—	—	—
რაოდენობითაა	შედგება	პირიტის	ლიმონიტის	ცირკონის	აპატიტის	პიროქსენის	და	დიჰომორტიტისაგან	—	—	—	—	—	—	—
7	—	—	—	6	—	8	41	—	—	—	3	—	—	—	—
2	2	—	—	2	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—
—	<1	—	I	I	—	I	8	15	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	13	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—
—	—	—	<1	83	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	84	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—
2	I	—	—	—	—	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	37	2	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—
—	I	2	—	—	—	—	27	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	26	21	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	—	—	—	—	—	—
რაოდენობითაა და წარმოდგენილია	პირიტით	ლიმონიტით	და	პიროქსენით	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
სიდერითაა	წარმოდგენილი	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—
—	<1	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	I	—	—	<1	—	—	3	—	—	—	—	—	—	18	—
—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
რაოდენობითაა	წარმოდგენილია	პირიტით	ლიმონიტით	ცირკონით	და	ჰიდროქარსით	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	I	—	—	3	—	I	7	13	—	—	<1	—	—	—	—
რაოდენობითაა	შედგება	პირიტის	ლიმონიტისა	და	პიროქსენისაგან	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	<1	—	—	—	—	—	7	6	6	—	<1	—	—	—	—
—	2	—	—	—	—	—	2	4	11	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	<1	4	5	—	—	—	—	—	—	—
—	2	3	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—
ნობითაა;	წარმოდგენილია	პირიტით	ლიმონიტით	პიროქსენით	ცირკონით	ჰიდროქარსით	—	—	—	—	—	—	—	—	—
"	—	—	—	"	—	პირიტით	პიროქსენითა	და	ქლორიტით	—	—	—	—	—	—
"	—	—	—	"	—	"	—	—	"	"	—	—	—	—	—
—	—	—	—	13	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	5	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
რაოდენობითაა	წარმოდგენილია	პირიტით	ლიმონიტით	პიროქსენითა	და	ცირკონით	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	<1	—	15	4	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	3
—	—	—	—	77	—	—	8	5	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	94	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	I	—	—	2	—	<1	—	—	2	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	I
—	—	—	—	—	—	—	—	—	99	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	98	—	—	—	—	—	—

კრილი მდ. თქუმის

№ რიგზე	№ № ნიმუშების	წყების ასაკი	ქანის რაგვარობა	მიმე ფრაქციის მინერალ								
				პირიტი	ლიმონიტი	მაგნეტიტი	ციტრაინი	აპატიტი	ტურმალინი	გრანატი	რუტილი	ანატაზი
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	429		ლაბრად. პორფირიტის ტუფი	81	12			1				
2	430		" " "	79	7	7	<1					
3	431	o	" " "	76	5	3	1					
4	432		" " "	75	10	5	2	3				
5	433		" " "	71	15	3		1				
6	434	u	ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფი	71	10	1		2				
7	435		" " "	68	4			2				
8	436		" " "	76	9	7		4				
9	437		ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფი	64	8	8						
10	438	o	ავგიტ-ლაბრად. პორფირიტი	10								
11	439		ავგიტ.-ჰიპერსტენიანი პორფირიტი	28				3				
12	440		ლაბრადორიანი პორფირ. ტუფი	80	7	2		3				
13	441	o	" " "	84	4			3				
14	442		ალბიტანი პორფ. ტუფი	79	5			2				
15	443		ალბიტ-ლაბრად. პორფ. ტუფი	36	5	8						
16	444		ალბიტ-ლაბრად. პორფ. ტუფი	69	9	6		5				
17	445	o	ავგიტ-ლაბრად. პორფ. ტუფი	21	3	6						
18	446		განალციმებული ტუფი	38	5			2				
19	447		" " "	13	3							
20	448	o	" " "	8				2				
21	449		ალბიტანი პორფირ. ტუფი	19	3	4						
22	450		კვარც.-არკოზული ქვიშაქვა	8	21		57	6	3		2	1
23	451		" " "	22	23		3	6	2			
24	452		სიდერიტიანი ალფეროლითი	32	34							
25	453		კვარც.-არკოზ. ქვიშაქვა	7			3	2				
26	454		კვარც.-სიდერიტი. ქვიშაქვა	20	45		3	3			1	
27	455		ალფეროლითი კვარციანი	5	68		8	16	1			
28	456		არკოზული ქვიშაქვა	48	4		12	7	3			<1
29	457		სიდერტ. არგილიტი	75	4		1	<1				
30	458	o	კვარც.-კირქვ. ალფეროლითი	3	5		9	2	1			
31	459		" " "	8	41		7	2				
32	460		კვარც. არკოზ. ქვიშაქვა	5	3		26	2				<1
33	461		" " "				6	<1				
34	462	u	" " "				9	2				
35	463		" " "				5	4	2			
36	464		არგილიტი	86								
37	465	o	კვარც.-კირქვიანი. არკოზ. ქვიშაქვა	4			2	1	2			
38	466		მერგულოვანი კირქვა									
39	467		არკოზული ქვიშაქვა	2	3	5	30	10	8		<1	1
40	468		" " "	2	6		5	3	4			
41	469	o	კვარც.-ალფეროლითი									
				მიმე ფრაქცია მთლიანად								
				მიმე ფრაქცია თითქმის								
				უმნიშვნელო რაოდენობითაა								
42	470		არგილიტი	3	4		2	4	2			
43	471	o	არკოზული ქვიშაქვა	12	29		22	4	4		2	1
44	472		" " "	7			6	3	3			
45	474		" " "	2	9		4	1	2		1	1

მსუბუქი ფრაქციის შედგენილობის რაიმე კანონზომიერი ცვალებადობა ვერტიკალური ან ჰორიზონტალური მიმართულებით არ შეიმჩნევა. ამრიგად, ზემოთქმულის საფუძველზე ჩვენ შემდეგ დასკვნამდე მივიღ-

(IV ფართობიდან მინ. წყარობამდე—გზაზე)

მინერალთა რაოდენობა პროცენტობით

ტურმალინი	გრანატი	რუტილი	ანატაზი	დიფლორიტი	პიროქსენი	რქატყვარა	ეპიდოტი	ქლორაიტი	ბიოტიტი	ჰიდროქსისი	მუსკოვიტი	კარბონატი	შენიშვნები
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
—	—	—	16	—	—	—	—	3	—	—	—	—	
—	—	—	21	—	1	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	3	—	5	—	—	—	—	4	—	—	
—	—	—	—	—	9	—	—	6	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	43	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	18	—	8	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	93	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	49	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	45	—	—	5	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	10	—	1	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	10	—	—	8	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	38	—	2	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	42	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	40	—	2	<1	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	67	—	—	12	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	81	—	—	3	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	76	—	—	3	+	—	—	—	ბიოტიტი მეტად შეცვლილია
—	—	—	—	—	18	—	—	9	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	23	—	<1	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	15	—	—	8	—	—	—	1	
—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	7	
—	—	—	—	—	92	—	3	—	—	—	—	—	
ნელო	რაოდენობითაა	და წარმოდგენილია	პირიტით, ლიმონიტითა და აპატიტით	—	69	—	—	4	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	2	—	—	3	—	—	—	4	
—	—	—	<1	<1	4	—	3	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	
—	3	—	6	—	—	2	—	—	6	—	—	—	
—	—	—	7	—	—	—	—	—	54	—	—	—	
—	—	—	9	—	—	—	—	2	59	—	—	—	
—	—	—	26	—	1	—	—	1	38	—	—	—	
—	—	—	36	—	—	—	—	2	19	—	—	—	
—	—	—	18	—	—	—	—	2	13	—	—	—	
ნელო	რაოდენობითაა და წარმოდგენილია	პირიტით, ლიმონიტით, ციროკონიტითა და სხვ.	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	14	—	—	—	—	10	—	—	—	
—	—	—	—	16	—	—	—	—	18	—	—	—	
—	—	—	3	—	—	—	—	3	3	—	—	—	
—	—	—	15	—	—	—	—	8	7	—	—	—	
—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	3	—	—	—	13	8	—	—	
—	—	—	—	—	78	—	2	3	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	30	1	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	
—	—	—	—	—	5	—	—	19	9	4	—	3	
—	—	—	—	—	2	—	—	4	17	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	61	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	36	—	—	—	—	17	—	—	
—	—	—	—	<1	30	—	—	—	3	—	—	—	

7. გეოლოგიური ინტის შრომები, ტ. IV.

1	2	3	4	5	6	7	8
53	293	კვარციანი პორფირიტის ტუფი	5	5	4	7	18
54	294	" " "	მძიმე ფრაქცია უმნიშვ				
55	295	" " "	63	—	—	10	15
56	296	" " "	6	62	—	10	13
57	297	კვარციანი პორფირიტი	2	5	—	10	14
58	298	" პორფირიტის ტუფი	3	2	—	2	4
59	299	ლითოკლასტური ტუფი	8	—	—	4	5
60	300	შეცვლილი პორფირიტი	23	10	—	—	<1
61	301	ლითოკლასტური ტუფი	73	7	—	—	6
62	303	ბელიტური ტუფი	5	3	—	—	—
63	304	" " "	82	10	—	<1	2
64	305	კვარციანი პორფირიტის ტუფი	73	2	—	4	7

ზედა ბაიოსური ნალექების კრილი მდ. ფეციხეკვარის

№ რიგზე	№ ნიმუშების	ქანის რაგვარობა	მძიმე ფრაქციის მინერალთა				
			ბირიტი	ლიმონიტი	მაგნეტიტი	ციანინი	აქტიტი
1	2	3	4	5	6	7	8
1	124	ალფერიტ-პელიტი	60	16	—	<1	17
2	125	ტუფოგენური ქვიშაქვა	20	65	—	—	5
3	126	გაკალციტებზული პელიტოლიტი	50	20	—	—	8
4	127	" " "	95	—	—	1	3
5	128	ტუფოგენური ქვიშაქვა	78	—	—	<1	4
6	129	ძლიერ შეცვლილი ტუფი	74	2	—	—	4
7	130	ტუფი	69	7	—	2	6
8	132	გრაუვაკური ქვიშაქვა	27	—	—	—	1
9	133	" " "	48	6	—	—	4
10	134	" " "	72	12	—	—	5
11	136	" " "	26	7	—	—	3
12	137	პელიტ-ალფეროლიტი	57	6	—	—	3
13	138	გრაუვაკური ქვიშაქვა	23	4	—	—	4
14	139	" " "	58	8	—	1	13
15	141	პელიტოლიტი	46	3	—	1	2
16	142	გრაუვაკური ქვიშაქვა	17	38	—	—	43
17	143	" " "	35	39	—	—	8
18	144	პელიტოლიტი	60	8	—	—	18
19	145	შეცვლილი ტუფი	60	11	—	1	9
20	146	" " "	8	23	—	—	44
21	147	წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვა	60	6	—	3	19
22	148	პელიტური ტუფი	38	8	—	2	2
23	149	ტუფი	89	7	—	1	3
24	150	" " "	85	8	—	2	4
25	153	პელიტოლიტი	57	18	—	1	18
26	154	" " "	48	35	—	4	4
27	155	ძლიერ გაკარბონატებული ქანი	46	3	—	1	3
28	156	გრაუვაკური ქვიშაქვა	57	26	—	1	5
29	157	შეცვლილი ტუფი	43	48	—	2	—
30	158	კვარციან-გრაუვაკ. ქვიშაქვა	75	10	—	3	3
31	159	შეცვლილი პორფირიტი	14	43	—	5	15

კრილი მდ. ენგურის გასწვრივ

№ № რიგზე	№ № ნიშნების	წყების ასაკი	ქანის რაგვარობა	მძიმე ფრაქციის მინერალთა										
				პირიტი	ლიმონიტი	მაგნეტიტი	ციტონი	აპატიტი	ტურმალინი	გრანატი	რუტილი	ანატაზი		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
1	483	ბ ა ა ე ე ს შ რ ი ი ბ ი	ბ ა ა ე ე ს შ რ ი ი ბ ი	35	3	50	1	1	1	1	1	1	1	
2	484			36	42	—	—	—	2	6	—	—	—	—
3	485			10	62	—	—	—	1	1	—	—	—	—
4	486			17	58	—	—	—	1	1	—	—	—	—
5	486 ¹			22	51	—	—	—	1	5	—	—	—	3
6	487			14	22	—	—	—	—	2	—	—	—	—
7	488			17	51	—	—	—	—	1	—	—	—	—
8	489			68	14	—	—	—	—	3	—	—	—	—
9	490			34	43	—	—	—	—	4	—	—	—	—
10	491			29	27	—	—	—	4	4	—	—	—	1
11	492			18	30	—	—	—	—	7	—	1	—	1
12	493			9	65	—	—	—	1	6	—	—	—	2
13	494			51	12	—	—	—	2	6	—	—	—	1
14	495			33	22	—	—	—	2	6	—	—	—	1
15	496			42	44	—	—	—	2	4	—	—	—	1
16	497			91	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	498			77	17	—	—	—	2	3	—	—	—	—
18	500			71	16	—	—	—	1	10	—	—	—	1
19	501			31	62	—	—	—	3	4	—	—	—	—
20	502			48	39	—	—	—	3	7	—	—	—	—

კრილი მდ. ენგურზე

№ № რიგზე	№ № ნიშნების	წყების ასაკი	ქანის რაგვარობა	მძიმე ფრაქციის მინერალთა											
				პირიტი	ლიმონიტი	მაგნეტიტი	ციტონი	აპატიტი	ტურმალინი	გრანატი	რუტილი	ანატაზი	ლიმონიტი-ერიტი		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
1	571	ბ ა ა ე ე ს შ რ ი ი ბ ი	ბ ა ა ე ე ს შ რ ი ი ბ ი	7	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
2	572			10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	573			43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	574			36	5	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	575			40	—	8	—	—	—	2	—	—	—	—	—
6	576			47	2	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	577			26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
8	578			38	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	579			35	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
10	580			28	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	2
11	581			20	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	1
12	582			12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
13	583			43	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1
14	584			54	—	3	4	—	—	1	—	—	—	—	1
15	585			28	—	11	—	—	—	—	—	—	—	—	1

სპილენძის სხვადასხვა ტუფები

ცხრილი 7

სოფ. ჯვარამდე

რაოდენობა პროცენტობით											შენიშვნები
დეჟურ- ტიფიტი	რქატყუარა	გაიღობი	ქლორბიტი	ბიობტი	ჰიდროქარსი	მუსკოვიტი	კარბონატი	შპინელი	სტაგროლი- ტი	პიროქსენი	
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
1	1	1	7	1	1	1	1	1	1	3	
3	1	1	4	1	1	1	5	1	1	1	
1	1	1	6	1	1	1	4	1	1	1	
3	1	1	7	1	1	1	4	1	1	2	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3	
1	1	1	6	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	24	1	1	1	53	1	1	1	
1	1	1	13	1	1	1	2	1	1	1	
1	1	1	16	1	1	1	1	1	1	1	
10	1	1	14	1	1	1	11	1	1	1	
1	1	1	25	1	1	1	2	1	1	2	
1	1	1	12	1	1	1	3	1	1	1	
1	1	1	26	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	34	1	1	1	1	1	1	1	
2	1	1	3	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	5	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
1	1	1	3	1	1	1	1	1	1	1	

ცხრილი 8

ხუბერიდან ხაიშამდე

რაოდენობა პროცენტობით											შენიშვნები	
პიროქსენი	რქატყუარა	გაიღობი	ქლორბიტი	ბიობტი	ჰიდროქარსი	მუსკოვიტი	კარბონატი	შპინელი	სტაგროლი- ტი			
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
80	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
72	1	1	16	1	1	1	1	1	1	1	1	1
55	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
41	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
45	5	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
40	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
49	23	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7	47	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
18	40	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1
67	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
47	5	1	18	1	4	1	1	1	1	1	1	1
81	4	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1
44	5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
9	3	1	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1
43	4	1	9	1	4	1	1	1	1	1	1	1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10-11	12	13	14	
16	586	o	სპილიტის სხეულის ტუფები	47	—	4	< I	I	—	—	—	I	
17	587	o		34	6	—	—	—	—	—	< I	—	
18	588	e		44	—	—	< I	—	—	—	—	—	
19	589	e		45	—	26	4	2	—	—	—	—	
20	590	u		81	6	—	< I	2	—	—	—	I	
21	591	u		63	—	—	< I	I	—	—	—	—	
22	592	u		30	—	—	—	—	—	—	—	8	
23	593	e		89	2	3	—	—	—	—	—	< I	
24	594	e		62	2	—	—	—	—	—	—	—	
25	595	o		96	—	—	—	—	—	—	—	I	
26	596	o		65	—	—	—	—	I	—	—	4	
27	597	o		33	13	—	—	—	—	—	—	—	
28	598	o		7	—	—	—	—	—	—	—	—	
29	600	o		კვარც.-ქარსიანი ალფეროლიტი	93	76	7	3	I	—	—	—	—
30	601	o		არკოზული ქვიშაქვა	—	81	6	4	7	4	—	< I	< I
31	602	o		კვარც.-ქარსიანი ალფეროლიტი	—	48	7	18	9	4	—	—	I
32	603	o		არგილიტი	9	21	—	I	—	—	—	—	< I
33	604	o		ალფეროლიტი	75	24	—	< I	—	—	—	—	—
34	605	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	45	79	—	8	3	3	—	2	—
35	606	o		არკოზული ქვიშაქვა	5	5	—	9	4	3	—	—	I
36	607	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	2	—	—	2	2	I	—	—	—
37	608	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	18	2	—	4	I	—	—	—	—
38	609	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	37	92	—	3	2	2	—	—	< I
39	610	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	—	8	—	8	—	—	—	—	< I
40	611	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	4	—	—	—	—	—	—	—	< I
41	612	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	8	—	—	—	—	—	—	—	—
42	613	o		კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	მთელი მძიმე ფრაქცია რუხი თითქმის								
43	614	o		არკოზული ქვიშაქვა	—	4	—	5	3	2	—	—	—
44	615	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	56	20	—	3	2	I	—	< I	—	
45	616	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	9	—	—	I	2	—	—	—	—	
46	617	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	13	—	—	—	3	—	—	—	—	
47	618	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	4	11	—	5	2	I	—	—	< I	
48	619	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	5	21	—	2	3	—	—	—	—	
49	620	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	6	55	—	5	5	2	—	I	< I	
50	621	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	3	12	—	—	2	—	—	—	—	
51	622	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	57	13	—	23	5	—	—	—	2	
52	623	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	52	13	—	2	I	—	—	—	—	
53	624	e	სუსტად არკოზ. კვარც. ქვიშაქვა	—	48	8	31	4	3	—	—	< I	
54	625	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	9	28	2	46	5	4	I	2	I	
55	626	o	კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	—	19	2	2	< I	—	—	—	—	
56	627	o	არგილიტი	მძიმე ფრაქცია უმნიშვნელო რაოდენ									

რქატყუარიან-ლაბრადორიანი, ლაბრადორიანი პორფირიტებითა და ასეთივე შედგენილობის პიროკლასტოლითებით, მაგრამ ამასთან ერთად ზოგ ჭრილში (ფეიცხეკვარა, ენგური) ნორმალური-ტერიგენი მასალაც გვაქვს ნამდვილი გრაუუვაკებისა და ტუფოგენური გრაუუვაკების სახით. ლალიძგის აუზში ბაიოსურას სულ ზედა ნაწილს უკავშირდება აგრეთვე რამდენიმე შრეძარღვი თუ განფენი კვარციანი პორფირიტისა. როგორც ლავებში ისე პიროკლასტოლითებში და ნაწილობრივ გრაუუვაკებში მთავარი ქანთმამენი მინერალებია: სალი პლაგიოკლაზი—ალბიტო-ოლიგოკლაზი (სპილიტებში), ლაბრადორი, ზოგჯერ ავგიტი და რიშვიათად მწვანე რქატყუარა.

მე-8 ცხრილის გავრძელება

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	შენიშვნები
45	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	—	—	—
58	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	1	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	3	<1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	3	—	43	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
33	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	2	—	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	54	—	—	—	—	—	—	—	—	—
93	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<1	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	—	—
—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<1	—	—	—	—	—	—	72	—	—	—	—	კარბონატი სიდერიტია
5	<1	—	—	—	—	—	76	—	—	—	—	" "
—	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	" "
2	—	<1	—	—	—	—	75	—	—	—	—	კარბონატი ლიმონიტს
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	შეიცავს
—	—	—	—	—	—	—	92	—	—	—	—	კარბონატი სიდერიტია

გაუმჟღავნა კარბონატით—სიდერიტითა წარმოდგენილი

—	—	—	—	—	—	—	86	—	—	—	—	კარბონატი ლიმონიტ-კარბონატული მასაა
—	—	—	—	—	—	—	16	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	88	—	—	—	—	—
2	—	<1	—	—	—	—	81	—	—	—	—	კარბონატი მეტწილად სიდერიტია, უმნიშვნელო ნაწილი კარბონატ-ლიმონიტური მასაა
—	—	—	—	—	—	—	76	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	69	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	29	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	83	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<1	—	—	—	—	—	—	32	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—
1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	კარბონატი კალციტია
—	—	—	—	—	—	—	74	—	—	—	—	—

ნობითა. წარმოდგენილია პირიტით, ლიმონიტით, ცირკონით და პიროქსენით.

ჩატარებული მინერალოგიური ანალიზებიდან ჩანს, რომ ბაიოსური ნალექების მძიმე ფრაქცია ძირითადად შემდგარია ღია მწვანე ფერის მონოკლინური პიროქსენით, ქლორიტით და რქატყუარით. მცირე რაოდენობით არის აპატიტი, ცირკონი და ანატაზი. მსუბუქი ფრაქციის მთავარ კომპონენტებს წარმოადგენენ ანდეზინ-ლაბრადორი, ალბიტ-ოლიგოკლაზი, ქლორიტი, ქლორიტ-პელიტური მასები და ძლიერ იშვიათად (ბაიოსის სულ ზედა ნაწილში) კვარცი (3%),

ლიასი ყველა ჭრელში თითქმის ერთგვაროვანია. შუა ლიასი ძირითადად აგებულია ფიქლებრივი არგილიტებით და ალევრიტულ-კვარციან-სერიციტიანი ქვიშაქვებით. მაგრამ უკანასკნელნი არგილიტებთან შედარებით დამორჩილ-

ბულ როლს თამაშობენ. ზედა ლიასი უმთავრესად სქელ და თხელშრეებრივი ქვიშაქვების მორიგეობით არის წარმოდგენილი. ქვიშაქვები კვარციტა და ქანის ნატეხებით გამდიდრებულ არკოზებს წარმოადგენენ. კვარცის დიდი ნაწილი გრანიტებიდან ან მეტამორფულ წყებებიდან არის. ძლიერ ცოტაა ან თითქმის არ არის ეფუზიური კვარცი. ქანის ნატეხებიდან ხშირია კვარციტების, კრისტალური ფიქლებისა და თიხაფიქლების ნატეხები. ცოტაა მქავე ეფუზივების ძირითადი მასის ნატეხები. მინდვრის შპატებიდან ალბიტ-ოლიგოკლაზი და კალიშპატი გვხვდება, ბევრია სერიციტი და მუსკოვიტი.

ლიასური ნალექების მძიმე ფრაქციის ძირითადი მინერალებია ლიმონიტი, პირიტი და მდგრადი მინერალები—ცირკონი, აპატიტი, ტურმალინი და რუტილი.

მსუბუქ ფრაქციებში ბევრია ტალღური კვარცი, მქავე პლაგიოკლაზი—ალბიტ-ოლიგოკლაზი, კალიშპატი, მუსკოვიტი და პელიტ-სერიციტული მასები.

ზემომოყვანილი მონაცემებიდან კარგად ჩანს, რომ ლითოლოგიურად ბაიოსური მნიშვნელოვნად განსხვავდება ლიასურისაგან.

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ, Н. И. СХИРТЛАДЗЕ, И Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ

МАТЕРИАЛЫ К ЛИТОЛОГИИ ДОБАТСКИХ ФОРМАЦИЙ ТҚВАРЧЕЛЬСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

Резюме

Изучение угленосной свиты Ткварчельского района позволило авторам установить, что вопреки существующим взглядам порфиритовая свита байоса не является основным питающим источником пород угленосной свиты Ткварчельского каменноугольного месторождения.

Для более или менее точного восстановления палеогеографической обстановки, а также с целью выяснения условий образования угленосной свиты, оказалось необходимым определить местоположение и литологический состав питающего субстрата. Выяснилось, что существующая литература и фондовые материалы недостаточны для освещения этих вопросов. Поэтому, а также принимая во внимание то обстоятельство, что без изучения более древних осадков невозможно получить правильное представление не только о батских, но и последующих отложениях, литологический отдел Геологического института АН Грузинской ССР приступил к изучению добатских образований Ткварчельского и смежных с ним районов.

С этой целью авторами были изучены: верхний лейас среднего течения р. Гумисты, байосские и верхнелейасовые отложения нижнего течения р. Кодори, верхний лейас и байос ущелья р. Окуми, средне- и верхнебайосские осадки ущелья р. Галидзги, а также верхнелейасовые и байосские отложения р. Ингури.

Установлено, что по р. Гумисте нижнебайосские отложения представлены измененными диабазами, переходящими книзу в альбитовые диабазы, которые, в свою очередь, сменяются лейасскими рассланцованными песчаниками, состоящими из материала размыва гранитоидных и метаморфических пород.

По р. Кодори байосские отложения сложены лито- и кристаллокластическими туфами лабрадоровых, авгит-лабрадоровых и роговообманково-лабрадоровых порфиритов.

Верхний лейас здесь представлен чередованием аркозовых песчаников и аргиллитов, с преобладанием последних; средний лейас—чередованием этих же пород, но с явным преобладанием сланцеватых аргиллитов. Часто отмечаются пластовые жилы альбитовых диабазов, которые, по-видимому, представляют собой байосские образования — подводящие каналы для вулканической деятельности века порфиритовой свиты.

По р. Окуми байос представлен псаммитовыми и пелитовыми туфами, а также туфобрекчиями авгит-лабрадоровых порфиритов. Изредка встречаются литокластические туфы альбитовых порфиритов. В этом же разрезе лейасовые отложения состоят из чередования толстослоистых кварцево-аркозовых песчаников с тонкослоистыми слюдястыми песчаниками и аргиллитами. В песчаниках наблюдаются флишевые фигуры. Материал, слагающий песчаники, — аркозовый, со значительной примесью обломков кислых эффузивов. Песчаная часть аргиллитов такого же характера.

По р. Галидзге от участка Ходжал до поселка Джантуха обнажаются байосские отложения, представленные, в основном, кристаллокластическими, литокластическими и пелитовыми туфами альбитовых порфиритов (спилитов). В самых верхних горизонтах здесь отмечаются секущие жилы кварцевых порфиритов.

По р. Пеицхеквара (около пос. Джантуха) обнажаются верхнебайосские отложения, представленные в низах туфобрекчиями и туфоконгломератами авгит-лабрадоровых и роговообманково-лабрадоровых порфиритов, сменяющимися в восходящем разрезе чередованием литокластических туфов и граувакковых песчаников. Материал граувакковых песчаников идентичен туфам и туфоконгломератам.

В самых верхних горизонтах байоса наблюдаются явления местного размыва. В данном разрезе верхнебайосские отложения перекрываются угленосной свитой, представленной кварцево-граувакковыми песчаниками, содержащими линзы и прослой конгломератов и углистых образований. Материал конгломератов состоит из пород порфиритовой свиты.

По р. Ингури в сел. Худони верхний байос, также, как и в Ткварчели, представлен пирокластическими и терригенными отложениями, характеризующимися отсутствием кварца, аркозового материала и материала кислых эффузивов.

Верхний лейас, обнаженный по р. Ингури, у с. Хаиши слагается кварцево-серицитово-мусковитовыми песчаниками, чередующимися с сланцеватыми аргиллитами. Последние в этих отложениях играют доминирующую роль.

Таким образом, на основании изложенного выше фактического материала, а также по литературным данным авторы приходят к следующим выводам:

В изученных разрезах добатских осадков байос в нижней части представлен спилитовыми лавами и их пирокластолитами (разрезы по рр. Галидзга и Окуми), в верхних же частях—авгит-лабрадоровыми, лабрадоровыми и роговообманково-лабрадоровыми порфиритами и их туфами, со значительным преобладанием последних. Вместе с тем, в некоторых разрезах (по рр. Пеицхеквара и Ингури) имеются и нормально-терригенные отложения, граувакки и туфогенные граувакки. В бас-

сейне р. Галидзги с самыми верхними горизонтами байоса связаны выходы пластовых жил кварцевых порфиритов.

Тяжелые фракции байосских отложений состоят в основном из зеленого моноклинного пироксена, хлорита и роговой обманки и незначительного количества апатита, анатаза и циркона. В состав легких фракций входят андезин-лабрадор, альбит-олигоклаз, хлорит, хлоритово-пелитовые массы и, в редких случаях, единичные зерна кварца.

Как можно было заметить, разрезы лейаса отличаются однообразием и в основном сложены сланцеватыми аргиллитами и алевритовыми кварцево-серицитовыми песчаниками; последние представлены в подчиненном количестве.

Верхний лейас слагается, главным образом, чередованием тонко- и толстослоистых песчаников. Песчаники аркозовые, с примесью кварца и обломков пород.

Кварц — большей частью гранитный или из метаморфических пород. Эффузивный кварц и обломки основной массы кислых эффузивов присутствуют в незначительном количестве. Среди обломков пород часто наблюдаются кварциты, кристаллические и глинистые сланцы. Полевые шпаты — альбит-олигоклаз и калишпат — присутствуют в большом количестве, довольно много серицита и мусковита.

Тяжелые фракции лейасовых отложений характеризуются ассоциацией устойчивых минералов (циркон, апатит, турмалин, рутил) и наличием рудных минералов (пирит, лимонит). В легких фракциях присутствуют кварц с облачным погасанием, кислый плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда, калишпат и пелитово-серицитовые массы.

Вышеприведенные данные отчетливо иллюстрируют существенные литологические различия между байосскими и лейасскими отложениями.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. Беликов Б., Материалы к петрографии среднеюрской пирокластической толщи Верхней Сванетии. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., в. 24, Москва, 1940.
2. Вебер В., Заметка о месторождении каменного угля близ места Очемчири. Мат. д. геол. Кавказа, сер. III, кн. 3, 1902.
3. Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
4. Дзоценидзе Г., Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии Института Геологии и минералогии АН ГССР, I, 1948.
5. Залесский Б. и Кузнецов С., Абхазско-Сванетская часть Зап. грузин. геол.-петр. провинции. В. Сванетия и прилег. часть Абхазии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., в. 24, 1940.
6. Кахадзе И. Грузия в юрское время. Тр. Геол. Института АН ГССР, сер. геол. т. III (VIII), 1947.
7. Мокринский В., Ткварчельский угленосный район ч. I, II, и III угленосные площади. Тр. Геолкома, II серия, в. 189, 1929.
8. Чихелидзе С., Доюрские осадочные формации Грузии. Труды Геол. Института АН ГССР, серия петрографическая, том. I, вып. 2, 1948.
9. Чхотуа Г., К петрографии древних основных пород верховьев р. Кодора в Абхазии. Изв. Геол. Института Грузии, т. III, в. I, 1938.

ბ. ძოწენიძე, ნ. სხირტლაძე და ი. ჩაჩელაშვილი

ხრეით-მუხურის რაიონის ბათური ნალექების ლითოლოგია

На основании литологического анализа, авторами установлено, что в районе Хрети-Мухура юрские осадки представлены верхнебайосскими и, частично, батскими отложениями. В Мухури верхний байос выражен в основном литторальной фацией. Бат—свита листоватых сланцев—слагается, алевритовыми песчаниками и аргиллитами. В Хрети верхний байос представлен песчаниками прибрежной полосы; выше согласно следует свита листоватых сланцев. Установлено, что терригенный материал этих осадков поступал с Грузинской глыбы, причем та ее часть, которая питала хретский бассейн, слагалась в основном кварцевыми диоритами, слюдястыми сланцами и лейасскими кварцпорфирами, а со стороны Мухури размывались граниты, кислые эффузивы и отложения порфиритовой свиты. Угленосная свита как в Мухури, так и в Хрети отсутствует.

წინასიტყვაობა

ოკრიბის ბათური ნალექების შესწავლის დამთავრების შემდეგ ლითოლოგიური განყოფილების წინაშე დაისვა საკითხი ოკრიბის აღმოსავლეთით მდებარე ხრეით-მუხურის შუა იურული აუზის ნალექების ლითოლოგიის შესწავლის აუცილებლობის შესახებ, რაც ნათელს მოჰფენდა ოკრიბის შუა იურული აუზის პალეოგეოგრაფიის და ნახშირების წარმოშობის ზოგ საკითხს.

საველე მუშაობა ჩატარდა 1950 წლის ზაფხულის განმავლობაში.

ხრეითის მიდამოებში შედგენილ იქნა შემდეგი ლითოლოგიური კრილები: 1) ხრეითის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში, მდ. ბუჯას ხეობაში, 2) ამავე ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში, მდ. ბუჯას ხეობის ზემო წელში, 3) ანტიკლინის დასავლეთ ფრთაში, მდ. ქოსაინას ხეობაში, 4) ანტიკლინის აღმოსავლეთ ფრთაში, მდ. ჭალისწყლის ხეობაში.

მუხურის მიდამოებში მასალა აღებულია შემდეგი კრილებიდან: 1) მუხურის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში, მდ. საიხვეს ვასწვრივ, 2) ანტიკლინის

ჩრდილო-დასავლეთ ფრთაში, მდ. წყალმღვრის გასწვრივ, 3) ანტიკლინის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფრთაში მდ. წყალმეჩხერის გასწვრივ, 4) ანტიკლინის სამხრეთ-დასავლეთ ფრთაში, მდ. ზითელას გასწვრივ.

ჩამოტანილი მასალის დამუშავება ჩატარდა 1950 წლის ოქტომბრიდან 1951 წლის ივნისამდე. მექანიკური ანალიზები, მძიმე და მსუბუქ ფრაქციებად დაყოფა და რიგი ქიმიური ანალიზები შესრულებულია ქიმიკოს თ. რაზმაძისა და ლაბორანტ ა. ლატარის მიერ. მასალის დამუშავებაში მონაწილეობდა აგრეთვე ვ. ქოიავა, რომელიც უმთავრესად ასრულებდა გრაფიკულ სამუშაოებს.

II. ხრეით-მუხუხის რაიონის მორფოლოგიური დახასიათება

მორფოლოგიურად ხრეითი საკმაოდ დიდ სივრცეზე გაშლილ, დაახლოებით წრიული მოყვანილობის ქვაბურს წარმოადგენს, რომლის სამხრეთი ნაწილი დანარჩენ ნაწილებთან შედარებით, შესამჩნევად დადაბლებულია და სოფ. ხრეითის ბოლოზე ე. წ. მელუშეთის ვიწრობით მთავრდება. ქვაბურს აღმოსავლეთით დედაბერას ქედი ესაზღვრება, ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლეთით—კლდე-წითელი და საჯაფარიოს ქედი, დასავლეთით—სამადოს ქედი, რომლის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილს მარიამწმინდის მთას უწოდებენ. ეს უკანასკნელი და მასთან ერთად ე. წ. სპარეითის ქედი სამხრეთიდან ესაზღვრებიან ხრეითის ქვაბურს. სპარეითის ქედი და მარიამწმინდას მთა ერთმანეთთან ახლოს მდებარეობენ და გაყოფილი არიან მდ. ბუჯას ვიწრო ხეობით.

ზემოაღნიშნული ქედები, სამადოს ქედის გამოკლებით, ცარცული ნალექებისაგან შედგება და კარნიზებით მიქცეულია ქვაბურისაკენ. რაც შეეხება სამადოს ქედს, იგი ბაიოსური ნალექებით არის აგებული და ხრეითის მხარეზე შედარებით სუსტად დაქანებულ ფერდობს ქმნის.

ქვაბურის ფსკერის თანამედროვე რელიეფი ეროზიული მეწყერულია, თუმცა ამათგან რელიეფის გამომუშავებაში მთავარი როლი მაინც მეწყერებს ეკუთვნით, რომლებიც ზემოაღნიშნულ სიმაღლეებიდან საფეხურებრივად ეშვებიან ქვაბურის სამხრეთ—დაბალ ნაწილისაკენ და ბევრ ადგილას ტიპიურ მეწყერულ ტბებსა და ჭაობებს აჩენენ. ამასთან, ეს მოვლენა იმდენად განვითარებულია, რომ სოფლის ცენტრულ ნაწილში ახლა იშვიათად მოიძებნება ისეთი ადგილი, რომელიც მოქცეული არ იყოს ძველი (მკვდარი) ან ახალი მეწყერის გავრცელების არეში. განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს სოფლის ბოლოში ე. წ. ოსების უბანსა და სოფ. მერუშეთს შორის წარმოშობილი მეწყერული ტბა, რომელიც მდ. ბუჯას ძველ კალაპოტშია მომწყვდებული. ეს ტბა მარიამწმინდის ქედიდან მოწყვეტილ კლდეს გაუჩენია, რომელსაც მდინარის ძველი კალაპოტი გადაუღობავს; შემდეგ მდინარეს ახალი გზა გაუკაფავს ჩამოწყვეტილი კლდის დასავლეთ კიდეზე წყვეტის ხაზის გასწვრივ.

ქვაბურის ჰიდროგრაფიული ქსელი მდ. ბუჯათი და მისი შენაკადებით არის წარმოდგენილი. მდ. ბუჯას მარჯვენა შენაკადებიდან აღსანიშნავია მდ. ქოსაინა, რომელიც სათავეებს მთა ჯინჭრებიდან იღებს. ამ მდინარეს თავის მხრივ მარჯვნიდან საკაყელე შეერთვის. მდ. ბუჯას მარცხენა შენაკადებს წარმოადგენენ: მდ. ჭალა, რომელიც სოფელს აღმოსავლეთ ნაწილში ჩამოუდის და უფრო აღმოსავლეთით—მდ. გოგასხევი. თვით მდ. ბუჯა ნერვიდიანული მიმართულებით მიედინება და სათავეს იღებს მთა კლდეწითელის სამხრეთი კალთის ქვეშედებარე კარსტულ გვირაბიდან.

ისე როგორც ხრეთი, მუხურაც საკმაოდ დიდ ეროზიულ ქვაბურს წარმოადგენს. მას ჩრდილოეთიდან, დასავლეთიდან და ნაწილობრივ სამხრეთიდანაც ცარცული ნალექებისაგან აგებული კარნიზები აკრავს. ხოლო აღმოსავლეთიდან კი ბაიოსის ტუფებისა და ტუფოგენებისაგან შემდგარი ქელი ესაზღვრება.

ქვაბურის ფსკერი, რომელიც აგებულია ბაიოსური და ბათური ნალექებისაგან, სრულიად უსწორმასწოროა, განსაკუთრებით იქ, სადაც ბაიოსურის გამოსავლები გვაქვს: რელიეფის დიდი ნაწილი აქაც დამეწყრილია და მოძრაობს მდ. ძუსას ხეობის დაბალი ნაწილისაკენ. ქვაბურის ჰიდროგრაფიული ქსელი მდ. ძუსათი და მისი შენაკადებით არის წარმოდგენილი. მდ. ძუსას პირველი მარცხენა შენაკადი მდ. მოჩეთარად იწოდება, იგი მოედინება კირკიტაძეებისა და ბოჭორიშვილების უბნის საზღვარზე. მეორე მარცხენა შენაკადი მდ. ნაბარევაა. ორივე ეს შენაკადი ძუსასთან ერთად სათავეს იღებს ცარცის კარნიზებიდან, ე. წ. სამგლე მთის სამხრეთი კალთების ქვეშ. მარჯვენა შენაკადებს წარმოადგენენ მდ. საიხვეწყალი, ზითელა, წყალმღვრია და სხვა მცირე ხეცები. მდ. წყალმღვრია, რომელსაც სხვანაირად საკვირაოს ან საწისქვილეწყალს უწოდებდნენ, ერთი დიდთავანია მარჯვენა შენაკადებს შორის და ერთვის მდ. ძუსას სოფ. მუხურის ბოლოზე — ძუსას ხიდის გვერდით.

III. რაიონის მოკლე გეოლოგიური დახასიათება

ხრეთისა და მუხურის რაიონის გეოლოგიური აგებულების შესახებ ადრე გამოქვეყნებულ შრომებში (ე. ფაფრი, ლ. კონუშევსკი, ბ. მეფერტი) ზოგადი და არა სრული ცნობები მოიპოვება. 1933 და 1942 წლებში ეს რაიონები ივ. კახაძემ შეისწავლა და მათი სრული დახასიათება მოგვცა.

სოფ. ხრეთისა და მუხურაში იურული ნალექებით აგებული ანტიკლინური ნაკლებია განვითარებული. ისინი აღმოსავლეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ მხრიდან ესაზღვრებიან ტყიბულის აუზს და მისგან ცარცული ნალექებით შემდგარი ვიწრო ზოლით არიან გამოყოფილი; ხრეთის ანტიკლინი ტყიბულის აუზისაგან ნაქერალის ქედის კირქვიანი ზოლით გამოიყოფა, ხოლო მუხურისა კი — მთაკლდეწითელის კირქვებით.

ამ ორივე ანტიკლინის აგებულება თითქმის ერთგვარია და ნალექების შემდეგი სტრატოფიკაციით ხასიათდება: ანტიკლინის გულში, ორივე ადგილას, ყველაზე ძველი ნალექები ბაიოსურით არის წარმოდგენილი. ბაიოსურს ზევით თანდათან გადასვლით ბათური ფურცელა ფიქლები მოსდევს, ხოლო უკანასკნელს კი — სტრატოგრაფიული უთანხმოებით ტრანსგრესული ცარცული.

ამ ნაოჭების უფრო დეტალური ჭრილი მოყვანილი აქვს ივ. კახაძეს, რომლის მიხედვით მუხურის ანტიკლინის გავრცელების რაიონში შემდეგი სურათი ჩანს: მუხურის ქვაბურის სამხრეთ საზღვარზე, სოფ. მუჯირეთთან, მდ. ძუსას ზეობაში, ჩრდილოეთით შემოცოცებული ცარცული ნალექები გვაქვს; ამ ნალექების ქვეშ გაშიშვლებული, პორფირიტული წყებისაგან შემდგარი ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის აღმავალ ჭრილში (მდ. ძუსაზე და მისი პირველი მარჯვენა შენაკადის გასწვრივ) შემდეგი თანმიმდევრობა აღინიშნება:

1. ტუფბრექჩიებისა და ტუფოგენი ქვიშაქვების მორიგეობა. ზედა ნაწილში პირველია დომინირებული, სულ ზედა ნაწილში — პორფირიტის განფენი (სიმძლავრით 12 მ). ხილული სიმძლავრე 350 მ.

2. ტუფბრექჩიები, რომლებიც ზევით ტუფკონგლომერატებში გადადიან. პორფირიტების ნატეხები — ხშირად 0,4—0,5 მ სიდიდისაა დიამეტრში და სუსტად დამრგვალებულია. ზედა ნაწილში მათთან ერთად გვხვდება ვარდისფერი გრანიტის დამრგვალებული ლოდები (არა იშვიათად 0,5 მ დიამეტრში). ცემენტი ტუფურია, თუმცა მასში წვრილმარცვლოვანი კვარცი და არკოზული მასალა შედის 30 მ.

3. წინა დასტა თანდათან იცვლება გრანიტისანი ლოდნარის შემცველი ტუფკონგლომერატით. გრანიტული მასალა თანდათან მატულობს ტუფოგენურის ხარჯზე. ვარდისფერი გრანიტების, კვარციანი დიორიტების, კვარცპორფირების და კრისტალური ფიქლების ქვარგვალეები მუშტის ტოლა არიან, თუმცა ზოგჯერ დიამეტრში 0,7 მ აღწევენ. პორფირიტული მასალა სწრაფად ისპობა როგორც ჩანართებში, ისე ცემენტში. ცემენტი თიხიან-არკოზულია. ამრიგად, დასტის ზედა ნაწილი უხეშრიყიანი გრანიტული კონგლომერატით არის წარმოდგენილი 50 მ.

4. ქვარგვალეების ზომა თანდათან მცირდება და იწყება მორიგეობა საშუალო კენჭიანი (0,5—2 სმ დიამეტ.) არკოზული კონგლომერატებისა მსხვილმარცვლოვან კვარციან ქვიშაქვებთან, რომლებიც 0,2—0,5 მ სიმძლავრის შრეებს ქმნიან. ზედა პორიზონტებში არკოზული მასალა არ გვხვდება და აქ თხელ შრეებრივ (5—15 სმ) კვარციანი კონგლომერატები გვაქვს 30 მ.

5. თხელშრეებრივი, წვრილი და, იშვიათად, მსხვილმარცვლოვანი ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვები, რომელთანაც მორიგეობს ქარსიანი ფიქლებრივი თიხები. ხშირია განახშრებული მცენარეული ნაშთები 20 მ.

6. მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვა გრანიტული კონგლომერატის ლინზებით. რიყის ქვების სიმსხო მერყეობს 5—10 სმ ფარგლებში, ზოგიერთი კი — 20 სმ აღწევს დიამეტრში 6 მ.

7. მორიგეობა მსხვილ და წვრილმარცვლოვან ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვებისა ფიქლებრივ ქარსიან-თიხიან ქვიშაქვებთან. ხშირია ქვანახშირის ლინზები 35 მ.

8. თხელ და სქელშრიანი სხვადასხვა მარცვლოვანი ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვები, რომელთადაც მორიგეობს ქარსით ძლიერ მდიდარი თიხიანი ფიქლები. აქა-იქ გაბნეულია გრანიტის ქვარგვალეები, დაშრეების სიბრტყეები არა-იშვიათად მდიდარია მცენარეული ანაბეჭდებით. დასტის ქვედა ნაწილში ქვიშაქვებია გაბატონებული, ზედა ნაწილში კი—თიხა ფიქლები 240 მ.

9. ფურცელა თიხა-ფიქლები კვარციანი და არკოზული ქვიშაქვების განშრევებით 80 მ.

10. ტრანსგრესიულად განლაგებული კვარციან-არკოზული ქვიშაქვები—ქვედა ნეოკომისა.

ავტორის თანახმად, მეცხრე დასტის ფურცელა ფიქლები ტყიბულის ფურცელა ფიქლების ანალოგიურნი არიან. მათ სინქრონიულობას ისიც ადასტურებს, რომ მუხურის ფიქლებში (ძუსას პირველ მარჯვენა შენაკადში აღწერილი ჭრილის ჩრდილოეთით 200—300 მ) ნაპოვნია მრავალრიცხოვანი *Okribella sp.*, რომლებიც ოკრიბის ფიქლებში მრავლად მოიპოვებიან.

აღწერილ ჭრილში წყების მცირე სიმძლავრე უნდა აიხსნას შემდგომი მისი გადარეცხვით. ამრიგად, შეიძლება პირობითად ჩაითვალოს, რომ ფურცელა ფიქლებით აქ ბათური იწყება.

ქვეშმდებარე ქვიშაქვები (დასტა 8), ავტორის აზრით, ზედა ბაიოსურია და ტყიბულის ზედა ბაიოსურისაგან მით განსხვავდება, რომ ტუფოგენ მასალას არ შეიცავს და უკანასკნელი მუხურაში ფაციალურად იცვლება კვარციან-არკოზული კონგლომერატებითა და ქვიშაქვებით.

აღწერილი ნალექები აღმოსავლეთით ხრეთის ქვაბურში გადადის, რომლის სამხრეთ ნაწილში ზემოთ მოყვანილის მსგავსი ჭრილი გვაქვს. მაგრამ მდ. ბუჯას ხეობის აღმოსავლეთით და აგრეთვე ხრეთის ქვაბურის ჩრდილო უბანზე ჭრილის ზედა ნაწილი ფაციალურად იცვლება და ფურცელა ფიქლები აღარ გვხვდება. აქ ხრეთის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში წარმოდგენილია (ქვევიდან — ზევით):

1. მსხვილი და საშუალომარცვლოვანი მჭიდრო ქვიშაქვები და ქარსით ძლიერ მდიდარი ფიქლებრივი კვარციანი ქვიშაქვები ქარსიანი თიხა ფიქლების განშრევებით. ქვიშაქვებში ხშირია გიშერის ჩანართები და ნახშირის ლინზები. ქანები საერთოდ მდიდარია მცენარეული ანაბეჭდებით. ხილული, სიმძლავრე 45—50 მ.

2. ქვიშაქვების ზედა პორიზონტში თანდათან იწყებს გაბატონებას ქარსით ძლიერ მდიდარი ქვიშაიანი ფიქლები, რომლებიც ჩქარა მთლიანად იკავებენ ჭრილის ამ ნაწილს. ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვები ახლა მათში მხოლოდ ცალკეულ განშრევებებს ქმნიან.

3. ზევით იწყება ქარსიანი თიხები და ფიქლებრივი ქარსიანი ქვიშაქვები, რომელთა გვერდით წარმოდგენილია ტუფები და ტუფოგენი მასალით მდიდარი ქვიშაქვები. თიხებში ბევრია მცენარეული ანაბეჭდები 80—100 მ.

4. ტრანსგრესიულად განლაგებული ქვედა ცარცი.

ავტორის თანახმად, ფურცელა ფიქლები, რომლებიც დასავლეთით იყო განვითარებული, ამ კრილში აღარ გვხვდება და მიმართებაზე ჩანაცვლებულია 3 ჰორიზონტით. ფიქლების ამგვარადვე ჩანაცვლება აღნიშნულია აგრეთვე ხრეთის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში, მდ. ბუჯას აღმოსავლეთით და ჩრდილო მიმართულებით. ავტორის აზრით, ისიც შესაძლებელია, რომ მესამე ჰორიზონტი ანაცვლებდეს ფურცელა ფიქლების ქვეშ მდებარე ზედა ბაიოსურ ქვიშაქვებს: მაგრამ ეს მონაცემები ჩვენს დაკვირვებებს არ ეთანხმება, რაც ნათლად ჩანს ქვემოთ მოყვანილი დეტალური კრილების აღწერიდან.

ასეთია ზოგად ხაზებში რაიონის გეოლოგიური აგებულება.

IV ზარილების აღწერა

I ხრეთის რაიონი

ხრეთის ანტიკლინის ფარგლებში ჩვენ მიერ შემდეგი კრილები იქნა შედგენილი: ა) ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში — მდ. ბუჯაზე, ბ) ანტიკლინის თაღურ ნაწილში და ჩრდილო ფრთაში — მდ. ბუჯას გასწვრივ, გ) ანტიკლინის დასავლეთ ფრთაში — მდ. ქოსაინაზე და დ) აღმოსავლეთ ფრთაში — მდ. კალაზე და მის ერთ ტოტში (იხ. სქემა 1).

ა) და დ მ ა ვ ა ლ ი კ რ ი ლ ი ხ რ ე თ ი ს ა ნ ტ ი კ ლ ი ნ ი ს სამხრეთ ფრთაში. ამ კრილში და აგრეთვე სხვაგანაც, ბათური ნალექები წარმოდგენილია მხოლოდ ფურცელა ფიქლების წყებით, რომელიც ქვემოთ სრული თანხმობით გადადის პირობითად ზედა ბაიოსურად დათარიღებული ქვიშაქვების წყებაში ისე, რომ საზღვარი აღნიშნულ წყებათა შორის მხოლოდ ლითოლოგიური ნიშნების მიხედვით გაივლება.

ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში განვითარებული ფურცელა ფიქლების წყების საერთო სიმძლავრე 130 მ უდრის, მათ შორის ხარვეზი 4,5 მ შეადგენს.

წყებაში სტრატეგრაფიულად ზევიდან ქვევით გამოიყოფა:

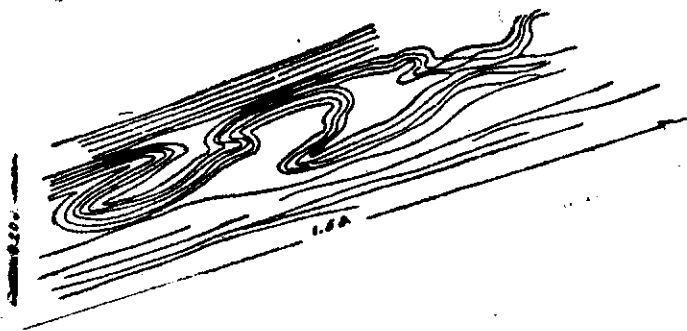
1. სამხრეთისაკენ დაქანებულ (დაქ. აზიმუტი S < 38—40°) ნათლად შრეებრივ ნეოკომურ კვარციან ქვიშებსა და თიხებს კუთხური უთანხმოებით ქვეშ უდევს მიკროშრეებრივი არგილიტების 14 მ დასტა, მიკროშრეებრივი არგილიტები კილისა და მერგელოვანი არგილიტების თხელ განშრეებებს შეიცავენ; ხშირია აგრეთვე კონკრეციები. დასტის შუა ნაწილში კარგად ჩანს წყალქვეშა მეწყურის გამო დაწვრილნაოჭებული არგილიტები, მოქცეული ალევრიტული ქვიშაქვების შრეებს შორის (სურ. 1).

2. მიკროშრეებრივი არგილიტებისა და თხელშრეებრივი ალევროლითების დასტა; სიმძლავრე 10 მ. როგორც არგილიტებში, ისე ალევროლითებში გვხვდება კირქვის კონკრეციები. ერთი მეტრის სიმძლავრის პაკეტში 17 შრე ალევროლითისაა, 16 კი მიკროშრეებრივი არგილიტისა.

3. მიკროშრეებრივი არგილიტებისა და ალევროლითებისაგან შემდგარი დასტა სიმძლავრით 30 მ. ეს დასტა აგებულია წინა დასტის ანალოგიურია, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ აქ, დასტის შუა ნაწილში 20—80 სმ სიმძლავრის ქვიშაქვის შრე რეცხავს არგილიტებს და შეიცავს ამ უკანასკნელის დაწვრილნაოქებულ შრეებს და ცალკე ნატეხებს (სურ. 2).

გარდა ამისა, არგილიტებში ხის ღეროები და რადიალურ-სხივოსნური კალციტისაგან შემდგარი კონკრეციები გვხვდება.

4. 42 მ სიმძლავრის მიკროშრეებრივი არგილიტების დასტა ალევროლითების და სიდერიტიანი არგილიტების განშრევებით, აქა-იქ გამოიყოფა კარბონატული ქვიშაქვის კონკრეციები. ალევროლითების შრეთა სიმძლავრე 5—6 სმ უდრის და ყოველ ერთ ან ერთნახევარ მეტრზე მეორდება. სიდერიტიანი არგილიტები უფრო თხელ შრეებს ქმნიან: შრეთა სიმძლავრე არა უმეტეს 1—2 სმ-საა.



სურ. 1. წყალქვეშა მეწყერის გამო დაწვრილნაოქებული არგილიტები, მოქცეული ალევრიტული ქვიშაქვის შრეებს შორის. ხრეთი. ანტიკლინის სამხრეთი ფრთა. ბათური

5. მიკროშრეებრივი არგილიტები და მათში განშრევებული ალევროლითები, პსამიტიაანი-ალევროლითები და თხელ შრეებრივი არგილიტები.

ალევროლითების შრეთა სიმძლავრე 4—5 სმ უდრის. დაახლოებით ასეთივე სიმძლავრე (5—6 სმ) აქვს პსამიტიანი-ალევროლითების შრეებს. თხელშრეებრივი არგილიტების შრეთა სიმძლავრე 15 სმ-ია. შეიცავენ კილის შრეებს და კირქვის კონკრეციებს. დასტის სიმძლავრე 25 მ უდრის.

6. მიკროშრეებრივი არგილიტებსა და თხელშრეებრივი ალევროლითების 9,5 მ სიმძლავრის დასტა.

დასტის ქვედა ნაწილში მიკროშრეებრივი არგილიტების და თხელშრეებრივი ალევროლითების მორიგეობას აქვს ადგილი. შუა ნაწილიდან დაწყებული არგილიტები ადგილს უთმობენ ალევროლითებსა და პსამიტიანი-ალევროლითებს. უკანასკნელის შრეთა სიმძლავრე უდრის 5—10 სმ, ხოლო გამყოფი

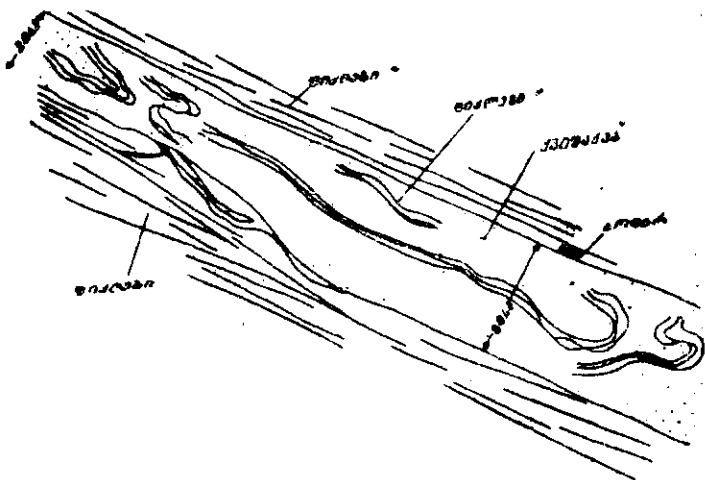
ფურცელა ფიქლების პაკეტთა სიმძლავრე — 2—3 სმ. კირქვების შრეებში ცუდად დაცული ფაუნა და კონკრეციები მოიპოვება.

ამის შემდეგ ხარვეზია გაშიშვლებაში 80—100 მ-ზე, შემდეგ კი ზედა ბაიოსფერი იწყება.

7. სქელშრეებრივი ქვიშაქვებისა და ზოლებრივი, თხელშრეებრივი, პსამიტ-ალევიროლითებისაგან შემდგარი დასტა — სიმძლავრით 9,5 მ.

სქელშრეებრივი ქვიშაქვების სიმძლავრე 1—2 მეტრს უდრის, საკმაოდ მდიდარია პირიტითა და კარბონატული ქვიშაქვის კონკრეციებით. ზოლებრივი ქვიშაქვების შრეთა სიმძლავრე 7—10 სმ უდრის, ეს ქვიშაქვები გამდიდრებულია მცენარეული დეტრიტუსით და ქვიშიანი არგილიტების განშრეველებით.

8. სქელ და თხელშრიანი ქვიშაქვების მორიგეობით წარმოდგენილი დასტა, სიმძლავრით 30 მ. სქელშრიანი ქვიშაქვები მარცვლის სიმსხოს მიხედვით პსამიტოლითებს მიეკუთვნება. მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს მცენარეულ



სურ. 2. ქვიშაქვები რეცხავს არგილიტებს და შეიცავს ამ უკანასკნელის დაწვრილ-ნაოჭებულ შრეებს. წრებითი. ანტიკლინის სამხრეთი ფრთა, ბათური

დეტრიტუსს და სხვადასხვა სიდიდის კონკრეციებს. შრეთა სიმძლავრე ცვალებადობს 50—70 სმ ფარგლებში, დაქ. აზიმუტი SO 110° \angle 15—20°.

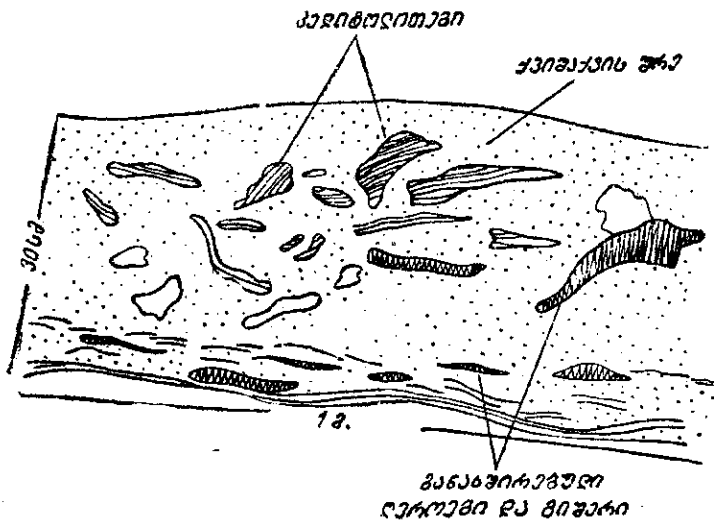
თხელშრიანი ქვიშაქვა ზოლებრივობას იჩენს. მარცვლის სიმსხოს მიხედვით პსამიტოან ალევროლითებს და ალევროლითებს წარმოადგენს. შრეთა სიმძლავრე 5—30 სმ ფარგლებში იცვლება. ზოგი შრე მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს გიშერის, განახშირებული ხეებისა და პელიტ-ალევიროლითური ქანების ჩანართებს. (სურ. 3).

ზოგ შემთხვევაში ალევროლითები ხლართულშრეებრივია და შეიცავენ ჭავლისებურად განწყობილ მცენარეულ ნაშთებს (სურ. 4). ამგვარი ქვიშაქვების თხელი შრეები ყოველ 40—50 სმ შემდეგ არის სქელშრიან ქვიშაქვებში განშრევებული.

ბ) აღმავალი კრილი ხრეთის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში.

ზედა ბაიოსური. სქელშრეებრივი ქვიშაქვების, პსამიტ-ალეგროლითების და შავი ფერის თხელშრიანი არგილიტების მორიგეობისაგან შემდგარი დასტა—სიმძლავრით 25 მ. სქელშრეებრივი ქვიშაქვის ცალკეულ შრეთა სიმძლავრე 0,8 მ უდრის, შეიცავს მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარ კონკრეციებს და, გარდა ამისა, დასტის ზედა ნაწილში, მიკროკონგლომერატის ლინზებრივ უბნებს.

პსამიტ-ალეგროლითები ზოლებრივობას იჩენენ, შრეთა სიმძლავრე 25—30 სმ უდრის, არის შემთხვევა როცა ამგვარი ქვიშაქვები მიმართებაზე ბრეჭიის მავგარ შრეში გადადიან. უკანასკნელი პელიტოლითების, ალევროლითებისა



სურ. 3. ქვიშაქვები განაზღორებული ღეროების, გიშერისა და პელიტოლითების ნატეხებით. ზრეთი. ანტიკლინის S ფრთა. ზედა ბაიოსური

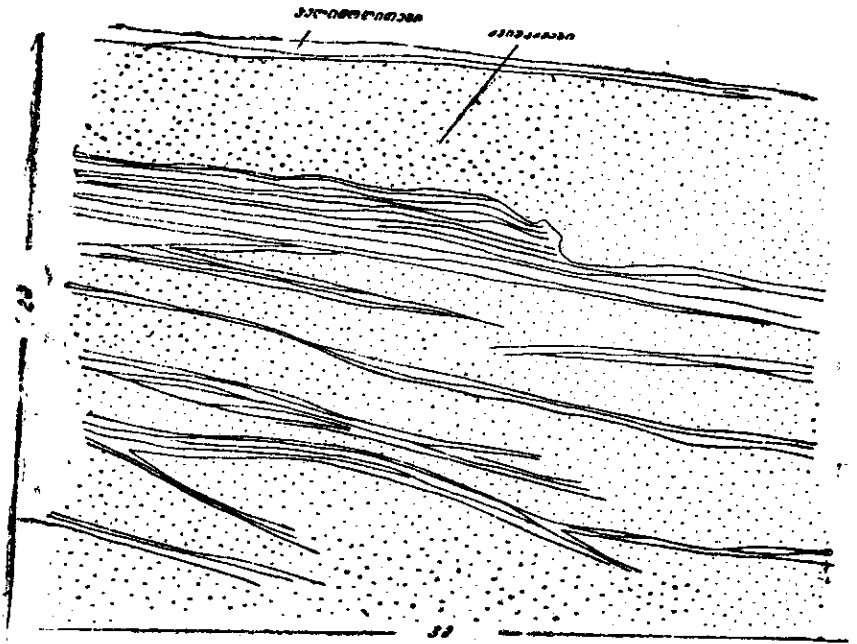
და მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი ქვიშაქვების ნატეხებისაგან შედგება. როგორც ჩანს ეს მასალა ქვეშემდებარე შრეების გარეცხვით არის წარმომდგარი. აქვე ახლოს ამ ქვიშაქვებში განაზღორებული არგილიტები ხლართულშრეებრივი არიან. ამასთანავე ამ უკანასკნელის ზოგი შრე ქვიშაქვით ირეცხება (სურ. 5). არგილიტების ცალკეულ შრეთა სიმძლავრე 10—15 სმ უდრის.



სურ. 4. ხლართულშრეებრივობა და მცენარეული ნაშთების კვალი ალევროლითებში. ზრეთის ანტიკლინის S ფრთა. ზედა ბაიოსური.

ბათური წყების სულ ქვედა ნაწილი. სქელშრიანი ქვიშაქვების, ალევროლითებისა და მიკროშრეებრივი არგილიტების მორიგეობისაგან შემდგარი დასტა — სიმძლავრით 10 მ.

დასტის ქვედა ნაწილში 4,5 მ-ზე ძირითადად გაბატონებულია კონკრეციებით მდიდარი სქელშრიანი ქვიშაქვები (შრეთა სიმძლავრე—0,8—0,9 მ), რომელთა შორის განშრევებულნი არიან მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი ალევროლითები (შრეთა სიმძლავრე—30—40 სმ). ზევით, დასტის მეორე ნახევარში, მთავარ ადგილს იჭერს მიკროშრეებრივი არგილიტები და მათში განშრევებული მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი ალევროლითები (შრეთა სიმძლავრე—5—6 სმ), რომლებიც ერთ ადგილას კილის შრესა და კირქვის ლინზას შეიცავენ. ამის შემდეგ ზემოთ მეწყურია და გაშიშვლება აღარ ჩანს. ამრიგად, ეს დასტა ფურცელა-ფიქლების წყებაში იარდამავალს წარმოადგენს.



სურ. 5. ქვიშაქვებს შორის განშრევებული ხლართულშრეებრივი პელიტოლითები, რომელთა ზოგი შრე ქვიშაქვით ირეცხება. ხრეითი. ანტიკლინის N ფრთა. ზედა ბაიოსურა

ვ) აღმავალი კრილი ხრეითის ანტიკლინის დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ფრთაში მდ. ქოსაინას გასწვრივ

1. ანტიკლინის დასავლეთი ფრთის პირველი შრეები სოფ. ხრეითშივე, ე. წ. მიქელაძეების უბანში შიშვლდება. აქ 4 მ სიმძლავრის გაშიშვლებაში კომწვენომორუხო ფერის პსამიტისანი ალევროლითებისა და ფურცელა ფიქლების მორიგეობა ჩანს. პსამიტისანი ალევროლითები ბევრად სჭარბობს ფურცელა ფიქლებს. გაშიშვლების ზედა ნაწილში ქვიშაქვები შედარებით უფრო თხელშრეებრივია (შრეთა სიმძლ. 5—15 სმ), ვიდრე ქვედა ნაწილში (შრეთა სიმძლ. 30 სმ). ქვედა-

ნაწილის რამდენადმე სქელშრიანი ქვიშაქვები მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ მცენარეულ დეტრიტუსს და კონკრეციებს.

ეს დასტა ზედა ბაიოსის სულ ზედა ნაწილს უნდა წარმოადგენდეს. ამის შემდეგ, თუ სადმე გაშიშვლება ჩანს, ყველგან დაწვრილნაოჭებულ ტიპიური ფურცელა ფიქლები გვაქვს.

2. ფურცელა ფიქლების დასტა—სიმძლავრით 35 მ; შრეთა დაქანების აზი-მუტი NW 34° < 14°. დასტა ძირითადად აგებულია მყრო და თხელშრეებრივი არგილიტების და მათში ყოველ 40—50 სმ განშრეეებული პსამიტური ალევროლიტების მორიგეობით. ისე, როგორც სხვაგან, აქაც მიკროშრეებრივი არგილიტები კირქვის ლინზისებურ კონკრეციებს და კილის ძლიერ თხელ შუა შრეებს შეიცავს. აღსანიშნავია, რომ გამოფიტვით დაფურცლულ ფიქლებში ფურცელთა ზედაპირზე რადიალურ-სხივოსნური ლომონტიტის გამოჩენა ყოფილი შეიმჩნევა. თხელშრეებრივი არგილიტები 2—3 სმ სიმძლავრის შუა შრეებს ქმნიან.

ბევრად დამორჩილებული როლი ეკუთვნით პსამიტური ალევროლიტებს, რომლებიც 5—10 სმ სიმძლავრის შუა შრეებს შეადგენენ.

3. ისევ ფურცელა ფიქლების დასტა — სიმძლავრით 20 მ. შრეთა დაქანება დასავლეთურია 15° კუთხით. დასტის მთავარი მასა აქაც მიკრო და თხელშრეებრივი არგილიტებისაგან არის შემდგარი. ძლიერ დამორჩილებული როლი ეკუთვნით პსამიტური ალევროლიტებს, რომლებიც თხელ განშრეეებებს ქმნიან (შრეთა სიმძლ. 5—10 სმ) არგილიტებს შორის.

4. ზემოთ მეწყურების გავრცელების არეა და აქა-იქ ბორცვებზე შერჩენილი თხელშრეებრივი არგილიტები და მათში განშრეეებული კონკრეციებიანი ქვიშაქვები ჩანს.

5. ტიპიური მიკროშრეებრივი არგილიტების (ფურცელა ფიქლების) დასტა — სიმძლავრით 53 მ. დასტა მთელ სიმძლავრეზე თითქმის ერთგვაროვანია. მიკროშრეებრივ არგილიტებს შორის აქა-იქ განშრეეებულია მომწვანო ფერის პსამიტური კონკრეციებიანი ქვიშაქვები (შრეთა სიმძლ. 5—10 სმ).

6. ისევ მიკრო და თხელშრეებრივი არგილიტები და მათში დაახლოებით ყოველ 1 მ-ზე განშრეეებული ქვიშაქვები. მიკროშრეებრივ არგილიტებში აქა-იქ ზოლებრივი ქვიშაქვების კონკრეციებს ვხვდებით. შრეთა დაქანება თითქმის ჩრდილოეთურია. დასტის სიმძლავრე 100—110 მ უდრის.

ამის შემდეგ მეწყურებია და ძირითადი გამოსავლები არსად ჩანს.

ამრიგად, ეს კრილი, რომელიც შეიცავს ზრეთის ანტიკლინის დასავლეთ, ჩრდილო-დასავლეთ და ნაწილობრივ ჩრდილო ფრთას, ტიპიური ფურცელა ფიქლების წყებით არის აგებული.

დ) აღმავალი კრილი ზრეთის ანტიკლინის აღმოსავლეთ ფრთაში

ამ კრილში ზედა ბაიოსური და ნაწილობრივ ბათური ფურცელა ფიქლების წყებაა წარმოდგენილი.

1. ზედა ბაიოსური ძირითადად წარმოდგენილია მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი ალევროლიტული და სქელშრეებრივი კონკრეციებიანი ქვიშაქვების მორიგეობით, რომლებშიაც იშვიათად მიკროშრეებრივი არგილიტები და პელიტიანი ალევროლიტები არიან განშრეეებული. შრეთა დაქანება აღმოსავლეთურია 20° კუთხით. სიმძლავრე — 16 მ.

სქელშრეებრივი ქვიშაქვები მარცვლის სიმსხოს მიხედვით მსხვილმარცვლოვან პსამიტებს წარმოადგენენ. შრეთა სიმძლავრე 0,4—0,6 მ ფარგლებში იცვლება. შეიცავს არა უმეტეს 10 სმ სიმძლავრის ალევროტული ქვიშაქვების შუაშრეებს, ზოგჯერ უწესრიგოდ განწყობილს (სურ. 6 და 7).

2. ხრეთის აღმოსავლეთ კიდეზე, შეყილაძეების უბანში, მიკროშრეებრივი არგილიტების და მასთან მორიგეობაში მყოფი ალევროლითების მორიგეობით შემდგარი დასტების წყვეტილი გამოსავლები ჩანს, სიმძლავრით 15—20 მ.

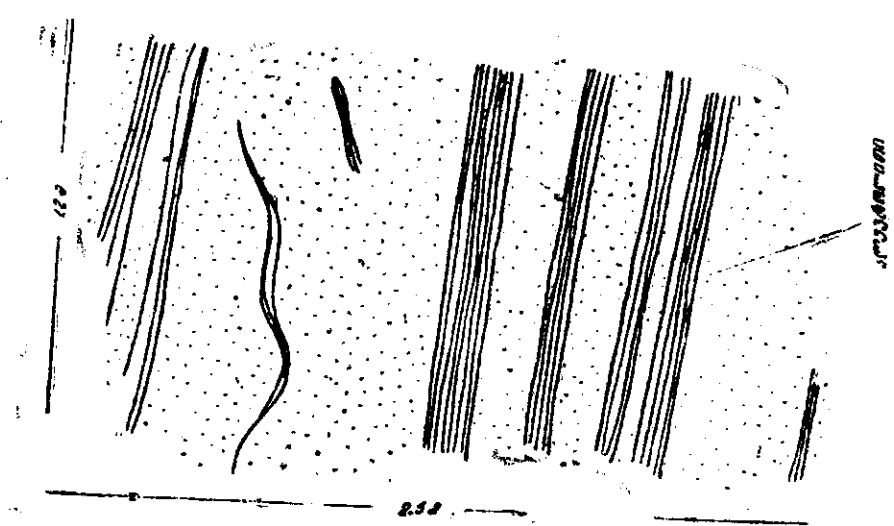
სრულიად ასეთივე აგებულების დასტები აღინიშნება სოფლის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში (შირგილაშვილების უბნის ნაწილი), სადაც მიკროშრეებრივ არგილიტებში თხელი შრეების სახით (3—4 სმ სისქის), ყოველ 40—60 სმ, ალევროტული ქვიშაქვები და პსამიტისანი ალევროლითებია განშრეცებული. საერთო სიმძლავრე 10—15 მ.

ამრიგად, ანტიკლინის აღმოსავლეთი ფრთის ჭრილი, სამხრეთ-დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთი ფრთის ჭრილებისაგან განსხვავებით, ალევროლითების სიჭარბით ხასიათდება.

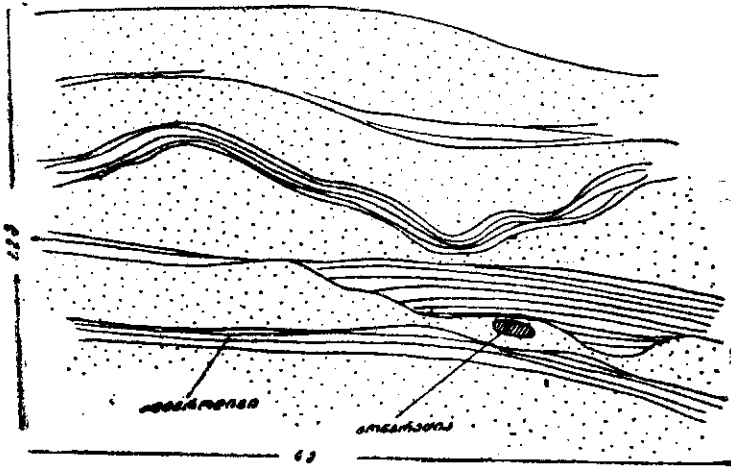
2. მუხურის რაიონი

ა) აღმავალი ჭრილი ბათურ ნალექებში მუხურა-ტყიბულის გზის მახლობლად მდ. საიხვეს წყალზე

1. გზის გასწვრივ პირველი ძირითადი გამოსავლები მუხურის სკოლის უკან გვხვდება. 1. 5 მ სიმძლავრის გაშიშვლებაში ქარსიანი ალევროლითების პსამიტისანი ალევროლითებისა და ქვიშიანი მიკროშრეებრივი არგილიტების მორიგეობა ჩანს. მიკროშრეებრივი არგილიტები, საერთოდ, დამორჩილებულ როლს

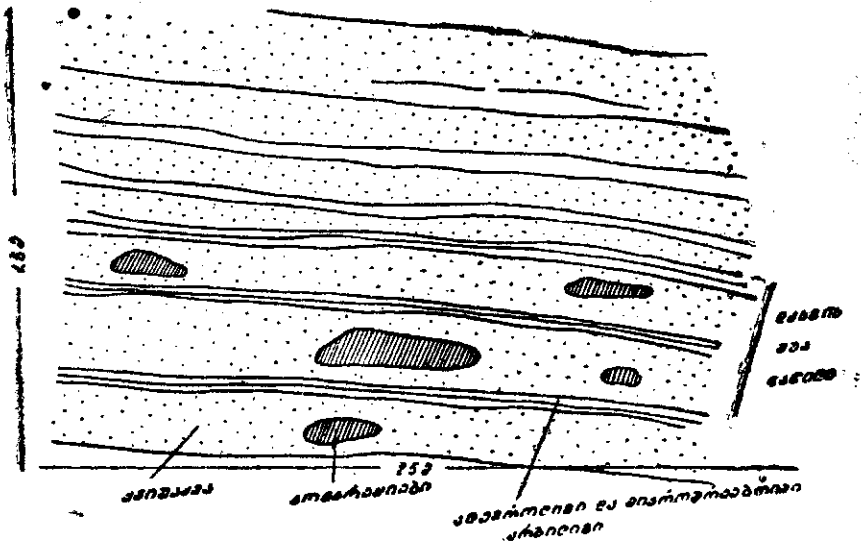


სურ. 6. მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები ალევროლითებისა განშრეცებებით. ზოგჯერ ალევროლითები მსხვილმარცვლოვან ქვიშაქვებში ლინებებისა და ნატეების სახით არიან მოქცეული. ხრეთის ანტიკლინის O ფრთა. ზედა ბაიოსური



სურ. 7. ქვიშაქვებში მოცალბილი ალვეროლითები, რომლებიც სანაპირო ზოლში წყალქვეშა მეწყრის მოძრაობის გამო დანატყებული არიან. ზრეითის ანტიკლინის O ფრთა. ზედა ბაიოსური

თამაშობენ და ყოველ 15 სმ შემდეგ არიან განშრეეებული (შუა შრეთა სიმძლავრე 0,1 მ უდრის) ქვიშაქვებს შორის. უკანასკნელთა შრეების სისქე 15—20 სმ უდრის.



სურ. 8. უხეშმარცვლოვანი ფსამიტური ქვიშაქვები, რომლებიც შეიცავენ ალვეროლითებისა და მიკროშრეებრივი არგლიტების შრეებსა და ქვიშიანი კირქვის კონკრეციებს. მუხურა. ზედა ბაიოსური

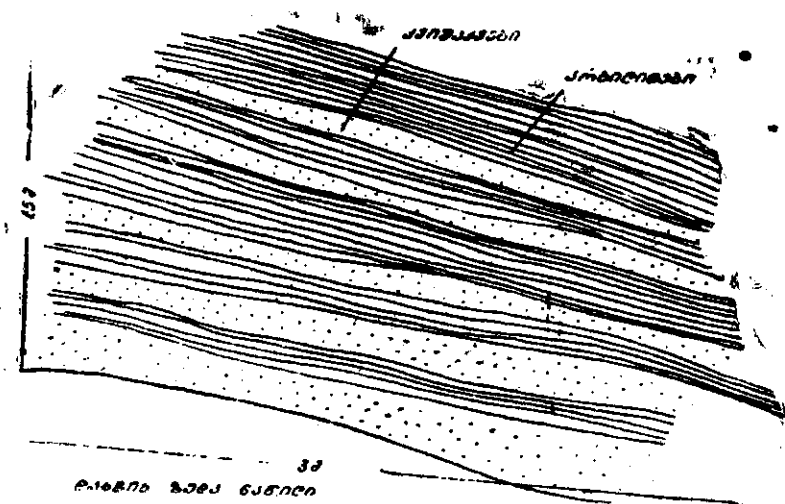
2. 25 სმ სიმძლავრის კარნიზი მდ. ძუსას მარჯვენა შენაკდში საიხვესწყლის მარჯვენა მხარეზე. კარნიზში სამი პაკეტი გამოიყოფა. ქვედა პაკეტი, რომელიც კარნიზის ფუძეს იკავებს, აგებულია თხელშრეებრივი რუხი და მწვანე

ალევიროლითებით და ქვიშიანი თხელშრეებრივი არგილიტების მორიგეობით, ალევიროლითების შრეთა სიმძლავრე უდრის 5—15 სმ, ქვიშიანი არგილიტებისა კი—3—4 სმ. ამ პაკეტის სიმძლავრე 10 მეტრია.

ზემომომდევნო შუა პაკეტი სქელშრიანი (შრეთა სიმძლავრე 0,3—0,8 მ) მომწვანო ფერის, კონკრეციებიანი ქვიშაქვებითა და მათში განშრეეებული ალევრიტული ქვიშაქვების მორიგეობით არის აგებული (სურ. 8). ამ პაკეტის სიმძლავრე 5,5 მ. უდრის.

სულ ზედა პაკეტი ალევროლითებისა და მათში განშრეეებული პსამიტიანი ალევროლითების მორიგეობისაგან შედგება (სურ. 9), სიმძლავრე 9,5 მ უდრის.

გ. 15 მ სიმძლავრის დასტა კარნიზის სახით მდ. საიხვესწყალის მარჯვენა მხარეზე, ე. წ. ფოფხაძეების უბანში. კარნიზის ქვედა ნაწილში მორიგეობა ჩანს მიკროშრეებრივი არგილიტებისა, ალევროლითებისა და შედარებით სქელშრიანი (შრის სისქე 0,30) ქვიშაქვებისა. აქ უფრო გაბატონებულია არგილიტები. კარნიზის შუა ნაწილში მუქი-რუხი ფერის, ზოლებრივი, მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი ალევროლითების თხელშრეებრივი, ზოგჯერ მიკროშრეებრივი არგილიტებისა და ქარსიანი ქვიშაქვების მორიგეობაა. არგილიტები 2—5 სმ სიმძლავრის შუა შრეებს ქმნიან და ყოველ 30 სმ შემდეგ არიან ალევროლითებთან განშრეეებული. ქვიშაქვის შრე ხუთია, შრეთა სიმძლავრე 0,6 მ უდრის. ამ პაკეტში გაბატონებულ ადგილს ალევროლითები იკავებენ, მათი შრეთა სიმძლავრე 1—6 სმ უდრის.



სურ. 9. ზედა ბაიოსურიდან ბათურში გარდამავალი შრეები. მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და არგილიტების მორიგეობა. არგილიტების შრეთა ზედაპირი ზოგჯერ არასწორია. მუხურა მდ. საიხვესწყალი

კარნიზის სულ ზედა ნაწილი ალევროლითებსა და მათში განშრეეებულ თხელშრეებრივ არგილიტებს უკავიათ. ალევროლითები ზოლებრივობას იჩენენ და ღია მორუხო-მომწვანო ფერი ახასიათებთ. შრეთა სიმძლავრე 5—6 სმ უდრის, არგილიტები ამ პაკეტში დამორჩილებულ როლს ასრულებენ და ძლიერ თხელ, 3—4 სმ სისქის შუა შრეებს ქმნიან.

4. აღწერილ კარნიზს, ფოფხაძეების უბანში, ზევით მოსდევს ქვიშიანი თხელშრეებრივი არგილიტების მიკროშრეებრივი არგილიტებისა და ქარსიანი ალევროლითებისაგან შემდგარი დაქტა 8—10 მ სიმძლავრისა, ამ დასტაში უფრო გაბატონებულია ქვიშიანი არგილიტები და ალევროლითები.

ამის შემდეგ ძირითადი გამოსავლები აღარსად ჩანს და ყველგან მეწყურული ღორღი და დელუვიონია განვითარებული, თუმცა სულ ახლოს ცარცული ნალექების ძირითადი გამოსავლები ჩანს.

ამრიგად, აღწერილ ჭრელში მხოლოდ ე. წ. ფურცელა ფიქლების წყებაა წარმოდგენილი, მაგრამ არა სრულად, რადგანაც ფუძე და სულ ზედა ნაწილი გაშიშვლებული არ არის. ყოველ შემთხვევაში, ნალექების ადგილმდებარეობა ისეთია, რომ აქ წყების ზედა ნაწილთან უნდა გვექონდეს საქმე.

ბ) აღმავალი ჭრელი მდ. ძუსას მარჯვენა შენაკადში
— მდ. წყალმეჩხერზე

ბათური ნალექების ძირითადი გამოსავლები შესართავიდან ზემოთ სულ რამდენიმე ათეული მეტრის შემდეგ ჩანს; აქ 5 მ სიმძლავრის დასტაში მიკროშრეებრივი არგილიტების, თხელშრეებრივი პსამიტური და ალევრიტული ქვიშაქვების მორიგეობაა. რაოდენობრივად მიკროშრეებრივი არგილიტები თხელშრეებრივ (შრეთა სისქე 15—20 სმ) ალევროლითებს უტოლდებიან.

2. ძლიერ მცირე ზომის მეორადი ანტიკლინური ნაოჭი, რომლის სამხრეთ ფრთაში ჯერ გამოდიან ზემოაღწერილი დასტის შრეები, მერე კი მათ ზევით მოსდევთ მიკროშრეებრივი არგილიტები და მათში განშრევებული ძლიერ თხელშრიანი ქვიშაქვები.

ამის შემდეგ მდინარის შუა წელამდე ძირითადი გამოსავლები აქა-იქ ჩანს წყვეტილი სახით და ყველგან მეორე დასტის მსგავსი ნალექებია განვითარებული. მდინარის შუა წელს ზემოთ, მეწყურული მოვლენების განვითარების გამო, ძირითად ქანთა გაშიშვლებები აღარსად ჩანს.

ამრიგად, ამ ჭრელშიაც მხოლოდ ფურცელა ფიქლების წყების ნაწილი გვაქვს, იმგვარივე ლითოლოგიური შედგენილობის, როგორც წინა ჭრელში იყო.

გ) დაღმავალი ჭრელი მდ. ძუსას მარჯვენა შენაკადში — მდ. ზითელაზე

მდ. ინარის შუა წელს ზევით ძირითადი გამოსავლები მეწყრებით არის დაფარული. დაახლოებით შუა წელში პირველი ძირითადი გამოსავლები მიკროშრეებრივ არგილიტებით და მასთან მორიგეობაში მყოფი სქელშრიანი ქვიშაქვებითა და თხელშრეებრივი არგილიტებით არის აგებული.

100 მ ქვევით ამავე არგილიტებში განშრევებული ქვიშაქვების შრეთა სიმძლავრე 0,5—0,6 მ აღწევს.

ქვემოთ — წყალაღმა — წყვეტილ გამოსავლებში ფიქლებრივ ალევროლითების არგილიტებისა და ზოლებრივი ნახშირიანი ქვიშაქვების მორიგეობა ჩანს.

ამის შემდეგ შესართავთან ახლოს ბაიოსური კონგლომერატები და უხეშ მარცვლოვანი ქვიშაქვებია წარმოდგენილი.

ამრიგად, აღწერილ ჭრილში ფურცელა ფიქლების წყების ქვედა ნაწილი გვაქვს.

დ) აღმავალი ჭრილი ბაიოსის ნაწილში და ბათურში მდ. ძუსას მარჯვენა შენაკადზე — მდ. წყალმღვრიაზე

1. მდ. წყალმღვრია ძუსას სოფ. მუხურის ბოლოზე ერთვის მარჯვენა მხრიდან. ამ მდინარის შესართავში ძუსას ხიდან მსხვილრიყიანი კონგლომერატის მძლავრი დასტაა გაშიშვლებული. ქვარგვალების ზომა ასეთია: ყველაზე მსხვილი ქვარგვალების სიდიდე უდრის 20—25 სმ, საშუალოსა — 3—5 სმ, უმცირესის — 1—5 სმ. ქვარგვალებს შორის 73% პორფირიტებია 20% გრანიტი, 3,5% კვარც-პორფირები და 3,5% კვარცი. შემაცემენტებელი მასა არკოზულია და რაოდენობით მთელი ქანის 1/3-ს შეადგენს. დასტის ქვედა ნაწილში კონგლომერატები მასიური არიან, ზედა ნაწილში კი სუსტად გამოსახულ შრებრივობას იჩენენ (შრეთა დაქ. აზიმუტი NW 310° < 53°) დასტის სიმძლავრე 100—130 მ უდრის.

2. ზემოაღწერილი პირველი დასტის პორფირიტული კონგლომერატები, ზევით თანდათან გადადიან გრანიტული მასალისაგან შემდგარ კონგლომერატებში. პორფირიტული მასალა უმნიშვნელო რაოდენობით არის წარმოდგენილი. ამასთანავე, გრანიტული მასალა ზოგ უბანში ვეებერთელა ლოდნარის სახითაა ლოდების ზომა 0,1—0,5 მ უდრის დიამეტრში, მაგრამ არიან უბნები, სადაც საშუალო კენჭიანი კონგლომერატებიც გვხვდებიან. დასტის სიმძლავრე 50—60 მ უდრის.

3. სქელშრიანი არკოზული ქვიშაქვებისა და თხელშრიანი ქარსიანი ალევროლითების მორიგეობისაგან შემდგარი დასტა. სიმძლავრით 10 მ.

სქელშრიანი ქვიშაქვების შრეთა სიმძლავრე დასტის ქვედა ნაწილში 0,4 — 0,5 მ უდრის. ზედა ნაწილში, კი 0,1—0,2 მ. ხშირად შეიცავენ გრანიტის საკმაროდ მსხვილ ქვარგვალებს. ქარსიანი ალევრიტული ქვიშაქვები დაშრეების სიბრტყეზე ძლიერ მდიდარი არიან მცენარეული ნაშთებით. შრეთა სიმძლავრე 0,1—0,3 მ უდრის.

4. თხელშრეებრივი (შრეთა სისქე 4 სმ) ქარსიანი ქვიშაქვების თითქმის მიკროშრეებრივი პელიტ-ალევროლითებისა და ფიქლებრივ ალევროლითებისაგან შემდგარი დასტა — სიმძლავრით 20 მ.

5. სქელშრეებრივი (შრეთა სიმძლავრე 1—1,5 მ) უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვები. ზოგ უბანში გრანიტულ და პორფირიტულ ქვარგვალებისაგან შემდგარი კონგლომერატების ლინზებით. დასტის სიმძლავრე 7 მ უდრის. შრეთა დაქანების აზიმუტი NW 310° < 40°.

6. სქელშრიანი, უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების მორიგეობა ქარსიან ალევროლითებთან და ამ უკანასკნელში განშრევებული პელიტიან ალევროლითებთან. სქელშრიანი ქვიშაქვები კონკრეციებს და უბნა-უბნა გრანიტსა და პორფირიტის ქვარგვალებს შეიცავენ. ქვარგვალების ზომა 3—15 სმ-დე იცვლება. შრეთა სიმძლავრე 0,2—0,8 მ ფარგლებში მერყეობს.

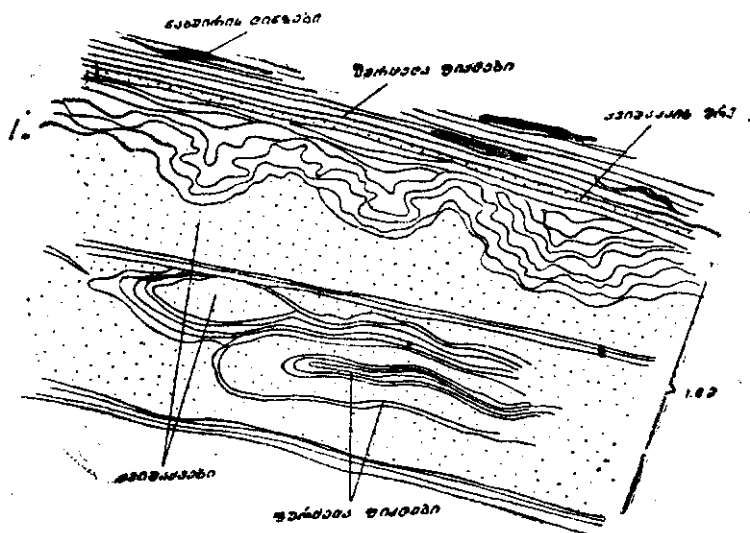
ალევროლითები და მათში განშრევებული პელიტიანი ალევროლითები დაახლოებით 1 მ სიმძლ. პაკეტებს ქმნიან განშრევებულს სქელშრიან ქვიშაქვებს შორის. ამგვარ პაკეტში ალევრიტული ქვიშაქვის შრე ოცამდეა,

თითოეული შრის სისქე 3—4 სმ უდრის. იშვიათი შემთხვევაა. როცა ამ ქვიშაქვების სიმძლავრე 10—20 სმ აღწევს (დასტის შუა ნაწილი), ისეთივე რაოდენობითაა პელიტიანი ალევროლითები, რომელთა შრის სისქე 1—2 სმ უდრის.

დასტის სიმძლავრე მცირე ხარვეზების ჩათვლით 80—100 მ უდრის. შრეთა დაქანების აზიმუტია 320° NW \angle 30° .

7. არგილიტების ალევროლითებისა და მათში იშვიათად განშრეეებული ქვიშაქვების მორიგეობით აგებული დასტის წყვეტილი გამოსავლები. შრეთა დაქანება ჩრდილოეთურია 15° კუთხით. არგილიტები და ალევროლითები ყველა გამოსავალში 90% შეადგენენ, დანარჩენი 10% კი ქვიშაქვებზე მოდის.

ამ ნალექების წყვეტილი გამოსავლები 100—120 მ ვრცელდება, შემდეგ კი წყალადმა საწისქვილე ქვიშაქვების 70 მ სიმძლავრის დასტა გამოჩნდება, რომელსაც ზემოთ თხელშრეებრივი (შრეთა სისქე 0,1—0,2 მ) თეთრი ფერის და აგრეთვე ზოლებრივი ალევროლითების და მათში განშრეეებული პსამიტური ქვიშაქვების მორიგეობა ჩანს. საწისქვილე ქვიშაქვების ზემოთ მომდევნო დასტის სიმძლავრე 20 მ უდრის. ამის შემდეგ მდ. წყალმღვრიას სათავეებში ძირითადი გამოსავლები აღარ ჩანს, მაგრამ იქვე გვერდით ე. წ. საკვირაოს უბანში აღწერილ შრებს ზევით მოყვება შემდეგი დასტები:



სურ. 10. წყალქვეშა მეწყრის გამო არგილიტებისა და ქვიშაქვების დეფორმირებული შრეები. მუხურა. მდ. საიხვეს წყალი. ბაიოსურიდან ბათში გარდამავალი შრეები

8. ალევროლითების, მიკრო და თხელშრეებრივი, არგილიტებისა და მათ შორის განშრეეებულ ქვიშაქვების მორიგეობით აგებული დასტა 40 მ სიმძლავრის. ქვიშაქვები შედარებით სქელშრიანია. შრეთა სისქე 0,4—0,5 მ უდრის. ალევროლითები თხელშრეებრივი არიან და ამასთანავე ზოლებრივ აგებულებასაც იჩენენ. შრეთა სისქე 4—5 სმ უდრის. ამგვარივე სისქის შრეებს ან პაკეტებს ქმნიან თხელშრეებრივი არგილიტები, რომლებიც მიკროშრეებრივ არგილიტებთან ერთად დამორჩილებულ როლს თამაშობენ.

9. ხლართულშრეებრივად აგებული ქვიშაქვებისა და მიკროშრეებრივ არგილიტების დასტა — სიმძლავრით 5 მ. დასტის შუა ნაწილი აშშმუშნულია და შეიცავს არგილიტების დაგრეხილ ნატეხებს (სურ. 10).

ქვიშაქვების ზადაპირი გადარეცხვის ნიშნებს ატარებს, მათ ზემოდან ჯერ დაწვრილნაოქვებელი ფურცელა ფიქლები მოსდევს, მერე კი წესიერად დაშრეგებული ქვიშაქვები და ნახშირის ლიწნების შემცველი პელიტიანი ალევროლიტები მოუყვება.

ეს დასტა ბაიოსიდან ბათურში გარდამავალს უნდა წარმოადგენდეს. ამის შემდეგ ერთხანს ხარვეზია, 50 მ შემდეგ კი ძირითადად გამოჩნდება:

10. სქელ და თხელშრეებრივი ქვიშაქვები, რომელთადაც მორიგეობაშია მცენარეული ნაშთებით მეტნაკლებად მდიდარი ალევროლიტები და მიკროშრეებრივი ქვიშაიანი არგილიტები. სქელშრიანი ქვიშაქვების შრეთა სისქე უდრის 0,35 მ, თხელშრიანისა კი — 0,5—2,5 მ. მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი და ლარიბი ალევროლიტები 2—3 სმ სისქის შრეებს ქმნიან. რაც შეეხება მიკრო და თხელშრეებრივ არგილიტებს ისინი 3—4 სმ სისქის პაკეტებს ადგენენ. ამ დასტაში ზემოაღნიშნული ტიპები შემდეგნაირად ნაწილდებიან (პროცენტობით):

სქელშრიანი ქვიშაქვები შეადგენენ მთელი დასტის 10%-ს, თხელშრიანი ქვიშაქვები—30%-ს. ალევროლიტული ქვიშაქვები—35%-ს, მიკრო და თხელშრეებრივი არგილიტები — 25%-ს. დასტის სიმძლავრე 20 მ უდრის. შრეთა განლაგების ელემენტებია დაქ. აზიმუტი NW 320° \angle 20°.

11. ალევროლიტების, თხელშრიანი ქვიშაქვების, იშვიათად სქელშრიანი ქვიშაქვების და ძლიერ თხელშრიანი არგილიტების მორიგეობით შემდგარი დასტა, სიმძლავრით 56 მ. ალევროლიტები გაბატონებულ როლს თამაშობენ. ისინი დასტის 70%-ს შეადგენენ.

12. 5 მ სიმძლავრის დასტა შემდგარი ფურცელა ფიქლებისაგან და მათში ყოველ 15 სმ შემდეგ განშრეგებულ 3—4 სმ სისქის ალევროლიტების და იშვიათად შედარებით, სქელშრეებრივ ქვიშაქვებისაგან. დასტის 80%-ს ფურცელა ფიქლები შეადგენენ, დანარჩენ 20%-ს კი—ქვიშაქვები.

13. ალევროლიტების და ქვიშაქვების მორიგეობით შემდგარი დასტა 12—15 მ. ქვიშაქვები შედარებით სქელშრეებრივი არიან. შრეთა სიმძლავრე 0,5—0,6 მ უდრის. ახასიათებთ ნახევრად სფერული ელიფსური გამოფიტვა (სურ. 11) და ღია მორუხო ფერი.

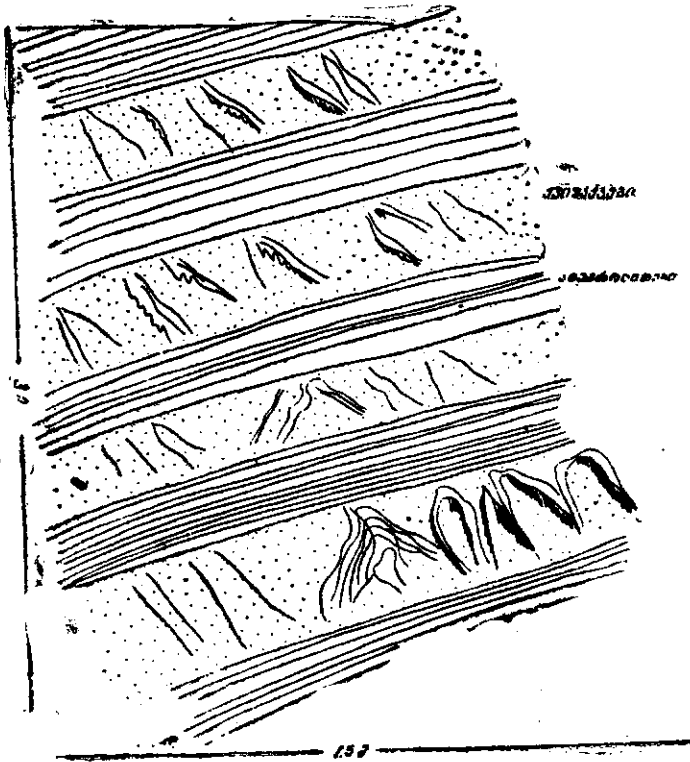
ალევროლიტები ძლიერ თხელშრეებრივი არიან. ისინი ქვიშაქვებს შორის 0,5—0,8 მ სიმძლავრის პაკეტებს შეადგენენ. ახასიათებთ რუხი ფერი და მცენარეული ნაშთებით გამდიდრება. დასტის სულ ზედა ნაწილში ამ უკანასკნელთ ჯერ შავი ფერის ალევროლიტები შეცვლის, შემდეგ კი, ძლიერ თხელშრეებრივი, ფურცელას მსგავსი არგილიტები, რომლებიც 10—12 სმ სისქის პაკეტებს შეადგენენ.

ზევით ძირითადი გაშიშვლებები აღარ ჩანს და სულ ახლო ცარცულ ნალექებისაგან შემდგარი კარნიზი მდებარეობს.

მოყვანილ ჭრილში ერთიდან მეათე დასტამდე, ბაიოსურია განვითარებული, ხოლო მეათე დასტიდან დაწყებული ბოლომდე ბათური გვაქვს. აღწერილ ჭრილში ბაიოსურის სიმძლავრე 400—450 მ-ს უდრის, ბათურისა კი—90—100 მ.

როგორც ამ ჭრილში, ისე სხვაგანაც — მუხურის ბათურ ნალექებში მიკრო

და თხელშრეებრივ არგილიტებთან შედარებით, ქვიშაქვის ელემენტების სიჭარბე შეიმჩნევა. სრულიად შებრუნებული სურათი ჩანს, როგორც ქუთაის-გელათის, ისე ტყიბულისა და ხრეთის რაიონში. აქ ბათურ ფურცელა ფიქლების წყებაში გაბატონებულ როლს არგილიტები თამაშობენ, დამორჩილებული კი ქვიშაქვებია. მუხურის ბათურში (ფურცელა ფიქლების წყებაში) ქვიშაქვის ელემენტების სიჭარბე იმაზე მიუთითებს, რომ ეს ნალექები ნაპირთან ახლო, თხელ აუზში არიან დალექილი.



სურ. 11. პსამიტური და ალფერიტული ქვიშაქვების მორიგეობა. პსამიტური ქვიშაქვები თავისებურ გამოფიტვას იჩენენ. ხრეთი. მდ. საკვირაო. ბათურის ქვედა ნაწილი

V. წყებათა კვანძოვანი დასახიამება ზრილების მიხედვით

I. ხრეთის რაიონი

ა) ხრეთის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ზედა ბაიოსური. ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში ზედა ბაიოსურის ხილული ნაწილის სიმძლავრე, რომელიც ჩვენ მიერ შედგენილი კრილის ფარგლებში მოექცა, 40—50 მ მეტი არ არის. ამასთანავე, აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ საზღვარბათსა და ბაიოსს შორის როგორც სხვა კრილებში, ისე აქაც, სრულიად პირობითად, იქ გვაქვს გატარებული, სადაც შესამჩნევად მცირდება ქვიშაქვები და გაბატონებას იწყებს არგილიტები. კრილში წარმოდგენილი წყება, როგორც ეს უკვე გვქონდა ზევით აღნიშნული, სქელ და თხელშრიანი ქვიშაქვების მორიგეობა

ბით ხასიათდება. სქელშრიანი ქვიშაქვები, რომლებიც ხშირად შეიცავენ სხვადასხვა სიდიდის კონკრეციებს, გიშერს, განახშირებულ ხეებს და, იშვიათად, პელიტური ქანის ნატეხებს, არათანაბარმარცვლოვან აგებულებას იჩენენ და მარცვლის სიმსხოს მიხედვით უფრო ხშირად პსამიტებს და ზოგჯერ პსეფიტებს მიეკუთვნებიან. მინერალოგიური შედგენილობით ეს ქვიშაქვები კვარცითა და ქარსით მდიდარ არკოზებს შეესაბამებიან. ქვიშაქვის შედგენილობაში აღნიშნულ კომპონენტებს გარდა მონაწილეობას ღებულობს მინდვრის შპატები, პილროქარსები და ზოგჯერ სხვადასხვა ქანის ნატეხები.

კვარცი მთავარი შემადგენელი კომპონენტია. იგი სხვადასხვა ფორმისა და სიდიდის დაკუთხული მარცვლების სახით გვხვდება, რომლიდანაც ნაწილი გრანიტულია — მკაფიო კატაკლაზით, ნაწილი კი ეფუზიური — ძირითადი მასის ჩანართებით. საკმაოდ ბევრია მუსკოვიტი, ბიოტიტი და პილროქარსი. ამ კომპონენტებთან შედარებით დამორჩილებულ როლს თამაშობს შეცვლილი მჟავე პლაგიოკლაზი და შედარებით საღად შენახული მიკროკლინი. უხეშმარცვლოვანი პსამიტოლითების შედგენილობაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს აგრეთვე მჟავე ეფუზივების, კვარციტების, პეგმატიტების და სხვადასხვა ხასიათის კრისტალური ფიქლების ნატეხები. არის იშვიათი შემთხვევები, როცა ამ ნატეხებთან ერთად ორი-სამი ნატეხი შეცვლილი პორფირიტისაც გამოერევა. ქვიშაქვების ცემენტი ძირითადად ორგვარია: კალციტური და თიხოვან-პილროქარსული.

გაცილებით კარგი დახარისხება და შემადგენელ კომპონენტთა თანაბარ-მარცვლოვანება ახასიათებთ თხელშრებრივ ზოლებრივ ქვიშაქვებს, რომლებიც მარცვლის სიმსხოს მიხედვით მეტწილად ალევროლითებს ან პსამიტთან ალევროლითებს მიეკუთვნებიან. აქაც ქვიშაქვების შემადგენელი მასალა არსებითად იმგვარივეა, როგორც ზემოაღწერილ უხეშ და მსხვილმარცვლოვან ქვიშაქვებში, თუმცა შეიმჩნევა, რომ აქ გაცილებით მეტაა კვარცი, პილროქარსი და მცენარეული ნაშთები. შედგენილობით ამ ქვიშაქვებისაგან ბევრად არ განსხვავდებიან სქელშრიანი ქვიშაქვებში განსრეგებული პელიტიანი ალევროლითები, სადაც მთავარი ნაწილი ქვიშიანია და შედგება წვრილ-აგრეგატული კვარცისაგან, წვრილქერცლოვანი მუსკოვიტისაგან და პილროქარსისაგან. პელიტური მასებიც საკმაოდ ბევრია, მაგრამ რაოდენობით მაინც ჩამორჩება ქვიშიან ნაწილს.

ქვიშაქვებთან დაკავშირებული კონკრეციები ქვიშიან კირქვებს ან კირქვიან ქვიშაქვებს წარმოადგენენ.

ასეთია ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში განვითარებული ზედა ბაიოსურის საერთო პეტროგრაფიული ხასიათი. როგორც ვხედავთ ეს ნალექები აქ, ძირითადად, არკოზული მასალით არის წარმოდგენილი და მჟავე ქანებით აგებული სუბსტრატის გარეცხვის ხარჯზეა წარმოშობილი.

ბ) ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ზედა ბაიოსური ცუდი გამოშვლების გამო არა სრულია და წარმოდგენილია ბათში გარდამავალი პაკეტებით. ამიტომ არის, რომ ამ ჭრილში პსამიტანი ალევროტული ქვიშაქვების და პელიტოლითების (არგილიტების) სიჭარბე შეიმჩნევა. შედარებით ნაკლები სიმძლავრე ახასიათებთ მსხვილმარცვლოვან ქვიშაქვებს, რომლებიც მარცვლის სიმსხოს მიხედვით უფრო ხშირად პსამიტოლითებს და იშვიათად კი პსეფიტოლითებს მიეკუთვნებიან.

შედგენილობით ეს ქვიშაქვებიც კვარციტა და ქარსით მდიდარ არკოზებს წარმოადგენენ, რომლებშიაც კვარცის, ქარსისა და მინდვრის შპატების გარდა გვხვდება კვარც-პორფირების კვარციტებისა და ზოგჯერ კრისტალური ფიქლის ნატეხები. იშვიათად აღინიშნება შეცვლილი პორფირიტების ერთეული ნატეხები (მხოლოდ ერთ შემთხვევაში). ცემენტი მეტწილად კალციტურია, იშვიათად თიხოვან-ჰიდროქარსული.

თითქმის ანალოგიური შედგენილობა ახასიათებს ალევროლითებს და პელიტიან ალევროლითებს, რომლებშიც ქანის ნატეხების მაგიერ დიდი რაოდენობით შედის წვრილმარცვლოვანი ყვარცი, ქარსი და ჰიდროქარსი.

პელიტოლითები წარმოდგენილი არიან ალევრიტული მასალით გამდიდრებული არკილიტებით. ამ ქანების პელიტური მასა რუხი ან მოყვითალო ფერისაა და შედგება თითქმის იზოტროპული თიხოვანი ნივთიერებისაგან, რომელშიც შეიძლება გარჩეული იქნეს ქარსის მაგვარი ნივთიერების ხლართულად განლაგებული ქერცლები, კვარცის, მინდვრის შპატის და ქლორიტ-ჰიდროქარსის უწყვილესი ნაწილაკები. ანალოგიური შედგენილობა ახასიათებს პელიტური ქანების იმ ნატეხებს, რომლებიც ქვიშაქვების შრეებში არიან მოყოლილი ნატეხების სახით. ქვიშაქვებთან დაკავშირებული კონკრეციები შედგენილობით კირქვიან ქვიშაქვებს წარმოადგენენ.

როგორც ვხედავთ, ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ზედა ბაიოსურიც არკოზული მასალით არის წარმოდგენილი და პეტროგრაფიულად ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ზედა ბაიოსურისაგან არ განსხვავდება.

3. ანტიკლინის აღმოსავლეთ ფრთაში ზედა ბაიოსური ისევ სქელ და თხელ-შრეებრივი ქვიშაქვებით და მათში შედარებით იშვიათად განშრეგებული ალევრიტიან პელიტოლითებით და პელიტოლითების მორიგეობით ხასიათდება. სქელშრიანი ქვიშაქვები მარცვლის სიმსხოს მიხედვით მეტ წილად პსამიტოლითებს და უფრო იშვიათად კი პსეფიტოლითებს წარმოადგენენ. შედგენილობით აქაც კვარციტა და ქარსით მდიდარი არკოზები გვაქვს. სხვა ჭრილებიდან განსხვავებით ეს ქვიშაქვები მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ საღ მიკროკლინსა და უმესრო კალიშპატს. შედარებით ცოტაა მყავე ეფუზივების ნატეხები და სრულებით აღარ გვხვდება პორფირიტის ნატეხები. ამ ქვიშაქვების შემაცემენტებელი მასა კალციტურია და ზოგჯერ თიხოვანიც.

თითქმის ასეთივე შედგენილობა ახასიათებთ თხელშრეებრივ ქვიშაქვებს, იმ განსხვავებით, რომ ესენი უფრო მეტი რაოდენობით შეიცავენ მცენარეულ დეტრიტუსს, ქარსებსა და ჰიდროქარსებს.

ალევრიტიანი პელიტოლითებისა და პელიტოლითების მთავარი მასა ნახშიროვანი ნივთიერებით გაჯღენტილი თიხით არის წარმოდგენილი. ალევრიტული მასალა, რომელიც ხშირად არის პელიტოლითებში შერეული, ძირითადად შემდგარია კვარციტით და ქერცლოვანი აგებულების ქარსის მაგვარი ნივთიერებით. არის შემთხვევები, როცა პელიტურ მასაში საკმაო რაოდენობით აღინიშნება პირიტი და პელიტომორფული კალციტი, სქელშრეებრივ ქვიშაქვებში მოქცეული კონკრეციები ქვიშით მდიდარ კირქვებს წარმოადგენენ. ქვიშიანი ნაწილი კვარცის, კალიშპატისა და პლაგიოკლაზისაგან შედგება.

როგორც ვხედავთ, ხრეთის ანტიკლინის აღმოსავლეთ ფრთაში წარმოდგენილი ზედა ბაიოსური არ განსხვავდება ზემოაღწერილ ჭრილებში განვითარებული ზედა ბაიოსური ნალექებისაგან.

დ) ანტიკლინის დასავლეთ ფრთაში, ხშირი მეწყრების გამო, ზედა ბაიოსურის გამოსავლები არასრულია და წყვეტილ ხასიათს ატარებს. ერთ ასეთ არა სრულ გამოსავალში, რომელიც ხრეთის დასავლეთ უბნის განაპირას იმყოფება, ქვიშაქვებისა და არგილიტების მორიგეობა ჩანს. ქვიშაქვები თხელშრებებრივია, შეიცავენ კონკრეციებს და რაოდენობით ბევრად სჭარბობენ არგილიტებს. მარცვლის სიმსხოს მიხედვით პსამიტოლითებს წარმოდგენენ. ქვიშაქვების შემადგენელი კომპონენტებია: კვარცი, შეცვლილი მინდვრის შპატები, მცირეოდენი ქარსი, შეცვლილი პორფირიტისა და პელიტური ქანის ნატეხები. ცემენტი, ბოჭკოვანი აგებულების თიხოვანი მასაა, რომელიც რკალის სახით ეკვრის გარშემო ქანის ნატეხებს. ქვიშაქვებში მოყოლილი კონკრეციები კალციტით არის გამდიდრებული. ქვიშაქვებში ნაწილში შეიცავენ: კვარცს, მცირეოდენ კალიშპატს და რამდენადმე შეცვლილი ქანის ნატეხებს.

ამავე ქვიშაქვებთან მორიგეობაში მყოფი არგილიტები მორუხო-ყომრალი ფერის თიხოვანი მასალებისაგან შედგებიან, რომლებშიაც აქა-იქ გამოიყოფა კვარცის უწვრილესი მარცვლები და ლაქებრივად განწყობილი ნახშიროვანი ნივთიერება.

როგორც აღწერიდან ჩანს, ამ გამოსავლებში წარმოდგენილი ქვიშაქვებში შედგენილობით რამდენადმე განირჩევიან ზემოაღწერილთაგან, შესამჩნევია რაოდენობით შეიცავენ შეცვლილი პორფირიტების ნატეხებს და ამიტომ მიეკუთვნებიან უფრო არკოზულ-გრანულაქურ ტიპს, ვიდრე ნამდვილ არკოზებს.

ქვემოთ მოგვყავს აღწერილი ქვიშაქვებისა და არგილიტების სტრუქტურული ანალიზის შედეგი (იხ. 2, 3 ცხ. 4).

ასეთია ზედა ბაიოსურის პეტროგრაფიული ხასიათი ხრეთის ანტიკლინის განვითარების ფარგლებში.

ახლა ვნახოთ როგორია ამავე ანტიკლინის ფრთებში განვითარებული ბათური წყების პეტროგრაფიული შედეგნილობა.

ა) ხრეთის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ბათური ნალექები.

როგორც ზემომოყვანილი ჭრილიდან ჩანს, ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში განვითარებული ბათური ნალექები მიკროშრებებრივი არგილიტების, ალევრიტული ქვიშაქვების და მათში იშვიათად განშრევებული მერგელების, გათიხებული ტუფებთან და, ზოგჯერ, ქვიშაქვებთან მორიგეობით ხასიათდება. ამასთანავე კარგად შეიმჩნევა, რომ წყების ქვედა ნაწილში საგრძნობლად გაზრდილია ქვიშაქვების როლი, ისე რომ ზედა ბაიოსურში გარდამავალი პაკეტები ძირითადად ქვიშაქვებით არიან წარმოდგენილნი. სრულიად სხვა სურათია ჩანს ჭრილის ზედა ნაწილში. აქ წყების შემადგენელი უმთავრესად არგილიტებია და ალევროლითებს ბევრად დამორჩილებული ადგილი უჭირავთ.

მიკროშრებებრივი არგილიტები, რომელთაც გამოფიტვის გამო ზედაპირზე დაფურცვლა ახასიათებთ, ძირითადად შემდგარი არიან სხვადასხვა ფერის წვრილქერცლოვანი თიხოვანი მასებისაგან, რომლებშიც აქა-იქ გამოიყოფა: კვარცის უწვრილესი მარცვლები, ლაქებრივად გაბნეული ჰიდროქარსები, ნახშიროვანი ნივთიერება, ხშირად პირიტის უწვრილესი კონკრეციები და, ზოგჯერ, კალციტის ცალკეული გროვები. არის შემთხვევა, როცა პელიტური მასა პელიტომორფული კალციტით არის გამდიდრებული და ამის გამო ქანი მერგელოვანი არგილიტის ბუნებას იძენს. როგორც ზევით იყო აღნიშნული,

მიკროშრეებრივ არგილიტებში ნამდვილი მერგელის შუა შრეებიც გვხვდება. გარეგნულად ამ ქანის შრეები თავისი მოთეთრო შეფერვით ადვილად გამოირჩევა შემცველი არგილიტებიდან. შედგებიან პელიტომორფული კალციტისაგან, რომელსაც წვრილქერცლოვანი თიხოვანი მასები უერთდება. კარბონატის რაოდენობა მთელი მასის ნახევარზე მეტს შეადგენს. ამგვარი შრეების გვერდით ნამდვილი კირქვებიც ჩანს, რომლებიც თითქმის მთლიანად წვრილკრისტალური კალციტით არიან აგებული, უმნიშვნელო რაოდენობით შეიცავენ კვარცის უწყვალეს მარცვლებს და პირიტის კონკრეციებს. ჭრილში მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს ე. წ. ქვიშიან არგილიტებს. ქვიშის ნაწილაკთა სიდიდე 0,1—0,01 მმ ფარგლებში იცვლება და წარმოდგენილია: კვარცის უწყვრილესი მარცვლებით, პიდროქარსის ქერცლებით, მუსკოვიტის ფურცელაკებით და იშვიათად პლაგიოკლაზის ძლიერ წვრილი ნატეხებით. რაც შეეხება პელტურ ნაწილს, იგი რაოდენობით მეტია ქვიშიან ნაწილზე და შედგება სუსტად ანიზოტროპული სხვადასხვა ფერის თიხოვანი ნივთიერებისაგან.

სრულიად განსხვავებული შედგენილობა და სტრუქტურა აქვთ ე. წ. კილის შრეებს, რომლებიც მიკროშრეებრივ არგილიტებს შორის 3—5 სმ სიმაღლის განშრევებებს ქმნიან. ეს ქანები, როგორც ამას მათი მიკროსკოპული შესწავლა გვიჩვენებს, გათიხებულ ტუფებს წარმოადგენენ, რომელთაც პირველადი კლასტური სტრუქტურა კარგად ემჩნევათ. ტუფის მთავარი შემადგენელი კომპონენტები წარმოდგენილი არიან ნაცრისფერი პელიტური მასით ჩანაცვლებული ფელზიტური სტრუქტურის მქონე ქანის ნატეხებით და შედარებით საღად შენახული ანდეზიით. ამასთანავე ეს უკანასკნელი ზოგჯერ მთელი კრისტალების სახითაც გვხვდება.

ერთ ასეთ გათიხებულ ტუფს, რომელიც გარეგნულად ჩვეულებრივ სუბ-ბენტონიტურ თიხას ჰგავს, სრული ქიმიური ანალიზი გაუკეთდა. დეტალურად შევისწავლეთ აგრეთვე მისი მძიმე და მსუბუქი ფრაქციის მინერალები. გამოირკვა, რომ ქანის მთავარი შემადგენელი თიხოვანი მასა თავისი ოპტიკური თვისებებით პალუაზიტს უახლოვდება.

ცხრილი 1

თიხის სრული ქიმიური ანალიზი. ნიშ. № 43.

ანალიტიკოსი თ. რაზმაძე

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	ჯამი
58.72	0.76	21.88	0.49	0.41	კვალი	0.57	0.55	1.80	2.8	0.21	0.35	3.44	7.08	99.09

ვანგეულების შეფარდება—SiO₂:Al₂O₃:N₂O=4.5:1:2,8

მძიმე ფრაქცია

ფრაქციის რაოდენობა=0,1%

- ლიმონიტი 15,00%
- პიროქსენი (ავიტი) 1,00%
- აპატიტი 50,00%
- ცირკონი 3,00%
- კარბონატი (კალციტი) 23,00%
- პიდროქარსი 8,00%

მსუბუქი ფრაქცია

ფრაქც. რაოდენობა=99,90%

- პლაგიოკლაზი 7,0 %
- შომწვანო-მორუხო ფერის პელიტური იზოტროპული მასები 93,00%
- იზოტროპული მინერალის გარდამტეხის მაჩვენებელი N საშ: = 1,527

9. გეოლოგიური ინს-ტის შრომები, ტ. IV

აქვე მოგვეყავს ამ ქანის სრული ქიმიური ანალიზი (ცხრილი 1) და მძიმე და მსუბუქი ფრაქციების მინერალოგიური შედგენილობა პროცენტობით.

ალეგროლითები ქვიშაქვები და შედარებით მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები მინერალოგიური შედგენილობით ერთნაირია და კვარციტ მდიდარ არკოზებს მიეკუთვნებიან. კვარცი სრულიად სხვადასხვა ზომისა და ფორმის მარცვლების სახით გვხვდება. მისი დიდი ნაწილი გრანიტულია—მკაფიო კატაკლაზით, მცირე ნაწილი კი ეფუზიური — არატალღობრივი ჩაქრობით. ამავე ქვიშაქვების შედგენილობაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს: ქარსები—მუსკოვიტი და ბიოტიტი, შედარებით ცოტაა ჰიდროქარსი და მინდვრის შპატები—მიკროკლინი და ალბიტ-ოლიგოკლაზი. გარდა ამისა, რამდენადმე უფრო მსხელმარცვლოვან ქვიშაქვებში კვარციტების, კრისტალური ფიქლებისა და მუყავე ეფუზივების ნატეხებიც მოიპოვება. წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვის ზოგიერთი შრიდან აღებულნი ნიმუში ძლიერ გამდიდრებულია ნახშიროვანი ნივთიერებით.

ქვიშაქვების ცემენტი მეტ წილად კალციტურია, იშვიათად პელიტური ჰიდროქარსთან. ერთად.

როგორც ვხედავთ, ქვიშაქვების შემადგენელი მასალა ძირითადად კრისტალური მასივის გარეცხვის პროდუქტებით არის წარმოდგენილი. აქვე მოგვეყავს ბაიოსური და ბათური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგები (იხ. ცხრილი 2).

ცხრილი 2

ბრეთის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ბათური და ზედა ბაიოსური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგები (პროლი დაღმავალია)

ნიმუშის №	ნალექ. ასაკი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქც.	ფრაქც.	ფრაქც.	ფრაქც.	მძიმე ფრაქც. რაოდ. %/0	მსუბ. ფრაქც. %/0
			>0,25 %/0	0,25—0,1 %/0	0,1—0,01 %/0	<0,01 %/0		
6	ბათური	ალეგროტიანი პელიტოლითი	3,5	7,5	40,5	48,5	1,8	98,2
8		პელიტიანი ალევროლითი	0,5	6,5	52,25	40,75	0,4	99,6
12		პელიტიანი ალევროლითი	0,5	8,5	55,5	35,5	0,1	99,9
17		ალეგროტიანი პელიტოლითი	0,25	3	39,25	67,5	0,5	99,5
18		პელიტიანი ალევროლითი	1	10,5	53,75	34,75	0,1	99,9
20		პსამიტანი-ალეგროტიანი პელიტოლითი	7,25	17,75	29,75	45,25	0,4	99,6
29		პსამიტანი-პელიტიანი ალევროლითი	3,25	16	53	27,75	1,2	98,8
33		პსამიტანი ალევროლითი	17,5	30	33,5	19	3,6	96,4
37		პელიტიანი ალევროლითი	5	17,5	52,25	75,25	1,6	98,4
40		ალეგროტიანი პსამიტოლითი	22,5	22,6	35	19,9	4,4	95,6
47		პსამიტანი ალევროლითი	5,85	35,1	39,75	19,3	0,3	99,7
48		პსამიტანი-პელიტიანი ალევროლითი	5,6	21,5	50,6	22,3	15,7	84,3
56	ზედა ბაიოსური	პელიტიანი ალევროლითი	1,75	12,6	52,9	34,75	0,3	99,7
61		პსამიტანი-პელიტიანი ალევროლითი	8,25	23,25	43,25	25,25	6,4	93,6
63		ალეგროტიანი პსამიტოლითი	31,5	23,5	26,5	18,5	6,2	93,8
65		პელიტიანი ალევროლითი	3,25	14,75	52	30	0,2	99,8
67		პსამიტანი ალევროლითი	9,6	30,35	44,5	15,55	4,1	95,9
68		პელიტიანი პსამიტოლითი	48,6	13,5	15,6	22,3	1,5	98,5
69		პსამიტოლითი	50,6	20,1	19,5	9,8	0,5	99,5
75		პელიტიანი ალევროლითი	20,75	33,25	23,75	22,25	0,9	99,1
76		პსამიტოლითი	48,25	19,4	15,5	16,35	8,5	91,5
77		პსამიტოლითი	70,5	6,75	5	17,75	0,2	99,8
79		პსამიტოლითი	70,1	9,6	8,9	11,4	0,3	99,7
80		პელიტიანი პსამიტოლითი	50	14,25	5,75	30	0,2	99,8
82	პელიტიანი ალევროლითი	0,1	16,35	49,25	34,3	3,7	96,3	

ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში ბათური ნალექების დიდი ნაწილი მეწყრე-ზით არის დაფარული და ძირითად გამოსვლებში მხოლოდ წყების სულ ქვე-და ნაწილი, ზედა ბაიოსურში გარდამავალი შრეებია გაშიშვლებული. როგორც ზემომოყვანილი ჰრილების აღწერიდან ჩანს, ძირითად გამოსავლებში სქელ შრიანი ქვიშაქვების, თხელშრიანი ალევროლითებისა და მიკროშრეებრივი არ-გილიტების მორიგეობა გვაქვს. გამოსავლების ქვედა ნაწილში ქვიშაქვებია გაბატონებული, ზედა ნაწილში კი—ალევროლითები და არგილიტები. სქელ-შრიანი ქვიშაქვები კვარცით და ქარსით მდიდარ, არათანაბარ მარცვლოვან არკოზებს წარმოადგენენ, რომელთაც უხვი კალციტური ცემენტი აქვთ.

ანალოგიურ შედგენილობას იჩენენ ალევროლითები, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ მათ ცემენტად კალციტის მაგივრად ჰიდროქარსით გამდიდრებული პელიტური მასები აქვთ. ამასთანავე ეს ქანები მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ მცენარეულ დეტრიტუსს.

არგილიტების დიდი ნაწილი ქვიშიანი მასალით არის გამდიდრებული. უკანასკნელის შედგენილობაში მონაწილეობას იღებს: კვარცი, ქარსი და მცირეოდენი მინდვრის შპატი. არგილიტის დანარჩენ მასას კი წვრილმარცვლოვანი თიხოვანი ნივთიერება შეადგენს. თითქმის ამგვარივე შედგენილობა ახასიათებს მიკროშრეებრივ არგილიტებსაც, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ ქვიშიანი ნაწი-ლაკები აქ ძლიერ ცოტაა და ქანის მთავარი მასა რუხი ფერის თიხოვანი ნივ-თიერებით არის აგებული.

რაც შეეხება კონკრეციებს, რომლებიც მეტწილად ქვიშაქვებს უკავშირდე-ბა, ისინი შედგენილობით ქვიშიან კირქვებს წარმოადგენენ.

ასეთია ზოგადად ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ბათური ნალექების პეტრო-გრაფიული ხასიათი.

აქვე მოგვყავს ამ ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგი. (იხ. ცხრილი 3).

ცხრილი 3

ხრეთის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ბათური და ზედა ბაიოსური ნალექების სტრუქ-ტურული ანალიზის შედეგი (ჭრილი აღმავალია)

ნომ. №—№	ნალექ. ასაქი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქ.	ფრაქ.	ფრაქ.	ფრაქ.	მძიმე ფრაქ-ციის რაოდ. %/0	მსუბუ-ქი ფრაქ. %/0
			>0.25 %/0	0.25— 0.1 %/0	0.1— 0.01 %/0	<0.01 %/0		
84	ბათური ბაიოსური	ალევრიტიანი პსამიტოლითი	21	32.75	33	13.25	0.6	99.4
85		ალევრიტიანი პსამიტოლითი	30.25	35.25	20.25	14.25	3.1	96.9
90		პსამიტოლითი	62.85	12.4	7.25	17.5	5.3	99.7
92		ალევრიტიანი პსამიტოლითი	29.25	34.5	21.5	14.75	0.4	99.6
93		ალევრიტიანი პსამიტოლითი	25.0	27.75	22.1	25.15	0.6	99.4
94		ალევრიტიანი პელიტოლითი	1.1	5.75	31.75	61.4	0.1	99.9
95		ალევრიტიანი პსამიტოლითი	37.5	29.75	19.75	13	0.5	99.5
100		პსამიტოლითი	47.6	23.4	19.75	9.25	0.3	99.7
106		პელიტიანი ალევროლითი	9.5	23.75	40.5	26.25	2	99.8
107		პელიტიანი ალევროლითი	0.5	19	46.5	34	0.1	99.9
111	პელიტიანი ალევროლითი	9.1	16.6	40.1	34.2	0.1	99.9	

ანტიკლინის აღმოსავლეთ ფრთაში ბათური ნალექების წყვეტილი გამოსავ-ლები გვაქვს, სადაც მორიგეობა ჩანს პელიტ-ალევროლითების, ალევრიტულ ქვიშაქვებთან და მიკროშრეებრივ არგილიტებთან; ამასთანავე, ყველა გამოსავ-ლებში შეიმჩნევა ალევროლითების სიჭარბე მიკროშრეებრივ არგილიტებთან.

შედარებით, ქვიშაქვები, ალევრიტულია ან მასზე უფრო მსხვილმარცვლოვანი, შედგენილობით არ განსხვავდებიან ამავე კრილის ზედა ბაიოსური ქვიშაქვებისაგან. აქაც ეს ქვიშაქვები მდიდარია კვარცით და ქარსით, მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ ჰიდროქარსებს და ნახშიროვან ნივთიერებას. ბევრად ნაკლებია პლაგიოკლაზი, კალიშპატი და შეცვლილ ქანთა ნატეხები. ქვიშაქვის ცემენტი პელიტურ მასას წარმოადგენს.

ზემოსხენებული კომპონენტებიდან კვარცი არათანაბარი ზომის, კუთხედი ნარცვლების სახით გვხვდება. მარცვალთა სიდიდე 0,02—0,3 მმ-სა და ზოგჯერ ნეტსაც უდრის. ქარსებიდან საღად დარჩენილი მუსკოვიტი და შესამჩნევად გაქლორიტებული ბიოტიტია წარმოდგენილი. უკანასკნელის ფურცელაკები მეტწილად დაგრეხილია. ჰიდროქარსი უმთავრესად ცემენტის მასას უკავშირდება. მინდვრის შპატებიდან კალიშპატი გაცილებით საღია პლაგიოკლაზზე. უკანასკნელი მყავე რიგისაა და შესამჩნევად გაპელიტებულია. როგორც ვხედავთ, აღწერილი ქვიშაქვები კვარცითა და ქარსით მდიდარ არკოზებს მიეკუთვნებიან.

ამავე კრილში წარმოდგენილი არგილიტები ზოგ უბანში გამდიდრებულია უწვრილესი ქვიშიანი ნაწილკებით, რომლებშიაც მხოლოდ კვარცი და ქარსი გაირჩევა.

ქვიშიანი მასალისაგან თავისუფალ პელიტებს კარგად ემჩნევათ მიკროსრებერივი აგებულება. ხშირად ასეთ სრებერივობას ბიტუმოვანი ნივთიერებით მდიდარი მუქი ზოლები და მათთან მორიგეობაში მყოფი ღია-რუხი ფერის პელიტური მასები იძლევიან. არის შემთხვევა, როცა ბიტუმოვანი ნივთიერება და ზოგჯერ წყალმცენარეები—პირიტთან ერთად, ლაქებრივად არის განლაგებული პელიტურ მასაში.

როგორც ვხედავთ, არც ამ კრილის ქვიშაქვები და არგილიტები განსხვავდებიან, თავისი პეტროგრაფიული ბუნებით, ანტიკლინის სამხრეთ და ჩრდილო ფრთებში წარმოდგენილი ბათური წყების ნალექებისაგან.

აქვე მოგვყავს კრილის შემადგენელ ქანთა სტრუქტურული ანალიზის შედეგი (იხ. ცხრილი 4).

ცხრილი 4
ბრეთის ანტიკლინის აღმოსავლეთი ფრთის ბათური და ზედა ბაიოსური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგები (დალმავალი კრილი)

ნიშ. №	ნალექ. საკი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია
			>0,25 %/%	0,25— 0,1 %/%	0,01— 0,01 %/%	<0,01 %/%	მომიშვ %/%	მსუბუქი %/%
144	ბათური ზედა ბაიოსური	პსამიტინან-ალევრიტინი პელიტოლითი	3	25,5	33,5	38	0,3	99,7
145		ალევრიტინი პსამიტოლითი	9,4	38,6	28,45	23,55	0,4	99,6
147		პელიტინი ალევროლითი	2,1	15,65	43,7	38,55	—	—
149		ალევრიტინი პსამიტოლითი	45,25	20	16,76	18	0,7	99,3
150		პელიტინი ალევროლითი	0,35	8,75	45,5	45,4	5,3	94,7
157		პსამიტინი ალევროლითი	1,15	11,35	43,45	44,05	3,5	96,5
159		პსამიტინი ალევროლითი	9,5	28,75	45,25	16,5	0,4	99,6
161		პელიტინი ალევროლითი	0,5	7,75	58,1	33,65	0,2	99,8
162		პელიტინი ალევროლითი	1,1	9,25	68	21,65	0,2	99,8

ანტიკლინის დასავლეთ ფრთაში ბათური ტიპური ფურცელა ფიქლების წყებით არის წარმოდგენილი. როგორც ზემომოყვანილი კრილიდან ჩანს, წყების აგებულებაში მონაწილეობას იღებს მიკრო და თხელშრეებრივი არგილიტები და მათში განშრეებული პსამიტური და ალევრიტული ქვიშაქვები. აქაც, ისე როგორც ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში, არგილიტები ბევრად მეტია ქვიშაქვებზე. ამასთანავე, არგილიტებს შორის ხშირად ვხვდებით კილოს შრეებს და კონკრეციებს.

არგილიტები, როგორც მიკრო, ისე თხელშრეებრივი, რუხი ან მოყვითლო, მეტწილად იზოტროპული, თიხოვანი მასებისაგან არიან შემდგარი. ამგვარ მასაში, მიკროსკოპის დიდი გადიდებით, ზოგჯერ შესაძლებელი ხდება გარჩეული იქნეს ქარსისმაგვარი წვრილქერწლოვანი აგრეგატები და კვარცის უწვრილესი მარცვლები. ამავე კრილში გვხვდება ისეთი არგილიტებიც, რომლებიც ძლიერ გამდიდრებულია ბიტუმოვანი ნივთიერებით, პირიტის კონკრეციებით, მცენარეული ნაშთებით და ხშირად ალევრიტული ქვიშის ნაწილაკებით. ამასთანავე, ბიტუმოვანი ნივთიერება ლაქებრივად არის თიხოვან მასაში გაბნეული, ხოლო ქვიშის ნაწილაკები კი ვიწრო ზოლებად ან ლინზების სახით. ზოგჯერ ვხვდებით აგრეთვე ლიმონიტის კარგად განვითარებულ კრისტალებს, რომლებიც, თითქმის ყოველთვის, არგილიტის დაშრეების სიბრტყეს უკავშირდება.

ქვიშაქვები მარცვლის სიმსხოს მიხედვით პსამიტებს და ალევროლითებს შეესაბამება. პსამიტური ქვიშაქვები არათანაბარ მარცვლოვანებას იჩენს და შედგება: კვარცის, ქარსის, მინდვრის შპატისა და მყავე ქანების ნატეხებისაგან. ამასთანავე, ქვიშაქვების შედარებით მსხვილმარცვლოვან სახესხვაობებს ცემენტად აქვს მსხვილკრისტალური კალციტი, ხოლო წვრილმარცვლოვანს კი პელიტური მასები—ქლორიტთან და ჰიდროქარსთან ერთად. კვარცი ამ ქვიშაქვებში ორგვარი ხასიათისაა—გრანიტული და ეფუზიური. ქარსებიდან ვხვდებით მუსკოვიტს და ბიოტიტს. ამათგან პირველი გაცილებით მეტია მეორეზე და ამავე დროს საღათაც არის შენახული. მინდვრის შპატებიდან მცირეოდენი მიკროკლინი და მყავე პლაგიოკლაზია წარმოდგენილი. ზოგი ძლიერ მდიდარია კვარც-პორფირების და გათიხებული პელიტური ქანის ნატეხებით. იშვიათად ვხვდებით აპლიტების და კრისტალური ფიქლების წვრილ ნამსხვრეებს.

დაახლოებით ასეთივე შედგენილობა ახასიათებს ალევროლითებს, რომლებიც აღწერილთაგან მხოლოდ იმით განსხვავდებიან, რომ მეტი რაოდენობით შეიცავენ კვარცს, ჰიდროქარსებს, მცენარეულ ნაშთებს და ცემენტი თითქმის ყოველთვის ქლორიტით გამდიდრებული პელიტური მასებით არის წარმოდგენილი.

ასეთია ანტიკლინის დასავლეთი ფრთის ამგები ნალექების პეტროგრაფიული ხასიათი. როგორც ზემომოყვანილი პეტროგრაფიული დახასიათებიდან ჩანს, ეს ნალექები თავისი ბუნებით არ განირჩევიან ანტიკლინის სხვა დანარჩენ ფრთებში განვითარებული ბათური ნალექებისაგან.

აქაც, ისე როგორც სხვაგან, თითქმის მთლიანად მყავე ქანებით აგებული სუბსტრატის გარეცხვის პროდუქტები გვაქვს.

აქვე მოგვყავს ამ კრილში განვითარებული ქანების სტრუქტურული ანალიზის შედეგი (იხ. ცხრილი 5).

ცხრილი 5.

ზრეითის ანტიკლინის დასავლეთი ფრთის ბათური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგები (აღმავალი კრილი)

№-ნიშ.	ნალექ. ასაკი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქცია > 0,25 %/0		ფრაქცია 0,25-0,1 %/0		ფრაქცია 0,1-0,01 %/0		ფრაქცია < 0,01 %/0		მზიმე ფრაქცია %/0	მსუბუქი ფრაქცია %/0
			ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია	ფრაქცია				
113	ბათური	პსამიტისანი ალევროლითი	9.35	26.6	44.1	19.95	0.2	99.8				
114		პსამიტისანი ალევროლითი	14.75	31.25	26.35	27.65	0.2	99.8				
118		პსამიტისანი ალევროლითი	0.1	29	54	16.9	0.3	99.7				
124		პელიტისანი ალევროლითი	9.5	17	51.25	22.25	0.3	99.7				
127		პელიტისანი ალევროლითი	0	26.75	40.75	32.5	უმნ. ზომ.	100				
129		პსამიტოლითი	53.1	31.6	10.5	4.8	1.4	98.6				
134		პსამიტოლითი	56.9	22.25	12.1	8.75	2.6	97.4				

2. მუხურის რაიონი

ა) ზედა ბაიოსურის ნალექები. მუხურის რაიონში განვითარებულ ზედა ბაიოსურის პეტროგრაფიული ბუნების შესახებ წარმოდგენას გვაძლევს მდ. წყალმღვრიაზე შედგენილი კრილი, რომელიც მუხურის ანტიკლინის ჩრდილო-დასავლეთ ფრთაზე გაივლის. როგორც ზემომოყვანილი დეტალური კრილის აღწერიდან ჩანს, მუხურის ზედა ბაიოსური დასაწყისში მსხვილ-რიყიანი კონგლომერატებისა და უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების მორიგეობით ხასიათდება. ეს დასტები ზევით ჯერ იცვლებიან მსხვილ და წვრილმარცვლოვანი, ქვიშაქვებით, შემდეგ კი ალევროლითებისა და პელიტოლითების მორიგეობით.

კონგლომერატების რიყის ქვებს კარგად დამრგვალება ახასიათებს და წარმოდგენილი არიან მეტწილად გაქლორიტებული პორფირიტებით, სალი კვარციანი დიორიტებით, გრანიტებით, კვარციანი ალბიტოფირებით და იშვიათად პორფირიტებით, გრაუვაკური კვარციანი ქვიშაქვებით და კვარციტებით. წყების ქვედა ნაწილში 1m² ფართობზე აღებული კვარცვლების მიკროსკოპულმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ მათ შორის ყველაზე მეტია პორფირიტები და ყველაზე ცოტა კი პროპილიტების და გრაუვაკური კვარციანი ქვიშაქვები.

ზემოაღნიშნულ ფართობზე კონგლომერატების პეტროგრაფიული შედგენილობა შემდეგია:

- პორფირიტები 57,0%
- კვარციანი დიორიტები 19,0%
- აპლიტური გრანიტები 4,0%
- კვარციანი ალბიტოფირები 14,0%
- კვარციტები 3,0%
- გრაუვაკური კვარციანი ქვიშაქვები 2,0%
- პროპილიტები 1,0%

სრულიად სხვანაირი შედგენილობისაა ზემომომდევნო დასტებში წარმოდგენილი კონგლომერატები. აქ რიყის ქვები, თითქმის მთლიანად, გრანიტებითა და კვარციანი ალბიტოფირებით არის წარმოდგენილი.

როგორც უხეშმარცვლოვანი, ისე მსხვილ და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები კვარციტთა და ქარსით მდიდარ არკოზებს წარმოადგენენ (კვარც-ქარსიანთ

არკოზული ქვიშაქვები), რომლებიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ აგრეთვე მყავე ეფუზივების ნატეხებს. შედარებით ცოტა კალიშპატი და პლაგიოკლაზი.

ამ კომპონენტებიდან კვარცი სხვადასხვა სიდიდის მკაფიოდ კუთხედ მარცვლებს ქმნის, ამ მინერალის დიდი ნაწილი საკმაოდ დამსხვრეულია და მკაფიო კატაკლაზს იჩენს. ასეთი მარცვლების გვერდით ეფუზიური კვარცი გვხვდება, რომელიც ზოგჯერ ძირითადი მასის ჩანართებსაც შეიცავს.

ქარსებიდან მუსკოვიტი ბევრად მეტია ბიოტიტზე. ქანის ნატეხები მეტწილად გათიხებულია. მიკროკლინი სრულიად სალია; პლაგიოკლაზი კი შესამჩნევად გაპელიტებული ან გასერიციტებული. ქვიშაქვების ცემენტი უმთავრესად კალციტით ან იშვიათად ჰიდროქარსით გამდიდრებული პელიტური მასებით არის წარმოდგენილი.

თითქმის ასეთივე შედგენილობა ახასიათებს ალევრიტულ ქვიშაქვებს, მხოლოდ იმ განსხვავებით; რომ ისინი კვარცთან და მუსკოვიტთან ერთად დიდი რაოდენობით შეიცავენ ჰიდროქარსს, ნახშიროვან ნივთიერებას და თიხა-ქლორიტულ მასებს. უკანასკნელნი, როგორც ჩანს, ქანის ნატეხების ხარჯზე არიან წარმომობილი. პელიტური ქანები — არგილიტები, როგორც უკვე იყო ზემოთ აღნიშნული, ჭრილის ზედა ჰორიზონტებში უფრო შეიმჩნევა. ამ ქანების მთავარი მასა წარმოდგენილია ყვითელი ან რუხი ფერის თიხოვანი ნივთიერებით, რომელშიაც წვრილქერცლოვანი ან ბოჭკოვანი ქარსის მაგვარი აგრეგატები და ბიტუმოვანი ნივთიერება გამოიყოფა. მიკროშრეებრივი არგილიტის ზოგი შუა შრე მნიშვნელოვნად გამდიდრებულია ალევრიტული ქვიშის ნაწილაკებით. უკანასკნელი აქაც კვარცით, ქარსით და იშვიათად მინდვრის შპატით არის წარმოდგენილი. ხშირად ჩანს მორიგეობა ალევრიტული და პელიტური ქანების მიკროშრეებისა.

ასეთია ზედა ბაიოსურის ამგებ ქანთა პეტროგრაფიული ხასიათი. როგორც ვნახეთ, წყების ზედა ნაწილი მნიშვნელოვნად განსხვავდება ქვედა ნაწილისაგან, ქვედა ნაწილში ვულკანოგენური (პროფირიტული) ბაიოსის და მყავე კრისტალური მასივის გარეცხვის პროდუქტები გვაქვს, ზედაში კი მხოლოდ მყავე კრისტალური მასივის მასალაა წარმოდგენილი. ვნახოთ ახლა ბათურის პეტროგრაფიული ხასიათი.

ბ) ბ ა თ უ რ ი ნ ა ლ ე ქ ე ბ ი. მუხურის ანტიკლინის ჩრდილო-დასავლეთ ფრთაში მდ. წყალმღვრიაზე და საკვირაოზე შედგენილ ჭრილებში ბათური — ფურცელა ფიქლების წყება—ხასიათდება პსამიტური, ალევრიტული ქვიშაქვებისა და პელიტოლითების მორიგეობით; უკანასკნელი წარმოდგენილია, როგორ თხელშრეებრივი, ისე მიკროშრეებრივი არგილიტებით. როგორც სხვა ჭრილებში, ისე აქაც, არგილიტებთან შედარებით, ქვიშაქვებს შესამჩნევად გაბატონებული ადგილი უჭირავთ, რაც კარგად ჩანს ქვემომოყვანილი სტრუქტურული ანალიზის შედეგებიდან (იხ. ცხრ. 6).

ჭრილში განვითარებული ქვიშაქვების ყველა სტრუქტურული ტიპი შედგენილობით თითქმის ერთნაირია. აქაც კვარცითა და ქარსით მდიდარი არკოზები გვაქვს, რომლებშიც ცოტა კალიშპატი, მყავე პლაგიოკლაზი და მყავე ეფუზივების ნატეხები გვხვდება. შედარებით წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, განსაკუთრებით კი ალევროლითები, ზემოხსენებულ კომპონენტებთან ერთად, მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ მცენარეულ ნაშთებს და ჰიდროქარსებს.

ცხრილი 6

ბათური და ბაიოსური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგები (ალმაველი კრილი მდ. წყალმღვრიაზე)

ნიმუშ. №№	ნალექებ. ასაკი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქტ. > 0,25 %/ო	ფრაქტ. 0,1-0,25 %/ო	ფრაქტ. < 0,1 001 %/ო	ფრაქტ. < 0,01 %/ო	ფრაქტ. მიმე %/ო	ფრაქტ. მსუ-ბუქი %/ო
204	ხედა ბაიოსური	ქსამიტოლითი	76	10	8	6	0,4	99,6
205		ქსამიტოლითი	49,75	21,75	16,25	12,25	0,5	99,5
206		ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	20,5	22,75	44,25	12,5	0,3	99,7
207		ალვეროტიანი პელიტოლითი	0,75	5,75	37,5	56	0,2	99,8
209		პელიტიანი ალვეროლითი	5	20	38	37	0,2	99,8
212		ქსამიტოლითი	83,75	6,5	6,25	3,5	0,2	99,8
213		ქსამიტოლითი	46,25	27,6	17,5	8,65	0,3	99,7
215		ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	47	21,5	19	12,5	0,3	99,7
216		ალვეროტიანი პელიტოლითი	2	12	27,8	58,2	0,1	99,9
217		პელიტიანი ქსამიტოლითი	35	27,25	17,3	20,45	0,6	99,4
218		ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	45	23	20,25	11,75	0,3	99,7
219		პელიტიანი ქსამიტოლითი	0,35	22,35	55,75	21,55	0,2	99,8
220		ქსამიტოლითი	78,25	8,75	7	6	0,2	99,8
222		ქსამიტოლითი	47,7	23,85	18,05	10,4	0,3	99,7
225		ქსამიტოლითი	43,95	29,95	13,6	12,5	0,3	99,7
227		ქსამიტოლითი	32,25	6,75	4,5	6,5	1,6	98,4
228		ქსამიტოლითი	64,5	18	9,25	8,25	0,3	99,7
229		ქსამიტოლითი	83,25	6,7	5,75	4,3	0,3	99,7
230		ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	11,5	27,35	41,25	19,9	0,1	99,9
232		ქსამიტოლითი	54,75	19,25	16,45	9,55	0,3	99,7
233		პელიტიანი ალვეროლითი	5	16,25	49,5	29,25	0,2	99,8
234		ქსამიტოლითი	24,75	33	26,5	15,75	0,4	99,6
235		ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	10,25	27,35	44,75	17,65	3,9	96,1
241		პელიტიანი ალვეროლითი	1	14,5	55,75	28,75	0,2	99,8
242	ქსამიტოლითი	44	28	16	12	0,4	99,6	
243	ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	23	35,5	26,5	14,25	0,6	99,4	
245	ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	2	21,75	58,75	17,5	0,3	99,7	
247	პელიტიანი ალვეროლითი	0,4	12,9	56,1	30,6	0,1	99,9	
248	ქსამიტოლითი	22,6	49,25	17,75	10,4	0,8	99,2	
249	ქსამიტოლითი	45	23,5	18,5	13	0,6	99,4	
250	ბათური	პელიტიანი ალვეროლითი	6,1	15,4	49,45	29,05	სუმი 100	100
251		ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	5,6	35,6	45,55	13,25	0,3	99,7
253		ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	7,25	29,7	43,2	19,85	0,2	99,8
254		ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	19,4	32	30,2	18,4	0,2	99,8
257		პელიტიანი ალვეროლითი	8,75	14,55	49,65	27,05	0,1	99,9
258		ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	3,65	17	63,65	15,7	0,1	99,9
259		ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	12,65	51,55	21,8	14	0,9	99,1
263		პელიტიანი ალვეროლითი	6,55	21,85	37,1	35,3	0,3	99,7
264		ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	20,8	28,75	29,95	20,5	0,4	99,6
265		პელიტიანი ალვეროლითი	3,85	21,2	38,65	36,3	0,2	99,8
266		ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	18,65	40,3	31,35	9,7	0,2	99,8
267		პელიტიანი ალვეროლითი	2,65	19,9	53,75	23,7	0,2	99,8
269		პელიტიანი ალვეროლითი	0,75	10,75	56,25	32,25	0,2	99,8
271		ქსამიტოლიანი ალვეროლითი	9,35	29,25	42,55	18,85	0,2	99,8
272		ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	16,15	38,15	31,9	13,8	0,1	99,9
273		ქსამიტოლითი	47,5	26,25	16,85	9,4	0,3	99,7
274	ალვეროტიანი ქსამიტოლითი	8,6	36,25	39,85	15,3	0,1	99,9	

ცხრილი 7

ბათური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგი (აღმავალი კრილი მდ. წყალმენხერზე)

ნომ. №№	ნალექის ასაკი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქც. > 0,25%/o	ფრაქც. 0,25—10,9%/o	ფრაქც. 0,1—0,01 %/o	ფრაქც. < 0,10%/o	ფრაქც. მბიშმე %/o	ფრაქც. მსუბუქი %/o
193		პელიტიანი ალფეროლითი	2,5	11,5	53,5	32,5	0,3	99,7
194		პელიტიანი კსამიტოლითი	34,25	22,25	29,25	14,25		
195		პელიტიანი ალფეროლითი	2	12	55,25	30,75	0,2	99,8

ცხრილი 8

ბათური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგი (დაღმავალი კრილი მდ. ზითულაზე)

ნომ. №№	ნალ. ასაკი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქც. > 0,25%/o	ფრაქც. 0,25—0,1 %/o	ფრაქც. 0,1—0,01 %/o	ფრაქც. < 0,01%/o	ფრაქც. მბიშმე %/o	ფრაქც. მსუბუქი %/o
198	ბათური	კსამიტოლითი	36	33	2,25	8,5	1,5	98,5
199		პელიტიანი ალფეროლითი	1,75	18,5	45,75	34	0,5	99,5
200		ალფეროლიანი პელიტოლითი	2,5	22,25	25,5	49,75	0,2	99,8
200		კსამიტოლიანი ალფეროლითი	18,25	17,75	22	42		
202		ალფეროლიანი პელიტოლითი	1	6,75	57,35	57,25	0,2	99,8

ცხრილი 9

ბათური ნალექების სტრუქტურული ანალიზის შედეგი (აღმავალი კრილი მდ. საიხვეწაულზე)

ნომ. №№	ნალექების ასაკი	ქანის სტრუქტურული ტიპი	ფრაქც. > 0,25%/o	ფრაქც. 0,25—0,1 %/o	ფრაქც. 0,0—0,01 %/o	ფრაქც. < 0,01%/o	ფრაქც. მბიშმე %/o	ფრაქც. მსუბუქი %/o
164	ბათური	ალფეროლიანი კსამიტოლითი	17,45	30,65	38,75	13,65	0,3	99,7
189		ალფეროლიანი კსამიტოლითი	18	30,0	36	15,5	0,7	99,3
183		ალფეროლიანი კსამიტოლითი	21,1	34,6	28,75	15,55	0,3	99,7
182		პელიტიანი ალფეროლითი	0,75	6,75	56	36,5	0,2	99,8
179		პელიტიანი ალფეროლითი	3	8	54,5	34,5	0,1	99,9
174		ალფეროლიანი პელიტოლითი	1,25	14	39	45,75	0,3	99,7
175		პელიტიანი კსამიტოლითი	24,5	20	13,5	42	0,2	99,8
176		ალფეროლიანი კსამიტოლითი	16,6	36	30,25	17,15	0,2	99,8
172		პელიტიანი ალფეროლითი	0,35	11,85	44,75	43,05	რაოდ.	100
171		—	—	0,45	20,5	40	39,05	100
170	—	—	1,25	19,5	52,75	26,5	100	
168	—	—	0,8	11,1	54,4	33,7	0,2	99,8

არგილიტები, როგორც თხელშრეებრივი, ისე მიკროშრეებრივი, შედგენილობით ანალოგიური არიან; შედგებიან რუხი ან მოყავისფრო პელიტური მასე-ბისაგან, რომელშიც თითქმის ყოველთვის გაირჩევა ძლიერ წვრილმარცვლო-

ვანი ქვიშიანი ნაწილაკები — წარმოდგენილი კვარციტთა, წვრილქერცლოვანობა ქარსით (მუსკოვიტი) და ჰიდროქარსით. არგილიტის ზოგი შრე გამდიდრებულია პირიტის კონკრეციებით და ბიტუმოვანი ნივთიერებით, ამასთან, უკანასკნელის ჭარბი რაოდენობით არსებობა არგილიტს ყომრალ ფერს აძლევს.

არგილიტებში და ქვიშაქვებში მოქცეული კონკრეციები მეტწილად წარმოდგენილია ქვიშიანი კირქვებით.

როგორც ვხედავთ, ბათური ნალექები თავისი პეტროგრაფიული ბუნებით თითქმის არ განსხვავდება ზედა ბაიოსური წყებისაგან, თუ არ მივიღებთ მხედველობაში წვრილმარცვლოვანი მასალის სიჭარბეს ჭრილის ზედა პორიზონტებში. ამრიგად, ბათური ნალექებიც, მსგავსად ბაიოსისა, ძირითადად მჟავე სუბსტრატის გარეცხვის პროდუქტებით არიან წარმოდგენილი.

გ) მუხურის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ბათური ნალექების პეტროგრაფიული ბუნების შესახებ წარმოდგენას გვაძლევს მდ. საიხვეწყალზე, წყალმეჩხერზე და ზითელაზე შედგენილი დეტალური ჭრილები. აქ, როგორც უკვე გვქონდა ზევით აღნიშნული, ალევროლითებისა და არგილიტების მორიგეობა გვაქვს. ამ ჭრილებში წარმოდგენილი მიკროსტრუქტურული არგილიტები გამავალ სინათლეში მორუხო, ზოგჯერ ყომრალი პელიტური მასებისაგან შედგება, რომელშიც ქარსის ქერცლებთან ერთად დიდი გადიდებით ადვილად გამოირჩევა კვარცისა და მინდვრის შპატის უწყრილესი მარცვლები, ზოგჯერ მნიშვნელოვანი რაოდენობით ვხვდებით პირიტის სფეროლითურ მარცვლებს ან გროვეტს, ლიმონიტის ლაქებსა და მცენარეულ ნაშთებს.

ამავე ჭრილში განვითარებული ქვიშაქვები კვარციტთა და ქარსით მდიდარ არკოზებს წარმოადგენენ. შემადგენელ კომპონენტთა მარცვლის სიმსხოს მიხედვით ესენი არათანაბარმარცვლოვანი ქვიშაქვებია, რომლებშიც კვარცის, ქარსის (მუსკოვიტის და ბიოტიტის), ჰიდროქარსის, პლაგიოკლასისა და მიკროკლინის გარდა გათიხებული ქანის ნატეხებიც გვხვდება. ცემენტი, ისე, როგორც სხვა ჭრილებში, აქაც ჰიდროქარსით გამდიდრებული პელიტური მასაა, ზოგან კი კარბონატი და ლიმონიტი.

აქვე მოგვყავს ამ ჭრილების ზოგიერთი ნიმუშის სტრუქტურული ანალიზის შედეგი %-ობით (იხ. ცხრ. 6, 7, 8, 9).

ასეთია მუხურის რაიონში გავრცელებული ზედა ბაიოსურის პეტროგრაფიული ხასიათი. როგორც ვხედავთ, მუხურის ზედა ბაიოსური და მთლიანად ბათურიც, ჭრილის ქვედა ნაწილის გამოკლებით, სადაც ზედა ბაიოსურში პორფირიტი წყების გარეცხვის მასალა გვაქვს, მთლიანად მჟავე სუბსტრატის გარეცხვის პროდუქტებით არის წარმოდგენილი.

VI. მძიმე ფრაქციის მინერალების დახასიათება და ცვალებადობა ჭრილებში

ხრეთის რაიონი

ა) ხრეთის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში მძიმე ფრაქცია წარმოდგენილია მადნეული მინერალებით—ლიმონიტით, პირიტით და მდგრად მინერალთა ასოციაციით—ციროკონით, აბატიტით, ტურმალინით, ანატაზიტით, გრანატით, ბარიტით და აგრეთვე ქლორიტით და კარბონატით; უმნიშვნ-

ნელო რაოდენობით ვხვდებით პიროქსენს. ცვალებადი რაოდენობითაა ბიოტიტი, რომლის რაოდენობა ზოგ ნიმუშში 60%-ს აღწევს.

ცი რ კ ო ნ ი — ამ ჭრილში ჩვეულებრივ წვრილ-პრიზმული ჰაბიტუსისაა, ზოგჯერ ოდნავ მომრგვალებული. უფრო იშვიათად ვხვდებით კრისტალების ნამტვრევებს. კრისტალები გამჭვირვალეა ან ოდნავ მოყვითალო ფერის. არის ოდნავ დაბურვილი მარცვლებიც.

ა პ ა ტ ი ტ ი — პრიზმული ჰაბიტუსის გრძელ სვეტოვანი კრისტალების სახითაა, რომელთაც ხშირად ბოლო წახნაგები შერჩენილი აქვთ. უფრო იშვიათად გვხვდება მოკლე სვეტოვანი და უსწორო ფორმის ნატეხები.

მინერალი მეტ შემთხვევაში უფრო და გამჭვირვალეა. მაგრამ გვხვდება აგრეთვე მოყვითალო ან მოყავისფრო, მკვეთრად პლეოქროული მარცვლებიც.

ტ უ რ მ ა ლ ი ნ ი — ნატეხებისა და უფრო იშვიათად პრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალების სახით არის წარმოდგენილი. ფერი ყავისფერიდან უფერომდე ცვალებადობს. უფრო იშვიათად ვხვდებით მარცვლებს, რომელთა პლეოქრონიზმი მოლურჯო ფერებით ხასიათდება.

ა ნ ა ტ ა ზ ი — მოყვითალო ფერის, იზოტროპული, კვადრატული ჰაბიტუსის, მეტად მალალი რელიეფის მქონე კრისტალების სახით გვხვდება.

პ ი რ ი ტ ი — კონკრეციული ან პენტაგონლოდეკაედრულია.

ლი მ ო ნ ი ტ ი — მიწისებრი აგრეგატების სახით არის ან პირიტის კრისტალების შეცვლის ხარჯზეა წარმომობილი.

კ ა რ ბ ო ნ ა ტ ი — მომწვანო-მორუხო ფერის, გამავალ სინათლეში თითქმის გაუმჭვირვალე მასებით არის წარმოდგენილი.

ქლორიტული მასები ორი სახისაა:

1. მწვანე ფერის ფირფიტები, რომლებიც თითქმის იზოტროპული არიან. ზოგ მათგანს ინტერფერენციის დაბალი ფერები ახასიათებს.

2. აგრეგატული — მომწვანო ან მომწვანო-მოყვითალო ფერის, ინტერფერენციული ფერები პირველზე უფრო მალალი აქვთ და იცვლება მონაცრისფროდან მოყვითალომდე. გარდატეხის მაჩვენებელი ორივე სახესხვაობისა 1,540-ზე შესამჩნევად მეტია, ამასთან, მინერალის ფერის გამუქებასთან ერთად ისიც მატულობს.

ამავე ჭრილის ზედა ბაიოსურ ნალექებში ცალკეული კომპონენტების ცვალებადობა აქ შემდეგ სურათს იძლევა: მძიმე ფრაქციის უდიდესი ნაწილი წარმოდგენილია ქლორიტითა და ბიოტიტით, რომელთა საერთო რაოდენობა მთელი ფრაქციის დაახლოებით 80%-ს შეადგენს. მადნეული მინერალები თითქმის სრულებით არ გვხვდება და მხოლოდ ერთ ნიმუშშია ლიმონიტის დიდი რაოდენობა.

მდგრადი მინერალებიდან ვხვდებით: აპატიტს და ცირკონს, რომელთა საშუალო რაოდენობა 2—3-ს და ცალკეულ შემთხვევაში კი 6%-ს აღწევს. გრანატი და ტურმალინი იშვიათად გვხვდება და ისიც 1%-ზე ნაკლები რაოდენობით.

ზემომომდევნო ფურცელა ფიქლების წყებაში მდგომარეობა უმნიშვნელოდ იცვლება: მატულობს მადნეული მინერალებისა და განსაკუთრებით პირიტის როლი; ეს უკანასკნელი თითქმის ყველგან, და საკმაო დიდი რაოდენობით (საშუალოდ 50—60%) გვხვდება. ლიმონიტიც მეტია, მაგრამ რაოდენობით პირიტს მაინც ჩამორჩება.

ქლორიტისა და ბიოტიტის რაოდენობა ქვევიდან ზევით შესამჩნევად მცირდება. ზედა ჰორიზონტებში ბიოტიტი თითქმის სრულებით ქრება, სამაგიეროდ მატულობს კარბონატის რაოდენობა, რომელიც ზოგ შემთხვევაში მთელ მძიმე ფრაქციას შეადგენს.

მდგრადი მინერალები — როგორცაა ცირკონი, გრანატი და ტურმალინი, საერთოდ მცირე რაოდენობით გვხვდება და ვერტიკალურ ჰრილში მათი რაოდენობრივად ცვალებადობა უმნიშვნელოა. აპატიტი რამდენადმე უფრო მეტია ფურცელა ფიქლებს ქვედა ჰორიზონტებში, სადაც იგი 6—7% -ს აღწევს. ხოლო წყების ზედა ჰორიზონტებში კი შესამჩნევად იკლებს. ასეთია ზოგადად ამ ჰრილში მძიმე ფრაქციის მინერალთა ხასიათი და ცვალებადობა.

ბ) ხ რ ე ი თ ი ს ა ნ ტ ი კ ლ ი ნ ი ს ჩ რ დ ი ლ ო ფ რ თ ა შ ი მძიმე ფრაქციის წამყვან კომპონენტად მდგრად მინერალთა ასოციაცია უნდა მივიღოთ. ცირკონი და აპატიტი დიდი რაოდენობითაა და მათ მრავალ სახეებს გვხვდებით.

ც ი რ კ ო ნ ი — წარმოდგენილია დიდი ზომის, კარგად განვითარებული ფორმების მქონე კრისტალებით. გვხვდება როგორც გრძელი, ისე მოკლესვეტოვანი, ზოგჯერ იზომეტრული კრისტალების სახით. უფრო იშვიათად კრისტალებს წიბოები შესამჩნევად მომრგვალებული აქვთ. დიდი ზომის კრისტალებში კარგად მოჩანს გაზისა და სითხის ბუშტულები, გაუმჭვირვალე ნემსასებრი მინერალის ჩანართები (აღბათ მადნეულის) და პატარა ზომის ცირკონისვე კრისტალები, რომელთაც მეტ შემთხვევაში, მათი შემცველი კრისტალებისაგან განსხვავებული ორიენტაცია აქვთ. ცირკონის დიდი ნაწილი ჩვეულებრივ უფეროა; მაგრამ გვხვდება მოყვითალო ან ზოგჯერ მოყავისფრო სახეისხვაობებიც. ხშირად ერთსა და იმავე ნიმუშში ერთად არის სრულიად დაუმრგვალებელი მახვილი ბიპირამიდებით დაბოლოვებული კრისტალები და საკმაოდ მომრგვალებული მარცვლები, რაც მათი წარმოშობის სხვადასხვა წყაროზე უნდა მიუთითებდეს.

ა პ ა ტ ი ტ ი — ძირითადად იმავე რაოდენობით არის წარმოდგენილი როგორც წინა ჰრილში, მხოლოდ იმ განსხვავებით რომ აქ მას უფრო ხშირად შეფერვა და მკვეთრი პლეოქროიზმი ახასიათებს.

გ რ ა ნ ა ტ ი — უფერო და გამჭვირვალეა. იშვიათად ოდნავ მოვარდისფრო, უსწორო ნატეხების სახით გვხვდება.

ჰრილში, ვერტიკალური მიმართულებით, მინერალთა რაოდენობა და ხასიათი უმნიშვნელოდ ცვალებადობს.

აქ ცირკონი და აპატიტი დიდი რაოდენობითაა (ცირკონი 50%, აპატიტი 30%), მაგრამ ის კი შესამჩნევია, რომ ჰრილის ქვედა და სულ ზედა ჰორიზონტებში მათი რაოდენობა გაცილებით ნაკლებია ვიდრე შუა ჰორიზონტებში. გრანატიც თითქმის ემორჩილება ასეთ ცვალებადობას. ტურმალინი და ანატაზი კი ყველგან გვხვდება მცირე რაოდენობით. ბიოტიტი სულ ქვედა ჰორიზონტებში არის დიდი რაოდენობით, მაგრამ ზევით სულ მალე მთლიანად ისპობა. ქლორიტიც ქვედა ჰორიზონტებში გაცილებით მეტია, ზევით კი სრულიად უმნიშვნელო რაოდენობით არის წარმოდგენილი. პირიტის როლი ქვევიდან ზევით მატულობს.

გ) ა ნ ტ ი კ ლ ი ნ ი ს ჩ რ დ ი ლ ო და ს ა ვ ლ ე თ ფ რ თ ა შ ი, მდ. ქოსაინას ჰრილში, მძიმე ფრაქციის მინერალთა ასოციაცია ისეთივეა როგორც

წინა ჭრილში; ამასთან, ვერტიკალური მიმართულებით რაიმე მკვეთრი ცვლილება შესამჩნევია არ არის. შეიძლება მხოლოდ ითქვას, რომ შუა ჰორიზონტებში რამდენიმე ნიმუშში მდგრადი მინერალები სრულებით არ გვხვდება და გვაქვს მხოლოდ ლიმონიტის ფრაქცია.

ამავე შუა ჰორიზონტებში გამოჩნდა კარბონატი, რომელიც ქვედა და ზედა ნაწილებში სრულებით არ შეგვხვდებოდა. მთელ ჭრილში თითქმის არა გვაქვს ბიოტიტის ფრაქცია. ქლორიტიც უმნიშვნელო რაოდენობით გვხვდება. ხრეთის ანტიკლინის აღმოსავლეთ ფრთაში, ისე როგორც წინა ჭრილებში, მდგრად მინერალთა ასოციაცია წამყვან როლს თამაშობს.

ცირკონის რაოდენობა ჭრილის სულ ქვედა და ზედა ნაწილებში მეტია ვიდრე შუაში. იგივე შეიძლება ითქვას აპატიტზედაც. აღსანიშნავია, რომ სხვა ჭრილებთან შედარებით გრანატი აქ საკმაოდ დიდი რაოდენობითაა და 8—10% აღწევს. ბიოტიტი კი სრულებით აღარ გვხვდება. პირიტი მცირე რაოდენობითაა და მის ადგილს მთლიანად ლიმონიტი იჭერს.

ახლა, თუ შევადარებთ ერთმანეთს ხრეთის ყველა ჭრილს დავინახავთ რომ ხრეთის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ფრაქციების კომპონენტები რაოდენობრივად განსხვავდებიან სხვა ჭრილების მძიმე ფრაქციების მინერალები-საგან. კარგად ჩანს რომ ხრეთის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ფურცელა ფიქლების წყებაში მდგრადი მინერალები საერთოდ ძლიერ მცირე რაოდენობითაა და მათ მაგივრად აქ დიდ როლს თამაშობს მადნეული მინერალები და კარბონატი, მაშინ როცა ყველა სხვა ჭრილში მდგრად მინერალთა ასოციაციას თვალსაჩინო ადგილი უჭირავს. ეს გარემოება კარგად ჩანს ქვემოთ მოყვანილ ცხრილში, სადაც მოცემულია ყველა აღწერილი ჭრილის მძიმე ფრაქციის მინერალთა რაოდენობა პროცენტობით. (იხ. ცხრილი 11). სხვა მხრივ რაიმე ცვალებადობა არ შეიმჩნევა.

მუხურის რაიონი

ა) მდ. ძუხასა ჭრილში მძიმე ფრაქციები წარმოდგენილია მადნეული მინერალებით — პირიტით, ლიმონიტით და მდგრად მინერალთა ასოციაციით — ცირკონით, აპატიტით, გრანატით, ტურმალინით, ანატაზით. ცოტაა ქლორიტული მასები და მხოლოდ ზოგიერთ ნიმუშში გვხვდება კარბონატი და ბარიტი. ამ მინერალთა მორფოლოგიური თავისებურებანი სრულიად ისეთივეა, როგორც ხრეთის ჭრილებში გვქონდა და განსხვავებით აქ მხოლოდ ის შეიმჩნევა, რომ ცირკონის კრისტალებს შორის თითქოს სჭარბობს გრძელსვეტოვანი და ნემსისებური ფორმები. ნაკლებად მოჩანს მომრგვალებული მარცვლები. ისე კი, ზოგადად, აქაცა და იქაც ძირითადად ერთნაირ კრისტალებთანა გვაქვს საქმე.

აპატიტიც ხრეთის ჭრილებთან შედარებით თითქოს ოდნავ მეტია და კრისტალებიც რამდენადმე მსხვილი. აქაც გვხვდება შეფერილი მარცვლები, რომელთაც პლეოქროიზმი საკმაოდ მკვეთრად აქვთ გამოხატული. სხვა დანარჩენ მინერალებს შორის არავითარი განსხვავება არ ჩანს.

მინერალთა რაოდენობის ცვალებადობა ვერტიკალური მიმართულებით შემდეგ სურათს იძლევა:

ქვედა ნაწილში, სადაც წარმოდგენილი გვაქვს ზედა ბაიოსური ნალექები, ცირკონი და აპატიტი ცვალებადი რაოდენობითაა (3-დან 20%-მდე). იგივე შე-

მძიმე ფრაქციის მინერალთა ცვალებადობა კრილების მიხედვით. ხრეთის

ნიმუშის №	ნალექთა ტიპი	წყება	აბსოლუტი	
			ციოკონი	აბსოლუტი
1	ბრეჭილი ქანი	შერადი	1	10
3	მერგელოვანი არგილიტი		1	1
5	წვრილმარცვლოვანი კირქვა		1	1
6	ბრეჭილი ქანი		1	10
7	კირქვა		1	1
8	ალევიოლითი		1	1
9	პელიტოლითი		1	1
10	კირქვის კონკრეცია		1	1
11	წვრილმარცვლოვანი კირქვა		1	1
12	პელიტოლითი		2	4
13	მერგელოვანი პელიტოლითი		1	1
14	კირქვა წვრილკრისტალური		1	1
15	პელიტ-ალევიოლითი		2	1
16	პელიტოლითი		2	1
17	მერგელოვანი არგილიტი		2	7
18	პელიტოლითი		1	4
20	პელიტოლითი		1	1
21	სიდერიტი		1	1
23	კირქვა წვრილკრისტალური		1	1
25	პელიტოლითი		1	1
29	ალევიოლითი		2	16
33	წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვა		1	7
35	კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა		1	5
37	ალევიოლითი კვარციან-ქარსიანი		1	7
41	ალევიოლითი პელიტოლითი		1	7
44	კირქვა მსხვილმარცვლოვანი		2	5
46	პელიტოლითი		1	3
50	პელიტოლითი		1	6
52	ალევიოლითი პელიტოლითი		2	20
59	არკოზული ქვიშაქვა		1	8
60	წვრილმარცვლ. კვარციანი ქვიშაქვა		2	6
66	მსხვილმარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა		2	2
70	ქვიშიანი კირქვა		2	6
73	საშ. მარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა		1	1
76	კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა		1	1
79	საშ. მარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა		8	6
81	წვრილმარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა		2	1

იძლება ითქვას გრანატზე, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ მისი ცვალებადობის ფარგლები 0—5% შორის მერყეობს. ანატაზი და ტურმალინი აქა-იქ ჩნდება.

მადნეული მინერალებიდან პირიტი ლიმონიტს სჭარბობს და ზოგჯერ მთელი ფრაქცია პირიტით არის წარმოდგენილი.

ფურცელა ფიქლების წყებაში მდგრადი მინერალების რაოდენობა ზედა პორიზონტებში იკლებს და ზოგჯერ სრულებით აღარ გვხვდება. გვაქვს ცალკეული ნიმუშები, რომლებშიაც ქლორიტი მნიშვნელოვან როლს თამაშობს, მაგრამ ასეთი ფრაქციების რიცხვი ძლიერ მცირეა.

ამავე წყებაში მადნეული მინერალებიც ჭრილში შესამჩნევად ცვალებადობს, ქვევიდან ზევით, მატულობს ლიმონიტის რაოდენობა და მცირდება პი-

ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში (ზევიდან ქვევით).

მძიმე ფრაქციის მინერალები

ტურმალინი	ანატაზი	ბოლიტი	პირიტენი	კარბონატი	ქლორიტი	ბარიტი	ლიმონიტი	პირიტი	მაგნეტიტი	ზრანატი	წითელი მინ.	რუტილი
△	—	—	△	5	—	—	38	23	—	—	—	—
—	—	—	△	3	18	—	5	74	3	—	—	—
—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	—	—	3	85	—	—	—	—
—	—	1	△	61	2	6	5	25	—	—	—	—
—	—	—	—	3	18	—	5	74	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—
—	—	—	—	34	3	—	—	62	—	—	—	—
—	—	—	—	72	—	—	8	20	—	—	—	—
—	—	4	—	6	6	—	25	53	—	—	—	—
—	—	—	—	—	5	2	89	4	—	—	—	—
—	—	—	—	100	—	—	1	—	—	—	—	—
—	—	—	—	6	8	—	5	78	—	—	—	—
—	—	—	—	4	—	—	12	81	—	△	—	—
—	—	3	—	—	7	—	11	15	—	△	—	—
—	—	—	—	3	6	△	10	77	—	—	—	—
—	—	4	—	24	5	—	20	46	1	—	—	—
—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	75	—	—	5	20	—	—	—	—
—	—	2	—	3	—	—	4	91	—	—	—	—
—	—	10	—	3	51	△	12	1	4	—	—	—
—	—	4	—	3	18	—	56	10	—	—	—	—
—	—	14	—	—	38	—	36	3	3	—	—	—
—	—	10	—	—	30	—	49	—	3	—	—	—
—	—	10	—	—	30	—	50	—	—	—	—	—
—	—	4	△	42	16	—	11	20	—	—	—	—
—	—	—	—	34	15	—	22	26	—	—	—	—
—	—	22	—	—	20	—	15	36	—	—	—	—
—	—	32	—	—	36	—	2	8	—	—	—	—
—	—	15	—	42	22	—	3	9	—	—	—	—
—	—	35	—	—	56	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	—	—	15	—	73	7	—	—	—	—
—	—	35	—	—	56	—	—	—	—	—	—	—
—	—	23	—	—	76	—	—	—	—	—	—	—
—	—	23	—	—	76	—	—	—	—	—	—	—
—	—	41	—	4	30	—	6	3	—	—	—	—
—	—	64	—	—	33	—	—	—	—	—	—	△

რიტი, ისე რომ ზედა ჰორიზონტებში ამ მინერალს მთლიანად ლიმონიტი ანაცვლებს.

ბ) მდ. წყალმეჩხერზე და მდ. ზითელაზე მძიმე ფრაქცია ძირითადად წარმოდგენილია მდგრად მინერალთა ასოციაციით და მადნეული მინერალებით. აქა-იქ ვხვდებით კარბონატს და ძლიერ იშვიათად—ეპიდოტსა და ბარიტს.

ციტრონის რაოდენობა აქ 15%-ს არ აღემატება და საშუალოდ კი 6—8%-ს ფარგლებში მერყეობს. აპატიტი გაცილებით მეტია და მისი რაოდენობა ზოგჯერ 50%-ს აღწევს; პირიტი და ლიმონიტი დაახლოებით ერთნაირი რაოდენობითაა და ერთად 30%-ს შეადგენს. აღნიშნულ კომპონენტთა ცვალებადობა ვერტიკალური მიმართულებით არ არის შემჩნეული.

მდ. წყალმდვრიაზე მძიმე ფრაქციის მინერალები წარმოდგენილია მდგრად მინერალთა ასოციაციით: ცირკონით, აპატიტით, გრანატიტით, ტურმალინით, ანატაზით და მადნეული მინერალებით — პირიტით, ლიმონიტით. მცირე რაოდენობითა და საკმაოდ იშვიათად ვხვდებით კარბონატს, ქლორიტს, ბიოტიტსა და ბარიტს.

ცირკონის რაოდენობა აქ საშუალოდ 30%-ს აღწევს; აპატიტიც დაახლოებით ამდენივეა. ყურადღებას იპყრობს გრანატის გაზრდილი რაოდენობა, რომელიც ცალკეულ შემთხვევაში 7—8 %-ს აღწევს.

მადნეული მინერალებიდან შესამჩნევად მეტია ლიმონიტი, რომლის რაოდენობა ზოგჯერ 80 %-მდე აღწევს. პირიტი დამორჩილებულ როლს თამაშობს და ზოგ ნიმუშში სრულებით აღარ გვხვდება.

ვერტიკალური მიმართულებით მინერალთა რაოდენობის ცვალებადობა ოდნავ შესამჩნევია: პირველ რიგში ეს შეეხება ცირკონს, რომლის რაოდენობა შესამჩნევად იცვლება. იგი გაცილებით მეტია ზედა ბაიოსის ზედა ნაწილში და ბათის სულ ქვედა ნაწილებში. რაც შეეხება აპატიტს, იგი ბაიოსის ზედა ნაწილში და ბათის სულ ქვედა ნაწილში მატულობს, შემდეგ კი ისევ მცირდება. გრანატის რაოდენობა ბათურ ნალექებში ნაკლებია, ვიდრე მის ქვემოთ მდებარე ზედა ბაიოსურში. კარბონატი მხოლოდ ზედა ბაიოსურის ცალკეულ ნიმუშებში გვხვდება, ბათურ ნალექებში კი აღარ არის. მადნეული მინერალების რაოდენობრივი შეფარდება მთელ მანძილზე უცვლელი რჩება.

აქვე მოგვყავს ზოგ ჭრილში მძიმე ფრაქციის მინერალთა ცვალებადობა (იხ. ცხრ. 10, 11, 12, 13).

ამრიგად, მუხურის რაიონის სხვადასხვა ჭრილის ერთმანეთთან შედარება გვიჩვენებს, რომ მინერალთა ცვალებადობა პორიზონტული მიმართულებით იმდენად უმნიშვნელოა, რომ თვალსაჩინო განსხვავება არსად შეიმჩნევა, თუ ახლა შევადარებთ ერთმანეთს მუხურისა და ხრეთის რაიონის ზედა ბაიოსურისა და ბათური ნალექების მძიმე ფრაქციების კომპონენტებს, დავინახავთ, რომ ორივე რაიონში მინერალთა ერთნაირი ასოციაციები გვაქვს. სახელდობრ, მდგრადი მინერალებიდან ვხვდებით ცირკონს, აპატიტს, ტურმალინს, გრანატს, ანატაზს, მადნეული მინერალებიდან კი—პირიტს, ლიმონიტს, სპორადიულად—მაგნეტიტს, ზოგან გვხვდება აგრეთვე კარბონატი, ქლორიტი, ბიოტიტი და ძლიერ იშვიათად ბარიტი. ამასთანავე შემჩნეულია, რომ ბიოტიტის რაოდენობა ხრეთის ჭრილებში რამდენადმე უფრო მეტია, ვიდრე მუხურში, რაც შეიძლება აიხსნას მკვებავი სუბსტრატის თავისებურებით. რაც შეეხება მინერალთა მორფოლოგიას, ამ მხრივ ორივე რაიონში თითქმის ერთნაირი სურათი გვაქვს.

მ ს უ ბ უ ქ ი ფ რ ა ქ ც ი ე ბ ი

ხრეთის რაიონის ბაიოსური და ბათური ნალექების მსუბუქი ფრაქციების უდიდესი ნაწილი წარმოდგენილია პელიტური მასებით, რომლებიც ზოგჯერ გაქლორიტებულია. მცირე რაოდენობითაა კვარცი, პლაგიოკლაზის და ქანების ნატეხები. პელიტურ მასებს ახასიათებთ აგრეგატული პოლარიზაცია და ინტერფერენციის დაბალი ფერები; მათ ზოგჯერ მომწვანო ან მორუხო ფერი აქვთ. გარდატეხის მაჩვენებელი ცვალებადობს 1.545—1.561-ის ფარგლებში. შე-

ფერვის ინტენსივობასთან ერთად გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდეც მატულობს.

ამ მასაში ზოგჯერ გაირჩევა თიხის მიწერალი, რომელიც სრულიად გამკვირვალეა, აქვს ინტერფერენციის დაბალი ფერები და აგრეგატული პოლარიზაცია. მისი გარდატეხის მაჩვენებელი 1.521—1.518 ფარგლებში იცვლება.

მსუბუქ ფრაქციაში გვხვდება ჰიდროქარსის გამკვირვალე, ოდნავ მომწვანო ფერის ქერცლები, რომლებიც ფირფიტოვან აგებულებას იჩენენ. მათი გარდატეხის მაჩვენებელი 1.558—1.564 ფარგლებში თავსდება.

მუხურის რაიონის მსუბუქი ფრაქციებიც ასეთივე ხასიათისაა. ერთ-ერთ ნიმუშში (№ 177) შეგვხვდა ქერცლოვანი პელიტური მასა, რომლის გარდატეხის მაჩვენებელია 1.535—1.532; ინტერფერენციის ფერები ზოგჯერ მოყვითალომდე აღის. პოლარიზაცია აგრეგატულია. არის შემთხვევები, როდესაც ეს მასები რკინის ჰიდროქანგით მორუხო ფერადაა შეფერილი. ამ შემთხვევაში მათი გარდატეხის მაჩვენებლის სიდიდე მატულობს.

ზემოთ მოყვანილი გარდატეხის მაჩვენებლების სიდიდის მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ, ეს მასები ილიტსა და ჰალუაზიტს მიეკუთვნებიან.

VII. პალეოგეოგრაფიის ზოგი საკითხი და აუზის მკვებავი სუბსტრატის აგებულების შესახებ

მოყვანილი ფაქტიური მასალა საშუალებას გვაძლევს ზოგად ხაზებში წარმოვიდგინოთ მუხურა-ხრეთის აუზის განვითარების ისტორია და ამ აუზის მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგიური აგებულება. ზედა ბაიოსურში მუხურისა და ხრეთის რაიონი ერთიანი თხელი ზღვის არეს წარმოადგენდა, რომელსაც, როგორც ამას ზედა ბაიოსური ნალექების თანამედროვე გავრცელება გვიჩვენებს, უშუალო კავშირი უნდა ჰქონოდა ოკრიბის ზღვასთან. როგორც კრილების აღწერიდან ჩანს, ამ დროს მუხურის ტერიტორიის დიდი ნაწილი ლიტორულ ზონას წარმოადგენდა, ხრეთისა კი—სანაპიროს.

მუხურის ზედა ბაიოსურის კრილის ქვედა ნაწილში წარმოდგენილი კონგლომერატული მასალა, როგორც ვნახეთ, უმთავრესად შედგება პორფირიტების ქვარგვალეებისაგან. შემომომდევნო დასტებში, სადაც კვლავ მსხვილრიყიანი კონგლომერატებია განვითარებული, პორფირიტები აღარ ჩანს და აქ მთლიანად გრანიტული და კვარც-პორფირული მასალაა. კრილში პორფირიტული მასალის არსებობა იმაზე მიუთითებს, რომ დალექვის წინ—ზედა ბაიოსურში—ადგილი უნდა ჰქონოდა ბელტის ამოწვევას, რამაც ბელტზე განლაგებული პორფირიტული წყება დენუდაციის არეში მოაქცია.

შესაძლოა ეს ამოწვევა უკავშირდებოდეს იმ საერთო ოროგენულ მოძრაობას, რომელმაც ბზიურის ანტიკლინის გაჩენა გამოიწვია და რომელმაც გაშლილი ზღვა ზედა ბაიოსურის მომდევნო დროში, ფურცელა ფიქლების დალექვის დაწყებისას, ცალკე ლაგუნებად აქცია. ასე იყო ეს ოკრიბაში და როგორც

ხრეთის ანტიკლინის					
ნიმუშის №-ს	ნალექთა ტიპი	წყება			
			ციტკონი	აპატიტი	ტურმალინი
84	წვრილმარცვლ. კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა	ფურცელა ფიქლები	7	12	2
88	საშ. მარცვლ. კვარც.-ქარსიანი ქვიშაქვა		5	7	1
91	კვარციან ქარს. ქვიშაქვა		12	52	1
92	საშ. მარცვლ. არკოზ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა		39	26	1
97	კვარციან ქარს. ქვიშაქვა		58	7	—
104	ალევიტიანი პსამიტოლითი კვარციან-ქარსიანი		55	16	—
109	კვარც. ქარს. ქვიშაქვა	31	17	1	
110	" " "	5	7	1	
112	ყვითელი ფერის პელიტოლითი	ფურცელა ფიქლები	—	—	—
113	წვრილ. მარცვლ. არკოზული ქარსიანი ქვიშაქვა		36	25	1
116	ალევიტიანი პელიტოლითი		12	13	—
119	კირქვის კონკრეცია		2	1	—
124	პელიტოლითი		10	3	—
125	კირქვა		—	—	—
131	პელიტოლითი		—	—	—
134	ალევიტიანი პელიტოლითი		—	—	—
137	წვრილმარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა	—	5	—	
139	საშ. მარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა	28	15	2	
		36	2	1	
144	წვრილმარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა	ზედა ბაიოსი-ბაიი	32	28	2
148	კვარც. ქარს. პელიტიანი ალევროლითი		18	9	—
150	" " "		1	1	—
153	კვარციან-ქარსიანი არათან. მარცვლ. ქვიშაქვა	8	16	2	
155	საშ. მარცვლ. კვარც. ქარსიანი ქვიშაქვა	3	2	—	
159	საშ. მარცვლ. კვარც. ქარსიანი ქვიშაქვა	12	32	—	
161	პელიტოლითი	17	6	—	

ჩანს აქაც. მაგრამ ოკრიბის ლაგუნის ტყიბულ-ძმუისის უბანი მოწყვეტილი არ უნდა ყოფილიყო ხრეთ-მუხურის ლაგუნისაგან. ამას გვიჩვენებს ბათური ნალექების თანამედროვე გავრცელება; ხრეთის ბათური ფურცელა ფიქლების წყება უშუალოდ აგრძელებს მუხურისას, ხოლო ეს უკანასკნელი კი ტყიბულ-ძმუისის რაიონის ფურცელა ფიქლების წყებას უერთდება. მიუხედავად ამგვარი მოძრაობისა, ნალექების სელიმენტაციის პროცესი ზედა ბაიოსისა და ბათურის განმავლობაში უწყვეტლევ მიმდინარეობს. ამას გვიჩვენებს ზემომოყვანილი დეტალური კრილების აღწერა, სადაც ზედა ბაიოსურს სრული თანხმობით მოსდევს ტიპური ლაგუნურ-ტიბური ნალექები წარმოდგენილი ფურცელა ფიქლების წყებით. ამასთან, ხრეთში ეს ნალექები ქვიშაქვის ელემენტებს გაცილებით

ჩრდილო ფრთა

მძიმე ფრაქციის მინერალები

ანატაზი	ბილიტი	პიროქსენი	კარონატი	ქლორიტი	ბარიტი	ლიმონიტი	პირიტი	მაგნეტიტი	გრანატი	რუტილი	წითელი მინერალი	შპინელი	სფერი
—	44	—	—	30	—	3	—	—	2	—	—	—	—
—	47	—	—	40	—	28	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3	—	—	—	—	3	—	—	—	—
—	—	—	—	6	—	—	26	—	2	—	—	—	—
—	—	—	—	6	—	—	22	4	3	—	—	—	—
—	—	—	2	4	—	—	23	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	—	15	15	10	8	—	—	—	—
—	—	—	—	1	—	10	75	—	1	—	—	—	—

მდ. ქოსაინას ხეობაში (ანტიკლინის დასავლეთი ფრთა)

—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	50	—	—
—	—	—	—	—	—	6	—	—	2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	10	30	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	60	—	5	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	63	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	64	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	47	50	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	88	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	81	10	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	18	32	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	5	47	—	6	—	—	—	—

ხრეთის ანტიკლინის აღმოსავლეთი ფრთა

—	—	—	—	2	—	18	4	—	10	—	—	—	—
—	—	—	—	4	—	39	6	13	8	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	61	4	5	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	85	10	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	39	11	2	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	58	—	6	3	—	—	—	—

უფრო ნაკლები რაოდენობით შეიცავს, ვიდრე მუხურაში. ეს გარემოება კონკრეტულად მიუთითებს, რომ მუხურის ლაგუნი (თუ ტბა) უფრო ახლოს იყო მკვეთრად სუბსტრატთან, ვიდრე ხრეთისა და ტყიბულ-ძმუისის ლაგუნი. როგორც ზევით უკვე აღვნიშნეთ, ხრეთისა და მუხურის ფურცელა ფიქლების წყება ტრანსგრესიული ცარციით, ზოგ ადგილას კი ფერადი წყებით (ჩვენ მიერ პირობითად მიჩნეული), იფარება, ისე რომ არსად აქ ნახშირიანი წყების გამოსავლები არა გვაქვს. აღნიშნული წყება, ზოგიერთთა აზრით [12] გადაარეცხილი უნდა იყოს. ჩვენ კი ვფიქრობთ, რომ ნახშირიანი წყება ამ უბანზე შესაძლებელია არც კი ილექებოდა, მით უმეტეს, რომ ეს ნალექები ტყიბულის და გელათის რაიონში, მდინარეული არიან და ქმნიან მკვეთრად სუბსტრატის მახლობელ უბანში.

მდ. წყალმენბერი (მდ. ძუსის მარჯვ.)

ნიშნის №№	ნალექების ტიპი	წყება	ტიპი		
			ციკლონი	აბატი	ტურბალინი
192	პელიტოლითი	ზედა ბაიოსი	3	4	—
193	საშ. მარცვლ. კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	13	—	51	—
195	პელიტოლითი	15	—	49	—
198	მსხვილმარცვლ. არკოზ. კვარც-ქარს. ქვიშაქვა	6	—	21	—
199	საშ. მარცვლოვანი ქვიშაქვა	4	—	23	<1
202	ალფერითიანი ქვიშაქვა	ბათური ზედა ბაიოსური	2	4	—
204	გრანიტი		6	4	—
206	საშ. მარცვლ. კვარც. ქარს. ქვიშაქვა		29	—	—
210	პელიტონი ალფეროლითი		31	6	—
213	საშ. მარცვლ. კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა		31	8	—
216	პელიტოლითი		5	<1	<1
220	მსხვილმარცვლ. კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა		8	21	<1
226	პელიტოლითი		2	38	—
230	პელიტონი ალფეროლითი		23	21	—
232	მსხვილმარცვლ. არკოზულ კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა		8	21	<1
236	ქვიშაქვა წვრილკრისტალური		3	1	—
237	მიკრობრექჩია		40	1	—
240	პელიტოლითი		48	6	—
238	პელიტოლითი		31	5	—
248	საშ. მარცვლ. არკოზ. კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა		14	2	—
257	წვრილმარცვლ. კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა	18	33	—	
260	პელიტოლითი	1	32	—	
261	პელიტოლითი	7	8	<1	
268	პელიტოლითი	3	5	—	
272	წვრილმარცვლ. კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	25	39	—	
275	პელიტოლითი	4	4	—	

ნებში საკმაოდ ფართო ჭალებს. უნდა ვიფიქროთ, რომ მუხურა-ჩრეთის ლაგუნის უმეტეს ნაწილზე არ ხდებოდა მდინარეული ნალექების წარმოშობა და ამიტომ ამ ადგილებში არა გვაქვს ნახშირიანი წყება.

ენახით ახლა როგორი შედგენილობის უნდა ყოფილიყო ამ აუზის მკვებავი სუბსტრატი. დავიწყით მუხურიდან. მუხურის ზედა ბაიოსურის კრილის ქვედა ნაწილში განვითარებულია მსხვილი და საშუალო კენჭიანი კონგლომერატები, რომლებიც აღმავალ კრილში ჯერ გადადიან უხეშმარცვლოვან, შემდეგ კი შედარებით წვრილმარცვლოვან კვარციან-არკოზულ ქვიშაქვებში. ზედა ბაიოსურის მთელ სიმძლავრეზე, წყების ქვედა ნაწილის გამოკლებით, მასალა ერთგვაროვანია და გრანიტებისა და კვარც-პორფირული წყების გარეცხვის პროდუქტები გვაქვს.

ბაიოსურის ზემოთ მომყოლი ფურცელა ფიქლების წყების ქვიშაქვების მასალა და აგრეთვე ამავე წყების არგილიტებში შერეული ქვიშიანი ნაწილაკე-

ცხრილი 12

შენაკადი) და მდ. ხითულა

მძიმე ფრაქციის მინერალები

ანატაზი	ბოტიტი	პიროქსენი	კარბონატი	ქლორატი	ბარიტი	ლიმონიტი	პირიტი	მაგნეტიტი	სრანატი	რუტილი	წითელი მინერალი	შპინელი	სფენი	ქაილოტი
1	1	1	1	2	1	13	76	1	2	1	1	1	1	1
1	1	1	1	2	1	24	8	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	16	11	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	3	1	1	11	22	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	61	11	1	1	1	1	1	1	1

მდ. წყალმღერია

1	1	1	6	1	59	35	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	6	75	3	1	5	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	47	9	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	48	6	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	48	6	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	3	1	1	87	2	1	1	1	1	1	1	1
1	7	1	7	3	1	52	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	5	1	64	36	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	26	20	1	1	1	1	1	1	1
1	7	1	7	1	1	52	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	9	75	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	52	7	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	10	24	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	13	49	1	1	1	1	1	1	1
1	4	1	11	1	1	25	10	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	5	1	17	15	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	87	9	1	1	1	1	1	1	1
2	1	1	1	1	1	61	4	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	79	13	1	1	1	1	1	1	1
1	1	1	1	1	1	13	14	1	1	1	1	1	1	1
2	1	1	1	1	1	11	79	1	1	1	1	1	1	1

ბიც მთლიანად არკოზული ბუნების არიან, ე. ი. წარმოდგენენ მჟავე სუბსტრატის გარეცხვის პროდუქტებს.

ბრეთის ზედა ბაიოსური წარმოდგენილია მსხვილ და საშუალო მარცვლოვანი ქვიშაქვებით, რომლებიც უხვად შეიცავენ მცენარეულ ნაშთებს და ნახშირის სხვადასხვა ზომის ლინზებს, მაგრამ კონგლომერატული დასტები, რომლებიც მძლავრად არიან წარმოდგენილი მუხურის ზედა ბაიოსურში, აქ ძლიერ დამორჩილებულ როლს თამაშობენ და წარმოდგენილი არიან მცირე სიმძლავრის ლინზებით. ამასთანავე, კონგლომერატული მასალა მთლიანად მჟავე ქანების (კვარციანი დიორიტების და კვარც-პორფირების) ნაგორები ქვებისაგან შედგება. ზედა ბაიოსურის ზევით მომდევნო ფურცელა ფიქლების წყებაში ქვიშაქვების განშრეგებები, მუხურის ფურცელა ფიქლების წყებასთან შედარებით, დამორჩილებულ როლს თამაშობს. ქვიშაქვების შემადგენელი მა-

ნიმუშის №№	ნაღვეთა ტიპი	წყება	მძიმე		
			ცირკონი	აბატი	ტურბალინი
182	პელიტიანი ალევროლითი	ფურცელა ფიქლები	26	—	—
186	პელიტოლითი		—	—	—
188	ალევროლითი კვარციან-ქარსიანი		4	31	—
191	წვრილმარცვლოვანი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა		3	14	—
168	წვრილმარცვლოვანი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვა		9	7	—
169	ქვიშაქვა		12	—	—
714	პელიტოლითი		—	—	—
177	პელიტოლითი		—	1	—
181	პელიტოლითი		1	—	—

სალა და აგრეთვე არგილიტებში შერეული ქვიშიანი ნაწილი მყავე სუბსტრატის ქანების გარეცხვის პროდუქტებით არის წარმოდგენილი და არაფრით არ განსხვავდება ზედა ბაიოსურის ქვიშაქვების მასალისაგან.

მაგრამ, მეორე მხრივ, ხრეითის ქვიშაქვების მასალა საგრძნობლად განსხვავდება ტყობულისა და მუხურის ბაიოსურისა და ბათურის ქვიშაქვების მასალისაგან. აქ ნამდვილი არკოზული ქვიშაქვები თითქმის არ არის და კალიშპატი იშვიათ შრეში თუ გვხვდება, ისიც დამორჩილებული რაოდენობით. ამავე დროს გრაუვაკული მასალა არა ჩანს და ქვიშაქვების მთავარ შემადგენელ კომპონენტებს კვარცი (გრანიტული და ეფუზიური) და ქარსები წარმოადგენენ. აშკარაა, რომ აქ მასალა საქართველოს ბელტიდან მოდიოდა, მაგრამ, როგორც ჩანს, ბელტის ის ნაწილი, რომელიც ხრეითის აუზს კვებავდა, შედგებოდა უპირატესად კვარციანი დიორიტების, ქარსფიქლების და კვარც-პორფირებისაგან; ამან გამოიწვია ქვიშაქვებში კვარცისა და ქარსის როლის ზრდა, ხოლო კალიშპატის სათანადო შემცირება, მოყვანილი ფაქტები გვიჩვენებს, რომ ხრეითის ზედა ბაიოსური სანაპირო ზღვის ნაღვეთა, ხოლო მუხურისა კი — ლიტორული ზონის. ამასთან, ტერიგენული მასალის მკვებავი წყარო ორივე შემთხვევაში საქართველოს ბელტი იყო, მაგრამ ხრეითის მხარეზე ის, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, აგებული უნდა ყოფილიყო კვარციანი დიორიტებით, კრისტალური ფიქლებით და ძველი კვარც-პორფირების წყებით. ხოლო მუხურის მხარეზე კი გრანიტებით, მყავე ეფუზივებით და პორფირიტული წყებით. უკანასკნელი, როგორც ჩანს, ბელტის ამოწვევის შედეგად მოექცა დენუდაციის არეში, მაგრამ მალე გადაირეცხა და შემდეგ მკვებავი სუბსტრატის როლი, ზედა ბაიოსურსა და ბათური დროის განმავლობაში, გრანიტებისა და მყავე ეფუზივებისაგან შემდგარმა სუბსტრატმა ითამაშა.

ხეყვანილი

სტრატეგიის მიხედვით

ანაბრი	ბილიტი	პირველი	კარბონატი	ქლარიტი	ბარიტი	ლიმონიტი	პირიტი	მაგნეტიტი	გრანატი	რუტინი	ყოველი მიხედვით	შედეგი
—	—	—	—	4	—	45	12	5	5	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3	—	9	48	—	3	—	—	—
—	—	—	22	5	—	15	38	—	—	—	—	—
—	—	—	—	36	—	35	—	—	5	—	—	—
—	—	—	—	—	—	66	8	11	2	—	—	—
—	—	—	—	89	—	11	—	—	—	—	50	—
—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	15	—
—	—	—	—	—	—	82	—	—	—	—	—	—

Г. С. ДЗОПЕНИДЗЕ, Н. И. СХИРТЛАДЗЕ, И. Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ

ЛИТОЛОГИЯ БАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ХРЕЙТИ-МУХУРА

Резюме

Район Хрети-Мухура расположен к юго-востоку от Ткибульского угольного бассейна, литологическое изучение которого было проведено авторами в предыдущие годы. Поэтому данная работа является продолжением исследований по литологии юрских отложений Окрибы (19).

В районе Хрети-Мухура юрские осадки образуют антиклинальные складки, обнаженная часть которых сложена верхнебайосскими и, частично, батскими отложениями. В Мухуре верхний байос представлен в основном литторальными отложениями. В нижней части разреза развиты крупно и среднегалечные конгломераты, которые выше постепенно переходят в грубо, а затем мелкозернистые кварцево-аркозовые песчаники. Конгломерат в нижней части свиты слагается гальками порфиритов. В верхних же частях порфиритовая галька совершенно отсутствует и сменяется гранитовым и кварцпорфировым материалом. Наличие порфиритового материала в этом разрезе указывает на то, что в начале верхнего байоса, по-видимому, произошло поднятие и, таким образом, порфиритовая свита, перекрывающая Грузинскую глыбу, попала в область денудации.

Возможно, это поднятие вызвано теми орогеническими движениями, в результате которых к концу верхнего байоса образовались Бзнаурское и Шкмерское антиклинальные поднятия, а открытое море расчленилось на отдельные лагуны.

Выше согласно следует свита листоватых сланцев, представленная здесь чередованием алевроитовых песчаников и аргиллитов. Материал песчаников, а также песчанистая часть в аргиллитах, имеет аркозовый характер.

Сверху эта свита трансгрессивно перекрывается меловыми отложениями. Угленосная свита здесь, по-видимому вследствие размыва, отсутствует.

В Хрейти верхний байос представлен средне- и мелкозернистыми песчаниками прибрежной полосы; последние в большом количестве содержат растительные остатки, линзы угля и карбонатные конкреции. Однако конгломераты, образующие в верхнем байосе Мухурского разреза мощные пачки, здесь играют подчиненную роль и представлены маломощными слоями и линзами, материал которых целиком состоит из галек кислых пород (граниты и кварцпорфиры).

За верхним байосом согласно следует типично представленная свита листоватых сланцев, в которой прослойки песчаников, по сравнению со свитой листоватых сланцев мухурского разреза, играют подчиненную роль.

На свиту листоватых сланцев местами налегают отложения, которые авторы условно принимают за пестроцветную свиту; другие исследователи эти отложения относят к нижнему мелу, отрицая наличие здесь пестроцветной свиты. Далее следуют отложения мела. Угленосная свита, как видно, и здесь размывта.

Хреитские песчаники по составу значительно отличаются от ткибульских и мухурских песчаников. Здесь настоящие аркозовые песчаники почти совершенно отсутствуют и калишпат имеется в редких слоях, и то в подчиненном количестве. В то же время не замечен и граувакковый материал, и главная составная часть песчаников представлена кварцем (гранитным и эффузивным) и слюдой.

Такой материал мог поступать только с Грузинской глыбы, но, по-видимому, та ее часть, которая питала Хреитский бассейн, состояла в основном из кварцевых диоритов, слюдистых сланцев и кварцевых порфиров. Это вызвало увеличение роли кварца и слюды в песчаниках и соответственное уменьшение количества калишпата.

Приведенные факты показывают, что породы верхнего байоса в Хрейти представлены прибрежными отложениями, а в Мухури — литторальными.

Питающей областью бассейна осадконакопления терригенным материалом в обоих случаях являлась Грузинская глыба. Но со стороны Хрейти, как уже отмечалось, она должна была быть сложена кварцевыми диоритами, кристаллическими сланцами и древней кварцпорфировой свитой, а со стороны Мухури — гранитами, кислыми эффузивами и отложениями порфириновой свиты. Последняя, вследствие поднятия глыбы, попала в область денудации, быстро размывалась и в верхнем байосе и бате уступила место гранитам и кислым эффузивам, и в дальнейшем лишь последние играли роль питающего субстрата.

Анализ фактического материала показывает, что в период отложения свиты листоватых сланцев Мухурско-Хреитская лагуна не была отделена от Окрийский лагуны.

По мнению некоторых исследователей, на участке Мухура-Хрейти угленосная свита размывта меловой трансгрессией. Мы же полагаем, что здесь угленосная свита возможно и не отлагалась вовсе. Угленосная свита Ткибули и Гелати представляется речными отложениями в дельтово-пойменной фации.

На участке же Мухура-Хрейти речные отложения по-видимому не накапливались и, аналогично Дзмуисскому участку Окрибы, они замещались фацией аргиллитов, не содержащих пластов угля.

ЛИТЕРАТУРА— ლიტერატურა

1. Бацевич А. и Симонович С., Геологическое описание части Кутаисского уезда Кутаисской губ., известной под именем Окриба, Мат. д. геол. Кавказа, сер. I, кн. 1, Тбилиси, 1873.
2. Бацевич А., Геологическое описание Шорапанского уезда Кутаисской губ., Мат. д. геол. Кавказа, сер. 1, кн. 7, Тифлис, 1877.
3. Белоусов В., К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время, Пробл. Сов. Геол., т. VIII, № 1, Москва, 1937.
4. Варданянц Л., Материалы по палеогеографии верхней юры Кавказа, Пробл. Сов. геологии, т. V, Москва, 1935, № 4.
5. Джанелидзе А., Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума, Тбилиси, 1940.
6. Джанелидзе А., К вопросу об орогенетических фазах, Сов. геология, Москва, 1940, № 5—6.
7. Джанелидзе А., Проблема Грузинской глыбы, Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, Тбилиси, 1942, № 1—2.
8. Джанелидзе А., К вопросу о строении Ткиб. к/у. м-ния, Сообщ. АН Груз. ССР, т. VIII, 1947, № 6.
9. Дзоценидзе Г., Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Институт геологии и минералогии. Монографии, I, 1948.
10. Кахадзе И., Байосские аммониты Зап. Грузии. Изв. Геол. Института Грузии, т. II, в. 2, Тбилиси, 1937.
11. Кахадзе И., Пресноводные и норм. морские отложения батского яруса зап. Грузии, Сообщ. Груз. Фил. АН ССР, т. I, 1940, № 4.
12. Кахадзе И., Грузия в юрское время, Труды Геол. института АН Груз. ССР, т. III (VII), 1947.
13. Кахадзе И., Батские пресноводные моллюски Окрибы, Тр. Геол. института Грузии, сер. геол. т. I (VI), Тбилиси, 1942.
14. Конюшевский Л., Отчет о геологических исследованиях м-ний ископаемого угля в р-не станции Ткибули—Кутанси—Сачхере—Дзирула, Тифлис, 1926.
15. Кузнецов И., Геологическое строение части западной Грузии в пределах Рачи, Лечхуми и Имеретии, XVII международн. Геол. Конгр., Эвкс. по Кавказу, Груз. ССР, зап. ч., Москва, 1937.
16. Кузнецов И., Описание маршрута Шорапань—Чиатура—Они—Кутанси, XVII междунар. Геол. конгр., эвкс. по Кавказу Груз. ССР, зап. ч., Москва, 1937.
17. Мефферт Б., Юрские отложения Имеретии, Изв. геолкома, т. XI, 1930, № 4.
18. Мефферт Б., Ткибульский угленосный р-н, Изв. В. Г. Р. О., т. I, в. 1, Ленинград, 1932.
19. Мефферт Б., Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектростанций Грузии в бассейнах Ингури, Цхенисцкали, Риона и Куры. Труды В. Г. Р. О., в. 349, Ленинград, 1934.
20. Мефферт Б., Юрские отложения западного Закавказья, Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I, Москва.
21. Симонович С., Сорокин А. и Бацевич Л., Геологическое описание частей Кутаисского и Шорапанского уездов Кутаисской губ., Мат. д. геол. Кавказа, сер. I кн. 4, Тифлис, 1874.
22. Симонович С., Бацевич Л. и Сорокин А., Геологическое описание частей Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кутаисской губ., мат. д. геол. Кавказа, сер. I, кн. 5, Тифлис, 1875.
23. Favre E., Recherchs géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Lyon. 1875.
24. ძაწენიძე გ., სხიოტლაძე ნ., ჩეჩელაშვილი ი., ძირულას მასივის ლიასური ნალექების ლითოლოგია, გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. III, 1953.
25. ძაწენიძე გ., სხიოტლაძე ნ., ჩეჩელაშვილი ი., ოკრიბის ბათური ნალექების ლითოლოგია, გეოლოგიური ინსტიტუტის მონოგრაფიები № 7, 1956.

Г. М. ЗАРИДЗЕ, Н. Ф. ТАТРИШВИЛИ И Ш. И. ДЖАВАХИШВИЛИ

ГРАНИТОИДЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ КЛУХОРСКОГО РАЙОНА

В результате геолого-петрографического изучения магматических и метаморфических пород Карачаевского района авторы приходят к выводу об образовании различных кристаллических сланцев преимущественно в результате воздействия инъекций кислого состава на амфиболиты. При этом возникают в разной степени инъецированные кристаллические сланцы и мигматиты. Конечным продуктом процесса являются полностью грантитизированные породы. Завершающим этапом служит образование гранитоидов и пегматитов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Отдел петрографии магматических пород геологического института Академии наук Грузинской ССР в 1951 году приступил к изучению магматических пород северного склона Большого Кавказа в пределах Карачаевского района.

Летом 1951 года полевые работы были начаты с примыкающих к Клухорскому району бассейнов рек Большой и Малый Зеленчук, в связи с просьбой Грузинского геологического управления, производившего геологическую съемку этой части северного склона Большого Кавказа.

В результате обработки собранного материала был составлен отчет, хранящийся в фондах Института геологии и минералогии Академии наук ГССР и Грузинского геологического управления.

Кроме того, полученные результаты были опубликованы в трудах института [4].

Летом 1952 года геологические исследования сотрудников отдела были сосредоточены в основном в верховьях рек Кубань и Аманауз. Рекогносцировочные наблюдения были произведены также в районе Клухорского перевала.

В полевых работах, кроме сотрудников отдела, принимали участие в качестве коллекторов студенты V курса геологической специальности Тбилисского Государственного Университета им. И. В. Сталина—И. И. Хмаладзе, Ш. А. Адамия, Р. И. Макашвили и Грузинского Политехнического Института им. С. М. Кирова—М. Д. Купарадзе.

Изучение петрографического материала, собранного в верховьях р. Кубань производилось Ш. И. Джавахишвили, а в верховьях р. Аманауз — Н. Ф. Татришвили и Г. М. Заридзе.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Изученная нами центральная часть Большого Кавказа в пределах Карачаевского района является высокогорной областью, отдельные вершины которой достигают 4000 м и более (Домбайулген—рис. 1, Пикине, Суфруджу, Белалакая и другие). К северу от центральной части Б. Кавказа располагаются поперечные и продольные хребты эрозионно-тектонического происхождения.

На северном склоне Большого Кавказа широким распространением пользуются ледники. Из них наиболее крупными являются Аманауз (рис. 2) площадью в 9 кв. км, Алибек—6 кв. км, Уллуозен—7,5 кв. км. С ними почти всегда связаны ледниковые озера.



Рис. 1

Снег в высокогорной части Большого Кавказа сохраняется круглый год. Колоссальное по размерам поле вечного снега—свыше 140 кв. км—занимает область Эльбруса (рис. 3).

Однако снег сохраняется и гипсометрически ниже в узких ущельях быстро текущих рек, образуя порой снежные мосты.

Долины рек Аманауз, Уллукам, Учкулан располагаются вкрест простиранья древних структур Главного и Передового хребтов Большого Кавказа, но такие их притоки, как Алибек, Домбайулген, Гоначхири, Хуты, Уллухурзук и другие, текут параллельно простиранью этих структур.

Долины в верховьях рек Теберда и Кубань имеют троговую форму, обладая на отдельных участках довольно широким плоским днищем (рис. 4).

Долины этих рек переуглублены по отношению к боковым притокам. Последние образуют ледниковые долины с плоскими днищами, покрытыми моренными и флювиоглациальными отложениями. Русла этих рек часто имеют ступенчатый характер, образуя водопады (рис. 5).

Реки Кубань и Теберда в верховьях глубоко врезаются в древний кристаллический комплекс Большого Кавказа и делают его доступным для изучения.



Рис. 2

Осевую часть Большого Кавказа, в пределах Карачаевского района, в геологическом отношении можно разделить на две зоны—юго-западную и северо-восточную.

Между этими зонами располагается узкая полоса нижнеюрских отложений, с простираньем ЗСЗ, тянущаяся от Клухорского перевала по ущельям рек Домбайулген и Алибек к верховьям реки Аксаут. Ширина этой полосы измеряется обычно сотнями метров, достигая местами до трех километров. Граница ее с древними породами является тектонической.

Юго-западная зона в основном представлена сильно метаморфизированными кристаллическими сланцами, в подчиненном количестве гранито-

идами и жильными образованиями основных пород. Северо-восточная зона складывается гранитоидами с пачками кристаллических сланцев и участками мигматитов.

Для выяснения взаимоотношений названных выше зон, необходимо ознакомиться с расположенными между ними юрскими отложениями.

В районе ледника Алибек ширина полосы юрских отложений достигает трехсот метров, в восточном направлении она постепенно расширяется и в районе Чучхурского водопада, в ущелье р. Домбайулген, равна приблизительно трем километрам.

В верховьях р. Алибек в моноклиinally падающих на север юрских отложениях замечается небольшая антиклинальная складка. Восточнее, на левом склоне ущелья р. Аманауз, в этих отложениях имеется синклинальный перегиб, а еще восточнее, в ущелье р. Домбайулген, у самого Чучхурского водопада в юрских осадках наблюдается хорошо выраженная асимметричная антиклинальная складка.

Юрские отложения в основном представлены сланцами типа аспидных, а также сланцеватыми песчаниками, песчаниками и микроконгломератами. Существенной составной частью являются порфириды зеленого цвета и их туфы.

В районе Чучхурского водопада, где ущелье примерно совпадает с осью антиклинали, на северном склоне обнажаются мощные юрские отложения.

Высота этого склона составляет примерно 500 м. Здесь непосредственно в русле реки обнажаются глинистые сланцы черного цвета с падением на СЗ $340-350^\circ$ под углом $25-30^\circ$.

До средней части склона характер осадков не меняется, возрастает лишь угол падения; затем появляются пластовые жилы порфиритов небольшой мощности. Выше следуют опять глинистые сланцы, в которых постепенно появляются сланцеватые песчаники и песчаники; слои песчаников встречаются все чаще и чаще, при этом в глинистых сланцах появляются отпечатки растений и мелкие гальки.

Азимут падения сланцев СЗ $340-350^\circ$; за сланцами следует тонкий слой микроконгломерата, угол падения возрастает до 80° , затем начинаются толстослоистые кварцевые песчаники, за которыми следуют слои конгломератов, мощность которых измеряется в метрах; здесь же часто замечаются тектонические нарушения с хорошо выраженными зеркалами скольжения; плоскости этих скольжений часто совпадают с плоскостями сланцеватости.

Песчаники становятся более крупнозернистыми и слои конгломератов появляются все чаще. В конгломератах окатанный материал в основном представлен кварцем, а также юрскими глинистыми сланцами и древними кристаллическими сланцами. Местами конгломераты имеют брекчиевидный характер и состоят из большого количества обломков кристаллических сланцев, размером в несколько дециметров, и хорошо окатанного кварцевого материала, размером в несколько сантиметров.

В конгломератах встречаются также гальки юрских порфиритов, пластовые жилы которых встречаются в средних частях юрских отложе-

ний, и мощные туфобрекчии. Последние в отдельных местах слагают верхние части этой свиты.

Юрские отложения падают на север, уходя под древние кристаллические сланцы. Эти древние сланцы образуют возвышенные формы рельефа, в то время как юрские осадки занимают пониженные места.

В непосредственном контакте юрских отложений с древними сланцами образована тектоническая брекчия и контактовая зона представлена сильно смятыми породами.



Рис. 3

Тектонический характер северного контакта юрских пород с древними кристаллическими сланцами не вызывает сомнений. Здесь юрские осадки погружаются под древние сланцы и в контакте между ними образована тектоническая брекчия.

Ось антиклинали проходит здесь около водопада. Южное крыло антиклинали падает на юг под большим углом и в этом направлении юрские отложения также уходят под древние кристаллические породы. Мощность осадков южного крыла складки не превышает 200 м.

Непосредственный контакт южной части юрских отложений с древними породами у Чучхурского водопада, ввиду плохой обнаженности, наблюдается плохо, но несмотря на это и здесь его тектонический характер не вызывает сомнений (рис. 6).

В изученном районе узкая полоса юрских отложений тянется приблизительно на 30 км и переходит в бассейн р. Зеленчук, соединяясь с юрскими отложениями Северного Кавказа, а на востоке, в районе Клухорского перевала, она переходит на южный склон Большого Кавказа.

Эти юрские осадки больше похожи на геосинклинальные юрские отложения южного склона Большого Кавказа, чем на отложения юры Северного Кавказа.

Как уже отмечалось, две параллельные тектонические линии, между которыми располагаются юрские осадки, разделяют район на северо-восточную и юго-западную зоны. Первая—северо-восточная, представлена в основном гранитоидами, а вторая в основном кристаллическими сланцами.

Если допустить, что граниты представляют более глубокую зону, нежели кристаллические сланцы, тогда надо считать, что северо-восточная зона приподнята больше, нежели юго-западная. Однако такое допущение является сомнительным, так как мы не знаем форму гранитоидного тела, вообще говоря неправильную. Не знаем мы также имеются ли всюду гранитоиды под метаморфическими породами.



Рис. 4

Для выяснения тектонических взаимоотношений этих двух зон надо иметь в виду, что весь древний кристаллический комплекс Большого Кавказа надвинут с севера на юг на геосинклинальные отложения южного склона Большого Кавказа. Таким образом, намечается господствующее направление движений с севера на юг, посредством которого мощный кристаллический комплекс распался на отдельные блоки. Такими отдельными блоками являются северо-восточная и юго-западная зоны района. Между ними в виде тектонической линзы располагается тонкий клин, который по величине является блоком второго порядка.

При общем движении с севера на юг этот клин отстал от соседних крупных блоков, приведя к образованию прогиба типа грабена, в котором до сих пор сохранились юрские отложения.

В юго-западной зоне района часто встречаются жильные породы которые можно разделить на две группы: меланократовые жильные породы, связанные с деятельностью основной магмы, и лейкократовые,



Рис. 5

жильные породы, связанные с гранитоидами. В первой группе объединяются порфириды, диабазы и габбро-диабазы, а во второй—кварц-мусковитовые и кварцевые жилы. Мощность этих жил измеряется от нес-

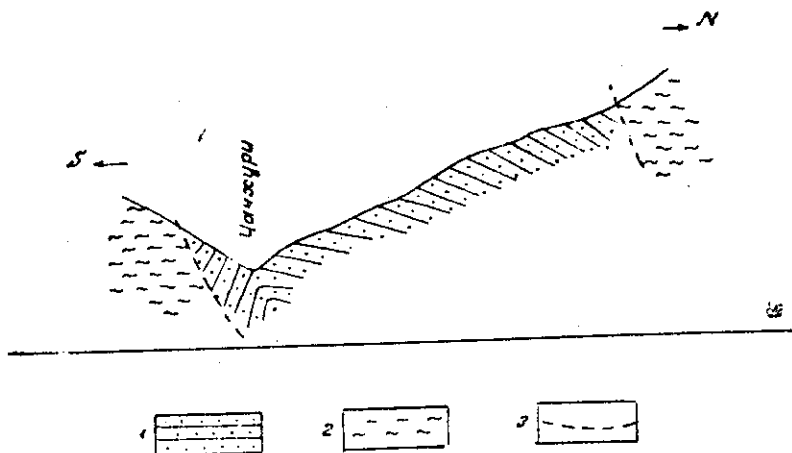


Рис. 6. 1. Юрские отложения, 2. древние кристаллические породы
3. линия разрыва.

11. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. IV

кольких сантиметров до десятков метров, иногда больше, но чаще всего встречаются жилы мощностью в 2—3 метра.

Азимуты простирания этих жил разные. Чаще всего они имеют СЗ—ЮВ простирание, при этом часто приближаются к широтному.

Петрографическая характеристика жильных пород дается отдельно. Здесь заметим только, что количество этих жил в отдельных участках увеличивается. Они секут кристаллические сланцы, то вдоль сланцеватости, то поперек ее.

Крупные гранитные интрузивные тела в юго-западном участке изученного района не встречаются, зато количество кислых жил очень большое. Например, вершина Белалакая представлена чередованием гранитоидных жил и кристаллических сланцев.

В северо-восточном же участке, в ущелье р. Кубань, жильные породы представлены исключительно пегматитами. Жилы основных пород в гранитоидах ущелья р. Кубань почти не встречаются. Это очень интересный в геологическом отношении факт указывает на то, что после образования древних гранитоидов геологическое развитие этих двух зон шло по разному пути.

Мы воздерживаемся от высказывания определенного мнения по поводу причины такого явления, но укажем, что разные пути геологического развития этих двух зон определялись их взаимоотношениями с геосинклинальными участками более молодого возраста.

В верховьях рек Б. и М. Зеленчук Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [4] наблюдали изменение амфиболитов по мере пропитывания их гранитным материалом. По данным этих авторов, амфиболиты постепенно переходят в слюдяные сланцы, которые через мисматиты также постепенно переходят в гнейсовидные граниты. При этом темноцветный материал—амфибол переходит в биотит, а затем в мусковит. Наряду с этим биотит может перейти в хлорит.

Основной плагиоклаз постепенно также преобразуется, становясь более кислым. Аналогичные соотношения наблюдаются в Дзирульском, Храбском и Локском массивах [3]. Акцессорные минералы гранитоидов образуются в связи с процессом гранитизации [2].

Описанная картина наблюдается и в изученном нами районе. Непосредственный контакт между крупными телами гранитоидов и амфиболитов не наблюдается, между ними располагаются слюдяные сланцы. В верховьях р. Аманауз крупные тела гранитов не встречаются. Здесь имеются секущие амфиболиты жилы гранитов, где непосредственно в контакте с жилой гранита амфиболиты преобразуются в биотитовые сланцы.

Характер контакта между гранитами и кристаллическими сланцами двойкий: граниты либо постепенно переходят в кристаллические сланцы, либо контакт между ними резкий.

Постепенный переход гранитов в кристаллические сланцы является обычным и наблюдается очень часто. В кристаллических сланцах постепенно возрастает количество и мощность лейкократовых полос, порода по

составу приближается к гранитам, но сохраняет гнейсовидную структуру—реликт сланцеватости.

Очень характерно, что при становлении гранитоидного тела нарушения геологической структуры не происходит и даже мелкие останцы кристаллических сланцев сохраняют те же направления плоскостей сланцеватости, которые они имели до формирования гранитов.

Разрез на вершине Семеновбаш с юга на север хорошо иллюстрирует сказанное.

В районе ледника Алибек, на левом склоне ущелья, обнажаются юрские отложения, на которые с севера надвинуты древние кристаллические породы, представленные амфиболовыми и биотитовыми сланцами, а также рассланцованными габброидными породами. Эти породы послонно пропитаны гранитным материалом. Азимут падения плоскостей сланцеватости пород ЮЗ 200° ; угол падения сильно колеблется, но остается большим.

Севернее, за кристаллическими сланцами, следуют серые граниты. Переход между гранитами и сланцами совершенно постепенный. В сланцах увеличивается количество привнесенного материала и через мигматиты они переходят в гнейсовидные гранитоиды. При этом элементы залегания плоскостей сланцеватости не меняются (эти плоскости падают от гранитного тела на юг).

Да самой вершины Семеновбаш обнажаются граниты, которые часто содержат останцы кристаллических сланцев. Простираение сланцеватости остается таким же.

На самой же вершине Семеновбаш обнажаются слюдяные сланцы и мигматиты, плоскости сланцеватости которых также падают на юг (рис. 7).

Северный склон вершины представлен гранитами, несколько ниже, в районе ледника и ледникового озера, в гранитах наблюдаются участки мигматитов и кристаллических сланцев, которые проявляют такую же сланцеватость (плоскости сланцеватости падают на юг), как на южном склоне, так и на вершине Семеновбаш.

На рис. 7 можно видеть, что с образованием гранитного тела не нарушается залегание вмещающих пород.

Как уже было отмечено, картина постепенного перехода кристаллических сланцев в гранитоиды наблюдается очень часто.

Гнейсовидность гранитоидов вполне совпадает со сланцеватостью вмещающих пород. Такую же сланцеватость имеют встречающиеся в гранитах останцы сланцев.

Наблюдается и другой вид контакта—резкий контакт между гранитоидами и вмещающими породами, в основном между жильными телами гранитоидов и метаморфическими телами.

В верховьях р. Кубань наблюдается аналогичный контакт между биотитовыми сланцами и гранитами.

Хотя резкий контакт между крупными телами гранитоидов и вмещающими породами не является характерным, но все же существование таких

контактов является очень важным фактом который должен быть учтен и при решении вопроса о взаимоотношении гранитоидов и кристаллических сланцев.

Севернее линии Маднисхеви и курорта Теберда древние кристаллические сланцы и гранитоиды с юга надвинуты на палеозойские метаморфизованные породы; контактовая зона между древними гранитоидами и палеозойскими сланцами в районе села Маднисхеви представлена сильно смятыми породами. Граниты здесь катаклазированы, множество мелких трещин в них заполнено хлоритом, который в этих породах почти нацело замещает биотит.

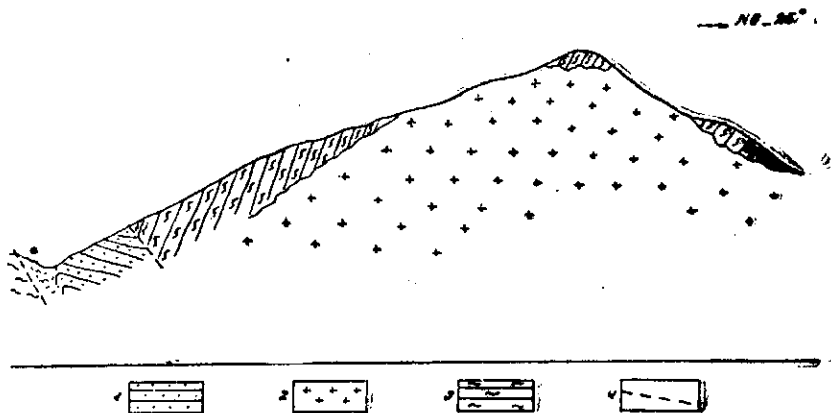


Рис. 7. 1. Юрские отложения, 2. гранитоиды, 3. кристаллические сланцы, 4. линия разрыва.

Контактовая зона палеозойских пород представлена хлоритовыми, известково-песчанистыми и эпидотовыми сланцами, сланцеватыми песчаниками, часто рассланцованными известняками. Кроме того, в контакте с гранитоидами встречаются персские конгломераты и песчаники, которые трансгрессивно перекрывают нижне- и среднепалеозойские свиты Северного Кавказа.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Петрографическая характеристика пород верховьев р. Кубань

Верховья Кубани (бассейны рек Уллукам, Уллухурзук, Учкулан) представляют собой высокогорный район, сложенный в основном гранитоидами, содержащими мелкие пачки кристаллических сланцев.

Среди кристаллических сланцев чаще встречаются биотитовые и силлиманитовые сланцы, переходящие через сильно инфицированные сланцы — мигматиты в граниты. Наблюдается совершенно постепенный переход от кристаллических сланцев в гранитоиды.

Среди кристаллических сланцев мы выделяем амфиболиты, биотитовые сланцы, двуслюдяные сланцы и силлиманитовые сланцы. В резуль-

тате дальнейшего процесса гранитизации образуются мигматиты, а затем различные гранитоиды—от бедных калишпатом до богатых им. На завершающем этапе привноса гранитного материала образуются лейкократовые граниты и пегматиты.

Кое-где в кристаллических сланцах встречаются основные и ультраосновные породы, по возрасту, по-видимому, более древние чем граниты и моложе кристаллических сланцев.

Кристаллические сланцы

Амфиболиты. Эти породы, по сравнению с породами верховьев р. Аманауз, в рассматриваемом районе встречаются очень редко. Они залегают непосредственно в кристаллических сланцах. Амфиболиты темного цвета и сланцеватые, всегда более или менее инъецированные лейкократовым материалом. Структура этих пород нематобластовая или нематогранобластовая, состоят они, главным образом, из обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза. По мере увеличения количества инъецированного материала в породе появляются кварц и кислый плагиоклаз. Количество биотита также зависит от степени изменения амфибола, вызванного лейкократовыми инъеക്ഷиями.

Из аксессуаров часто присутствует сфен. Встречается также рудный минерал, а иногда и апатит.

Роговая обманка зеленого цвета с характерным плеохроизмом. Мелкие ее кристаллы имеют удлиненные формы. Иногда наблюдается замещение амфибола биотитом, но обычно он свежий, вследствие чего и порода приобретает свежий облик.

В амфиболитах содержатся плагиоклазы двух генераций—плагиоклаз материнской породы и привнесенный. Последний отличается свежестью. Обычными продуктами изменения плагиоклазов являются серицит и пелитовое вещество, но наблюдается также замещение плагиоклаза минералами эпидотовой группы.

Кварц в амфиболитах целиком является привнесенным и обычно присутствует в малом количестве.

В амфиболитах из контактовой зоны с жилами гранитоида обычно присутствует биотит, образованный, по-видимому, за счет роговой обманки.

Сфен, обычный аксессуарный минерал амфиболитов ущелья р. Аманауз, в амфиболитах рассматриваемого района присутствует в малом количестве.

Биотитовые сланцы. Среди кристаллических сланцев биотитовые сланцы пользуются большим распространением. Биотит присутствует почти во всех сланцах.

Биотитовые сланцы имеют хорошо выраженную сланцеватую текстуру и темнокоричневый цвет, инъецированы по сланцеватости привнесенным материалом, вследствие чего наблюдается чередование лейкократовых и меланократовых полос.

Структура этих сланцев обычно лепидогранобластовая. Состоят они из биотита, кварца и плагиоклаза. Иногда присутствуют хлорит и мусковит, образованные за счет биотита.

Апатит и циркон являются обычными акцессорными минералами. Часто встречается также рудный минерал, редко гранат.

Биотит, присутствующий в большом количестве, образует отдельные полосы. Акцессорные минералы обычно заключены в чешуйках биотита, вокруг включений циркона всегда наблюдаются сильно выраженные плеохроичные дворники. Биотит достаточно свежий и лишь в отдельных случаях хлоритизируется или обесцвечивается.

Кварц в биотитовых сланцах присутствует в большом количестве. Он инъецирует породу послойно, образуя при этом более или менее изометричные зерна. Иногда наблюдаются кристаллы совершенно неправильной формы и скопления зазубренных зерен, характеризующиеся ясно выраженным волнистым погасанием.

Плагиоклаз то изменен—серицитизирован, то совершенно свежий. Кристаллы его обычно мелкие, ксеноморфные, иногда богатые включениями кварца и биотита.

В биотитовых сланцах в малом количестве присутствует мусковит, но в отдельных случаях количество мусковита возрастает и возникают двуслюдяные сланцы. В контактовых зонах с гранитоидами в биотитовых сланцах появляется силлиманит, при увеличении количества которого образуются силлиманитовые сланцы.

Двуслюдяные сланцы. Двуслюдяные сланцы отличаются от биотитовых сланцев лишь присутствием мусковита. При этом инъецированного материала в этих сланцах больше, чем в собственно биотитовых сланцах.

Двуслюдяные сланцы характеризуются хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Структура этих сланцев гранолепидобластовая, полосчатая. Состоят они из биотита, мусковита, кварца и плагиоклаза. Из акцессоров присутствуют апатит, циркон и рудный минерал.

Обычно биотит преобладает над мусковитом, который, видимо, целиком образован за счет биотита. Но встречаются сланцы, где мусковит преобладает над биотитом. Большинство акцессорных минералов приурочено к чешуйкам биотита.

Характер минералов такой же, как и в биотитовых сланцах.

Силлиманитовые сланцы. Силлиманитовые сланцы занимают особое место среди кристаллических сланцев верховьев р. Кубани. Они встречаются довольно часто среди сланцев и мигматитов, и при этом всегда в непосредственном контакте или в контактовых зонах с гранитоидами.

Наблюдаются переходы других сланцев в силлиманитовые, вблизи контакта с гранитоидами. В биотитовых или двуслюдяных сланцах появляются игольчатые кристаллы силлиманита, которые, увеличиваясь в своем количестве, образуют силлиманитовые сланцы или мигматиты.

Силлиманитовые сланцы коричневого или серовато-коричневого цвета. Они более светлые, чем биотитовые сланцы и богаче инъецированным

гранитным материалом, что приближает их к мигматитам. Текстура силлиманитовых сланцев сланцеватая, хорошо выражено чередование лейкократовых и меланократовых полос. Лейкократовые полосы образованы в основном кварцем и плагиоклазом, а меланократовые—биотитом и мусковитом, к которым приурочен силлиманит.

Структура этих пород гетеробластовая. Состоят из кварца, плагиоклаза, биотита, мусковита и силлиманита, а также кристаллов микроклина и чешуек хлорита, иногда перепополненных сагенимом. Из аксессуаров

наблюдаются циркон, апатит, рудный минерал и гранат.

Кварц присутствует в большом количестве. Он вместе с полевым шпагом образует полосы. В отдельных случаях включает игольчатые кристаллы силлиманита (рис. 8).

Микроклин в силлиманитовых сланцах присутствует не всегда, и в подчиненном количестве. Образует решетчатые ксеноморфные кристаллы. Всегда свежий или очень слабо пелитизированный.

Силлиманит образует удлиненные призматические и иголь-



Рис. 8

чатые кристаллы, включенные в других минералах, чаще же сноповидные агрегаты, обычно приуроченные к слюде. Местами агрегаты тончайших игольчатых кристаллов силлиманита в результате дисперсионного эффекта приобретают коричневую окраску.

В силлиманитовых сланцах часто присутствуют мелкие изометричные зерна граната.

Мигматиты. Как уже отмечалось, привнесенный гранитный материал играет в амфиболитах весьма подчиненную роль, постепенно возрастающую в биотитовых, двуслюдяных и силлиманитовых сланцах. В последних присутствуют все составные минералы гранита—кварц, микроклин и плагиоклаз. Следующим этапом по пути гранитизации вмещающих пород мы считаем мигматиты—породы, переходящие в гнейсовидные гранитоиды.

Мигматиты пользуются большим распространением. Встречаются они в виде мелких участков среди гранитоидов. Переход от кристаллических сланцев в мигматиты и далее в гнейсовидные гранитоиды и гранитоиды постепенный, хотя наблюдаются случаи резкого контакта между гранитоидами и кристаллическими сланцами. На рис. 9 изображен сильно инъецированный кристаллический сланец—мигматит из ущ. р. Кубань.

Мигматиты—последовательно сильно инъецированные сланцы—состоят из чередующихся лейкократовых и меланократовых тонких слоев.

Толщина этих слоев измеряется в миллиметрах, но нередко она достигает одного и более сантиметра. Лейкократовые полосы имеют гранитоидный состав, а меланократовые состоят из слюды.

Цвет мигматитов зависит от количества привнесенного материала—чем больше его, тем светлее порода.

Текстура мигматитов сланцеватая или полосчатая. Структура лейкократовых полос гранобластовая, часто неравномернозернистая, а меланократовых полос—лепидогранобластовая с параллельным или субпараллельным расположением чешуек слюды и хлорита.



Рис. 9

Мигматиты состоят из кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита, мусковита и хлорита. Из аксессуарных минералов в породе содержатся циркон, апатит, гранат, силлиманит и рудный минерал.

Из привнесенных минералов кварц преобладает над полевым шпатом. Он образует ксеноморфные кристаллы с волнистым погасанием или агрегаты зазубренных зерен. Часто в нем наблюдаются мелкие включения пузырьков. Мелкие пойкилитовые включения его иногда встречаются в полево-

шпате (рис. 13) и слюде. Нередко кварц образует кристаллы, имеющие совершенно неправильные контуры.

Плагиоклаз мигматитов сравнительно слабо изменен—пелитизирован и серицитизирован; он чаще приурочен к скоплениям привнесенного материала.

Плагиоклаз ксеноморфен, преобладает над микроклином, который иногда и вовсе отсутствует. Микроклин решетчатый, он также ксеноморфен и почти всегда свежий или слегка пелитизированный.

Чешуйки биотита и мусковита содержатся в большом количестве. Обычно биотит преобладает над мусковитом. В чешуйках биотита часто

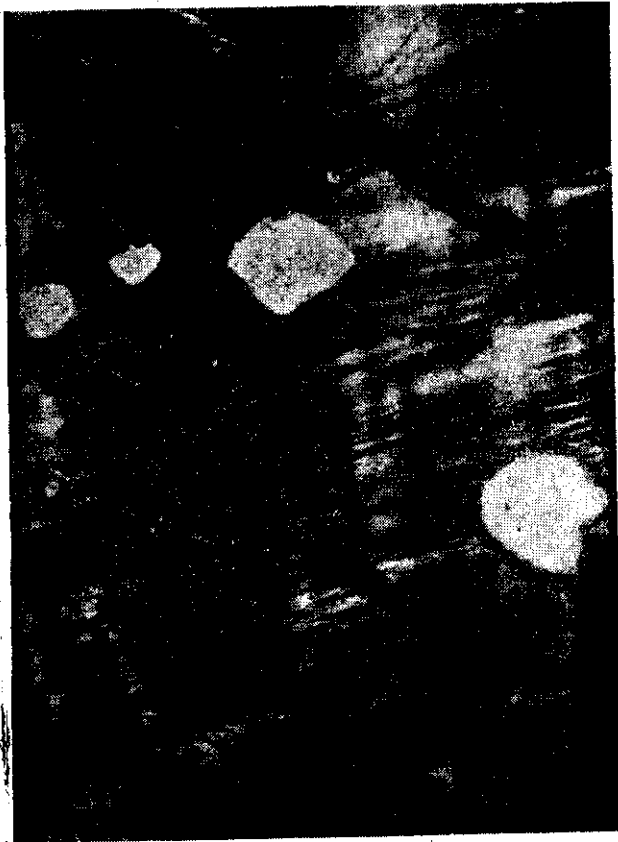


Рис. 10

встречаются включения аксессуаров—циркона и апатита. Плеохроичные дворники вокруг включений циркона выражены сильно. Постепенно обесцвечиваясь биотит переходит в мусковит. Иногда наблюдаются промежуточные продукты перехода биотита в мусковит, имеющие бледную коричневатую-желтую окраску и слабый плеохроизм. При переходе биотита в мусковит он освобождается от циркона. Включения циркона в мусковите наблюдаются очень редко; они сохраняют вокруг себя плеохроичные дворники.

Реже наблюдается замещение биотита зеленым хлоритом.

Из аксессуаров почти во всех образцах можно констатировать присутствие циркона (рис. 11, скопление зерен циркона), апатита и мелких зерен рудного минерала, являющегося продуктом изменения биотита.

Еще реже встречаются изометрические зерна граната и игольчатые кристаллы силлиманита.



Рис. 11

Г р а н и т о и д ы

Кварцевые диориты. Эти породы встречаются в участках развития мигматитов и очень часто в непосредственной близости с ними. Появление микроклина и переход кварцевых диоритов в граниты происходит постепенно, но довольно быстро.

Текстура кварцевых диоритов гнейсовидная. Чаще всего эти породы среднезернистые, с гранитовой или даже аллотриоморфно-зернистой структурой. Иногда наблюдается катаклазовая структура.

Состоят они из кварца, плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита, иногда незначительного количества микроклина. Редко встречаются вторичные минералы—эпидот-цоизит и карбонат. Из аксессуаров присутствуют циркон, апатит, рудный минерал, сфен, реже силлиманит и еще реже гранат.

Кварц характеризуется хорошо выраженным волнистым погасанием. В катаклазированных породах он сильно раздроблен и перекристаллизован. В некоторых образцах наблюдается закономерное срастание кварца с мусковитом. Часто кварц пойкилитически включен в плагиоклаз. Последний всегда довольно сильно изменен, хотя встречаются и совершенно свежие кристаллы. Плагиоклаз катаклазированных зерен раздроблен.

Биотит содержится почти всегда, иногда в качестве единственной слюды (биотитовые кварцевые диориты); порой же биотит нацело замещается мусковитом (рис. 12).

Чешуйки мусковита обычно располагаются субпараллельно, что обуславливает гнейсовидность породы.

Акцессорные минералы—апатит и циркон с плеохроичными двориками—обычно приурочены к чешуйкам биотита.

Биотит замещается мусковитом или хлоритом, или же обоими минералами одновременно.

Мусковит присутствует почти всегда, но порой в очень незначительном количестве; иногда он является единственной слюдой породы (мусковитовые кварцевые диориты). Мусковит этих пород является продуктом изменения биотита. Часто встречаются чешуйки мусковита, содержащие реликты биотита.



Рис. 12

Характерны часто наблюдающиеся включения циркона именно в биотитах, а не в мусковитах, где они встречаются очень редко. К мусковиту приурочены мелкие зерна рудного минерала.

Мелкие чешуйки мусковита иногда образуют скопления.

Хлорит обычно является продуктом изменения биотита; имеет зеленый цвет и заметно плеохроирует. Временами хлорит образует прожилки или окаймляет плагиоклаз; в прожилках вместе с хлоритом присутствует также и мусковит.

Микролин, содержащийся в породе в незначительном количестве, образует мелкие, обычно свежие решетчатые кристаллы.

Циркон, апатит и рудный минерал присутствуют почти всегда. Сфен встречается реже, и в сравнительно богатых биотитом разновидностях. Силлиманит, также наблюдающийся редко, образует игольчатые кристаллы или споровидные агрегаты; встречается вблизи силлиманитовых сланцев или мигматитов. В некоторых образцах встречаются мелкие кристаллы граната.

Гранодиориты и граниты. Верховья р. Кубань в основном сложены гранитоидами (гранодиоритами и гранитами). Они известны под названием „центральных“ или „серых“ гранитов.

В гранитоидах района доминирует серый цвет, меняющийся от темно-серого до совершенно белого. Если различие в цветах между серыми и красными гранитоидами определяется цветом полевых шпатов (белые в одном случае и красные в другом), то присутствие темноцветного компонента (в основном биотита) определяет тона этих цветов.



Рис. 13

Во многих обнажениях можно наблюдать изменение цвета этих пород от более темного до светлого, в связи с увеличением количества полевых шпатов и кварца в этих породах. Как в больших обнажениях, так и на образцах можно наблюдать как меняются цвета и при этом хорошо виден привнос лейкократового материала, который часто пропитывает породу, внедряясь в виде прожилков разной мощности. Особенно надо подчеркнуть тот факт, что секущие жилы (или мелкие прожилки) всегда являются более лейкократовыми, чем вмещающие их гранодиориты, и чем светлее гранитоиды, тем более светлыми гранитными жилами секутся они. На рис. 13 изображена лейкократовая жила, состоящая из микроклина, кварца и мусковита, секущая серые граниты ущ. р. Кубань.

Гранитоиды розового или мясокрасного цвета развиты в отдельных, сравнительно небольших участках района. Они встречены нами в притоках р. Уллукам, в верховьях р. Гараликул, Учкулан и в левых притоках р. Уллухурзук.

На участках развития розовых гранитоидов можно наблюдать как серые гранитоиды постепенно переходят в розовые, при этом наряду с белыми лейкократовыми прожилками появляются прожилки розового или мясокрасного цвета, определяющие цвет гранитоидов.

Появление материала розового цвета в гранитоидах произошло видимо в конце их становления, так как мы часто наблюдали пересечение жилками розового цвета серых гранодиоритов.

В некоторых участках (около селения Маднисхеви, в ущелье р. Учкулан и в других местах) гранитоиды в результате выветривания на поверхности принимают красноватый цвет, отличающийся от цвета розовых или мясокрасных гранитоидов.

Гранитоиды района (как серые, так и розовые) по структурным особенностям можно разделить на равномернозернистые и порфириовидные. Оба типа пользуются большим распространением и переходят друг в друга. Порфириовидная структура этих пород обусловлена присутствием крупных кристаллов полевого шпата (в основном микроклина). Диаметр этих кристаллов измеряется в сантиметрах. Порфириовидные выделения в породе располагаются параллельно.

В верховьях р. Кубань большим распространением пользуются крупно- и среднезернистые гранитоиды, мелкозернистые разновидности встречаются реже.

Сравнительно мелкозернистыми являются гранитоиды типа Уллукам, которые некоторые исследователи, без наличия достаточных для этого оснований, считают относительно молодыми образованиями среди древних гранитоидов.

Текстура их гнейсовидная или массивная. Гнейсовидная текстура является для них очень характерной и обусловлена параллельным или почти параллельным расположением чешуек слюды. Во всех гранитоидах верховьев р. Кубань почти всегда наблюдается более или менее отчетливо выраженная гнейсовидная текстура. Даже в гранитах типа Уллукам, которые описываются как типично массивные, встречаются реликты гнейсовидной текстуры.

Наблюдения показывают, что гнейсовидность гранитоидов совпадает со сланцеватостью кристаллических сланцев, встречающихся в виде маленьких пачек и останцев в гранитоидах.

Характерным для этих пород р. Кубань является присутствие в них большого количества пегматитовых жил; изредка наблюдаются жилы аплита и почти совершенно отсутствуют жильные диабазо—порфиритовые породы, развитые в верховьях р. Аманауз.

Микроклин в гранитоидах района является существенным составным минералом, и так как он в этих породах обычно преобладает над плагиоклазом, то эти породы должны быть отнесены к гранитам. Имеются также

гранодиориты и банатиты, которые в рассматриваемом районе играют подчиненную роль.

Цвет гранитов обычно серый, но встречаются и розовые разновидности.

Гнейсовая текстура является характерной, но в значительном количестве встречаются и такие разновидности, в которых гнейсовая текстура отсутствует, хотя часто заметны ее реликты.

Широко распространены равномернозернистые, а также порфирировидные граниты.

Структура гипидиоморфнозернистая, порфирировидная, иногда также аллотриоморфнозернистая.

В состав породы входят: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит и мусковит, иногда хлорит. Из вторичных минералов изредка встречаются эпидотовые минералы и карбонат. Обычными аксессуарами являются циркон, апатит и рудный минерал, реже встречаются гранат и сфен.

В гранитах, наряду с ксеноморфным кварцем, иногда наблюдаются агрегаты мелких его зерен, а также зазубренные кристаллы, имеющие волнистое погасание. Он часто трещиноват, нередко в нем наблюдаются включения мелких кристаллов полевых шпатов. В одном случае в кварце наблюдались включения игольчатых кристаллов рутила. Имеются и мирмецитовые сростки кварца с плагиоклазом.

В порфирировидных гранитах порфирировые выделения представлены свежим микроклином, величиной до одного сантиметра. Обычно микроклин имеет пертитовое строение, причем альбитовая составляющая разрушена больше микроклина. В микроклине часты пойкилитовые включения кварца, мусковита и слюды. В одном случае в микроклине было встречено несколько разобщенных, но оптически одинаково ориентированных зерен плагиоклаза, несомненно являющихся останцами одного кристалла плагиоклаза, замещенного микроклином. На интенсивность процесса микроклинизации указывают также включения мирмеquita в микроклинах.

Плагиоклаз изменен сильнее микроклина, при чем часто изменены отдельные участки кристаллов, а другие же остаются достаточно свежими. Продуктами изменения являются обычно серицит и целитовое вещество.

Закономерные срастания кварца и микроклина обычно не встречаются, но зато часто наблюдаются мирмецитовые срастания кварца и плагиоклаза.

Биотит является обычной составной частью гранитов; он образует чешуйки разной величины, которые вместе с мусковитом часто располагаются линейно, в результате чего порода приобретает гнейсовидный облик.

Аксессуарные минералы приурочены к чешуйкам биотита. Включения циркона в биотитах окаймлены плеохроичными двориками.

Наблюдается, что при обесцвечивании биотита происходит его освобождение от включений циркона.

Хлорит также является продуктом изменения биотита. Процесс хлоритизации в некоторых участках гранитного тела выражен достаточно сильно. В отдельных случаях чешуйки хлорита переполнены включениями игольчатых кристаллов рутила (сагенита).

Изредка в гранитах встречаются вторичные минералы эпидотовой группы и карбонат.

Из аксессуаров почти всегда присутствуют апатит, циркон и рудный минерал, редко гранат и сфен.

Также редко встречаются игольчатые кристаллы рутила, приуроченного к кварцу или хлориту.



Рис. 14.

Граниты ущелья р. Уллукам. Среди древних гранитов Северного Кавказа выделяют граниты типа Уллукам. Это серые, мелко- или среднезернистые граниты, отличающиеся от других гранитов отсутствием гнейсовидной текстуры. (Рис. 14 изображает обнажение гранитов левого притока р. Уллукам у сел. Зедваке). В них изредка наблюдаются останцы кристаллических сланцев. Как мы уже отмечали, по мнению некоторых исследователей, граниты типа Уллукам более молодые образования, нежели другие древние граниты Северного Кавказа.

Граниты ущелья р. Уллукам обнажаются среди древних гнейсовидных гранитов и с ними резкого контакта не имеют; наоборот, наблюда-

ется постепенный переход их друг в друга. Эти граниты проявляют хорошо выраженную параллелепipedальную отдельность (рис. 15), совпадающую с плоскостями сланцеватости гнейсов района. Плоскости отдельности гранитов имеют следующие азимуты падения: 1) СВ-40°, \angle 30°; 2) ЮВ 125° \angle 60° и 3) ЮЗ 260° \angle 70°.

Эти плоскости образуют крупные блоки в гранитах. В описываемых гранитах породообразующие минералы распределены более или менее равномерно, но замечаются и скопления темноцветных компонентов, обуславливающие образование относительно более темных и светлых участков, что вообще характерно для древних гранитов.

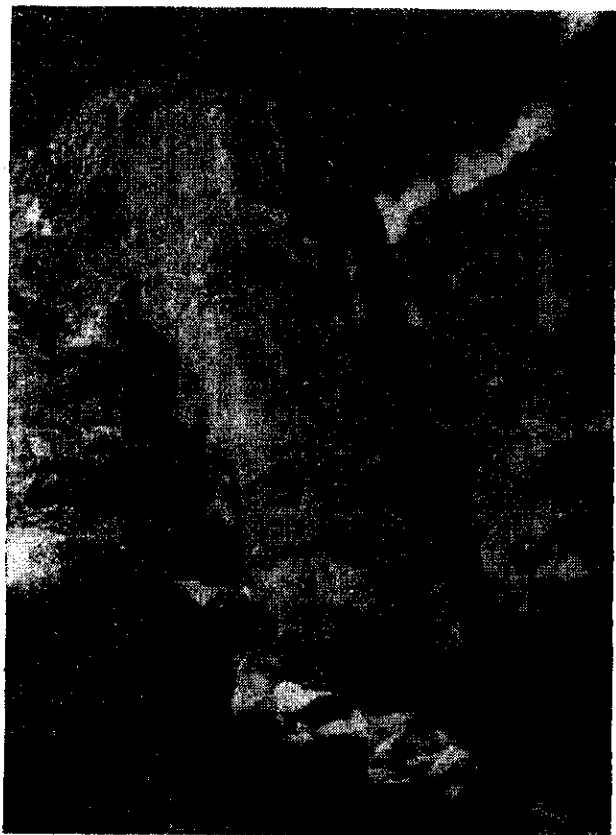


Рис. 15

В этих гранитах иногда наблюдаются порфиновые выделения микроклина, образующего довольно крупные кристаллы на фоне равномерно-зернистой массы. Редки также лейкократовые прожилки.

Таким образом, граниты типа Уллукам, хотя и отличаются от других древних гранитов, но все же обнаруживают в слабой степени все характерные признаки древних гранитоидов Большого Кавказа.

Микроскопическое изучение этих гранитов показывает, что они и по минеральному составу ничем не отличаются от других древних гранитов. Только плагиоклаз, который здесь также изменен, как и в других гранитах, иногда проявляет слабую зональность.

На основании сказанного граниты типа Уллукам мы считаем разновозрастными с так называемыми центральными гранитами.

Пегматиты. В районе часто встречаются жилы пегматитов, как серые, так и розовые. Они в основном залегают в гранитоидах, реже в кристаллических сланцах и образуют мелкие тела совершенно неправильной формы. Структура пегматоидная. Главные минералы, измеряющиеся сантиметрами, представлены кварцем, микроклином, плагиоклазом, мусковитом и реже биотитом. Аксессуары минералы в пегматитах встречаются редко.

Микроклин (решетчатый) в пегматитах преобладает над другими минералами; почти всегда содержит вставки альбита (пертит). Очень часто наблюдаются пойкилитовые включения кварца, плагиоклаза и слюды. Плагиоклаз обычно сильно изменен.

Крупные чешуйки мусковита в породе присутствуют в большом количестве. Биотит и хлорит встречаются редко. На Клухорском перевале были встречены нами пегматиты с турмалином (шерл).

Несколько иной характер имеют пегматиты в кристаллических сланцах. Они сильно загрязнены вмещающими породами и резко отличаются по составу от других пегматитов района. Пегматит, залегающий в амфиболитах, состоит из роговой обманки, плагиоклаза, мусковита и кварца. Из аксессуаров участвуют апатит и рудный минерал.

Роговая обманка образует удлиненные кристаллы в несколько сантиметров длиной. Крупными кристаллами представлен также плагиоклаз, замещенный местами цоизитом. Мусковит в породе присутствует в большом количестве, образуя мелкие чешуйки или их скопления. Кварц встречается в малом количестве в виде мелких ксеноморфных кристаллов.

Аплиты. В данном районе аплиты играют весьма подчиненную роль. Аплитовую жилу мы встретили среди мигматитов в районе западного склона вершины Кебенджирибаш, в гранитах у селения Маднисхеви и в ущелье маленького правого притока р. Уллукам. Они белого цвета, мелкозернистые. Имеют аллотриоморфнозернистую структуру. Состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза, мусковита и, в малом количестве, биотита и хлорита. Из аксессуаров присутствуют гранат, рудный минерал и циркон.

Характерно, что породы, вмещающие аплитовые жилы, как мигматиты, так и граниты, содержат гранат. Мелкие изометрические зерна граната встречаются также в аплитах.

Древние основные и ультраосновные интрузивные породы

В отдельных случаях в кристаллических сланцах встречаются древние основные интрузивные породы.

Амфиболовое габбро. Среди биотитовых кристаллических сланцев, в ущелье левого притока р. Уллукам, около селения Зедваке было встречено амфиболовое габбро. Это очень богатое амфиболом черное габбро, обладающее слабо заметной сланцеватой текстурой. Структура

породы кристаллически-зернистая, со сравнительно идиоморфными зернами амфибола и ксеноморфным плагиоклазом.

Порода состоит из роговой обманки, плагиоклаза и хлорита.

Из аксессуаров чаще других встречаются иногда достаточно крупные и идиоморфные кристаллы сфена и идиоморфные, но сравнительно мелкие кристаллы апатита. Рудный минерал, приуроченный к хлориту, встречается в виде мелких зерен.

Оливиновый пироксенит. У слияния рек Уллукам и Узун-кола была встречена большая глыба оливинового пироксенита.

Порода черного цвета, крупнозернистая; структура — аллотриоморфнозернистая. Состоит из моноклинного и ромбического пироксенов, оливина и примеси рудного минерала и серпентина.

Кристаллы пироксена имеют разную величину, нередко достигая одного сантиметра в длину. Они содержат включения оливина. В количественном отношении моноклинный пироксен несколько преобладает над ромбическим.

Из ромбических пироксенов выделяется гиперстен с розоватой окраской, заметным плеохроизмом и сравнительно высокими цветами интерференции.

Оливин содержится в малом количестве, образует мелкие, частично серпентинизированные зерна.

Петрографическая характеристика пород верховьев р. Аманауз

Кристаллические сланцы

Плагиоклазовые амфиболиты. В эту группу пород объединяются метаморфические, полосчатые, в разной степени, но преимущественно слабо инъецированные плагиоклазово-амфиболовые породы, реликтовый плагиоклаз которых полностью или почти полностью изменен — сосюритизирован и, значительно реже, серицитизирован.

Полосчатость обусловлена чередованием белых — инъецированных и темных — реликтовых полос. Толщина полос сильно варьирует — от очень тонких, плохо различимых глазом, до одного и более сантиметров. Инъекции располагаются или вдоль сланцеватости, или пропитывают породу равномерно. Иногда наблюдаются одновременно оба типа инъекций.

Рассматриваемые породы макроскопически несколько отличаются друг от друга — по цвету, величине зерна, иногда же по текстуре.

Структура их преимущественно гранонематобластовая, иногда переходящая в гетербластовую структуру. Встречаются также и такие амфиболиты, которые имеют нематогранобластовую и порфиробластовую структуры. Текстура главным образом полосчатая. Состав: роговая обманка, моноклинный пироксен, минералы группы эпидота, плагиоклаз, кварц, пренит, хлорит, кальцит, биотит, сфен, рудный минерал, апатит, циркон и гранат. Широко распространенным аксессуарным минералом является сфен, затем рудный минерал. Апатит и циркон, особенно последний, появляются под воздействием инъекций. Гранат, встреченный только в од-

ном случае, повторяет формы сфена, образуя подобно названному минералу скопления и цепочки округлых зерен.

Роговая обманка является главным преобладающим минералом. Цвет зеленый, разных оттенков и интенсивности; наблюдается также и почти бесцветная, главным образом, волокнистая разновидность. Плеохроизм нормальный, в зависимости от густоты окраски интенсивность его меняется. Представлена она чаще компактной, реже волокнистой разновидностью, обычно свежая, местами же, в связи с увеличением количества инъецированного материала происходит ее замещение биотитом, встречающимся в виде примазок и мелких темно-коричневых чешуек с нормальным плеохроизмом—по Ng темно-коричневый, по Np—светло-коричневый.

Для роговых обманок $n_{Ng} = 1,4 - 1,7$, $2V = 80^\circ$.

Плагиоклаз разной величины, обычно сильно изменен, главным образом сосюртитизирован, а в меньшей степени серицитизирован, иногда почти непрозрачен. Серицит появляется в связи с привнесением кварца. Иногда наряду с сосюрритом в виде вторичного минерала, образованного за счет плагиоклаза, встречается минерал эпидотовой группы. Состав сильно сосюртитизированного плагиоклаза определить не удастся, но, исходя из наличия в породе сосюртитизированного плагиоклаза, основной его характер не должен вызывать сомнения.

В связи с деанортитизацией, плагиоклаз теряет сосюррит и становится свежим. Такие плагиоклазы по составу отвечают ряду олигоклаз-андезина. Они приурочены к кварцу. Сильно измененный, сосюртитизированный и непрозрачный плагиоклаз местами образует неиндивидуализированные сплошные массы.

Порой плагиоклаз как бы зажат между параллельно ориентированными призматическими кристаллами роговой обманки. Обычно привнос кремния в плагиоклазовых амфиболитах выражается в образовании жилочек и линз кварца и в частичном омоложении (очищении) породы; иногда же выделения свободного кварца не наблюдается. Переход плагиоклазовых амфиболитов с реликтовым плагиоклазом в сильно инъецированные амфиболиты с вторичным плагиоклазом начинается с появления последнего минерала под воздействием инъекций.

Кварц всегда привнесенный, мозаичного строения, образующий разной толщины полосы, жилки и линзы, расположенные вдоль сланцеватости породы. Иногда в породах с большим количеством инъецированного кварца наблюдаются новообразования плагиоклаза.

В некоторых сильно инъецированных плагиоклазовых амфиболитах кварц довольно крупный с волнистым погасанием. К кварцу приурочен гранат.

Минералы группы эпидота, в том или ином количестве, присутствуют в виде полных псевдоморфоз как по плагиоклазу, так и по темноцветному минералу. Порой они образуют самостоятельные полосы и жилы. Количество их значительно уменьшается в связи с увеличением количества привнесенного материала. Цвет их оливково-зеленый, разных оттенков; но часто они бесцветные. Цвета интерференции высокие—аномальные в слу-

чае эпидота и клиноцоизита и низкие—аномальные в случае цоизита. Для эпидота $2V=74^\circ$.

Хлорит встречен только в нескольких образцах, и то в небольшом количестве. В одном из них он ассоциирует с мелким мозаичным кварцем, имеет зеленый цвет и нормальный плеохроизм.

Пренит встречен в одном случае в виде скоплений, выполняющих пустоты.

Инъецированные амфиболиты. Представлены они сланцеватыми, реже массивными, в разной степени инъецированными темно-серыми и темно-зеленовато-серыми мелкозернистыми породами, роговая обманка которых довольно часто вытянута и ориентирована в одной плоскости, обуславливая сланцеватость породы.

Привнесенным является, главным образом, кварц в виде скоплений и жилочек, которому сопутствует плагиоклаз. Во всех случаях инъецированный материал значительно уступает роговой обманке. Последняя является главным и преобладающим минералом.

Данная группа пород отличается от предыдущей группы пород более мелкозернистым строением и отсутствием нацело измененного реликтового плагиоклаза.

Структура пород в подавляющем большинстве случаев нематобластовая, обусловленная параллельным расположением призматических кристаллов роговой обманки, реже нематогранобластовая. Последняя наблюдается в том случае, когда к параллельно ориентированной удлинненно-призматической роговой обманке примешиваются изометрические зерна кварца. Текстура инъецированных амфиболитов преимущественно сланцеватая.

Состав: роговая обманка, кварц, плагиоклаз, биотит, кальцит, минералы группы эпидота, мусковит, хлорит, пироксен, замещенный эпидотовым минералом и роговой обманкой, и пренит.

Из аксессуаров присутствуют сфен, рудный минерал и апатит.

Роговая обманка является сильно преобладающим и единственным реликтовым пороодообразующим минералом. Представлена она преимущественно призматическими кристаллами разной величины; плеохроизм нормальный, разной интенсивности, в зависимости от густоты окраски, по Ng темно-зеленый, по Np светло-зеленый. Угол погасания $eNg=14, 15, 16, 18^\circ$; $2V=84^\circ$ (по двум выходам), $2V=-66^\circ$.

Роговая обманка обычно свежая, но в некоторых образцах частично замещена биотитом и минералами группы эпидота. Замечено, что там, где роговая обманка замещена биотитом, минералы эпидотовой группы отсутствуют, и наоборот. Кальцит преимущественно встречается в том случае, когда роговая обманка эпидотизирована.

В одном случае наблюдалось сонахождение биотита с минералами эпидотовой группы, замещающими вместе с роговой обманкой небольшие остатки моноклинного пироксена. Часть мелкочешуйчатого биотита и мусковита приурочена к мелкозернистому инъецированному кварцу, который пропитывает породу равномерно или образует раздувы и жилкоподобные тела; к кварцу приурочен также мелкозернистый, всегда

совершенно свежий и прозрачный, иногда полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз (олигоклаз-андезин). По-видимому, плагиоклаз инъецированных амфиболитов является деанортитизированным и перерожденным реликтом плагиоклазовых амфиболитов. Кое-где вместе с совершенно свежим изометричным и полисинтетически сдвойникованным привнесенным плагиоклазом встречаются небольшие остатки сосюритизированного плагиоклаза.

Минералы группы эпидота встречаются еще реже, нежели биотит. Они приурочены к роговой обманке, частично замещая ее. Когда роговая обманка замещается минералами группы эпидота, с последними ассоциирует кальцит, а реже хлорит.

Пренит встречен только в одном случае, совместно с кальцитом.

Из акцессорных минералов постоянно присутствует сфен, образующий скопления мелких, часто округлых зерен, иногда в виде цепочек. Рудный минерал и апатит встречены только в двух случаях в породах, где в относительно большом количестве содержится инъецированный материал.

Биотитово-роговообманковые сланцы. Это инъецированные амфиболиты с довольно большим количеством инъецированного материала, в результате чего большая часть роговой обманки замещена биотитом. Порода темно-коричневая, полосчатая, иногда сланцевато-плойчатая. Полосчатость обусловлена чередованием белых плагиоклазово-кварцевых полос с коричневыми биотитовыми полосами. Иногда к ним приурочены тонкие зеленые роговообманковые полосы. Часто они сильно уплотнены инъецированным материалом.

Инъекции обычно проникают вдоль сланцеватости, в отдельных же случаях равномерно пропитывают породу. Структура гранолепидобластовая, иногда порфиробластовая, реже гетеробластовая.

Состав: биотит, роговая обманка, кварц, плагиоклаз. Из акцессоров присутствуют сфен, рудный минерал, гранат, апатит и циркон.

Минералогический состав описываемых пород постоянный.

Биотит образует как самостоятельные полосы, так и частичные псевдоморфозы по роговой обманке, которая представлена зеленой, реже бесцветной разностью с углом погасания $cNg=13^\circ$, $2V=84^\circ$, удлинение положительное. В связи с развитием процесса биотитизации роговой обманки, у последней уменьшается угол погасания.

Местами роговая обманка полностью преобразована в биотит. В последнем случае в породе наряду со сфеном появляется циркон, количественно увеличивающийся по мере нарастания процесса биотитизации. Под конец сфен совершенно исчезает, уступая свое место циркону.

Плагиоклаз этих пород неоднородный, иногда он мелкозернистый, совершенно свежий, реже довольно сильно сосюритизированный, образующий сплошные массы, лишённые каких-либо кристаллографических очертаний. Он обычно приурочен к роговообманковым полосам, а свежие кристаллы к кварцу. В некоторых случаях плагиоклаз образует слегка

измененные порфиробласты, которые переполнены включениями мелких зерен рудного минерала и мелких чешуек биотита.

Судя по характеру плагиоклаза, инъецированные амфиболиты и роговообманково-биотитовые сланцы являются результатом преобразования плагиоклазовых амфиболитов. В инъецированных амфиболитах почти не сохранился реликтовый плагиоклаз. В роговообманково-биотитовых сланцах преобладающим минералом является биотит и значительно больше инъецированного материала, нежели в инъецированных амфиболитах.

В роговообманково-биотитовых сланцах, наряду со сфеном, апатитом и рудным минералом, встречаются циркон и гранат; появление последних связано с увеличением количества инъецированного материала; апатит в некоторых образцах достигает больших размеров, циркон приурочен к биотиту.

Биотитовые сланцы. В эту группу пород объединяются сланцеватые, иногда сланцевато-плосчатые, послойно инъецированные полосчатые метаморфические темно-коричневые породы, темноцветным компонентом которых является исключительно биотит. Послойные инъекции довольно тонкие, обычно менее 0,5 сантиметра толщиной. Полосчатость обусловлена чередованием биотитовых полос с кварцево-плагиоклазовыми полосами.

Структура гранолепидобластовая и лепидогранобластовая.

Состав: биотит, кварц, плагиоклаз, турмалин и акцессоры — рудный минерал, апатит, гранат и циркон.

Плагиоклаз содержится в значительно меньшем количестве, нежели биотит и кварц, образуя довольно мелкие, иногда изометричные, полисинтетически сдвойникованные совершенно свежие кристаллы, приуроченные к биотиту, реже к кварцу. Всегда он новообразованный, по-видимому, под воздействием принесенного вещества (в данном случае — натрия и кремния) на плагиоклаз материнской породы, который кое-где встречается в виде сильно измененного (серицитизированного) реликта.

Сфен как акцессорный минерал уже совершенно не встречается, зато увеличивается количество циркона, появившегося начиная с роговообманково-биотитовых сланцев. Несколько увеличивается также количество граната.

Двуслюдяные сланцы. Эти породы отличаются от предыдущих только присутствием мусковита, образованного за счет биотита в результате привноса в большом количестве калия, целиком идущего на преобразование биотита в мусковит, который отличается от материнского минерала более крупными размерами. Укрупнение происходило вероятно при преобразовательном процессе.

Это светло-серовато-коричневые или светло-серые, тонко сланцеватые, послойно инъецированные породы.

Структура их почти всегда гранолепидобластовая, реже порфиробластовая. Порфиробласты представлены мусковитом.

Состав породы: биотит, мусковит, хлорит (редко), кварц, плагиоклаз, турмалин и акцессоры — рудный минерал, апатит, циркон, гранат иногда в большом количестве.

В некоторых случаях отсутствует биотит и появляется в небольшом количестве хлорит. Биотит часто полностью или частично замещен мусковитом, значительно реже хлоритом. Мусковит часто замещает несколько рядом лежащих, более мелких чешуек биотита, в результате чего образуются порфиробласты мусковита. Там, где мусковитизация биотита заходит далеко, мусковит начинает значительно преобладать над биотитом. Увеличивается также количество плагиоклаза, а затем появляется калишпат. Постепенно увеличивается также величина зерен породообразующих минералов и двуслюдяные сланцы преобразовываются в мигматиты.

С увеличением количества мусковита растет величина зерен кварца. Крупный кварц иногда проявляет волнистое погасание. В мусковитовых разностях плагиоклаз серицитизирован, обычно же он совершенно свежий.

Ставролит-андалузитовые сланцы. Среди двуслюдяных сланцев в небольшом количестве встречаются тонкосланцеватые, уплотненные, богатые слюдой ставролит-андалузитовые сланцы с гетеробластовой структурой, состоящие из биотита, мусковита, кварца, плагиоклаза, турмалина, андалузита, силлиманита, ставролита и аксессуаров—граната, циркона и рудного минерала.

Кварц и совершенно свежий плагиоклаз (андезин) всегда ассоциируют друг с другом, образуя не всегда ясно индивидуализированные полосы, которые чередуются с полосами биотита, обычно замещенного мусковитом.

Андалузит в породе содержится в малом количестве; он крупный, в подавляющем большинстве случаев бесцветный, приурочен к биотиту, который иногда включен в андалузит, замещающий его. Замещение идет постепенно, шаг-за-шагом. В одном случае часть базального разреза биотита повторяет спайность андалузита. Замечено, что при процессах замещения, биотит имеет вид как бы базального разреза, но это, конечно, не базальный разрез, а определенная стадия преобразования биотита.

Ставролит — лимонно-желтый, с ясно выраженным плеохроизмом, встречается в виде не особенно крупных, неправильной формы зерен.

Силлиманит присутствует в небольшом количестве, тонкие волосовидные кристаллы его включены в кварц. В некоторых случаях силлиманит приурочен к биотиту, замещая его.

Количество аксессуарных минералов в двуслюдяных сланцах несколько меньше, нежели в биотитовых сланцах.

В ущелье р. Аманауз на небольшой площади выходят серые, разных оттенков, сланцеватые, в разной степени инъецированные, богатые слюдой породы, иногда с серебристым блеском. На старых геологических картах они отмечены нижним палеозоем. Но они ни макроскопически, ни микроскопически не отличаются от других кристаллических сланцев «докембрия».

Структура их лепидогранобластовая или гранолепидобластовая, текстура сланцеватая.

Состав: мусковит, хлорит, кварц, незначительное количество плагиоклаза и аксессуары—рудный минерал, апатит, циркон, гранат и сфен.

Количественно преобладающими породообразующими минералами являются слюда и кварц. Плагноклаз или отсутствует, или же встречается в незначительном количестве.

Мигматиты. В группу мигматитов объединяются слюдяные кристаллические сланцы, которые содержат в большом количестве полевой шпат, главным образом, плагноклаз.

Эти породы являются как-бы переходными породами от кристаллических сланцев к гнейсовидным гранитам. Представлены они всегда сланцеватыми, преимущественно сильно инъецированными, полосчатыми уплотненными породами. В зависимости от количества инъецированного материала меняется и величина составляющих минералов. Реликтовый материал присутствует в незначительном количестве, иногда исчезая совершенно. Меняется также и цвет породы от коричневатого-серого до светло-серого, иногда с розоватым оттенком.



Рис. 16

В зависимости от количества привнесенного материала структура породы меняется от гранолепидобластовой до гранобластовой, через прохождение порфиробластовой, гетеробластовой, а иногда бласто-катакlastической структур.

Состав: кварц, плагноклаз, калишпат, биотит, мусковит, хлорит, турмалин, минералы эпидотовой группы и акцессоры — рудный минерал, апатит, циркон, гранат, сфен рутил.

Кварц обладает разной величиной и формой; довольно часто в виде торцовых обособленных полосок или скоплений. Крупнозернистый кварц, который местами расположен равномерно, часто обнаруживает разной интенсив-

ности волнистое погасание. Иногда явно привнесенный кварц ассоциирует с более крупнозернистой разностью.

Плагиоклаз (олигоклаз) разной величины, преимущественно крупный и в разной степени серицитизированный, реже сосюритизированный. Довольно часто в нем пойкилитически включены кварц, слюда, рудный минерал и рутил (2—3 случая). Иногда он раздроблен, двойниковые швы его сильно изогнуты. Раздробленные кристаллы плагиоклаза замечиваются преимущественно кварцем (рис. 16, 17). В отдельных случаях встречаются сплошные, лишенные каких-либо кристаллографических очертаний, нацело серицитизированные участки, сильно напоминающие плагиоклаз. Порой плагиоклаз совершенно свежий, полисинтетически тонко двойникованный, обычно приуроченный к свежему мелкозернистому биотиту.

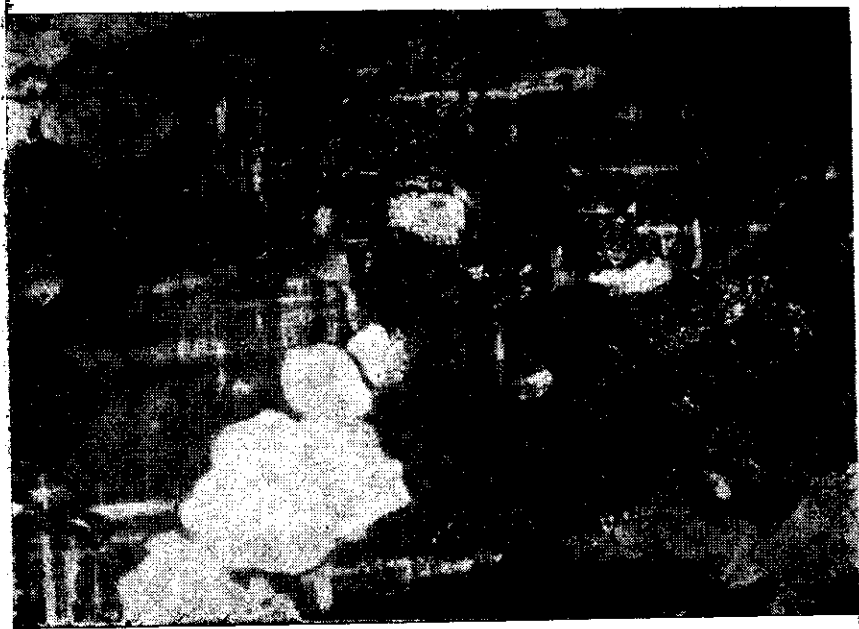


Рис. 17

В одном случае калишпат, пропитывающий всю породу, окаймляет кристаллы измененного плагиоклаза, от которого иногда отходят более свежие язычки в калишпат. Наблюдаются также микропегматитовые сростания плагиоклаза с кварцем. Местами кристаллы плагиоклаза обволакиваются мелкозернистым агрегатом кварца и слюды, создавая то очковую, то blastogranitную структуру (рис. 19). Иногда кристаллы плагиоклаза сильно зазубрены, в зубцах сидят кварц и хлорит.

Калишпат (микроклин) встречается не всегда. Он преимущественно свежий и совершенно прозрачный, ксеноморфный и разной величины; являясь более поздним минералом, пропитывает всю породу, окаймляет зерна кварца и измененный плагиоклаз. В некоторых случаях калишпат присутствует в незначительном количестве, расположен он в виде быстро выклиниваю-

щихся жилкообразных тел. Местами встречается крупнозернистый, довольно сильно пелитизированный и слегка раздробленный калишпат. Временами на стыке совершенно свежего калишпата и плагиоклаза образуются микржецитовые сростки (рис. 19, 20). Иногда калишпат (микроклин) тесно связан с плагиоклазом, постепенно замещая его. В таких случаях в крупных кристаллах замещаемого минерала видны островки серицитизированного плагиоклаза. В одном случае наблюдалась жилка микроклина в кварце (рис. 21).

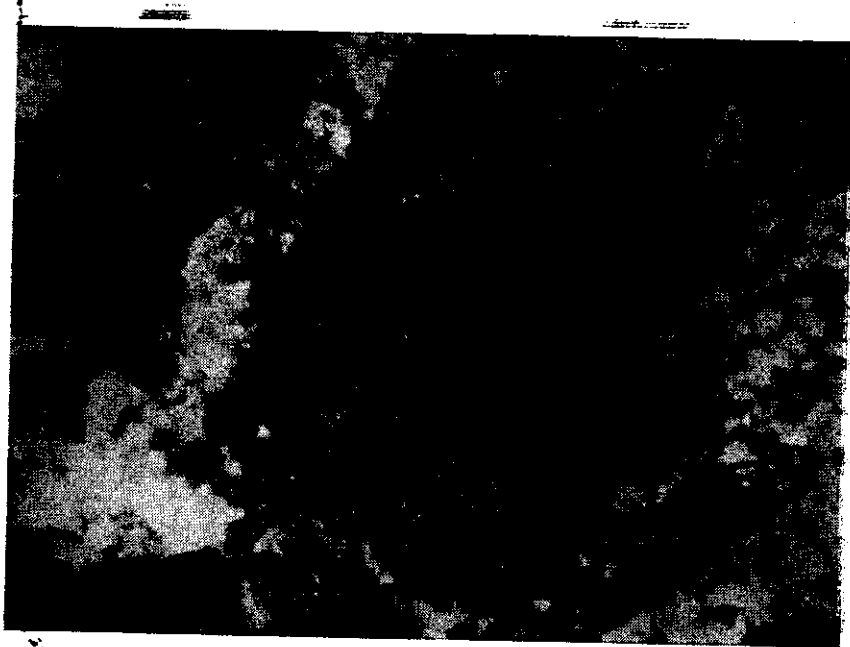


Рис. 18

Биотит, мусковит и хлорит преимущественно приурочены друг к другу и образуются один за счет другого. Порой трудно определить образовался ли хлорит за счет биотита или наоборот. Местами биотит, хлорит и мусковит образуют угловатые участки или же прерывистые полосы, которые обволакивают более крупные кристаллы плагиоклаза. К таким участкам довольно часто приурочен рудный минерал. Упомянутые минералы в породах с порфиробластовой структурой часто являются главной составной частью основной ткани, в которую погружены порфиробласты. Все аксессуары приурочены именно к основной ткани. Слюда в породе часто содержится в значительно меньшем количестве, нежели инъецированный материал и расположена в виде параллельно ориентированных полос разной толщины. Биотит в подавляющем большинстве случаев мелкочешуйчатый, темнокоричневый, с нормальным плеохроизмом, мусковит же, замещая биотит, иногда образует порфиробласты, особенно тогда, когда он пронизывается и обволакивается привнесенным лейкократовым кварцево-полевошпатовым материалом (рис. 22). К слюдяным полосам местами приурочен сильно серицитизированный плагиоклаз. Иногда хлорит и муско-

вит образуют крупные, переплетенные чешуйки. Хлорит в этих породах переполнен сагенимом. В богатых мусковитом породах, наряду с другими акцессорными минералами, иногда в большом количестве в виде крупных зерен встречается гранат. Местами грязновато-темно-коричневый биотит с нормальным плеохроизмом несколько осветляется и приобретает волокнистое или игольчатое строение. Наконец, он превращается в четкообразный силлиманит.

Иногда большая часть биотита представлена базальноподобными разрезами, местами с включениями сагенима.

Турмалин встречен только в нескольких случаях в небольшом количестве, то в виде довольно мелких призм, то крупных неправильной формы зерен. Он зеленовато-бурый, пятнистый, с обратной схемой абсорбции.

Минералы эпидотовой группы содержатся в очень малом количестве.

Г р а н и т о и д ы

Кварцевые диориты. Эти породы в рассматриваемом районе значительно меньше распространены, чем граниты. Представлены они разных оттенков серыми, иногда почти белыми, довольно крупнозернистыми породами. В кварцевых диоритах имеются совершенно белые шпироподобные участки, иногда с крупными выделениями слюды. Последние калишпата не содержат или содержат его в незначительном количестве.



Рис. 19

Минералы эпидотовой группы встречаются всегда в довольно большом количестве. В гранитах же они не встречаются или присутствуют в небольшом количестве.

Обычно кварцевые диорнты являются равномернозернистыми породами, но встречаются и гнейсовидные разновидности. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда нарушенная катаклазом.

Состав: кварц, плагиоклаз, биотит, минералы эпидотовой группы — хлорит, мусковит, кальцит и акцессоры — калишпат, рудный минерал, апатит, циркон, гранат.

Кварц то крупный, ксеноморфный, с сильным волнистым погасанием и раздробленный, то мелкий, с торцовой структурой, в виде скоплений изгибающихся полос и жил, довольно часто секущих крупные кристаллы плагиоклаза и кварца. Иногда контуры крупных зерен кварца зазубрены. Очень редко, но все же встречаются крупные зерна кварца, почти лишенные волнистого погасания.



Рис. 20

Плагиоклаз (не основное олигоклаза) представлен преимущественно крупными, в подавляющем большинстве случаев сильно серицитизированными и пелитизированными, реже соссюритизированными, иногда непрозрачными кристаллами. Обычно он раздроблен и залечен кварцем, реже минералами группы эпидота, двойниковые швы сильно изогнуты. Местами крупные зерна плагиоклаза обволакиваются мелкозернистым кварцем и слюдой. В некоторых случаях плагиоклаз лишен каких-бы то ни было кристаллографических очертаний. Наряду с сильно измененным плагиоклазом встречается и свежая, полисинтетически тонко сдвойникованная разновидность. Микроклинизация плагиоклаза происходит через прохождение стадии пертитизации (рис. 23).

Биотит встречается не во всех случаях, но всегда частично или на-ело хлоритизирован и мусковитизирован. Иногда наряду с хлоритизацией аблюдается выделение минералов группы эпидота. В некоторых случаях иотит, переполненный сагенитом, совершенно свежий, коричневый или ледно-коричневый, с ярко выраженным нормальным плеохроизмом. При-утствие сагенита в свежем биотите говорит о происхождении последнего а счет хлорита, образованного, в свою очередь, за счет биотита.

Мусковит и минералы группы эпидота образованы за счет биотита. редки случаи, когда они образуются также за счет плагиоклаза (рис. 24).



Рис. 21

Хлорит целиком является продуктом изменения биотита. Иногда хлорит и мусковит составляют полосы, напоминающие реликты кристаллических сланцев. Хлорит местами представлен сплошными участками, окаймляющими крупные кристаллы плагиоклаза или зажатый между ними.

Кальцит, присутствующий в небольшом количестве, приурочен к слюдяным полосам или к торцовому кварцу.

Калишпат содержится в весьма небольшом количестве в виде пятен в крупных плагиоклазах. В биотитовых разностях количество и размер его увеличивается и он приобретает характерную микроклиновую и микро-

сперитовую структуру. На границе с плагиоклазом встречаются мирмекистовые сростки.

Среди кварцевых диоритов имеются зеленовато-серые, равномерно зернистые разновидности, богатые калишпатом и лишенные кварца.

В виде темноцветного минерала присутствуют минералы эпидотовой группы.

Плагиоклаз этих пород представлен крупными серицитизированными кристаллами, частично замещенными калишпатом. Замещение происходит пятнисто. Встречаются самостоятельные кристаллы калишпата, образующие скопления и жилки, почти всегда в совокупности с кальцитом. Последний минерал, по-видимому, является продуктом микроклиннизации плагиоклаза.



Рис. 22

Гранодиориты и граниты. Эти породы всегда светло-серые, почти белые, равномернозернистые, в подавляющем большинстве случаев среднезернистые.

Структура гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная, реже гнейсовидная.

Состав: кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит и акцессоры — рудный минерал, апатит, циркон, гранат.

Кварц преимущественно ксеноморфный, крупнозернистый, часто с волнистым погасанием. Некоторые его зерна пойкилитически включены в калишпат. Местами на стыках зерен кварца и плагиоклаза края обоих минералов зазубрены. Гранит — порфировая структура породы обусловлена окварцеванием и разъеданием крупных индивидов плагиоклаза.

В породах с порфиroidной структурой намечается разъедание плаггиоклаза преимущественно принесенным кварцем, являющимся главным породообразующим минералом. Порфиroidный плаггиоклаз сечется жилками кварца, некоторые же более мелкие зерна расплываясь образуют как бы основную массу. Одновременно наблюдается и некоторое движение всей массы породы, в результате чего получается катакластическая структура, выраженная в дроблении кварца, в изгибании двойниковых швов плаггиоклаза и чешуек слюды и внедрении полевого шпата и кварца вдоль трещин спайности мусковита.

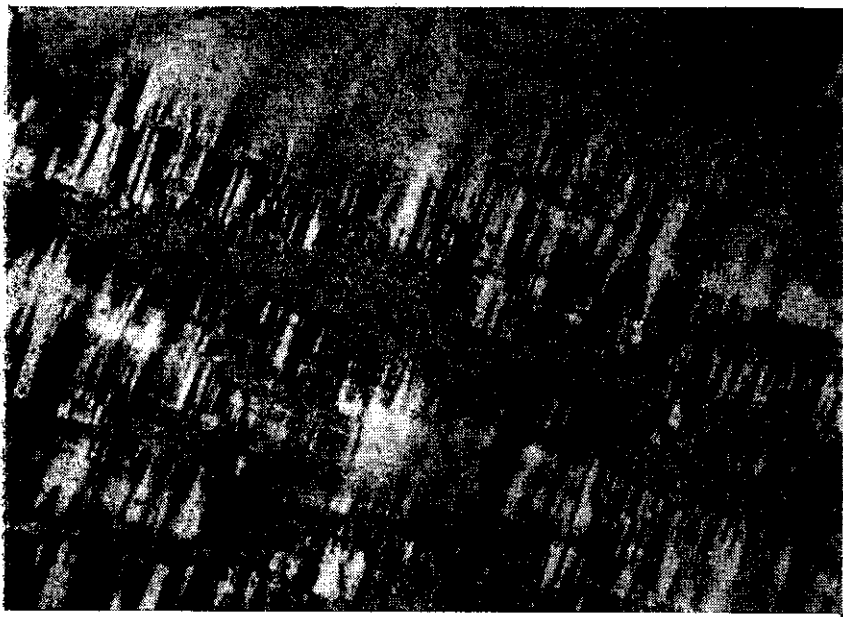


Рис. 23

Интенсивно пелитизированные кристаллы калишпата иногда замещаются полисинтетически тонко сдвойникованным альбитом. Последний совершенно свежий — прозрачный. Там, где замещение не дошло до конца, нет ясно выраженных двойников. Начало альбитизации выражено в пятнистом очищении пелитизированного (мутного) калишпата.

Часто образуются мирмецитовые сростки. Отдельные кристаллы плаггиоклаза окаймляются калишпатом, причем контакт между ними зазубренный. Часто калишпат обнаруживает пертитовое строение и микроклиновую решетку. Местами кварц, плаггиоклаз и мусковит пойкилитически включены в калишпат. Иногда зерна калишпата раздроблены и залечены кварцем, который в некоторых породах испещряет крупные кристаллы калишпата.

Апатит встречается почти всегда, чего нельзя сказать относительно других аксессуарных минералов (граната и сфена), встреченных в одном или двух случаях.

Древние основные и ультраосновные породы

Метаморфические пироксеновые породы. В эту группу пород входят сильно метаморфизованные, иногда плоччатые, в разной степени инъецированные пироксеновые породы, где пироксен частично, местами даже нацело, замещен роговой обманкой и минералами эпидотовой группы.

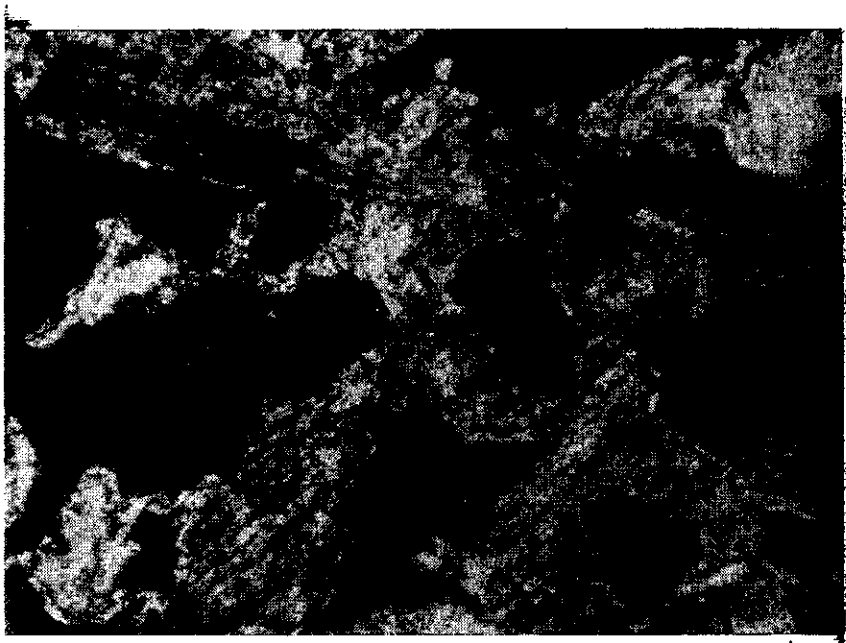


Рис. 24

Породы эти полосчатые, что вызывается чередованием темно-серых полос с светло-зеленовато-серыми, коричневыми, оливково-зелеными и белыми. Инъекции преимущественно послойные, вдоль сланцеватости.

Состав: пироксен, роговая обманка, минералы эпидотовой группы, плагиоклаз, кварц, пренит, кальцит и акцессоры—сфен, рудный минерал, апатит.

Пироксен, роговая обманка, кварц и плагиоклаз часто образуют самостоятельные полосы.

Пироксен почти всегда является главным породообразующим минералом. Всегда частично или почти нацело замещен роговой обманкой и минералами группы эпидота. В некоторых случаях крупные, совершенно бесцветные кристаллы пироксена разобщены инъекциями мелкозернистого кварца и плагиоклаза. Пироксен представлен разной величины, главным образом, крупными бесцветными кристаллами с $cNg=48, 42, 50^\circ$; $2V = \pm 56^\circ$; удлинение отрицательное, что отвечает авгиту.

Роговая обманка преимущественно средних размеров, вытянута вдоль сланцеватости, цвет зеленый, разной интенсивности, плеохроизм нормаль-

ный, местами лучистая и почти бесцветная, лишенная плеохроизма. Роговая обманка целиком является вторичной, на что указывает лучистое строение и остатки пироксена в компактных ее разностях $n_{Ng} = 1,62024$; $2V = -66^\circ$; удлинение отрицательное, что отвечает обыкновенной роговой обманке.

Минералы эпидотовой группы всегда являются продуктами изменения моноклинного пироксена. Представлены они эпидотом, цоизитом и чаще клиноцоизитом, образующим почти бесцветные кристаллы с желтыми цветами интерференции и $2V = +86^\circ$.

Плагиоклаза довольно мало, образует он мелкие свежие, полисинтетические двойникованные кристаллы, наряду с которыми иногда встречаются совершенно мутные землистые, сильно сосюритизированные, вероятно реликтовые зерна. Плагиоклаз приурочен к кварц-пренитовым полосам; свежая разность от кварца отличается с трудом.

Кварц всегда вторичный, привнесенный, мелкозернистый. Образует полосы, жилы и скопления.

Пренит встречается всегда, иногда в большом количестве. Он связан с плагиоклазом и образован за его счет. Представлен в виде сплошных участков, чаще же мелкопластинчатый.

Сфен является преобладающим аксессуарным минералом, что является характерным для всех основных пород района.

Габбро, габбро-диабазы и порфириты. Жилы этих пород секут кристаллические сланцы и древние гранитоиды. Среди них встречаются две разновидности: 1) кварцсодержащие основные породы и 2) бескварцевые основные породы.

1) Кварцсодержащие основные породы представлены, главным образом, габбро; иногда они имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием темных габбровых полос с кварцевыми и кварц-плагиоклазовыми полосами. В случае сильной инъекции полосчатые габбро преобразовываются в роговообманково-биотитовые сланцы, содержащие минералы группы эпидота, и в эпидот-цоизитовые сланцы.

Окварцованные габбро представлены серыми или темно-серыми, равномернозернистыми породами, иногда со следами сланцеватости и полосчатости.

Структура панидиоморфнозернистая, местами порфировидная.

Состав: роговая обманка, плагиоклаз, кварц, хлорит, минералы эпидотовой группы, биотит, мусковит, кальцит, пироксен и аксессуары—сфен, рудный минерал, апатит, циркон, калишпат.

Плагиоклаз преимущественно крупный, всегда идиоморфный, в разной степени измененный, главным образом, сосюритизированный, реже серицитизированный, местами полупрозрачный. Мелкая разность плагиоклаза обычно совершенно свежая и полисинтетически двойникованная. В некоторых случаях плагиоклаз замещен серицитом с выделением мелких чешуек мусковита. Здесь же имеется совершенно свежий плагиоклаз, приуроченный к мелкозернистому привнесенному кварцу. Некоторые крупные кристаллы плагиоклаза раздроблены, двойниковые швы сильно изог-

нуты, порой дугообразно, некоторые же секутся жилками торцового кварца, причем границы этих жилок зазубрены.

Плагиоклаз не кислее андезина, но, судя по вторичным продуктам и структуре, ранее он, по-видимому, был значительно основнее.

Роговая обманка содержится иногда в большом количестве в виде разной величины идиоморфных, преимущественно светло-зеленых кристаллов с нормальным плеохроизмом; в подавляющем большинстве случаев она имеет лучистое строение. Частично или нацело замещает моноклинный пироксен, остатки которого кое-где сохранились в виде совершенно бесцветных островков, сидящих в роговой обманке, которая, в свою очередь, частично замещается биотитом.

Кварц присутствует во всех образцах, но в разном количестве, всегда, за малым исключением, он расположен в виде отдельных обособленных участков, полос, жил и линз. Представлен разной величины зернами; мелкие зерна — торцовые, крупные же местами проявляют сильное волнистое погасание и раздроблены. В некоторых случаях мелкозернистый агрегат кварца, биотита и хлорита выполняет трещины минералов. Кварц иногда приурочен к кальциту.

Минералы группы эпидота часто приурочены к роговой обманке и вместе с ней замещают моноклинный пироксен, а часть из них связана с плагиоклазом, замещая его местами полностью.

Биотит встречен не во всех случаях, он преимущественно приурочен к роговой обманке, частично замещая ее. Мелкочешуйчатый биотит приурочен иногда к мелкозернистому торцовому кварцу. В некоторых случаях с биотитом ассоциируют минералы группы эпидота и хлорита.

Калишпат встречен только в одном случае в небольшой жилочке, где содержится также и мусковит.

Среди окварцованных габбро встречаются серые, явно сланцеватые и полосчатые, сильно инъецированные породы, на первый взгляд очень похожие на слюдяные сланцы, но содержание в них в большом количестве минералов группы эпидота, остатки сильно сосюритизированного плагиоклаза и большое количество сфена, столь характерного для основных пород исследуемого района, заставляет нас отнести их к сильно измененным габбро. Среди этих пород имеется также и плагиоклаз — эпидотовый сланец, отнесенный нами также к измененным габбро.

Структура этих пород гетеробластовая и порфиробластовая. В богатых слюдой габбро иногда намечается лепидогранобластовая структура; текстура преимущественно полосчатая.

Состав: плагиоклаз, биотит, роговая обманка, минералы эпидотовой группы, кварц, хлорит и акцессоры — сфен, рудный минерал, апатит, гранат.

Плагиоклаз преимущественно крупный, почти всегда раздробленный, часто измененный. Имеются нацело сосюритизированные, почти непрозрачные участки, вероятно остатки реликтового плагиоклаза.

Биотит крупный, совершенно свежий, с сильным плеохроизмом (Ng темно-коричневый, Nr соломенно-желтый). К мелкочешуйчатому биотиту приурочен торцовый кварц, а местами лучистая роговая обманка и порой

минералы эпидотовой группы, содержащиеся в большом количестве. Не связанный с биотитом эпидот представлен крупными самостоятельными кристаллами.

Кварц целиком мелкозернистый, торцовый, встречается преимущественно в виде полос и скоплений, нередко зарубцовывает трещины плагиоклаза.

В некоторых случаях, когда количество минералов эпидотовой группы сильно возрастает, возникают эпидот-плагиоклазовые породы с бластопорфировой структурой, где наблюдается чередование светло-серых и серых полос.

Породы эти, кроме минералов эпидотовой группы, в незначительном количестве содержат плагиоклаз, кварц и хлорит.

Окварцованные порфириты представлены плотными, мелкозернистыми, зеленовато-серыми породами, иногда со следами сланцеватости.

Большая часть их сильно изменена, окварцована, хлоритизирована и эпидотизирована, и иногда рассланцована. Структура порфировая, временами реликтовая.

Среди окварцованных порфиритов встречаются авгитовые и роговообманковые разновидности, причем вторые значительно сильнее изменены, нежели первые.

Окварцованные авгитовые порфириты характеризуются порфировой структурой и крупнозернистой основной массой, состоящей из лейстов плагиоклаза, кристаллов моноклинного пироксена, хлорита, вторичного кварца в виде отдельных спорадических зерен, мелких прожилков кальцита и рудного минерала, большая часть которого лимонитизирована.

Вкрапленники представлены сильно измененным—серицитизированным плагиоклазом и почти бесцветными кристаллами моноклинного пироксена с $eNg = 45^\circ$, $2V = +51^\circ$.

Окварцованные роговообманковые порфириты представлены сильно измененными, порой со следами сланцеватости породами порфировой структуры, основная масса которых состоит из большого количества минералов эпидотовой группы, измененного плагиоклаза, кварца, роговой обманки, иногда лучистого строения, хлорита, сфена и рудного минерала.

Вкрапленники представлены крупными зеленого цвета кристаллами роговой обманки ($eNg = 15 - 17^\circ$) с нормальным плеохроизмом, иногда лучистого строения, минералами эпидотовой группы и сильно сосюритизированным плагиоклазом.

Все роговообманковые порфириты настолько сильно изменены, что подчас трудно установить их магматическое происхождение.

Среди окварцованных пород диабазы не встречены.

2) Бескварцевые основные породы представлены теми же породами, что и предыдущая группа, с той разницей, что они не подверглись, или подверглись в меньшей мере, воздействию инъекций.

Габбро представлены серыми, иногда темно-серыми, мелкозернистыми или крупнозернистыми плотными породами, иногда с крупными выделениями роговой обманки.

Структура панидиоморфнозернистая, иногда порфировидная.

Состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, минералы группы эпидота, хлорит, кальцит и акцессоры—сфен, рудный минерал, апатит в виде крупных кристаллов.

Плагиоклаз двоякий, частично, а иногда нацело измененный и совершенно свежий, новообразованный.

Новообразованным минералом является и роговая обманка, которая замещает моноклиный пироксен, о чем свидетельствуют остатки последнего в роговой обманке. В некоторых случаях роговая обманка частично или нацело замещается мелкочешуйчатым агрегатом биотита и хлорита. Для роговой обманки $cNg = 18^\circ$; $2V = -60^\circ$.

Минералы эпидотовой группы и кальцит связаны как с плагиоклазом, так и с роговой обманкой, замещая их частично.

Диабазы представлены мелкозернистыми, плотными породами. Структура их офитовая.

Состоят они из измененного плагиоклаза, бесцветного, всегда частично, часто нацело замещенного роговой обманкой, а иногда и минералами группы эпидота моноклиного пироксена — авгита с углом погасания $cNg = 48^\circ$ и $2V = +52^\circ$ и целиком вторичной роговой обманкой, часто лучистого строения. Местами она образует псевдоморфозы типа уралита, к ней нередко приурочен биотит. cNg роговой обманки 15° .

Диабаз—порфириты являются темно-серыми, довольно мелкозернистыми породами, на темном фоне которых выделяются белые, крупные фенокристаллы плагиоклаза.

Структура их порфировая с полнокристаллической и крупнозернистой основной массой офитовой структуры, причем величина зерен основной массы в некоторых случаях сильно варьирует.

Состав основной массы: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит, пренит, рудный минерал, сфен, кальцит.

Плагиоклаз, местами частично, реже полностью замещен пренитом, серицитом и мусковитом. Крупные кристаллы значительно интенсивнее подвержены вторичным процессам, нежели мелкие.

Пироксен ($cNg = 48^\circ$, $2V = +52^\circ$) бесцветный, всегда почти полностью замещен роговой обманкой, которая расположена в пространстве между кристаллами плагиоклаза; иногда она образует скопления лучистых агрегатов. Цвет ее зеленый с нормальным плеохроизмом, $cNg = 16^\circ$, удлинение отрицательное.

Биотит содержится в малом количестве в виде мелких, совершенно свежих, коричневых чешуек, приуроченных к роговой обманке. Иногда же его мелкие чешуйки выполняют трещины в плагиоклазе.

Порфириты представлены темно-зеленовато-серыми, почти черными, мелкозернистыми, плотными породами с порфировой (андезитовой) структурой.

Основная масса пород состоит из темносерого, почти черного стекловатого базиса, микролитов плагиоклаза и зерен рудного минерала.

Вкрапленники представлены не особенно крупными серицитизированными кристаллами плагиоклаза, полными псевдоморфозами хлорита и ред-

кими кристаллами базальтической роговой обманки; буровато-коричневого цвета с нормальным плеохроизмом и углом погасания eNg 2—3°.

Среди порфиритов, секущих древние породы, имеются серые, очень мелкозернистые, плотные, сильно измененные породы. Изменению подвержен, главным образом, плагиоклаз.

Основная масса состоит из большого количества призматических кристаллов роговой обманки и сильно сосюритизированного плагиоклаза.

Вкрапленники представлены нацело измененными (эпидотизированными и хлоритизированными) кристаллами плагиоклаза.

Лейасские осадочные и магматические породы

В состав лейасской свиты входят песчаники, глинистые сланцы, окварцованные хлоритово-серицитовые сланцы и секущие их порфириты и диабазы.

Песчаники серые, мелкозернистые и плотные, богатые кварцем, имеющие псаммитовую структуру. Состоят преимущественно из угловатых зерен кварца, небольшого количества чешуек мусковита, спементированных кремнисто-кальцитовым веществом.

Глинистые сланцы—темно-серые, почти черные сланцеватые породы.

Структура их в подавляющем большинстве случаев микролепидобластовая.

Состоят они из мелких чешуек и пластинок серицита и хлорита, микрокристаллического агрегата кварца, незначительного количества зерен полевого шпата, рудного минерала, тонких пелитовых углисто-глинистых частиц и прожилков кварца.

Местами глинистые сланцы окрашены окислами железа в бурый цвет.

Серицитово-хлоритовые сланцы представлены серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми сланцеватыми, порой сланцевато-плойчатыми, иногда сильно уплотненными и в разной степени инъецированными кварцем породами.

Структура их бластопсаммитовая, нарушенная инъекциями; лепидогранобластовая, реже порфиробластовая. Порфиробласты всегда представлены инъецированным материалом.

Состав: серицит, хлорит, серицит-хлоритовая масса, кварц, мусковит, плагиоклаз, калишпат, рудный материал, апатит, сфен.

Плагиоклаз и калишпат обычно являются инъецированными. Они тесно связаны друг с другом и кварцем. Подешпатовая часть породы сильно раздроблена, приуроченный к ней кварц не только залечивает трещины, но и частично замещает плагиоклаз. Кварц почти всегда инъецированный, образует жилы, полосы, линзы и скопления, обычно мелкозернистый, но имеются случаи, когда наряду с мелкозернистым кварцем присутствует крупнозернистый, обнаруживающий волнистое погасание. Мелкозернистый кварц иногда приурочен к слюдяным участкам.

Серицит и хлорит встречаются в виде полос, чередующихся с инъецированным материалом. Местами серицит образует самостоятельные тонкие полосы или участки.

В породе имеется также очень мелкочешуйчатая хлорит-серицитовая масса в виде полос, линз и неправильных участков.

Мусковит встречается очень редко в сильно инъецированных разностях.

Порфириды образуют зеленовато-серые и темно-серые, преимущественно мелкие, плотные, иногда рассланцованные породы с жилками и скоплениями кварца. Некоторые из них пористые, причем поры заполнены кальцитом. Имеются сильно раздробленные разности.

Структура всегда порфировая, иногда нарушенная рассланцованием или смятием породы. Иногда в результате последних явлений вкрапленники смещены со своих мест и изогнуты.

Состав основной массы: плагиоклаз—серицит-кальцитовая сплошная смятая масса, нацело серицитизированный и хлоритизированный стекловатый базис, микролиты и лейсты плагиоклаза, пластинки хлорита, полностью хлоритизированная и карбонатизированная и частично окварцованная масса, пластинки кальцита, минералы эпидотовой группы, мусковит, иногда связанный с хлоритом, зерна кварца, жилки кварца, моноклинный пироксен, рудный минерал.

Основная масса часто сильно изменена.

Вкрапленники: плагиоклаз, хлорит, кальцит, пироксен, минералы группы эпидота.

Иногда вкрапленники окружены основной массой, подобно метаморфическим породам с очковой структурой.

Плагиоклаз обычно сильно изменен—кальцитизирован, хлоритизирован, серицитизирован и сосюритизирован с выделением минералов эпидотовой группы. Иногда он раздроблен, двойниковые швы сильно изогнуты.

Хлорит, кальцит и эпидот образуют полные псевдоморфозы, ввиду чего трудно определить первичные минералы.

Моноклинный пироксен встречается очень редко, он почти бесцветный и довольно свежий, $n_{Ng} = 1,55$.

Диабазы серые или темно-серые, мелкозернистые, плотные породы, иногда с порфиroidными выделениями плагиоклаза.

Структура их офитовая.

Состав: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, хлорит, кальцит, пренит и аксессуары—ильменит, сфен, рудный минерал.

Плагиоклаз разной величины, призматический и идиоморфный. Местами он почти совершенно свежий, но есть и измененные, сосюритизированные его кристаллы. Это, главным образом, крупный плагиоклаз, который выделяется своими размерами, придавая породе порфиroidный облик.

Пироксен всегда изменен, почти нацело замещен сосюритоподобным веществом, лучистой роговой обманкой и хлоритом. Кое-где имеются более или менее свежие его остатки с высокими нормальными цветами ин-

терференции. Он всегда землисто-серого цвета, непрозрачный и ксеноморфный.

Роговая обманка светло-зеленая со слабым плеохроизмом, часто лучистая, вторичная—уралитовая, образует полные псевдоморфозы по моноклинному пироксену.

Пренит и хлорит выполняют трещины.

З а к л ю ч е н и е

На территории исследованного района развиты, главным образом, кристаллические сланцы и секущие и метаморфизирующие их граниты, по видимому, герцинского возраста.

Процесс преобразования вмещающих гранитоиды пород, в основной своей части амфиболитов (габброидов), в кристаллические сланцы, а затем и гранитоиды протекал под воздействием крупных инъекций кислого состава, состоявших, главным образом из кремния и щелочей, имеющих очень сильную реакционную способность. В результате этого процесса основные магматические породы превратились в разной степени инъецированные амфиболиты и далее в различные кристаллические сланцы — биотитово-роговообманковые, биотитовые, двуслюдяные, силлиманитовые, ставролит-андалузитовые и др. и мигматиты. Конечным продуктом взаимодействия геологической среды (вмещающих пород) и привнесенного ультращелочнокислого вещества являются гранитоиды. На завершающем этапе привноса гранитного материала образуются лейкократовые граниты и пегматиты.

Основные и ультраосновные магматические породы района являются по отношению к гранитоидам большей частью более ранними образованиями, так как во многих случаях они инъецированы гранитным веществом, но имеются и более молодые разности, секущие гранитоиды.

Среди основных магматических пород имеются и заведомо юрские, залегающие в лейяской осадочной свите.

Упомянутый выше постепенный преобразовательный процесс намечается уже в амфиболитах. Роговая обманка местами биотитизируется, а плагиоклаз преобразуется путем увеличения содержания альбитовой молекулы и постепенного освобождения от анортитовой.

В кристаллических сланцах наблюдается, наряду с измененным плагиоклазом материнской породы, также и новообразованный мелкокристаллический кислый плагиоклаз.

Акцессорные минералы—сфен, циркон, гранат, силлиманит, апатит и др. — несомненно являются продуктом описанного процесса гранитизации.

В биотито-роговообманковых сланцах, наряду с роговой обманкой, содержится также и биотит, образованный за счет нее, а в биотитовых сланцах вся роговая обманка перешла в биотит. При таком непрерывном процессе, направленном в сторону установления равновесия, образуются двуслюдяные и мусковитовые сланцы, а затем гранитоиды.

Мусковит порой замещает несколько мелких чешуек биотита, в результате чего возникают крупные чешуйки.

В ставролит-андалузитовых сланцах ставролит образован также за счет биотита. Замещение происходит постепенно. При этом процессе биотит приобретает облик базального разреза, в действительности соответствующий промежуточной стадии преобразования биотита в ставролит.

При избыточном содержании кремния и калия выделяются кварц и калиевый полевой шпат. В последнем в отдельных случаях наблюдаются несколько разобщенных, но оптически одинаково ориентированных зерен плагиоклаза, несомненно являющихся останцами одного кристалла плагиоклаза, метасоматически замещенного микроклином.

В отдельных случаях плагиоклаз разъедается также кварцем, рассекающим его жилками; некоторые более мелкие зерна расплываясь образуют как бы основную массу и плагиоклаз гранитоидов приобретает порфирировидную структуру. Наблюдается и некоторое движение всей пропитанной таким образом лейкократовым материалом массы, в результате чего порода катаклизуруется.

Обычно же в порфирировидных гранитоидах порфирировидным является калиевый полевой шпат, иногда метасоматически замещающий несколько кристаллов плагиоклаза. Микроклинизация последнего происходит постепенно, порой проходя через стадию пертитизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д., Гранитоиды интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. Тр. инст. геол. наук, вып. 69, петрографич. серия, 1950.
2. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О второстепенных минералах гранитоидов. Зап. Всесоюз. Мин. общ., ч. 80, сер. 2, 1952.
3. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзиркульского массива, Тр. Геологич. инст. АН СССР, сер. минерал.-петрографич., т. III, 1953.
4. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., К петрографии верхней части бассейна рек Б. и М. Зеленчук. Тр. Геологич. инст. АН СССР сер. минерал.-петрографич., т. III, 1953.
5. Кузнецов И. Г., Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 131, геол. серия, 1951.

შ. ჯავახიშვილი

ლოქის მასივის ალმოსავლეთი ნაწილის კვანძოვანი და გეოლოგიური აგებულება

Вопреки прежним представлениям о существовании разных возрастных типов среди древних гранитоидов Локского массива, автор приходит к выводу, что все разновидности этих гранитоидов являются разными фазами одной гранитной интрузии, имевшей свою аплитовую фазу. Дана геолого-петрографическая характеристика Поладаурской гранитоидной интрузии, датируемой батом.

Значительное внимание уделено также характеристике метаморфической свиты, древних основных пород, жильных образований и осадочного покрова массива.

Особо разбирается вопрос о форме Локского массива и характере тектоники его осадочного покрова. Заключительная глава посвящена описанию геологической истории района.

შ ე ნ ა ვ ა ლ ი

ლოქის მასივი თბილისიდან დაახლოებით 90 კმ არის დაშორებული და მის სამხრეთით მდებარეობს. ადმინისტრაციულად შედის ბოლნისისა და დმანისის რაიონებში.

მასივი სომხეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე შიშვლდება. ამ ქედს დაახლოებით განედური მიმართულება აქვს. ქედის საშუალო სიმაღლე ზღვის დონიდან 1500 მ უდრის. მისი ყველაზე მაღალი მწვერვალებია ლელვარი (2562 მ) და ლოქი (2142 მ). ამ ქედიდან ჩრდილოეთისაკენ მერიდიანულად მიმართული ეროზიული ქედები გამოდის, რომლებიც თანდათან დაბლდებიან და მდინარე ჭრამის ვაკეს უერთდებიან.

ჩვენ მიერ შესწავლილი რაიონის მთავარი მდინარეა ფოლადაური, რომელსაც სათავე ლელვართან აქვს და მდინარე მაშავერას ერთვის. ფოლადაურს თამარის ხიდან ერთვის მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაი, ხოლო სოფელ ფოლადაურთან (ყოფილი ჩათახი)—მდინარე ლოქი. ორივე ეს მდინარე ლოქის მთიდან იწყება.

აღნიშნული მდინარეები და მათი უამრავი შენაკადები სერავენ ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილს და გეოლოგიური დაკვირვებისათვის ხელმისაწვდომს ხდიან.

მასივი ამჟამად ძლიერი დენუდაციის არეს წარმოადგენს. ხსენებული მდინარეები და მათი შენაკადები ღრმად არის მასივში ჩაჭრილი და სხვადასხვა მიმართულების ციკაბო ფერდებიან ეროზიულ ქედებს ქმნის.

ლოქის მასივი დაფარულია ფოთლოვანი ტყით. მისი აღმოსავლეთი ნაწილი ამჟამად მთლიანად უდაბურია, წინათ კი მჭიდროდ დასახლებული მხარე ყოფილა. აქ ტყით დაფარულ, ზოგჯერ საკმაოდ ძნელად მისადგომ ადგილებში ვხვდებით ძველ ნასოფლარებს, სასაფლაოებს, ეკლესიების ნანგრევებს და შესანიშნავი თაღური ფორმის ქვიტყირით ნაგებ ხიდებს მდინარეებზე.

ცნობებს რაიონის მადნეული საბადოებისა და მათი დამუშავების შესახებ ვხვდებით ვახუშტის [2] შრომაში.

მეფე ერეკლე მეორეს დროს საქართველოს მეტალურგიულ ცენტრს ეს მხარე წარმოადგენდა.

პირველ გეოლოგიურ ცნობებს რაიონის შესახებ უკვე აბიხი იძლევა [11,81]. რომელიც მის გეოლოგიურ რუკაზე მდინარე ფოლადაურის ხეობაში, გარდა დანალექი წყებებისა, გრანიტებსაც იხსენიებს. მდინარე ლოქის სათავეში და მდინარე ჭანდარის ხეობაში დატანილი არის გრანიტების მცირე სიდიდის გამოსავლები, რომლებიც მესამეულზე უფრო ძველი ასაკის ვულკანოგენურ-დანალექ ქანებს ქვეშ იძირებიან.

ლოქის მასივის გრანიტოიდების პირველი მოკლე პეტროგრაფიული აღწერა მოცემული აქვს პელიკანს [27].

XIX საუკუნის ბოლო და XX საუკუნის პირველ ათეულ წლებში საქართველოს ტერიტორიის გეოლოგიურ შესწავლას აწარმოებდნენ კავკასიის სამთო სამმართველოს გეოლოგები. მათ მიერ გამოქვეყნებულ ცნობებს ჩვენი რაიონის გეოლოგიის შესახებ ახლა მხოლოდ ისტორიული მნიშვნელობა აქვს.

პირველ რიგში აღსანიშნავია გ. წულუკიძის შრომა [78], რომელიც 1877 წ. დაიბეჭდა. ჩვენი რაიონის სტრუქტურული სქემა აქ სწორად არ არის მოცემული, რადგან ცარცული და იურული ნალექები ავტორს პალეოზოოურად მიაჩნია. ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლები პირველად წულუკიძემ აღწერა. ის ასახელებს მოყვითალო-ნაცრისფერ მუსკოვიტიან ფიქლებს და თითქმის შავი ფერის გრაფიტის შემცავ რქატყუარიან ფიქლებს, რომლებშიც კვარცის წვრილი ძარღვებიც გვხვდება. კრისტალური ფიქლები მას კამბრიულისწინად აქვს მიჩნეული.

მდ. ფინაზაურისა და დამბლუთის ხეობებში წულუკიძე აღნიშნავს გრანიტებს, რომლებიც, მისი დაკვირვებით, კრისტალურ ფიქლებს კვეთენ. გეოლოგიურ რუკაზე გრანიტებს გამოყოფს მდინარე ლოქის სათავეებშიც. ამ გრანიტების დახასიათება მას მოცემული არა აქვს.

საინტერესო ცნობებს ჩვენი რაიონის შესახებ ვხვდებით ნ. ლებედევის შრომებში [56, 57].

მდინარე ფოლადაურის ხეობაში სოფელ აღ-კერპის ქვემოთ ნ. ლებედევი აღნიშნავს ვრანტებს. მის შრომებში ვხვდებით ცნობებს ბარდაზორის გრანიტებს შესახებაც. გრანიტების გავრცელების რაიონში იგი აღნიშნავს კვარციტულსა და თიხიან-კვარციან ქვიშაქვებს. ამ ავტორის მიხედვით გრანიტები წარმოადგენენ უძველეს ქანებს, რომელზედაც განლაგებულია დანარჩენი ქანები.

რაიონს ეხება ს. სიმონოვიჩი წერილში თბილისის გუბერნიის გეოლოგიის შესახებ [69], რომელიც 1902 წელს დაიბეჭდა, მაგრამ მასში მხოლოდ ოროგრაფიულ-ჰიდროგრაფიული ცნობებია მოცემული.

საქართველოში საბჭოთა ხელისუფლების დამყარების შემდეგ ჩვენა რესპუბლიკის ტერიტორიის გეოლოგიური შესწავლის საქმე გეგმიურსა და სისტემატურ ხასიათს იღებს. ლოქის მასივი და მისი მეზობელი რაიონებიც ასეთი შესწავლის ობიექტი გახდა.

1926 წლიდან კ. გაბუნია აწარმოებს ფოლადაურის რკინის საბადოს შესწავლას. მისი გეოლოგიური გამოკვლევები სცილდება საბადოს უბნის გეოლოგიასთან დაკავშირებულ საკითხებს. იგი ეხება აგრეთვე ლოქის მასივს. უკვე 1926 წელს მდინარე ლოქისა და ფოლადაურის ხეობებში ავტორი აღნიშნავს გრანიტებს, რომლებიც, მისი დაკვირვებით, უფრო ძველია, ვიდრე ამ რაიონში წარმოდგენილი დანალექი ქანები და პორფირიტები.

ერთი წლით უფრო გვიან კ. გაბუნია გრანიტების წოლის ფორმას ბათოლითურად განსაზღვრავს და მათ მიკროსკოპულ დახასიათებას იძლევა. გრანიტებზე განლაგებულ ქვიშაქვებს ავტორი ზედა იურულად თვლის, ხოლო კირქვებს—აბტურად. ის არჩევს ორი ასაკის პორფირიტებს—ქვედა ცარცულსა და, აქ წარმოდგენილ ყველა ნალექზე ახალგაზრდა პორფირიტებს.

კ. გაბუნიას მიერ შეგროვილი მასალა მოცემულია პ. გამყრელიძის თანავტორობით გამოსულ შრომაში [1], რომელსაც ჩვენ ქვემოთ განვიხილავთ. აქ კი აღნიშნავთ, რომ ამ მკვლევრის მიერ ჩატარებულმა მუშაობამ ჩვენს რაიონს საკმაო შუქი მოჰტანა, მაგრამ გრანიტული მასივის პეტროგრაფიული შესწავლა, მას თითქმის არ უწარმოებია. ამით უნდა აიხსნას მცდარი შეხედულება, რომ თითქოს ლოქის მასივის გრანიტოიდებში კალიუმის მინდვრის შპატი ორთოკლასით იყოს წარმოდგენილი, კვარცს კი ტალღური ჩაქრობა არ ახასიათებდეს.

მეზობელ ალავერდის რაიონში (სომხეთის სსრ) სპილენძის საბადოს რაიონის გეოლოგიურ შესწავლასთან ერთად, ვ. გრუშევიცი იძლევა ცნობებს ჩვენ მიერ შესწავლილი რაიონის გეოლოგიის შესახებაც [26]. შემდეგში ის გეოლოგიურ სამუშაოებს აწარმოებს ლოქის მასივზედაც [27]. მკვლევარი ფიქრობს, რომ ლოქის მასივზე, ძირულის მასივის ნაცრისფერი კვარცხანი დიორიტებისა და ვარდისფერი გრანიტების ანალოგიურად, ორი ასაკის გრანიტოიდები უნდა გვექონდეს, მაგრამ მათი ერთმანეთისაგან გამოყოფა მას არ მოუხდენია. ავტორი ამ შრომაში [27] გრანიტების პეტროგრაფიულ დახასიათებას იძლევა. ე. უსტიევის [74] მიხედვით.

ვ. გრუშევიცი ლოქის მასივის ჩრდილო და სამხრეთ პერიფერიებზე აღნიშნავს აგრეთვე მესამეული ასაკის გრანიტულ ინტრუზივებს, რომლებსაც რაიონში არსებულ გამადნებებს უკავშირებს.

იურული ნალექების სტრატეგრაფიულ ერთეულებად დაყოფისას ამ მკვლევარმა გამოიყენა წმინდა ლითოლოგიური მეთოდი, რაც ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონისათვის მიზანშეწონილი არ აღმოჩნდა. ამაზე სამართლიანადაა მითითებული კ. გაბუნიას და პ. გამყრელიძის შრომაში [1].

ლოქის მასივის სამხრეთ ნაწილში კამიშლოს მიდამოების შესწავლა აწარმოვა ი. ბარკანოვმა [16]. მისი შრომა საინტერესოა იმით, რომ პირველად ამ ავტორის მიერ არის ჩატარებული მასივის ქანების შედარებით დეტალური პეტ-

როგრაფიული შესწავლა. ი. ბარკანოვი კამიშლოს რაიონში გამოყოფს—ალბისკიტურ ალბიტ-მიკროკლინიან გრანიტებს, კვარციან დიორიტებს, რომელიც ზოგჯერ ზოლებრივია, კრისტალურ ფიქლებსა და ძარღვის ქანებს—ლამპროფირებს, აპლიტ-პეგმატიტებს, კვარცს. გრანიტები პალეოზოურად მიაჩნია და კვარციან დიორიტებს გრანიტებზე ძველად თვლის. ავტორს შესაძლოდ მიაჩნია, რომ კრისტალური ფიქლების ნაწილი კამბრიულისწინა დროში იყოს წარმოშობილი. ძარღვის ქანებიდან მიკრო-დიორიტს და მიკრო-გაბროს ვარდისფერი გრანიტების ლამპროფირულ განთვისებად თვლის. გარდა ამისა, ი. ბარკანოვი გამოყოფს ნეოინტრუზიებს, რომლების ძარღვული განთვისებებია პორფირიტები, და, აგრეთვე, იურულისშემდგომ ძარღვის ქანებს: გრანიტპორფირებს, ალბიტ-ტიან მიკროგრანიტს, გაბრო-პორფირიტს და კვარცს.

1936 წ. დაიბეჭდა ე. უსტიევის წერილი ლოქის მასივის გრანიტული ინტრუზიების შესახებ [74]. წინა მკვლევართან შედარებით ე. უსტიევი გრანიტების უფრო დეტალურ პეტროგრაფიულ აღწერას იძლევა, და მისი შრომის ღირსებას სწორედ ეს წარმოადგენს.

ე. უსტიევი რაიონში აღწერს სამ ერთმანეთისაგან იზოლირებულ გრანიტულ მასივს; ჯანდარის მასივი-გაშიშვლებული სოფელ ჯანდართან 15 კვ. კმ ფართობზე, მასივი თამარის ხილთან—1,5 კვ. კმ ფართობზე და მესამე სოფელ აღ-კერპისთან—0,5 კვ. კმ ფართობზე.

გრანიტები, რომლებიც აქ მეტად ჰრელი სტრუქტურით ხასიათდებიან, ქარსების შემცველობის მიხედვით ავტორმა ორ ჯგუფად გაჰყო: ბიოტიტიან გრანიტებად და ორქარსიან გრანიტებად. მისი მონაცემებით ყველაზე დიდი გავრცელებით ბიოტიტიანი გრანიტები სარგებლობენ, რაც არაა სწორი. ამ გრანიტებში კვარცს ახასიათებს ტალღური ან მოზაიკური ჩაქრობა, პლაგიოკლასი წარმოდგენილია ალბიტით, ხოლო კალიშპატი—მესერიანი ან უმესერო მიკროკლინით. გრანიტების ასაკი პალეოზოურია.

ე. უსტიევს კრისტალური ფიქლები ძლიერ ერთგვაროვნად მიაჩნია. ასეთი დასკვნა ნაჩქარევია, რადგან მას ამ ქანების შესწავლა არ უწარმოებია.

ლიასური ნალექები ამ მკვლევარმა ბაიოსურად ჩათვალა და, ამრიგად, გრანიტული მასივი მთლიანად ბაიოსურ ნალექებში მოაქცია. ეს ნალექები, მისი დაკვირვებით, მონოკლინურად არის დაქანებული ჩრდილოეთისაკენ, რაც აგრეთვე სწორი არ არის. ამასთან ბაიოსურ ნალექებზე ცარცული კირქვების განლაგებას ის აღნიშნავს დაახლოებით 7 კმ უფრო ჩრდილოეთით (სოფ. ფოლადურთან), ვიდრე სინამდვილეშია. გრანიტული მასივები მას სრულიად ნებისმიერად აქვს შემოკონტურებული. სოფელ ჯანდარის რაიონში გრანიტული მასივი, მისი მონაცემებით, 15 კვ. კმ ფართობზე შიშვლდება. ეს ბევრად პატარა იმასთან შედარებით, რაც სინამდვილეშია. სოფელ აღ-კერპისთან მის მიერ აღნიშნული გრანიტები შემდეგში საერთოდ ნახული არ ყოფილა, ხოლო თამარის ხილთან წარმოდგენილი გრანიტოიდები პალეოზოური არ არის.

დაუსაბუთებელია აგრეთვე მისი მოსაზრება ძველი კრისტალური ღერძის შესახებ, რაც სამართლიანად არის გაკრიტიკებული კ. გაბუნიას და პ. გამყრელიძის შრომაში [1].

1935 წელს ბორჩალოს რაიონი ავეგმა პ. გამყრელიძემ ვ. ედილაშვილის მონაწილეობით; სამუშაოები ტარდებოდა კ. გაბუნიას კონსულტაციით. ამ

მუშაობის შედეგები მოცემულია კ. გაბუნის და პ. გამყრელიძის საერთო შრომაში [1], რომელიც შედარებით გვიან დაიბეჭდა.

ამ სამუშაოების შედეგად:

1. შედგენილია გეოლოგიური რუკა ხუთ ვერსიან მასშტაბში, რომელიც საფუძვლად დაედო შემდეგში ამ რაიონისათვის შედგენილ ყველა გეოლოგიურ რუკას.

2. გაირკვა კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების დამოკიდებულება გრანიტოიდებთან.

3. ფაუნისტურად იქნა დადგენილი მასივზე ლიასური ნალექების არსებობა (ქვედა ლიასი).

4. გაირკვა ლიასური ნალექების ურთიერთობა ბაიოსის ვულკანოგენურ წყებასთან. ამასთან პირველად აღინიშნა ლოქის მასივზე დონეცური ფაუნის გამოვლინება.

5. გამოიყო ფაუნისტურად დათარიღებული შუა ეოცენური ნალექები, რომლებიც მანამდე ბაიოსურად ითვლებოდა.

6. გამოიყო ლოქის მასივის ძველ გრანიტოიდებში ახალგაზრდა ინტრუზიები, რომელიც შუა ეოცენზე ახალგაზრდად იქნა მიღებული. მათ შორის პირველად ამ მკვლევარებმა გამოიყვეს ფოლადურის (პერპენჯანის) ახალგაზრდა ინტრუზია. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ ახალგაზრდა ინტრუზიების გავრცელების ფართობი საკმაოდ გაზვიადებულად იყო წარმოდგენილი.

7. მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე დადგენილ იქნა ცარცული ნალექების შეცოცება იურულ ნალექებზე.

აღსანიშნავია, რომ მკვლევარმა ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყება ძირულის მასივის ფილიტების წყების ანალოგიურად ჩათვალეს, რამაც შემდეგში გაცხოველებული კამათი გამოიწვია.

რაიონის მთავარ ტექტონიკურ ერთეულს ისინი უწოდებენ ლოქ-ჯანდარის ანტიკლინს, რომელთანაც დაკავშირებულია ლოქის მასივის გაშიშვლებული ნაწილი.

ამ მკვლევარების მიერ გარჩეულ ცალკეულ საკითხებზე ჩვენ კიდევ მოგვიხდება სათანადო ადგილებზე შეჩერება. აქ კი აღვნიშნავთ, რომ მათ მიერ შეგროვილი მასალის შემდგომი დამუშავებისას, რაც საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიურ ინსტიტუტში წარმოებდა, ფაუნისტურად დადგენილ იქნა ლოქის მასივზე მთელი ლიასის არსებობა, გარდა მისი სულ ქვედა, ჰეტანკური, და სულ ზედა, აალენური სართულებისა [29, 45].

1942 წელს პ. გამყრელიძემ ძებნა-ძიებითი სამუშაოების ჩატარებისას მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ბაიოსურ ვულკანოგენურ წყებაში მუავე ეფუზიური ფაციესი გამოყო. აღნიშნული მუავე ქანები, ჩვენი დაკვირვებით, ბაიოსურ წყებას არ უნდა ეკუთვნოდეს, რაზედაც ჩვენ შემდეგ შევჩერდებით.

ამრიგად, ჩვენთვის საინტერესო რაიონის გეოლოგიური შესწავლის საქმემ საკმაოდ წაიწია წინ, მაგრამ ლოქის მასივის დეტალური პეტროგრაფიული შესწავლა ჯერ კიდევ ჩატარებული არ იყო. ეს ხარვეზი შევსებულ იქნა თ. ყაზახაშვილის, გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიერ.

ლოქის მასივის დასავლეთი ნაწილის პეტროგრაფიული აღწერა თ. ყაზახაშვილმა 1941 წელს დაამთავრა, შემდეგში ის კიდევ აწარმოებდა კვლევით სამუშაოებს ამ მასივზე. მისი მრავალწლიანი დაკვირვებათა შედეგები მოცემულია 1949 წელს დაწერილ ნაშრომში.

თ. ყაზახაშვილმა ლოქის მასივის მეტამორფული წყების დეტალური პეტროგრაფიული აღწერა მოგვცა. მან ამ წყებაში გამოყო 13 სახის მეტამორფული ქანი. მკვლევარს მიაჩნია, რომ მთელი ეს წყება ძირითადად დანალექი ქანების შეცვლით არის წარმოშობილი. ლოქის მასივის მეტამორფულ წყებას ის ძირულის მასივის კრისტალური ფიქლების წყების სინქრონულად თვლის. ავტორი გრანიტოიდებიდან გამოყოფს ძველ გრანიტებს, რომლებიც კალედონური ოროგენეტიული ციკლის ბოლო ან პერცინული ოროგენეტიული ციკლის პირველ ფაზაში არიან წარმოშობილი. მასში ორ პეტროგრაფიულ სახეობას არჩევს — კვარციან დიორიტებსა და გრანიტებს. მკვლევარი გრანიტებსა და კვარციან დიორიტებს შორის თანდათანობითი გადასვლებს ხედავს და განსხვავებებს მათ შორის მტკავე მაგმის დიფერენციაციით ხსნის.

ძველ გრანიტებზე უფრო ახალგაზრდაა ორქარსიანი გრანიტები, რომლებიც თ. ყაზახაშვილს პერცინული ოროგენეტიული ციკლის უფრო გვიან ფაზაში წარმოშობილად მიაჩნია. მისი დაკვირვებით, ორქარსიანი გრანიტები კვეთს ძველ გრანიტებს და, ალბათ, შტოკისებურ სხეულებს ქმნის.

მკვლევარი პერცინულ ოროგენეტიული ციკლის სულ ბოლო ფაზისში წარმოშობილად თვლის აპლიტურ და მუსკოვიტიან გრანიტებს.

როგორც ვხედავთ, თ. ყაზახაშვილს ლოქის მასივის ქანების ყველა სახეობა პალეოზოურ დროში წარმოშობილად მიაჩნია. მისი მონაცემების მიხედვით, კალედონურის მიწურულიდან ან პერცინული ოროგენეტიული ციკლის პირველი ფაზისიდან ამ ციკლის დასასრულამდე მასივს ემატება სხვადასხვა სახის გრანიტები. ჩვენი დაკვირვებით, ლოქის მასივზე (აღმოსავლეთ ნაწილში) ერთი ასაკის გრანიტოიდებია წარმოდგენილი, რომლებსაც თავისი მომყოლი აპლიტური ფაზისი აქვს (ამ საკითხზე ჩვენ სათანადო აღვილზე შევჩერდებით).

გრანიტული მასივი იკვეთება დიაბაზებისა და პორფირიტების ძარღვებით, რომელთა შორის თ. ყაზახაშვილი ხუთი სახის დიაბაზს არჩევს: ქლორიტიან, ურალიტიან, ავგიტიან, რქატყუარიან და კვარციან-რქატყუარიან დიაბაზებს. ამასთან ის არჩევს ექვსი სახის პორფირიტს: ძლიერ შეცვლილი პორფირიტი, პლაგიოკლაზიანი, პლაგიოკლაზ-ქლორიტიანი და რქატყუარიანი პორფირიტები, დიაბაზ-პორფირიტი და კვარციანი პორფირიტი. ყველა ეს ძარღვის ქანი მას ბაიოსურად მიაჩნია.

კ. გაბუნია და პ. გამყრელიძის მიერ გამოყოფილ ახალგაზრდა ინტრუზივებს თ. ყაზახაშვილი პალეოზოურად თვლის. მხოლოდ ფოლადურის ინტრუზიის რაიონში მან გამოყო გრანიტ-პორფირული სხეული, რომლის ასაკი ტურონულად განსაზღვრა. ის გრანიტ-პორფირებს უკავშირებს აგრეთვე კვარციან პორფირიტებს. გარდა ამისა, იმავე ცარცული ვულკანური აქტივობის პროდუქტებად თვლის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე გავრცელებულ კვარციან ალბიტოფირებს და დაციტებს.

თ. ყაზახაშვილი ლოქის მასივში გამოყოფს მესამეული ასაკის ინტრუზიულ სხეულებს, რომლებიც კვარციანი დიორიტებით და კვარციანი დიორიტ-პორფი-

რითებით არის წარმოდგენილი. ასეთი სხეულების არსებობა ლოქის მასივის ადმოსავლეთ ნაწილში, ჩვენი დაკვირვებებით, არ დადასტურდა.

ლოქის მასივის პეტროგრაფიული შესწავლა აწარმოეს გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა [39, 73]. მასივის მეტამორფულ წყებაში ეს ავტორები უშეგებენ ძირულის მასივის როგორც კრისტალური ფიქლების, ისე ფილიტების ანალოგების არსებობას. უფრო გვიან მათ ამ ქანების მიკროსკოპული შესწავლა აწარმოეს და დაადასტურეს თავიანთი შეხედულება [41, 43].

მასივის გრანიტოიდებში ეს მკვლევარები ორ ასაკობრივ ტიპს გამოყოფენ: ბიოტიტან გრანიტოიდებს—კამბრიულის წინას და ვარდისფერ გრანიტოიდებს—პალეოზოურს. უფრო გვიან [45] მათ გაიზიარეს მოსაზრება ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებში მხოლოდ ერთი ასაკობრივი ტიპის არსებობის შესახებ.

გრანიტოიდებში გარდა იმ სახეობებისა, რომელიც თ. ყაზახაშვილმა გამოყო, აღნიშნავენ რქატყუარა-ბიოტიტან გრანიტოიდებს, რომლებსაც მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე საკმაო გავრცელება აქვს.

დამბლუდის გრანიტოიდებს, რომლებიც წინა მკვლევარებმა ახალგაზრდად მიიჩნიეს [1], გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი, იმ ფაქტზე დაყრდნობით, რომ ამ გრანიტოიდების ნაგორები მასალა ლიასური ნალექების ფუქემი გვხვდება, პალეოზოურად თვლიან.

ამ მკვლევარების მიერ ფოლადაურის ინტრუზიის ძირითადი ნაწილი პალეოზოურად იქნა დათარიღებული, მაგრამ უფრო გვიან მათ ეს ინტრუზია ახალგაზრდად მიიჩნიეს.

გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა პირველებმა აღწერეს გრანიტოიდების მიერ შეცვლილი ფუქე ქანები და მათ მეტადიორიტები უწოდეს.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია ის, რომ ამ მკვლევარებმა ლოქის მასივის მეტამორფული წყების შესწავლა აწარმოეს ძირულისა და ხრამის მასივების ასეთივე წყებების შესწავლასთან ერთად. ჩატარებული სამუშაოების შედეგად მათ შესძლეს კრისტალური ფიქლების წყების მომცემი დედაქანების გარჩევა ფილიტების წყების მომცემი ქანებისაგან.

როგორც ვხედავთ, თ. ყაზახაშვილის, გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიერ ჩატარებული სამუშაოების შედეგად ლოქის მასივის პეტროგრაფიული შესწავლის საქმემ საკმაოდ წინ წაიწია. ქვევით ჩვენ ცალკეული საკითხების განხილვისას ხშირად მოგვიხდება ამ ავტორთა მოხსენიება.

1945—46 წლებში ჩვენი რაიონის შესწავლას ეწეოდნენ ვ. კომარი და ბ. ვისოცკი, რომლებმაც ამ რაიონის გეოლოგიური რუკაც მოგვცეს. საკუთრივ მასივის შესწავლა მათ არ უწარმოებიათ.

ამ მკვლევარებმა ლიასურ ნალექებში ფაუნისტურად დაასაბუთეს ააღენური სართულის ქვედა პორიზონტების არსებობა. მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე სრულიად უარყვეს ბაიოსური ნალექების არსებობა. ის, რაც აქ ბაიოსურ ნალექებად ითვლებოდა, ნაწილობრივ ცარცულ, ხოლო ნაწილობრივ ლიასურ წყებებს მიაკუთვნეს. ჩვენი დაკვირვებითაც ბაიოსური ნალექების უწყვეტი ზოლი მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე არ უნდა გვქონდეს და ცარცული ნალექები ბევრგან აქ უშუალოდ ეხება ლიასურ ნალექებს ან კრისტალურ მასივს. მაგრამ, საერთოდ ბაიოსური ნალექების არ არსებობა მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე მათ არ დაუსაბუთებიათ. აქ მხედვე-

ლობაში უნდა გვექონდეს, რომ ცარცული ნალექების ქვეშ, რომელიც ფუძის კონგლომერატებით იწყება, ხშირად გვხვდება ბაიოსური ქანების სრულიად ანალოგიური ნალექების მცირე ნარჩენები.

ამ მკვლევარებმა მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ზედა ლიასური მთავე ეფუზივები გამოყვეს, რაც, ჩვენი დაკვირვებით, არ დასტურდება.

მათ მიერ შესწავლილ ფართობზე ამ მკვლევარებმა გამოყვეს ორი მთავარი სტრუქტურული ერთეული: ჯანდარის ანტიკლინი და ლელვარის სინკლინი. ეს უკანასკნელი რთული ბუნების სინკლინური ნაოჭია. ნ. კანდელაკი ამ რაიონში წარმოდგენილ სხვა ნაოჭებთან შედარებით ლელვარის სინკლინის რაიმე უპირატესობას ვერ ხედავს. ჩვენი დაკვირვებითაც, ლოქის მასივის ანტიკლინური ამბლემების რაიმე ასეთი მოპირდაპირე სტრუქტურული ერთეული ჩვენს რაიონში არ ჩანს. მასივის ირგვლივ განვითარებულია ტალღური ხასიალის ნაოჭები.

ამავე ავტორების მიერ მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაისა და ფოლადაურს შორის გამოყოფილია თალისებური ფორმის ანტიკლინი. ასეთი ნაოჭის არსებობა შემდეგში ნ. კანდელაკამაც დაადასტურა.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ვ. კომარმა და ბ. ვისოცკიმ სრულიად დაუსაბუთებლად უარყვეს მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ცარცული ნალექების შეცოცება ძველ ქანებზე. ამასთან მასივის დასავლეთ ნაწილში მათ მიერ წარმოდგენილი ქვეშეცოცება დამაჯერებლად არ გამოიყურება.

აღსანიშნავია კიდევ ის, რომ ავტორებმა, დეტალური შესწავლის გარეშე, ფოლადაურის (პერპენჯანის) ინტრუზიის რაიონში ახალგაზრდა გრანიტების არსებობა საერთოდ უარყვეს.

1947—48 წლებში ჩვენი რაიონის შესწავლას აწარმოებდა გეოლოგთა ჯგუფი ნ. კანდელაკის ხელმძღვანელობით.

აღსანიშნავია, რომ ფოლადაურის (პერპენჯანის) ახალგაზრდა ინტრუზია, რომელსაც ნ. კანდელაკი პირველად ბათურად თვლიდა, შემდეგში ავტორმა ზედა ცარცულად დაათარიდა.

მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთით ნ. კანდელაკი ბაიოსური ნალექების ქვეშ დაძირულ მასივს ჩაწყვეტილად წარმოიდგენს. ასეთი ჩაწყვეტის არსებობა ბუნებაში არ ჩანს და არც რაიმე მოითხოვს ასეთი რღვევის ხაზის წარმოდგენას. ჩვენი დაკვირვებით, ამ რაიონში მასივი თანდათანობით იძირება მეზობური ნალექების ქვეშ.

ზემოთ მოყვანილი ცნობებიდან ჩანს, რომ ჩვენს რაიონში მნიშვნელოვანი რაოდენობის გეოლოგიური სამუშაოებია ჩატარებული. მაგრამ ჩვენი რაიონის გეოლოგიური შესწავლა საქართველოს სხვა რაიონების შესწავლიდან მოწყვეტილად არ ჩატარებულა. ქართველ გეოლოგთა მიერ ჩატარებულია მნიშვნელოვანი სამუშაოები, რომელთა შედეგები მთელ რიგ მონოგრაფიებშია მოცემული. მათ შორის ჩვენ აღვნიშნავთ გ. ზარიძის [39], ნ. თათრიშვილის [73], გ. ძოწენიძის [31] შრომებს, რომლებშიაც საქართველოს პეტროგრაფიის მნიშვნელოვანი საკითხებია გადაჭრილი და ი. კახაძისა [45] და პ. გამყრელიძის [25] შრომებს, რომლებიც საქართველოს გეოლოგიის ყველა მნიშვნელოვან საკითხს მოიცავს.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ჩვენ მიერ ლოქის მასივზე სამუშაოების ჩატარებამდე მასივის გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული კვლევის საქმე საკმაოდ წინ იყო წაწეული. მიუხედავად ამისა, გადასაწყვეტი რჩებოდა მთელი რიგი საკითხები. პირველ რიგში გასარკვევი იყო ძველი გრანიტოიდების სხვადასხვა პე-

ტროგრაფიულ სახეობათა შორის ურთიერთ დამოკიდებულება. ვარკვეული არ იყო, თუ რამდენი ასაკობრივი ტიპი იყო წარმოდგენილ მასივის გრანიტოიდებში. ახალგაზრდა ინტრუზია (ფოლადაურის ინტრუზია) პეტროგრაფიულად შესწავლილი არ იყო და ამასთან მისი ასაკის შესახებ მკვლევარებს სხვადასხვა მოსაზრება ჰქონდათ. ფოლადაურის ინტრუზიის ასაკის დადგენა პრაქტიკული მნიშვნელობის ამოცანაც იყო, რადგან გამადნებები მასივის რაიონში სწორედ ახალგაზრდა ინტრუზიებთან არის დაკავშირებული და ამ ინტრუზიების ასაკის დადგენა ძებნა-ძიებით სამუშაოების სწორად წარმართვისათვის აუცილებელია (ჩატარებული სამუშაოების შედეგები მოცემულია შრომის ძირითად ნაწილში).

ლოქის მასივი სომხეთის ბელტის ნაწილს წარმოადგენს, მას ზედაპირზე განედურად წაგრძელებული ოვალის ფორმა აქვს და დაახლოებით 100 კვ. კმ ფართობზე შიშვლდება.

უძველესი ქანები, რომლებიც მასივის აგებულებაში იღებენ მონაწილეობას ლოქის მასივის მეტამორფულ წყებას ქმნიან. ამ წყებაში გვხვდება სხვადასხვა სახის კრისტალური ფიქლები, ფილიტები, მარმარილო, კვარციტი. აღნიშნავენ აგრეთვე გნეისებსაც. ამასთან ამ წყებაში მეტ-ნაკლებად შეცვლილი გაბრო-დიაბაზ-პორფირიტების ოჯახის ქანებიც მონაწილეობენ.

ლოქის მასივის მეტამორფული წყება გაკვეთილია პალეოზოური გრანიტოიდებით. ამ გრანიტოიდებში გვხვდება ამფიბოლიტების, გაბროების, დიაბაზებისა და პორფირიტების სხვადასხვა სიდიდის ქსენოლითები, რომლებიც ხშირად ისე ძლიერ არიან შეცვლილი, რომ მათი პირვანდელი ბუნების გარკვევა არ ხერხდება.

ექვი არ არის, რომ გრანიტოიდებში მოქცეული ფუძე ქანები მეტამორფული წყების წევრები არიან. მეტამორფულ წყებას ამ ქსენოლითურ სხეულებთან ერთად პირობითად ქვედა პალეოზოურად ვთვლით.

ლოქის მასივს ძირითადად პალეოზოური ასაკის გრანიტოიდები ქმნის. ეს გრანიტოიდები ხშირად იკვეთება პორფირიტებისა და დიაბაზების, ხოლო უფრო იშვიათად—ალბიტოფირების ძარღვებით. გრანიტოიდებიც პირობითად გვაქვს დათარიღებული. მათ წარმოშობას ჰერცინულ ორგონეტულ ციკლს ვუკავშირებთ.

მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ახალგაზრდა გრანიტული ინტრუზივი შიშვლდება. ჩვენ მას ფოლადაურის ინტრუზია ვუწოდებთ. ეს ინტრუზია ბათური ასაკის არის.

ლოქის მასივის ირგვლივ, უშუალოდ ძველ კრისტალურ ქანებზე განლაგებულია ლიასური ნალექები. ამ ნალექების ზოლი რამდენიმე ადგილას გადაფარულია უფრო ახალგაზრდა ტრანსგრესიული წყებებით, ხოლო ზოგან ახალგაზრდა გრანიტოიდების მიერ არის გაკვეთილი.

ლიასურ ნალექებში გამოიყოფა ორი წყება: ქვედა, კვარცის ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების და ზედა, ქარსაანი ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყება.

კვარცის ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების წყება, უშუალოდ კრისტალურ მასივზეა განლაგებული და ჩვეულებრივ კონგლომერატის შრეებით იწყება. კონგლომერატები ზოგან მძლავრად არის წარმოდგენილი და მათი სისქე: 2—3 ათეულ მეტრს აღწევს. ასეთ რაიონებში ნაგორები მასალის დიამეტრი საშუალოდ 5—10 სმ-ია (მასივის აღმოსავლეთით მთა ყარა-დაღის რაიონი); ზო-

გან კონგლომერატების სისქე ერთეულ მეტრებამდე მცირდება, ნაგორები მასალის სიმსხოც კლებულობს და ქანი თავისი ბუნებით მიკროკონგლომერატს უახლოვდება (მასივის ჩრდილო-დასავლეთი პერიფერია); ან შეიძლება კონგლომერატები სულ არ გვქონდეს და ლიასური ნალექები მსხვილმარცვლოვანი კვარცის ქვიშაქვებით დაიწყოს, როგორც ეს მდინარე ლოქის სათავეებში ვგაქვს.

კონგლომერატების დამრგვალებულ ქვებს შორის ცემენტის როლს კვარცის ქვიშა ასრულებს. ნაგორები მასალა ამ ქანებში შეისწავლა ვ. ზესაშვილმა. მისი მონაცემების მიხედვით ეს მასალა ძირითადად წარმოდგენილია კვარციანი ალბიტოფირებით, კვარცპორფირებით, კვარციანი პორფირიტებით, კრისტალური ტუფებით და კვარციტებით. იშვიათად გვხვდება გრანიტოიდები და კრისტალური ფიქლების დაკუთხული ნატეხები. ყურადღებას იქცევს კონგლომერატების ასეთი შედგენილობა. ლოქის მასივზე წარმოდგენილი ძველი კრისტალური ქანების ნაგორები მასალა მასში მეტად უმნიშვნელო რაოდენობით არის. როგორც ჩანს, ეს ქანები ძირითადად კონგლომერატის შემაცემენტებელი კვარცის ქვიშების მასალას იძლეოდა. უნდა ვიფიქროთ, რომ ნაგორები მასალა მასივის აღმოსავლეთით მდებარე რაიონიდან მოდიოდა, რადგან კონგლომერატების სიმძლავრე მასივის როგორც სამხრეთ, ისე ჩრდილო პერიფერიაზე აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ თანდათან კლებულობს, ხოლო მაქსიმუმს სწორედ აღმოსავლეთ პერიფერიაზე აღწევს. კონგლომერატების ნაგორები მასალის მომცემ რაიონში, ლიასური ტრანსგრესიის წინ, გაშიშვლებული უნდა ყოფილიყო ძირულის მასივის ქვედა ტუფების წყების ანალოგიური ქანები.

კონგლომერატების ნაგორები მასალის სიმსხო ზევით თანდათანობით კლებულობს და მასში კვარცის ქვიშაქვის შრეები იწყებს გამორევას, ხოლო თვით კონგლომერატებში ცემენტის რაოდენობა შედარებით ნაგორებ მასალასთან თანდათან იზრდება. შემდეგში კვარცის ქვიშაქვები ბატონდება და წყების ზედა ქაწილი მთლიანად ამ ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი.

ისევე, როგორც წყების ქვედა ნაწილი, კვარცის ქვიშაქვებიც ცვალებადი სიმძლავრის არის. მასივის ჩრდილო-დასავლეთ პერიფერიაზე, მდინარე ჭანდარის წყლის მარჯვენა შენაკადის სათავეებში, ამ ქვიშაქვების სისქე 10 მეტრს არ აღემატება; ლოქის ხეობაში, მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე, მისი სისქე 30 მეტრია, ხოლო მთა ყარა-დაღთან 100 მეტრის რიგის არის. კვარცის ქვიშაქვების სისქე ასევე დიდია მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე, მდინარე ლოქის სათავეებში, მაგრამ აქ კვარცის ქვიშაქვები წარმოდგენილია ქარსიან ქვიშაქვებთან მორიგეობაში.

კვარცის ქვიშაქვები მოთეთრო, ზოგჯერ კი მოვარდისფრო მსხვილმარცვლოვანი და ძირითადად კვარცის სხვადასხვა სიმსხოს, უმთავრესად ცუდად დამუშავებულ ნატეხებისაგან შედგება. კვარცი ტალღური ჩაქრობით ზასიათდება და მასში ხშირად ვხვდებით გაზის ბუშტების წვრილ ჩანართებს, რაც ძლიერ დამახასიათებელია ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების კვარცისათვის. შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება ქანში მინდვრის შპატები, რომელთა შორის კალიშპატი კიდევ უფრო დიდ იშვიათობას წარმოადგენს. ქარსებიდან აქ მუსკოვიტია წარმოდგენილი. მცირე რაოდენობით

ჯვებდება. მადნეული მინერალების დამრგვალებული მარცვლები. კვარცის ქვიშა-ქვის ცემენტი სერიციტულია.

ახალგაზრდა გრანიტოიდებთან ახლო მდებარე რაიონებში კვარცის ქვიშა-ქვებს ხშირად ეტყობათ გაკვარციტების ნიშნები.

აღმავალ კრილში კვარცის ქვიშაქვები თანდათან წვრილმარცვლოვანი ხდება და გადადის კვარცის ქვიშაქვებისა და ქარსიანი ქვიშაქვების მორიგეობაში; იქ სადაც ქარსიანი ქვიშაქვები გაბატონდება, ვატარებთ საზღვარს ლიასის ქვედა—კვარცის ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების და ზედა—ქარსიანი ქვიშაქვების და ფიქლებს წყებებს შორის. როგორც ვხედავთ მათ შორის გადასვლა თანდათანობითია და ქვედა წყება ტრანსგრესიული ლიასური ნალექების ფუძის ფორმაციას წარმოადგენს.

ქარსიანი ქვიშაქვები უკვე გარეგნულადაც განსხვავდება კვარცის ქვიშაქვებისაგან. ისინი წვრილმარცვლოვანი ქანებია, მუქი მონაცრისფრო, მოშავო ფერის. ხშირად მუსკოვიტის რაოდენობა მასში საკმაოდ დიდია, თეთრი ქარსის წვრილი ქერცლები შეუიარაღებელი თვალითაც კარგად ჩანს. ქანს უმეტეს შებენიანობაში ფიქლებრივი ტექსტურა ახასიათებს.

მიკროსკოპში ეს ქანები ფსამიტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს. შედგება ძირითადად კვარცის წვრილი ნამსხვრევებისაგან და მუსკოვიტის წვრილი ქერცლებისაგან, რომლებიც ხშირად გარკვეული ორიენტაციით არის განლაგებული. ცემენტი პელიტურ-სერიციტულ-ქლორიტულია, ზოგჯერ ნაწილობრივ კარბონატულიც. როგორც წესი, ცემენტში ორგანული ნივთიერება არის მირეული, რაც ქანს მუქ ფერს აძლევს. ხშირად ვხვდებით მასში მადნეულ მინერალებსა და, აგრეთვე, კარგად დამრგვალებული ცირკონის წვრილ მარცვლებს.

ქარსიანი ქვიშაქვები ზევით თანდათან კიდევ უფრო წვრილმარცვლოვანი ჯდება, პელიტური მასალის რაოდენობა მატულობს და თანდათანობით გადავიდით ფიქლობრივ თიხებში, რომლითაც ლიასური ნალექების სულ ზედა ნაწილია წარმოდგენილი.

ქარსიანი ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყება დიდი რაოდენობით შეიცავს განამარხებულ ფაუნას, რაც წყების დათარიღების საშუალებას იძლევა. აქ შეგროვილი პალეონტოლოგიური მასალა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიურ ინსტიტუტში დამუშავდა. მის საფუძველზე ლოქის მასივის ქარსიანი ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყებაში გამოყოფილია ლიასის ყველა სართული, გარდა ჰეტანჭურისა. ცნობილი არაა აგრეთვე აალენური სართულის ზედა ჰორიზონტები. ამ სართულის ქვედა ჰორიზონტების არსებობაზე პირველად მიუთითეს ვ. კომარმა და ბ. ვისოცკიმ, რაც ვ. ზესაშვილის მასალებითაც დასტურდება.

ჰეტანჭური სართულისათვის წყებაში რჩება საკმაოდ ადგილი სინემიურული ნალექების ქვეშ, ამავე სართულში უნდა მოექცეს კვარცის ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების მთელი წყება.

თქმულის საფუძველზე უნდა ვიფიქროთ, რომ ლიასური ნალექები ლოქის მასივზე თითქმის სრულად არის წარმოდგენილი. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ წყებას მხოლოდ აალენური სართულის ზედა ჰორიზონტები უნდა აკლდეს, რაც დონე-ცური ოროგენეტული ფაზისით გამოწვეული მოძრაობის შედეგი უნდა იყოს.

ქარსიანი ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყების სისქე ცვალებადია. ეს მოვლენა შესაძლოა ნაწილობრივ პირველადიც იყოს, მაგრამ ძირითადად იმიო

აიხსნება, რომ უფრო ახალგაზრდა ტრანსგრესიული წყებების მიერ მისი ზედა პორიზონტები და ზოგჯერ კი მთლიანად ეს ნალექები გადაარეცხილია ან გადაფარული.

მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, სადაც კი ხერხდება ამ ნალექების შედარებით სრული კრილის შესწავლა, მათი მაქსიმალური სისქე 300 მეტრს უახლოვდება.

მთლიანად ლიასური ნალექების სისქე ამ რაიონში 400 მეტრამდეა.

ლოქის მასივის სამხრეთით, მდინარე ფოლადაურისა და გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობებში წარმოდგენილია ბაიოსური მძლავრი ვულკანოგენური წყება. ამ წყების მცირე გამოსავლები გვაქვს მასივის ჩრდილო პერიფერიაზედაც, შემოცოცებული ცარცული ნალექების ქვეშ.

რიგ შრომებში შეიძლება ვნახოთ ამ წყების მეტ-ნაკლებად სრულად აღწერა. ჩვენს მიზანს არ შეადგენს ამ წყების დახასიათება. აქ მხოლოდ მოკლედ განვიხილავთ ბაიოსური წყების ამ ნაწილს, რომელიც უშუალოდ ლოქის მასივზეა განლაგებული. წყების ამ ნაწილის გაცნობა შესაძლებელია მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის გასწვრივ და მის მარცხენა შენაკადებში.

აღნიშნული მდინარის ხეობაში ბაიოსური ნალექების დეტალური შესწავლა აწარმოვა ვ. ზესაშვილმა. მისი მასალების მიხედვით, მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში ბაიოსური ნალექები წარმოდგენილია ალბიტინი და ალბიტ-ოლიგოკლაზიანი პორფირიტებით (სპილიტებით), ანდეზინიანი და ანდეზინ-ლაბრადორიანი პორფირიტებით, რომლებიც ხშირად რქატყუარას და პიროქსენს შეიცავენ, ტუფებით, ტუფ-ბრეჩქიებით, ტუფ-კონგლომერატებით და ტუფ-ქვიშაქვებით.

აღსანიშნავია, რომ ვ. გრუმევიცის ცდა, ლითოლოგიური ნიშნების მიხედვით ამ წყების სხვადასხვა პორიზონტებად დაყოფისა, მიზანშეწონილი არ აღმოჩნდა, რადგან ქანები, რომლებიც ბაიოსურ წყებას ქმნიან, ხშირად პორიზონტული მიმართულებით ერთმანეთს ანაცვლებენ. ამის შესახებ თავის დროზე მიუთითეს კ. გაბუნიაშვილმა და პ. გამყრელიძემ [1].

მიუხედავად ზემოთ ნათქვამისა, მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში, ვ. ზესაშვილის მონაცემების მიხედვით, ბაიოსურ წყებაში ქანების გავრცელების ერთგვარი კანონზომიერება ჩანს. წყების ქვედა ნაწილი ყოველთვის ალბიტინი პორფირიტებით და მისი პიროკლასტოლითებით არის წარმოდგენილი, რასაც ზევით ანდეზინ-პიროქსენიანი და ანდეზინ-რქატყუარიანი პორფირიტები და მისი პიროკლასტოლითები მოსდევს. წყების სულ ზედა ნაწილში ლაბრადორ-პიროქსენიანი პორფირიტები და მისი პიროკლასტოლითები ბატონდება.

აქ ყურადღებას იქცევს ის ფაქტი, რომ პორფირიტებისა და მისი პიროკლასტოლითების ამოფრქვევა შეესაბამება იმ სქემას, რომელიც საქართველოს სხვა რაიონების ბაიოსური ნალექებისათვის გ. ძოწენიძემ [31] მოგვცა.

მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში ამ წყების დათარიღებისათვის საჭირო პალეონტოლოგიური მასალა ნახული არ არის. მხოლოდ უფრო სამხრეთით, მდინარე ფოლადაურის ხეობაში, სოფელ ალკერაპისთან, ნახეს ფაუნა, რომელიც წყების ამ ნაწილს ზედა ბაიოსურად ათარიღებს [1]. მაგრამ ამ დათარიღებული ნალექების ქვეშ დარჩენილია წყების დიდი ნაწილი, რომელიც ჩვენს რაიონშია

ვანვითარებული და რომლის დათარიღებისათვის პალეონტოლოგიური მასალის უქონლობის გამო მიემართავთ სტრატეგრაფიულ მეთოდს.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ლიასურ ნალექებში ააღენურის სართულის ქვედა ჰორიზონტების არსებობა ფაუნისტურად არის დადასტურებული. ზედა ააღენურში ლოქის მასივზე დონეცური ოროგენეტული ფაზისის გამოვლინება გვაქვს. ამ ფაზისის შედეგად, როგორც ჩანს, ლოქის მასივის მნიშვნელოვანი ნაწილი (თუ არა მთელი მასივი) ზღვიდან თავისუფალია. ბაიოსური ტრანსგრესია აქ უკვე ნაწილობრივ დანაოკებულ ლიასურ ნალექებზე ვრცელდება. ჩვენი დაკვირვებით ლიასურ და ბაიოსურ ნალექებს შორის კუთხური უთანხმოება კარგად ჩანს.

აღნიშნულ კუთხურ უთანხმოებას შეიძლება დავაკვირდეთ მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მარცხენა შენაკადში, რომელიც თამარის ხიდიდან დაახლოებით 4 კილომეტრზე ერთვის ამ მდინარეს. აქ ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები დაქანებულია სამხრეთისაკენ 60° -იანი კუთხით (პატარა ანტიკლინური ნაოქის ღერძული ნაწილი გვაქვს), ხოლო მასზე განლაგებული ბაიოსური ნალექები, რომლებიც ტუფ-ქვიშაქვებით იწყება, დაქანებულია აღმოსავლეთისაკენ. დაქანების კუთხე იცვლება $15-30^{\circ}$ შორის (სურ. 34).

მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მეორე შენაკადში, რომელიც მას თამარის ხიდიდან დაახლოებით 7 კმ-ზე ერთვის მარცხენა მხრიდან, ბაიოსური ნალექების ქვეშ ქარსიანი ქვიშაქვების და თიხების წყება ძლიერ გათხელებულია, ისე რომ ბაიოსური ნალექები აქ ძლიერ უახლოვდება კვარცის ქვიშაქვების და კონგლომერატების წყებას, ხოლო ამ ხეობის მარჯვენა ფერდობზე ბაიოსური ნალექები უკვე გრანიტოიდებს ადევს თავზე.

ადგილ ფაფაზჩი-ტალასთან, ეკლესიის ნანგრევების აღმოსავლეთით მდებარე პატარა გორაკზე, ბაიოსური ნალექები უშუალოდ გრანიტოიდებზეა განლაგებული.

ბაიოსური ნალექების ასეთი განლაგება გვაფიქრებინებს, რომ დონეცური ოროგენეტული ფაზისის შემდეგ ჩვენი რაიონი წყლიდან განთავისუფლდა და ვადარეცხვას განიცდის. ჩვენთვის ცხადი არ არის, თუ რა დროს მოაღწია აქ ბაიოსურმა ტრანსგრესიამ და ამიტომ გაურკვეველია ბაიოსური ნალექების რომელი ჰორიზონტებია აქ წარმოდგენილი. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ მასივის სხვადასხვა უბანში ეს ტრანსგრესია სხვადასხვა დროს აღწევს. კერძოდ, მასივის აღმოსავლეთით მდებარე რაიონში ტრანსგრესია შედარებით უფრო გვიან მოდის.

მთა ყარა-დაღის აღმოსავლეთით და ბარიტის ხევის სათავეებში ლიასურ ნალექებზე უთანხმოდ განლაგებულია რქატყუარაინ-კვარციანი პორფირიტი, რომელიც, მართალია, ჩვენს რაიონში წარმოდგენილი ქანებისაგან საერთოდ გამოირჩევა, მაგრამ მისი ბაიოსური ასაკი საკვლავ არ უნდა იყოს, რადგან აღნიშნული პორფირიტი თავზე ადევს ლიასურ ნალექებს, ხოლო ჩრდილოეთით და აღმოსავლეთით მომყოლ ცარცულ წყებას ქვეშ ექცევა. ამასთან მდინარე აღ-სუს ხეობაში ასეთივე პორფირიტები ახალგაზრდა გრანიტოიდებით არის გაკვეთილი, ხოლო ეს გრანიტოიდები, როგორც ქვემოთ ვნახავთ, ბათური ასაკის არის.

აღნიშნული პორფირიტები რქატყუარის მსხვილი პორფირული გამონაყოფებით უკვე გარეგნულადაც გამოირჩევა ჩვენს რაიონში წარმოდგენილი სხვა პორფირიტებისაგან. ქანი მონაცრისფროა, რქატყუარის პორფირული გამონაყოფებით

ფების სიგრძე ხშირად სანტიმეტრებში იზომება. მიკროსკოპში ის პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს. ძირითადი მასა წარმოდგენილია პლაგიოკლაზისა და კვარცის წვრილი კრისტალებით და მინით. ქანში პორფირული გამონაყოფები რქატყუარის, პლაგიოკლაზის და კვარცის კრისტალებით არის წარმოდგენილი. ხშირად მასში მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა მადნეული მინერალი. მეორადი მინერალებიდან დიდი გავრცელებით სარგებლობს ქლორიტი. უფრო ცოტა პელიტური ნივთიერება და კარბონატი. ხშირად ვხვდებით პრენიტს.

რქატყუარა იდიომორფულ მსხვილ პორფირულ გამონაყოფებს იძლევა. მისი კრისტალების სიგრძე ხშირად სანტიმეტრს აღემატება. გარდა ამისა, ბევრია რქატყუარის შედარებით წვრილი კრისტალები, რომელიც მწვანე ფერისა და ხასიათებს კარგად გამოსახული პლეოქროიზში. აბსორბციის სქემა ბიოტიტური აქეს, ინტერფერენციული ფერები მაღალი, $CNg = 23^\circ$. ხშირად რქატყუარაში ვხვდებით პლაგიოკლაზის პოიკილიტურ ჩანართებს. გარდა მონოკრისტალებისა, იძლევა აგრეთვე ტყუპებსაც. ზოგჯერ მთლიანად ან ნაწილობრივ შეცვლილია. მისი შეცვლის შედეგად წვრილქერცლოვანი, სუსტად შეფერილი, კრისტალთა აგრეგატებია გაჩენილი.

პლაგიოკლაზის პორფირული გამონაყოფები რქატყუარასთან შედარებით ბევრად წვრილია, სამაგიეროდ ის უფრო ბევრია. შლიფში სხვადასხვა სიდიდის, მეტწილად წაგრძელებული ფორმის კვთებს იძლევა, ქმნის მარტივ მრჩობლებს ან მონოკრისტალებს, სუსტად შეცვლილია. შეცვლის პროდუქტი ქლორიტით, კარბონატით და პელიტური ნივთიერებით არის წარმოდგენილი.

ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი წაგრძელებული ფორმის წვრილ კრისტალებს იძლევა. ამ კრისტალების მაქსიმალური ჩაქრობის კუთხე $= 18^\circ$, რაც № 35 პლაგიოკლაზს შეესაბამება.

კვარცის პორფირული გამონაყოფები შედარებით ნაკლები რაოდენობით გვაქვს. ის იზომეტრულ, მომრგვალებული ფორმის მარცვლებს ქმნის, რომლებშიც ზოგჯერ პლაგიოკლაზის და რქატყუარას კრისტალების პოიკილიტური ჩანართები გვხვდება. ხასიათდება ტალღური ჩაქრობით. კვარცი ძირითად მასაშიც არის ასევე მომრგვალებული, მეტად წვრილი კრისტალების სახით.

ქლორიტი ქანში დიდი რაოდენობით შედის; მოყვითალო-მომწვანო ფერი აქვს. მეტ შემთხვევაში შეფერვა ძალიან სუსტია. პლეოქროიზში აქვს სუსტი ხშირად ის წვრილი ქერცლების აგრეგატებს იძლევა. ქლორიტის დიდი ნაწილი ძირითადი მასის ხარჯზეა გაჩენილი, თუმცა ის პორფირული გამონაყოფების (პლაგიოკლაზი, რქატყუარა) შეცვლის პროდუქტსაც წარმოადგენს. ქლორიტთან ერთად ზოგჯერ კარბონატიც გვხვდება.

მეორადი მინერალებიდან ამ ქანში ხშირად ვხვდებით პრენიტს, რომელიც სხივოსნური აგებულების კრისტალთა აგრეგატებს იძლევა. სრულიად გამჟვირვალეა. ინტერფერენციული ფერები აქვს ანომალური—მოწითალო-ყვითელიდან ლურჯამდე. ზოგჯერ ის ლიცარიელეებს ავსებს, ზოგჯერ კი სხვა მინერალების ადგილს იკავებს.

ქანში ხშირად მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება მადნეული მინერალის სხვადასხვა სიმსხოს, ზოგჯერ იდიომორფული, ზოგჯერ სრულიად უსწორ-მასწორო ფორმის კრისტალები.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მთა ყარა-დაღის დასავლეთ ფერდობზე აღწერილი პორფირიტები თავზე ადევს ლიასურ ქარსიან ქვიშაქვებს და თიხებს, რომელთა დაქანება აქ პერიკლინურად იცვლება NO—30°-დან SO—140°-მდე და დაქანების კუთხე 40—50°-ს შორის ცვალებადობს. რქატყუარიან-კვარციანო პორფირიტი კი დაქანებულია აღმოსავლეთისაკენ და ამ ნაწილში დაქანების კუთხე 20°-ს არ აღემატება. ეს პორფირიტი აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ (მთის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობზე) ლიასური ნალექების უფრო და უფრო ქვედა პორიზონტებს ფარავს და ფოლადაურის ახლოს უკვე კვარცის ქვიშაქვებზეა უშუალოდ განლაგებული.

აღწერილი სურათიდან ჩანს, რომ მთა ყარა-დაღის რაიონში ბაიოსური ნალექები სპილიტებით არ იწყება, როგორც ეს ვ. ზესაშვილის მასალების მიხედვით გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში გვაქვს. შესაძლოა, რომ აქ რქატყუარიან-კვარციანი პორფირიტი მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობის სპილიტების სინოქრონული იყოს, მაგრამ უფრო საფიქრებელია, რომ ეს პორფირიტები სპილიტებზე გვიან წარმოშობილი იყოს და მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობის ანდეზინ-რქატყუარიან პორფირიტებს შეესაბამებოდეს. აღნიშნულის გამო ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ლოქის მასივის აღმოსავლეთით ბაიოსური ტრანსგრესია შედარებით იგვიანებს.

აქ რამდენიმე სიტყვით შევეხებით ლოქის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ბაიოსური ნალექების გავრცელების ხასიათს. მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ბაიოსურ ნალექებს ვიწრო უწყვეტი ზოლის სახით გამოყოფენ ლიასურ და ცარცულ ნალექებს შორის. ჩვენი დაკვირვებით აღმოჩნდა, რომ მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, მის ჩრდილო პერიფერიაზე, დიდ ნაწილში ცარცული ნალექები უშუალოდ ეხებიან ლიასურ ნალექებს ან გრანიტოიდებს. ბაიოსური ნალექები აქ მცირე ნაფლეთების სახით გვხვდებიან და არ ქმნიან რაიმე უწყვეტ ზოლს.

მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ბაიოსური ნალექების მცირე გავრცელება ნაწილობრივ შესაძლოა პირველადი იყოს, მაგრამ ძირითადად ეს მოვლენა გადარეცხვით და ტრანსგრესიული ცარცული ნალექების მიერ გადაფარვით უნდა აიხსნას.

ლოქის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე, მდინარე ლოქის ხეობაში, ადგილობრთაფოსტასთან, ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების გადარეცხილ ზედაპირზე კვარცპორფირია განლაგებული, რომელიც აქ გავრცელებული ქანებისაგან უკვე თავისი კარგად გამოხატული სვეტისებური განწევრებით გამოირჩევა. ქანში დიდი რაოდენობით არის კვარცის მსხვილი პორფირული გამონაყოფები, რომლებიც მომწვანო-მონაცრისფრო მასაშია მოქცეული.

აღნიშნული სხეული პ. გამყრელიძის მიერ ბაიოსურად არის დათარიღებული, რადგან ავტორის დაკვირვებით, კვარცპორფირი სამხრეთით-ლიასურ ნალექებს უთანხმოდ ადევს თავზე, ხოლო ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით ბაიოსურ და სენომანურ ნალექებს ექცევა ქვეშ.

აქედან გამომდინარე, პ. გამყრელიძე ბაიოსურ წყებაში გამოყოფს მეფეფე ფაციესს. ამავე დროს ავტორი აღნიშნავს, რომ სხვაგან ბაიოსურ ნალექებში ასეთი ფაციესი არ გვხვდება.

ლოქის ხეობის გასწვრივ მიმავალ გზაზე კვარცპორფირის სხეულის დიდი კუთხური უთანხმოებით განლაგება ლიასურ ნალექებზე კარგად ჩანს. თვით

მდინარის კალაპოტში კი ეს სხეული ლიასური ნალექების შრეებრიობას მიუყვება. ვ. კომარმა და ბ. ვისოცკიმ შრეძარღვი ლიასურ ნალექებში თანხმობით განლაგებულ განფენად მიიჩნიეს და კვარცპორფირის წარმოშობა ჯედა ლიასურ ვულკანურ აქტივობას დაუკავშირეს.

ჩვენი დაკვირვებით, აღნიშნული კვარცპორფირი ახალგაზრდა უნდა იყოს არა მარტო ლიასურ და ბაიოსურ, არამედ სენომანურ ნალექებზედაც.

შრეძარღვი ლიასურ და სენომანურ ნალექებს შუა არის მოთავსებული, ზოგჯერ ლიასური ნალექების შრეებრიობას მიუყვება და ამიტომ ციცაბოდ არის დაქანებული. ხოლო იქ, სადაც ხეობაში საურმე გზა გადის, ეს სხეული თითქმის ჰორიზონტულად არის განლაგებული დიდი კუთხით დაქანებულ ლიასურ ნალექებზე. ასე გრძელდება ის დასავლეთისაკენ, შემდეგ ის მდინარე ლოქის შენაკადში გამოჩნდება, სადაც მას ცარცულ ნალექებთან შედარებით სუსტი დანაოჭება ეტყობა. უფრო დასავლეთით ეს სხეული შეჭრილია ცარცულ ნალექებში.

უნდა შენიშნოთ, რომ კვარცპორფირებს ლოქის ხეობის გაშიშვლებაში რამდენიმე მეტრი ხარვეზით სენომანური ფაუნის შემცველი კირქვები მოსდევს და არა ბაიოსური ნალექები, როგორც ეს ზოგ გეოლოგიურ რუკაზეა ნაჩვენები.

აღსანიშნავია კიდევ ერთი გარემოება. ბაიოსურ წყებაში მყავე ეფუზივები ცნობილი არაა. მასივის ჩრდილოეთით კი ცარცული ნალექების გამკვეთ მყავე ძარღვის ქანებს, რომლებიც დიდ ნათესაობას იჩენენ აღნიშნულ კვარცპორფირთან, საკმაოდ დიდი გავრცელება აქვთ.

ჩვენ მიგვაჩნია, რომ კვარცპორფირის ეს სხეული სენომანურზე ახალგაზრდა არის.

ბაიოსის ვულკანოგენური წყება საკმაოდ მძლავრია. მდინარე გულ-მაჰმელჩაის ხეობაში, ვ. ზესაშვილის გამოთვლით, ამ წყების სისქე 1,5—2 კმ უდრის.

მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე იურული წყებები ტრანსგრესიულად გადაფარულია ცარცული ნალექებით, რომლებიც აქ რთული ლითოლოგიური შედგენილობის მძლავრ წყებას იძლევა. ცარცული წყების ქვედა ნაწილი, რომელიც ზოგჯერ უშუალოდ ეხება მასივს, წარმოდგენილია ვულკანოგენური ქანებით, კირქვებით, მერგელებით და ქვიშაქვებით. ზედა ნაწილი, რომელიც სრული თანხმობით აგრძელებს ქვედას, ზედა ცარცის ვულკანოგენური წყების სახელითაა ცნობილი და წარმოადგენს ვულკანოგენური ქანების რთულ კომპლექსს. ეს წყება შედგენილია მყავე პორფირული ქანების მძლავრი განფენებით და მათი პიროკლასტოლითებით. ზოგჯერ მასში მერგელოვანი ქანები და ქვიშაქვებიც გამოერევა. ამ წყებაში გვხვდება კარგად ცნობილი მოყვითალო ფერის ზოლებიანი სამშენებლო ტუფები (ბოლნისის ტუფი).

ცარცული ნალექების ქვედა ნაწილი, რომელიც ზედასაგან კარგად გამოირჩევა მასში მნიშვნელოვანი რაოდენობით კარბონატული ქანების არსებობით, ჩვენი რაიონის აღმოსავლეთით მძლავრად არის განვითარებული, სადაც კ. გაბუნის და პ. გამყრელიძის მონაცემების მიხედვით მისი სიმძლავრე 2 კმ აღწევს. ჩვენს რაიონში კი ეს ნალექები ბევრად უფრო თხელია, მათი სისქე აქ 100—300 მ ცვალებადობს.

ცარცული ნალექები თითქმის ყოველთვის ტუფოგენური ქვიშაქვებით იწყება. ამ ქვიშაქვებში ხშირად მნიშვნელოვანი რაოდენობით მონაწილეობს კვარცის მასალა. ზოგჯერ ტუფოგენური ქვიშაქვების ქვეშ და აგრეთვე ამ ქვიშაქვებშიც კონგლომერატის თხელი შრეები გვხვდება.

ადგილ ორთაფოსტასთან მდინარე ლოქის მარცხენა შენაკადში ცარცული ნალექები იწყება კონგლომერატით, რომელიც ზევით თანდათან წვრილმარცვლოვანი ხდება და ქვიშაქვებში გადადის. კონგლომერატების და ქვიშაქვების სისქე აქ 15 მეტრს უდრის. კონგლომერატის ნაგარები მასალა ძირითადად კვარცით არის წარმოდგენილი, თუმცა გვხვდება აგრეთვე პორფირიტებიც. ქვიშაქვების ზედა ნაწილი გასტროპოდების ცუდად შენახულ ფაუნას შეიცავს. ქვიშაქვებს ზევით უკვე კირქვები აგრძელებს.

მდინარე ლოქის ხეობაში შემოცოცებული კირქვები თითქმის ეხება ქარსიანი ქვიშაქვების და თიხების წყებას, მათ შორის მხოლოდ კვარცპორფირის ძარღვია მოთავსებული. როგორც ვხედავთ, თვით მდინარე ლოქის კალაპოტში ცარცული ნალექები იწყება კირქვებით, რომლის სისქე აქ 60 მ უდრის.

მთა პერპენჯანთან ლიასური კვარცის ქვიშაქვებს უშუალოდ ტუფ-ბრეჩქიები ადევს თავზე, რომლებიც ზევით ტუფ-ქვიშაქვებით იცვლება. ამ ტუფ-ბრეჩქიებსა და ტუფ-ქვიშაქვებში ხშირად კვარცის ქვიშაქვების ნატეხებიც გვხვდება. ზევით ტუფ-ქვიშაქვები თანდათან კარბონატული ხდება და ასე გადავიდვართ ტუფოგენური მასალით მდიდარ კირქვებში, რომელშიაც ეს მასალა თანდათან მცირდება და ზევით სულ აღარ ჩანს. კირქვები აქ განამარხებულ ფაუნას შეიცავს. ტუფ-ბრეჩქიების და ტუფ-ქვიშაქვების სისქე 100 მ აღემატება, ხოლო კირქვების სისქე დაახლოებით 200 მეტრია.

მდინარე ფორთფორთში ბაიოსის ვულკანოგენურ ნალექებს თავზე ადევს კონგლომერატის თხელი შრე, რომელიც ძირითადად კვარცის მასალას შეიცავს. კონგლომერატს ზევით ქვიშაქვები მიჰყვება, რომელშიაც კონგლომერატის თხელი შრე რამდენჯერმე გამოერევა. ამ ქვიშაქვების სისქე აქ დაახლოებით 20 მეტრი უნდა იყოს. ზევით ქვიშაქვებს ქვიშიანი კირქვები მოსდევს, რომელიც მალე მასიური კირქვებით იცვლება. ამ კირქვების ქვედა ნაწილში დიდი რაოდენობით გვხვდება ოსტრეები. ზევით კირქვებში ტუფოგენური მასალა გამოერევა და ტუფოგენური ქვიშაქვების შრეები იჩენს თავს. ტუფოგენურ ქვიშაქვებში მერგელოვანი კირქვები მორიგეობს. უფრო ზევით ზედა ცარცის მძლავრი ვულკანოგენური წყება იწყება.

როგორც ვხედავთ, იქ, სადაც ტექტონიკური აშლილობა არა გვაქვს, ცარცული ნალექები კონგლომერატით ან ქვიშაქვებით ან კიდევ ტუფ-ბრეჩქიებით იწყება და შემდეგ თანდათანობით გადადის კირქვებში. ზევით ეს წყება ასევე მარული თანდათანობით გადადის ზედა ცარცის (ტურონი) მძლავრ ვულკანოგენურ წყებაში, რომელიც ჩვენი რაიონის ჩრდილოეთით მეტად დიდი გავრცელებით სარგებლობს.

სხვადასხვა მკვლევარების მიერ შეგროვილი პალეონტოლოგიური მასალის შეოხებით, ცარცული ნალექების ქვედა ნაწილი დათარიღებულია სენომანურად თუმცა მოსალოდნელია, რომ მასში ზედა ალბურის ელემენტებიც გვქონდეს. საინტერესოა აღვნიშნოთ, რომ კირქვები ჯერ კიდევ აბიხის მიერ იყო დათარიღებული შუა ცარცულად.

ჩვენი რაიონის სამხრეთით და სამხრეთ-დასავლეთით შუა ეოცენის ვულკანოგენური წყებაა განვითარებული, რომელიც, კ. გაბუნისა და პ. გამყრელიძის მონაცემების მიხედვით [1], წარმოდგენილია ძირითადად ანდეზიტური ვულკანოგენური ქანებით. წყების ქვედა ნაწილში გვხვდება აგრეთვე კონგლომერატები, ქვიშაქვები და კირქვები.

ეს წყება ტრანსგრესიულად, დიდი კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული იურიულ ნალექებზე. მისი დაქანების კუთხე 15°-ს არ აღემატება. ლოქის მასივის დასავლეთ ნაწილში შუა ეოცენური ნალექები უშუალოდ კრისტალურ მასივზეა განლაგებული.

კ. გაბუნია და პ. გამყრელიძე [1] შუა ეოცენურ ნალექებში 4 მთავარი ლითოლოგიურ ერთეულს გამოყოფენ. სულ ქვედა ლითოლოგიური ერთეულია კონგლომერატები და კვარცის ქვიშაქვები. წყების ეს ნაწილი ცვალებადი სისქის არის; ზოგან ის სულ არ გვხვდება. მისი მაქსიმალური სისქე 50 მეტრია.

მეორე ლითოლოგიური ერთეულია რუხი და ნაცრისფერი, ოდნავ მერგელოვანი ნუმულიტებიანი ქვიშაქვები, რომლის სიმძლავრე 27 მეტრს აღწევს.

მესამე ლითოლოგიური ერთეული კირქვის ფაციესით არის წარმოდგენილი და თავისი სტრატиграფიული მდებარეობით ნუმულიტებიანი ქვიშაქვების ადგილს იჭერს, ე. ი. ისიც უშუალოდ მოსდევს კონგლომერატებს და კვარცის ქვიშაქვებს. კირქვები ლინზის ფორმის არის და მათი სისქე 3—4 მეტრს არ აღემატება. ეს ლინზები შეიცავენ ნუმულიტების ფაუნას.

შუა ეოცენის მეოთხე და მთავარი ლითოლოგიური ფაციესია ანდეზიტური ვულკანოგენური ქანები, რომელიც თავისი ლითოლოგიით დიდ მსგავსებას იჩენს ამავე რაიონის ბაიოსურ ნალექებთან.

შუა ეოცენის ნალექები მძლავრ წყებას ქმნის. ამ წყებაში შეგროვილი ნუმულიტების ფაუნა წყებას სრულიად გარკვევით ათარიღებს შუა ეოცენურად.

მეოთხეული ნალექები ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონში მცირე გავრცელებით სარგებლობს. მდინარე ფოლადაურის შენაკადები ლოქის მასივზე ვიწრო ღრმა ხეობებს ჭრიან და ალუვიალურ დელუვიალური ნალექები, რომლებიც აქ ძირითადად ამ მდინარეთა ხეობებშია, მხოლოდ ვიწრო ნაფლეთების სახით გვხვდება.

მასივის ჩრდილოეთით მეოთხეული ნალექები უფრო და უფრო მეტ ფართობს იკავებენ და მდინარე ფოლადაური ქვემო წელში კმ ნალექებით დაფარულ ვრცელ ვაკეში ჭრის თავის ხეობას.

მიუხედავად იმისა, რომ ალუვიალური ნალექები ჩვენს რაიონში მცირე გავრცელებით სარგებლობენ, ამ ნალექებმა უკვე დიდი ხანია მიიქციეს გეოლოგების ყურადღება, რადგან ალუვიალური ნალექების ეს პატარა უბნები ხშირად პრაქტიკულად საინტერესონი არიან.

უშუალოდ ლოქის მასივზე ძველი ტერასები არ გვხვდება. მდინარეები აქ სიღრმითი ეროზიას აწარმოებენ. მათი ხეობების ფერდობებზე მდინარის კალაპოტთან ახლოს მდინარეული ნალექების მხოლოდ მცირე ნარჩენები ჩანს.

საინტერესოა აღვნიშნოთ, რომ ჩვენ მიერ შესწავლილი რაიონის ჩრდილოეთით მეოთხეულ ნალექებში როგორც მდინარე ლოქის, ისე მდინარე ფოლადა-

ურის ხეობებში ვხვდებით ვულკანური ფერფლის ლინზებს, რაც ახლო რაიონში მეთოთხეული დროის ვულკანურ აქტივობაზე მიუთითებს.

ლოქის მასივის მეტამორფული წყება

ლოქის მასივის უძველესი ქანები კრისტალური ფიქლებით და ფილიტებით არის წარმოდგენილი. ეს ქანები განსაკუთრებით კარგად არის განვითარებული მასივის დასავლეთ დაბოლოებაზე, საიდანაც ისინი მასივის სამხრეთ და ჩრდილო-დასავლეთ პერიფერიებზე ვრცელდებიან. სოფელ ჯანდარის სამხრეთით ამ ქანების ვიწრო ზოლი მოქცეულია გრანიტებს შორის, სხვაგან კი კრისტალური ფიქლები და ფილიტები პალეოზურ გრანიტოიდებსა და ახალგაზრდა ტრანსგრესიულ წყებებს შორის არის მოთავსებული.

ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონში მეტამორფული წყება ვიწრო და გრძელი ზოლის სახით შიშვლდება მდ. ჯანდარის სათავეებიდან ადგილ ფაფახჩი-ტალამდგ (მასივის სამხრეთი პერიფერია). ეს ზოლი საშუალოდ 200 მეტრი სიგანისაა; დასავლეთით უშუალოდ ებმის უფრო მძლავრად წარმოდგენილ ასეთსავე წყების ზოლს, ხოლო აღმოსავლეთით შემოცოცებულ მეზოზური ნალექების ქვეშ იმალება და სიგრძით დაახლოებით 4 კმ აღწევს. ადგილ ფაფახჩი-ტალამდგ აღმოსავლეთით ამ წყების მხოლოდ მცირე უბნებს ვხვდებით ტრანსგრესიული ლიასური ნალექების ქვეშ.

აღნიშნული წყება მრავალ ადგილას არის გაკვეთილი გრანიტოიდებისა და კვარცის ძარღვებით და ამასთან იგი ძლიერ გაქლენილია მყავე მაგმის მასალით. წყება იკვეთება აგრეთვე დიაბაზების, პორფირიტებისა და კვარციანი ალბიტოფირების ძარღვებით. მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყებაში კრისტალური კირქვის ლინზები არ გვხვდება, თუმცა ისეთი ლინზები მასივის დასავლეთ ნაწილში საკმაოდ გავრცელებულია

ამ წყებაში (მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში) მუქი ფერის გრაფიტიანი ფიქლებია გაბატონებული. ველზე ფიქლების სხვადასხვა სახეების გარჩევა არ ხერხდება. მხოლოდ მუსკოვიტ-სერიციტიანი ფიქლები გამოირჩევა თავისი შედარებით ღია ფერით და ნაწილობრივ აბრეშუმისებური ელვარებით.

მიკროსკოპით შესწავლის შედეგად ვარჩევთ: გრაფიტიან, გრაფიტ-სერიციტიან, გრაფიტ-ქლორიტიან, ანდალუზიტიან, სერიციტ-ქლორიტიან და მუსკოვიტ სერიციტიან ფიქლებს.

გრაფიტიანი ფიქლები ჩვენი რაიონის მეტამორფულ წყებაში დიდი გავრცელებით სარგებლობს, შავი ფერის არის, ტექსტურა ფიქლებრივი აქვს. ფიქლებრიობის გასწვრივ კვარცის თხელი ძარღვები გასდევს (ამ ძარღვების სისქე მილიმეტრის ნაწილებში ცვალებადობს და იშვიათად აღწევს მილიმეტრების მთელ რიცხვს). უფრო იშვიათად ასეთი ძარღვები ფიქლებრიობის გამკვეთივც არის. მიკროსკოპში ქანი ზოლებრივ-გრანობლასტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს.

თიხიან-გრაფიტიანი ზოლების გასწვრივ ინეცირებული კვარცი ან დამოუკიდებელ ზოლებს ქმნის, ან წაგრძელებული ფორმის დაგროვებებს აჩენს. დაგროვებებში კვარცის შედარებით მსხვილ მარცვლებს ვხვდებით, საერთოდ კი კვარცი წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს იძლევა და ხასიათდება სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით.

გრაფიტი ქანში დიდი რაოდენობით არის. ის თიხოვან მასალასთან ერთად ცალკე ზოლებს ქმნის. ქანი ხელს სვრის, და როგორც ჩანს, მას შავ ფერს გრაფიტი აძლევს.

პლაგიოკლაზი შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება, უმთავრესად ის კვარცის უბნებთან არის დაკავშირებული. იძლევა წვრილ უსწორმასწორო ფორმის კრისტალებს. ხშირად სრულიად საღია, ზოგჯერ კი მეტნაკლებად გასერიციტებული.

სერიციტი ამ სახის ფიქლებში მცირე რაოდენობითაა, მეტ შემთხვევაში ის თიხიან-გრაფიტიან ზოლებს უკავშირდება, თუმცა გვხვდება კვარცის ზოლებშიც.

ხშირად ვხვდებით ცირკონის სრულიად დამრგვალებულ ან უსწორმასწორო ფორმის წვრილ მარცვლებს. ასევე ხშირია ტურმალინის უსწორმასწორო ფორმის ან კარგად გამოსახული წვრილი ფორმის კრისტალები, რომელთაც ჭუჭყიანი მომწვანო ფერი, აბსორბციის შებრუნებული სქემა და ერთი და იგივე მარცვლის სხვადასხვაგვარი შეფერვა ახასიათებს. ქანი შეიცავს აგრეთვე მადნეული მინერალის წვრილ კრისტალებსაც. ზოგჯერ შლიფში კალციტის თხელი ძარღვებიც გვხვდება. ეს ძარღვები მეტ შემთხვევაში ფიქლებრიობას მიუყვება.

გ რ ა ფ ი ტ - ს ე რ ი ც ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ლ ე ბ ი გ რ ა ფ ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ლ ე ბ ი ს მგავსია, ოღონდ მათში სერიციტი შედარებით დიდი რაოდენობით არის. ამასთან აქ პორფირობლასტური სტრუქტურის ფიქლებიც გვხვდება. პორფირობლასტები ხშირად კვარცით ან კვარცის კრისტალების დაჭრუფებით არის წარმოდგენილი, უფრო იშვიათად კი პლაგიოკლაზით.

გრაფიტ-სერიციტიანი ფიქლები შავი ფერის ქანებია. ფიქლებრივი ტექსტურა აქვს და ფიქლებრიობის გასწვრივ კვარცის თხელი ძარღვებია მათში შეჭრილი. მეტ შემთხვევაში ზოლებრივ-გრაფიტიანი ბლასტური სტრუქტურა ახასიათებს. ასეთი სტრუქტურა გრაფიტ-სერიციტ-თიხისა და კვარცის ზოლების ერთმანეთში მორიგეობით არის მიღებული.

კვარცი სხვადასხვა ზომის ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის და სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით ხასიათდება.

სერიციტთან ერთად ზოგჯერ მუსკოვიტის მცირე სიდიდის ქერცლებიც გვხვდება. ქარსები ერთმანეთის პარალელურადაა განლაგებული. ცირკონი აქაც ან დამრგვალებულია ან უსწორმასწორო ფორმა აქვს. ტურმალინი გვხვდება როგორც წვრილი პრიზმული ფორმის, ისე უსწორმასწორო კრისტალების სახით. მცირე რაოდენობით გვხვდება აგრეთვე ბაცი მწვანე ფერის ქლორიტი, რომელიც ხასიათდება სუსტი პლეოქროიზმით და დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერებით.

გ რ ა ფ ი ტ - ქ ლ ო რ ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ლ ე ბ ი გ რ ა ფ ი ტ ი ა ნ ი ფ ი ქ ლ ე ბ ი ს ერთ-ერთი სახეობაა. მათში ზოგჯერ გრაფიტი და სერიციტი მეტად მცირე რაოდენობით მონაწილეობს და ამ შემთხვევაში ქანი ძირითადად ქლორიტისა და კვარცისაგან შედგება. გრაფიტ-ქლორიტიანი ფიქლები მუქი ფერის ქანებია. ტექსტურა ფიქლებრივი აქვს. ფიქლებრიობის გასწვრივ კვარცით არის გაყვანილი.

კვარცი ამ ფიქლებში ძირითადად ინექციურია. ქმნის დაგროვებებს და მათთან ერთად წვრილმარცვლოვან ქანში აჩენს შედარებით მსხვილ ქსენომორფულ კრისტალებს. ხასიათდება ტალღური ჩაქრობით.

ქლორიტის წვრილი უსწორმასწორო ფორმის კრისტალები მომწვანო-მოყვითალო ფერის არის. სუსტ პლექტროიზმს ამჟღავნებს და ხასიათდება ჭუჭყიანი, დაბალი ინტერფერენციული ფერებით. ქლორიტთან თითქმის ყოველთვის დაკავშირებულია მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალები.

პლაგიოკლასის წვრილი უსწორმასწორო ფორმის, მღვრიე, ზოგჯერ პოლი-სინთეტურად დამრჩობლილი კრისტალები თითქმის ყოველთვის ინექციურ უბნებთან არის დაკავშირებული.

სერიციტი და მუსკოვიტის პატარა ქერცლები ამ სახის ფიქლებში შედარებით მცირე რაოდენობით არის. ცირკონის დამრგვალებულ წვრილ მარცვლებთან ერთად გვხვდება იდიომორფული, წაგრძელებული კრისტალებიც, ზოგჯერ კარგად გამოსახული ბიპირამიდებით. ტურმალინს მოყვითალო-მომწვანო ჭუჭყიანი ფერი აქვს და უსწორმასწორო ფორმის დაგროვებებს ქმნის.

ანდალუზიტიანი ფიქლები ზემოთ აღწერილი გრაფიტიანი ფიქლებისაგან უკვე გარეგნულადაც განსხვავდება. აქ უკვე აღარ ჩანს კვარცის თხელი ძარღვები. ფიქლებრიობა ძლიერ სუსტად ემჩნევა. შავი ფერის არის. მიკროსკოპში პორფირობლასტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს.

პორფირობლასტური გამონაყოფები ანდალუზიტის წაგრძელებული ქსენობლასტური ფორმის კრისტალებით არის წარმოდგენილი. ანდალუზიტს კარგად ემჩნევა ტექჩვადობის ბზარები, განვითარებული წაგრძელების პარალელურად. ჩაქრობა პირდაპირი აქვს, წაგრძელება უარყოფითი. $Ng-Np=0.008$, $2V=-76^{\circ}, -80^{\circ}$; ახასიათებს სუსტი პლექტროიზმი. ფერი—Np-ს პარალელურ მიმართულებით ბაცი ვარდისფერი, დანარჩენი მიმართულებით უფერული. ანდალუზიტის კრისტალებში ხშირად ვხვდებით გრაფიტის ჩანართებს.

სივრცეს ანდალუზიტის პორფირობლასტებს შორის გრაფიტი და პელიტური ნივთიერება ავსებს, ამასთან ანდალუზიტის პორფირობლასტებს, მათ შემცველი მასასთან შედარებით, შლიფში ბევრად ნაკლები ფართობი უკავიათ.

ამ ქანებში მცირე რაოდენობით გვხვდება სერიციტი, ქლორიტი და ბიოტიტის პატარა ქერცლები. ბიოტიტი აქ, როგორც ჩანს, სერიციტის, ქლორიტისა და მადნეული მინერალის გარდაქმნის შედეგად არის წარმოშობილი, რადგან ყოველთვის მათთან არის დაკავშირებული, და ამ მინერალების ერთმანეთში გადასვლის სურათებსაც ვხვდებით.

ლოქის მასივის ანდალუზიტის ფიქლის ქიმიური ანალიზი შესრულებული ანალიტიკოს ნ. მეტრეველის მიერ ასეთ სურათს იძლევა.

ცხრილი 1

წონითი %	მოლეკულათ რაოდენობა	წონითი %	მოლეკულათ რაოდენობა
SiO ₂ —57,52	9,57	K ₂ O—2,95	0,31
TiO ₂ —0,21	0,03	Na ₂ O—0,61	0,10
Fe ₂ O ₃ —1,09	0,07	ხურ.დანა-	
Al ₂ O ₃ —26,16	2,57	კარგი—3,25	
FeO—4,79	0,67	სინესტე—0,35	
CaO—0,70	0,13		99,73
MgO—1,92	0,47		
MnO—0,028			
SO ₃ —0,03			
P ₂ O ₅ —0,12			

ანალიზიდან ჩანს, რომ ლოქის მასივის ანდალუზიტთან ფიქლებში დიდი რაოდენობითაა Al_2O_3 , რომლის მოლეკულების რიცხვი ბევრად სჭარბობს ერთად აღებულ ერთსა და ორვალენტოვან მეტალების მოლეკულათა რიცხვს. $K_2O > Na_2O$ $MgO > CaO$.

სერიციტი-ქლორიტიანი ფიქლები მუქი ფერის ქანებია. კარგად გამოსახული ფიქლებრივი ტექსტურით და სუბპარალელური გრანოლეპიდობლასტური სტრუქტურით ხასიათდებიან.

კვარცი ამ ქანში დიდი რაოდენობით არის და უმთავრესად ინექციურია. ქმნის ცალკე ზოლებს ან წაგრძელებული ფორმის დაგროვებებს. ეს დაგროვებები უსწორმასწორო ფორმის წვრილი კრისტალებისაგან შედგება. კვარცი ხასიათდება ტალღური ჩაქრობით.

სერიციტის წვრილი ქერცლები ქანში დიდი რაოდენობით არის. ისინი ერთმანეთის პარალელურად არიან განლაგებული. ზოგჯერ სერიციტი კვარცის უბნებშიც გვხვდება, უმთავრესად კი ის ქლორიტთან ერთად ცალკე ზოლებს ქმნის.

ქლორიტის წვრილი კრისტალები კვარცთან და სერიციტთან ერთად ქანის ძირითადი შემადგენელი ნაწილია. ჭუჭყიანი მოყავისფრო, მწვანე ფერი აქვს. ახასიათებს სუსტი პლეოქროიზმი და დაბალი ანომალური ინტერფერენციის ფერები.

ძლიერ იშვიათად ქანში მუსკოვიტის და ბიოტიტის მცირე სიდიდის ქერცლებიც გვხვდება. მადნეული მინერალი ცოტაა და მეტ შემთხვევაში გალიმონიტებულია. იშვიათად ტურმალინის წვრილი პრიზმის ფორმის კრისტალებსაც ვხვდებით. ტურმალანს გამავალ სიმათლეში ჭუჭყიანი მომწვანო ფერი აქვს და ტურმალინისათვის დამახასიათებელი აბსორბციის სქემა.

მუსკოვიტ-სერიციტიანი ფიქლები ზემოთ აღწერილი ფიქლებისაგან გამოირჩევა თავისი შედარებით ღია ფერით და ნაწილობრივ, აბრეშუმისებრი ელვარებით. ტექსტურა ფიქლებრივი აქვს. სტრუქტურა-გრანოლეპიდობლასტური ან პორფირობლასტური. კვარცის დიდი ნაწილი ინექციურია. იგი ხშირად პატარა ძარღვების სახითაც გვხვდება. პორფირობლასტური გამონაყოფები უმთავრესად კვარცით არის წარმოდგენილი. კვარცში ხშირად რუტილის ნემსისებური ფორმის კრისტალებია მოთავსებული. ვარდა პორფირობლასტური გამონაყოფებისა კვარცი წვრილი თანაბარი ზომის კრისტალების სახითაც გვხვდება. ახასიათებს ტალღური ჩაქრობა.

პლაგიოკლაზის პორფირობლასტური კრისტალები, კვარცთან შედარებით, იშვიათია. პლაგიოკლაზი ხშირად საღია, თუმცა ზოგჯერ საკმაოდ გასერიციტებული კრისტალებიც გვხვდება, ხშირად პოლისინთეტურად არის დამრჩობლილი. ერთ შემთხვევაში მოხერხდა პლაგიოკლაზის გაზომვა ფეოდოროვის მაგიდაზე.

$$\begin{array}{l}
 \angle Ng = 73^\circ \\
 Bi_1 - NM = 17^\circ \\
 \angle NP = 90^\circ
 \end{array}$$

პლაგიოკლაზი $Ab=0$
მრჩობილის ლერძი [001]

სერიციტი ქანში დიდი რაოდენობით არის. მუსკოვიტის ცალკეული კრისტალები ყოველთვის სერიციტით არის გარშემორტყმული და, როგორც ჩანს,

მუსკოვიტი სერიციტის გადაკრისტალების შედეგად არის წარმოშობილი. მცირე რაოდენობით ვხვდებით პელიტურ მასალას და მადნეული მინერალის წვრილ კრისტალებს.

ლოქის მასივის დასავლეთ ნაწილში, მდინარე ჯანდარის მარჯვენა შენაკადში, კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყებაში, ანდალუზიტიანი ფიქლების ქვეშ, შეგვხვდა მუქი ფერის სუსტად დაფიქლებული ქანი, რომელიც მეტამორფირებული ქვიშაქვა აღმოჩნდა ფსამო-გრანობლასტური სტრუქტურით.

კვარცის წვრილი იზომეტრიული ფორმის თანაბარი სიმსხოს მარცვლები სერიციტულ-ქლორიტული ცემენტით არის შეკრული. კვარცს ძნელად შესამჩნევი ტალღური ჩაქრობა ახასიათებს. მისი მომრგვალებული წახნაგები ნაწილობრივ სერიციტული მასით არის კოროდირებული. ინექციური კვარცი აქ მცირე რაოდენობით გვხვდება.

პლაგიოკლაზი შედარებით იშვიათია. წარმოდგენილია კვარცის მსგავსად მომრგვალებული მარცვლების სახით. ხშირად დამრჩობლილია პოლისკინთეტურად და ზოგჯერ საკმაოდ საღია, ზოგჯერ კი შეცვლილი—გასერიციტებული.

სერიციტი ქანის ერთ-ერთი მთავარი შემადგენელი ნაწილია. ის აცემენტებს ქანს. ხშირად სერიციტის გადაკრისტალების შედეგად მუსკოვიტის მცირე სიდიდის ქერცლებია გაჩენილი. ქანში დიდი რაოდენობით გვხვდება ქლორიტი. იშვიათად ვხვდებით ბიოტიტის წვრილ ქერცლებს. მცირე რაოდენობითაა მადნეული მინერალის წვრილი მარცვლები.

როგორც ზემოთ მოყვანილი აღწერიდან ჩანს, ჩვენი რაიონის მეტამორფული ქანები ერთი ტიპის ქანებს, გრაფიტ-სერიციტ-ქლორიტიან თიხა ფიქლებს, წარმოადგენენ. ეს ფიქლები ინეცირებულია კვარცით ან კვარცითა და მინდვრის შპატებით. ინექციური მასალა ხშირად ბევრად სჭარბობს დედა ქანის მასალას. გამონაკლისს ანდალუზიტიანი ფიქლები წარმოადგენს, სადაც ინექციური მასალა არ ჩანს.

ამ ქანების ტექსტურა ყოველთვის ფიქლებრივია. სტრუქტურა უმთავრესად გრანო-ლეპიდობლასტური; იშვიათად გვხვდება პორფირობლასტური სტრუქტურის ფიქლებიც. ინექციური მასალა (ძირითადად კვარცი), როგორც წესი, დამოუკიდებელ ზოლებს ან უბნებს ქმნის.

ფიქლების შემადგენლობაში მონაწილეობს შემდეგი მინერალები: კვარცი, პლაგიოკლაზი, გრაფიტი, სერიციტი, პელიტური ნივთიერება, ქლორიტი, მუსკოვიტი, ბიოტიტი, ტურმალინი, ცირკონი, ანდალუზიტი, კალციტი, რუტილი და მადნეული მინერალი.

ფიქლების დედამასალა წარმოდგენილია გრაფიტით, სერიციტით, ქლორიტით და პელიტური ნივთიერებით, ალბათ მცირე რაოდენობით კვარციც იქნებოდა მასში. ცირკონი ნაწილობრივ დანალექი წარმოშობისაა, რადგან ხშირად კარგად დამრგვალებული მარცვლების სახით გვხვდება. მუსკოვიტი ძირითადად სერიციტის გარდაქმნის შედეგადაა წარმოშობილი. ტურმალინი და ანდალუზიტი კონტაქტური წარმოშობისაა.

ყურადღებას იქცევს ის ფაქტი, რომ ინექციური მასალა ძირითადად კვარციით არის წარმოდგენილი. პლაგიოკლაზი შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება, ხოლო კალიუმის მინდვრის შპატი საერთოდ არ ჩანს.

ზემოთ ჩვენ ავწერეთ მეტამორფული ქვიშაქვა მასივის დასავლეთ ნაწილიდან. ამ შეცვლილი ქვიშაქვების ძირითადი შემადგენელი ნაწილია კვარცის დამრგვალებული წვრილი მარცვლები, ასევე დამრგვალებული პლაგიოკლაზები, რომლებიც კვარცთან შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება, და სერიციტი. პლაგიოკლაზის გაზომვა ფედოროვის მაგიდაზე, მარცვლის მცირე სიდიდისა და შეცვლის გამო, არ ხერხდება.

მეტამორფულ წყებაში აღნიშნული ქვიშაქვების არსებობის ფაქტი საბუთს გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ ამ წყების დალექვისას მყავე ქანები ირეცხებოდა. ეს ქანები ალბათ გრანიტოიდების ოჯახს ეკუთვნოდა. ლოქის მასივზე კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყებაზე უფრო ძველი გრანიტოიდები ცნობილი არ არის, ამიტომ ჩვენთვის გარკვეული არ არის კვარცის მასალის წყაროს მდებარეობა, რომელიც ძველი მეტამორფული წყების მომცემ დედაქანებს აღნიშნულ მასალას აწვდიდა.

ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყება რიგი მკვლევარების მიერ არის შესწავლილი როგორც გეოლოგიურად, ისე პეტროგრაფიულად. მკვლევართა შორის აზრთა სხვადასხვაობა წარმოიშვა წყების ასაკის დადგენის საკითხში. მას შემდეგ, რაც თ. ყაზახაშვილმა ამ წყების დეტალური პეტროგრაფიული შესწავლა აწარმოვა, და ლითოლოგიური მსგავსების საფუძველზე, წყება ძირულის მასივის კრისტალური ფიქლების ანალოგიურად ჩათვალა, განსხვავებით მანამდე არსებული შეხედულებისა [1], რომლის მიხედვითაც ლოქის მასივის მეტამორფული წყება ძირულის მასივის ფილიტების წყების ანალოგიურად ითვლება.

შემდეგში პ. გამყრელიძემ კვლავ გაიმეორა თავისი შეხედულება ლოქის მასივის მეტამორფული წყებისა და ძირულის მასივის ფილიტების წყების სინქრონულობის შესახებ, ამასთან მკვლევარმა ასეთი დასკვნის გამოტანისას ეყრდნობოდა ამ წყებებში წარმოდგენილი ქანების დიდ მსგავსებას როგორც მაკროსკოპიულად, ისე მიკროსკოპიულად. ამ დროისათვის ორივე მასივის მეტამორფული წყებები შედარებით დეტალურად იყო შესწავლილი.

1949 წ. თ. გ. ყაზახაშვილმა დაამთავრა თავისი პეტროგრაფიული შრომა ლოქის მასივის შესახებ. ამ შრომაში ავტორმა ლოქის მასივის მეტამორფული წყების დეტალური პეტროგრაფიული აღწერა მოგვცა. მის მიერ გამოყოფილია მეტამორფული ქანის 13 სახეობა, რომელთა შორის გვხვდება როგორც კრისტალური ფიქლების (ამფიბოლიტები, ორქარსიანი ფიქლები, მუსკოვიტიანი ფიქლები), ისე ფილიტების (საკუთრივ ფილიტები, ქლორიტ-სერიციტ-გრაფიტიანი ფიქლები და სხვ.) წყების ტიპური წარმომადგენლები. ავტორი მიუთითებს წყებაში ფილიტების დასტების არსებობაზე. ამ შრომაში მოცემული აღწერების მიხედვით, ლოქის მასივის მეტამორფული ქანები ერთგვარ ნათესაობას იჩენენ ძირულის მასივის როგორც კრისტალური ფიქლების, ისე ფილიტების წყებასთან. მიუხედავად ამისა, თ. ყაზახაშვილი ლოქის მასი-

ვის მეტამორფულ წყებას გადაჭრით ძირულის მასივის კრისტალური ფიქლების ანალოგიურად თვლის.

გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა შესაძლებლად მიიჩნიეს ძირულის მასივის როგორც კრისტალური ფიქლების, ისე ფილიტების წყების ანალოგების არსებობა ლოქის მასივის მეტამორფულ წყებაში.

შემდგომმა გამოკვლევებმა, რომელიც საქართველოს ძველი მეტამორფული წყებების შესწავლის მიზნით წარმოებდა [8, 9, 41, 42, 43], თვით კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების ურთიერთობის საკითხი დააყენა გადასაწყვეტად და ეს საკითხი ქართველ გეოლოგთა შორის გაცხოველებული კამათის საგანი გახდა.

როგორია კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტებს შორის დამოკიდებულება? ეს ორი ერთმანეთისაგან მეტამორფიზმის ხარისხით (და როგორც ახლს ირკვევა დედაქანებითაც [41]) განსხვავებული ქანები წარმოშობილია სხვადასხვა დროს და სხვადასხვა რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად, თუ კრისტალური ფიქლები და ფილიტები ერთი წყების სხვადასხვა წევრებია, და მათ შორის განსხვავება მეტამორფიზმის ხარისხში აიხსნება ამ წყებაში მათი სხვადასხვა დონეზე მდებარეობით ან სხვადასხვა მანძილით მეტამორფიზმის კერიდან.

მკვლევართა შორის გაბატონებულია აზრი კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების სხვადასხვა ასაკის შესახებ და რადგან ძირულის მასივზე ფილიტების წყება ფაუნისტურად არის დათარიღებული კამბრიულად, ამიტომ კრისტალური ფიქლების წარმოშობას კამბრიულისწინა დროს მიაწერენ.

შედარებით ახალია აზრი კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყების ერთ მთლიან წყებად წარმოდგენის შესახებ. ასეთი აზრი პირველად გ. ჩხოტუას [79] მიერ იყო გამოთქმული 1938 წელს მდინარე კოდორის სათავეში წარმოდგენილი მეტამორფული ქანებისათვის. მკვლევარს შესაძლებლად მიაჩნია მის მიერ შესწავლილ რაიონში კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების წარმოშობა ერთდროული მეტამორფიზმის შედეგად.

ძირულის მასივის კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების ერთ წყებად გაერთიანების აზრი გამოთქვა და განავითარა ს. ჩიხელიძემ [8, 9], რომელმაც აღნიშნული მასივის აღმოსავლეთი ნაწილის გეოლოგიური შესწავლა აწარმოვა.

ჩვენ მიზანს არ შეადგენს აქ იმის განხილვა, თუ რა ფაქტიურ მასალებს ან მოსაზრებებს ეყრდნობიან ერთი, ან მეორე შეხედულების მომხრე მკვლევრები. ეს საკმოდ დეტალურად არის გადმოცემული მთელ რიგ შრომებში [8, 9, 25, 41, 42, 43, 49, 50 და სხვ.], აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ ამ საკითხის გადაწყვეტა ძირულის მასივზე იმითაც რთულდება, რომ არსად კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყებები ერთად არ გვხვდება, რის გამო გეოლოგიური დაკვირვებები ამ წყებების ურთიერთობის გასარკვევად არ არის სრული.

უკანასკნელი გამოკვლევებით, რომელსაც გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი აწარმოებდნენ [41], ირკვევა, რომ კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყებების ქანები ერთმანეთისაგან მარტო მეტამორფიზმის ხარისხით კი არ განსხვავდება, არამედ იმ დედაქანებითაც, რომლებმაც მეტამორფული წყებები მოგვცეს. სახელდობრ, კრისტალური ფიქლების წყება მიღებულია ძირითადად გაბრილიდული ქანების შეცვლის შედეგად, ხოლო ფილიტების წყება დანალექი ქანების შეცვლის პროდუქტია. ამასთან, ამავე ავტორების აზრით, გაბრილიდული

ქანები წარმოდგენდა ფუძეს, რომელზედაც დაილექა ფილიტების წყებას მომცემი ქანები.

ამ აზრის მიხედვით, რომელიც ძირულისა და ლოქის მასივების მეტამორფული წყებების შესწავლის შედეგად წარმოიშვა, მეტამორფული წყებების მომცემი ქანები სხვადასხვაა და ეს ქანები სხვადასხვა დონეზე მდებარეობენ წყების შიგნით. მაგრამ, ცხადია, ეს არ გამოორიციხავს კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყებების ერთდროული მეტამორფიზმის შედეგად წარმოშობის შესაძლებლობას. სულ სხვა საკითხია, თუ როგორი დამოკიდებულება გვაქვს მეტამორფული წყების მომცემ ქანებს შორის, გვაქვს თუ არა მათ შორის დალექვაში ხარვეზი.

ჩვენ მიგვაჩნია, რომ იმ რთული და მძლავრი კომპლექსის წარმოქმნისას, რომელმაც შემდეგში მოგვცა ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყება, შესაძლოა გვექონდეს არა ერთი ხარვეზი დალექვაში, არამედ რამდენიმეც. მაგრამ ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყების ყველა წევრი, როგორც მეტამორფული ქანები, ერთი რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი.

ჩვენ მიერ გამოთქმულ მოსაზრებას შემდეგი ფაქტები ადასტურებს:

ა) კრისტალური ფიქლები და ფილიტები ლოქის მასივზე ერთ მთლიან კომპლექსს ქმნიან, სივრცობრივად ისინი ერთი მეორისაგან გათიშული არ არის და კრისტალურ ფიქლებს ამ წყებაში ქვედა ჰორიზონტები უკავია.

ბ) კრისტალური ფიქლები და ფილიტები ერთი და იგივე გრანიტოიდული ინტრუზიით არის ინეცირებული.

გ) როგორც კრისტალური ფიქლების, ისე ფილიტების დაფიქლების სიბრტყეებს ერთნაირი NO—SW მიმართებები აქვს; სრულიად ასეთივე მიმართებები ახასიათებს ზოლებრივი გაბროები ზოლებრიობას (ასეთი გაბროები მდინარე ფინაზაურის ხეობაში კრისტალურ ფიქლებში გვხვდება). გაბროების ზოლებრიობა ჩვენის აზრით ფიქლებრიობის ჩანასახს უნდა წარმოდგენდეს.

ლოქის მასივზე, მდინარე ფინაზაურის ხეობაში მეტამორფული წყების ის წევრები გვხვდება, რომელთაც უფრო ინტენსიური მეტამორფიზმი განუცდიათ: ამფიბოლიტები, ორქარსიანი ფიქლები, მუსკოვიტისანი ფიქლები. სხვათა შორის, ლოქის მასივის დასავლეთ ნაწილში აღწერენ გნეისებსაც. აღმოსავლეთით უფრო ნაკლებად მეტამორფული ფიქლები გვხვდება. მდინარე ლოქის და ჯანდარის სათავეებში ამ წყებაში კვარციტ ინეცირებული გრაფიტ-სერიციტ-ქლორიტისანი ფიქლებია გაბატონებული. აქ უკვე აღარ ვხვდებით არც მუსკოვიტიან, არც ორქარსიან ფიქლებს.

ვინაიდან ლოქის მასივზე კრისტალური ფიქლები და ფილიტები სივრცეში ერთმანეთისაგან გათიშულნი არ არიან, აქ მათი ურთიერთობის გარკვევისათვის ბევრად უფრო ხელსაყრელი პირობები არსებობს, ვიდრე ძირულის მასივზე. ამის გამო ჩვენ მიგვაჩნია, რომ პირველ რიგში სწორედ ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლები და ფილიტები უნდა იქნეს შესწავლილი ამ მიმართულებით.

ამ მხრივ საინტერესოა გ. ზარიძის და ნ. თათრისვილის მიერ მოცემული პეტროგრაფიული ჭრილები მდინარეების: ფინაზაურის, ჯანდარისწყლისა და კამიშლოსწყლის გასწვრივ. აღნიშნული ჭრილებიდან ჩანს, რომ კრისტალური ფიქლები და ფილიტები ძირითადად ერთა ტიპის ფიქლების (ასპიდურის ტიპის ფიქლების, როგორც ავტორები ამბობენ) შემდგომი მეტა-

მორფიზმისა და ინექციური მასალით გამდიდრების შედეგად არის წარმოშობილი. ზოლებრივი გაბროიდი, რომელიც მასივის დასავლეთ პერიფერიაზე მდ. ფინახაურის ხეობაში შიშვლდება, ავტორების აზრით, უძველეს მეტამორფულ ქანს უნდა წარმოადგენდეს, რომელზედაც ფილიტების წყების მომცემი ქანები დაილექა. კრისტალური ფიქლები კი ზოლებრივი გაბროიდის ინექციური მეტამორფიზმის გზით მიიღებინ. სამწუხაროდ, ჯერ კიდევ ვერ მოხერხდა ზოლებრივ გაბროიდსა და მეტამორფული წყების სხვა წევრებს შორის ურთიერთობის გარკვევა.

ლოქის მასივზე მომუშავე გეოლოგები ამ მასივის მეტამორფულ წყებას ყოველთვის ერთ მთლიან წყებად განიხილავენ, რაც სრულიად ბუნებრივად უნდა მივიჩნიოთ. მეორე მხრივ წყებაში გვხვდება როგორც კრისტალური ფიქლების, ისე ფილიტების წარმომადგენლები. ამიტომ ჩვენ ამ წყებას ლოქის მასივის მეტამორფულ წყებას ვუწოდებთ.

მეტამორფიზმი, რომელმაც ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყება მოგვცა, კამბრიულის შემდეგ უნდა მომხდარიყო, მიწის ქერქის ამ ნაწილის ჯერ ღრმად დაძირვისა და შემდეგ დანაოჭების დროს.

კამბრიული ნალექების არსებობას ლოქის მასივის მეტამორფულ წყებაში ძირულის მასივის ფილიტების წყებასთან ანალოგიით აღგენენ, სადაც ამ წყების კრისტალურ კირქვებში ნახულია არქეოციკატიდების ფაუნა [17, 49], რის მიხედვითაც წყების ასაკი კამბრიულად განისაზღვრა [23]. მაშასადამე, მეტამორფული წყების ჩამოყალიბება კამბრიულის შემდეგ უნდა მომხდარიყო. რადგან საფიქრებელია, რომ კამბრიულ დროში ნალექების ინტენსიურ დაგროვებას ამ ნალექების დანაოჭება უახლოეს ოროგენეტულ ციკლში უნდა მოჰყოლოდა, ამიტომ ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების ჩამოყალიბებას ჩვენ ისევე, როგორც სხვა აქ მომუშავე გეოლოგები კალედონიურ ოროგენეტულ ციკლსაც ვუკავშირებთ. აქ კიდევ შევნიშნავთ, რომ კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების ასეთი დათარიღება პირობითია.

მეტამორფული წყების სისქე ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში რამდენიმე ათეული მეტრის რიგის არის. მასივის დასავლეთ ნაწილში კი ის ბევრად უფრო სქელია.

გრანიტოიდებში მოქცეული ფუძე ქანები

კრისტალური ფიქლებითა და ფილიტების წყებაში, აგრეთვე პალეოზოურ გრანიტოიდებში ხშირად ვხვდებით ფუძე ქანებს, რომლებიც მეტ შემთხვევაში მცირე სიდიდის უსწორმასწორო ფორმის სხეულების სახით არის წარმოდგენილი. გრანიტოიდებში ისინი ქსენოლითურ სხეულებს წარმოადგენენ, კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყებაში კი გამკვეთი სხეულების ფორმა აქვთ. აღნიშნულ წყებაში ეს სხეულები ძლიერ ინეცირებულია გრანიტული მასალით. გრანიტოიდებში მოქცეული ქსენოლითური სხეულები კი გრანიტული მასალით გაყლენთასთან ერთად ხშირად იკვეთება გრანიტოიდების აპოფიზებით.

მდინარე ჯანდარის ხეობაში, მასივ-ის დასავლეთ ნაწილში, ასეთი ნაწილობრივ გაგრანიტებული ქანი საკმაოდ დიდ სხეულს ქმნის. ჩვენს რაიონში კი ამ ქანების ქსენოლითების დიამეტრი რამდენიმე სანტიმეტრიდან ათეულ მიტრებამდე იცვლება და იშვიათად აღწევს ასეულ მეტრს. წვრილი ქსენოლითები თ გან-

საკუთრებით მდიდარია ლოქის ხეობა მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე. შედარებით დიდ სხეულებს მასივის ცენტრალურ ნაწილში ვხვდებით მდინარე ლოქისა და მისი შენაკადების ხეობებში.

აღნიშნული ქანები გრანიტოიდების გავლენით ისე ძლიერ არის შეცვლილი, რომ ხშირად მათი თავდაპირველი ბუნების გარკვევა შეუძლებელი ხდება. ეს ქანები აღწერილია, როგორც მეტადიორიტები. ჩვენ მიერ შესწავლილი მასალის მიხედვით, უმეტეს შემთხვევაში, ეს სახელწოდება ინექციებით შეცვლილი ფუძე ქანებისათვის გამართლებულია.

ფუძე ქანების ქსენოლითური სხეულები მათ შემცველ გრანიტოიდებთან შედარებით, გამოფიტვის აგენტების მიმართ უფრო მდგრადია და ამიტომ ხშირად სრულიად გაფხვიერებულ, დაშლილ გრანიტოიდებში აღნიშნული ქსენოლითები შედარებით საღი რჩება.

გრანიტული ინექციებით შეცვლილ ფუძე ქანებში დედაქანების მიხედვით რამდენიმე სახეობას ვარჩევთ: ამფიბოლიტებს, გაბროებს, დიაბაზებს და პორფირიტებს. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ყველა ეს ქანი მეტამორფული წყების დეკლექსისა და დაძირვითი მოძრაობის დროის ვულკანური აქტივობის პროდუქტებს უნდა წარმოადგენდეს.

მდინარე ლოქის ხეობაში მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე რქატყუარა-ბიოტიტის გრანიტოიდებში გრანიტოიდების გავლენით ძლიერ შეცვლილი ამფიბოლიტების მცირე სიდიდის ქსენოლითები გვხვდება. ამ ქსენოლითების დიამეტრი საშუალოდ 8—10 სმ-ია.

ქანი წვრილმარცვლოვანია, ფერად მუქი მონაცრისფრო. დიდი რაოდენობით შეიცავს რქატყუარის წვრილ კრისტალებს, რომელიც ქანში ყველა სხვა მინერალზე მეტია. მიკროსკოპში ამფიბოლების უმეტესობა ქსენომორფულია. უფრო ნაკლებად შეცვლილ უბნებში პლაგიოკლაზი რქატყუარის მიმართ იდიომორფულია. ზოგჯერ პლაგიოკლაზის პრიზმული კვეთის კრისტალები მოქცეულია რქატყუარაში. ვხვდებით რქატყუარის სრულიად იდიომორფულ კრისტალებსაც, რომელიც ხშირად ამფიბოლისათვის დამახასიათებელ კვეთებს იძლევა. რქატყუარა მწვანე ფერის არის, ახასიათებს მკვეთრად გამოხატული პლეოქროიზმი აბსორბციის ნორმალური სქემით $CNg = 19—22^\circ$. მეტ შემთხვევაში ამფიბოლი მთლიანად საღია, თუმცა გვხვდება აგრეთვე მთლიანად ქლორიტში გადასული რქატყუარის კრისტალებიც.

პლაგიოკლაზი ამ ქანში ორი გენერაციის გვხვდება. ერთი, წვრილი კარგად გამოსახული პრიზმული ფორმის პლაგიოკლაზები, რომელიც მუდამ იდიომორფულია ამფიბოლების მიმართ; ხშირად ეს პლაგიოკლაზი მთლიანად რქატყუარაშია მოქცეული; ძლიერ გასერიციტებულია და სუსტად პელიტიზირებული. ზოგჯერ ამ პლაგიოკლაზებში შეჭრილია კვარცი. მეორე გენერაციის პლაგიოკლაზი შედარებით მსხვილ ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის, გასერიციტებულია, მისი წახნაგები რქატყუარასთან შეხებისას უსწორმასწოროა, ზოგჯერ ვხვდებით რქატყუარის მარცვლებს მთლიანად მოთავსებულს ასეთ პლაგიოკლაზში.

ძლიერი შეცვლის გამო (უმთავრესად გასერიციტება) პლაგიოკლაზის გაზომვა ფედოროვის მაგიდაზე გაძნელებულია.

ერთი გაზომვის შედეგები ასეთია:

$$\perp (010) \begin{cases} \angle Mg = 22^\circ \\ \angle Nm = 70^\circ \\ \angle Np = 82^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 45}$$

კვარცი ინექციურია, უღენთავს მთელ ქანს; იგი შეჭრილია, როგორც რქა-ტყუარის, ისე პლაგიოკლაზის კრისტალებში; ზოგჯერ კი გარს ერტყმის მათ. ზოგჯერ გვხვდება კარგად გამოსახული წვრილი ძარღვების სახით; უფრო მეტ შემთხვევაში კი წვრილი უსწორმასწორო ფორმის კრისტალების სახით. კვარცი ხშირად ასეთი წვრილი კრისტალების დაგროვებებს ქმნის. ახასიათებს სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა.

რქატყუარისა და პლაგიოკლაზის შეცვლის პროდუქტები წარმოდგენილია: ქლორიტით, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებით, პრენიტით, პელიტური მასალით და ნაწილობრივ სერიციტით. ქლორიტი უმთავრესად ამფიბოლის ხარჯზეა გაჩენილი. ახასიათებს კარგად გამოხატული პლეოქროიზმი მწვანე ფერებში და დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერები. ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები წარმოადგენენ როგორც ამფიბოლის, ისე პლაგიოკლაზის შეცვლის პროდუქტებს.

პრენიტი ყოველთვის ამფიბოლებთან მეზობლობაში გვხვდება, საზღვარი მასთან მკვეთრი აქვს. ქმნის უსწორმასწორო ფორმის წვრილ კრისტალებს და როგორც ჩანს ძირითადად პლაგიოკლაზის ხარჯზეა გაჩენილი. ზოგჯერ იძლევა დსვედომორფოზებს პლაგიოკლაზის მიმართ. უფერულია ან ოდნავ მღვრიე; ცალკეულ მარცვლებს ახასიათებს სექტორებად დაყოფა, ეს სექტორები ოპტიკურად სხვადასხვა გვარად არის ორიენტირებული.

ქანში მცირე რაოდენობით ვხვდებით მადნეული მინერალის წვრილ კრისტალებს.

გ ა ბ რ ო , შ ე ც ვ ლ ი ლ ი გ რ ა ნ ი ტ ო ი დ ე ბ ი ს მ ი ე რ .

გაბროს ქსენოლითებს ჩვენს რაიონში შედარებით იშვიათად ვხვდებით. მდინარე ლოქის სათავეებში გვხვდება წვრილმარცვლოვანი გაბროული ქანები, რომელიც ძირითადად პლაგიოკლაზისა და ქლორიტისაგან შედგება.

პლაგიოკლაზი ქმნის წვრილ იდიომორფულ ან ნახევრად იდიომორფულ კრისტალებს, გასერიციტებულია და ნაწილობრივ გაკარბონატებული; იშვიათად ვხვდებით საღ კრისტალებსაც. დამრჩობლილია, მეტ შემთხვევაში მრჩობლი შედგება ორი ინდივიდისაგან, გვხვდება აგრეთვე პოლისინთეტური მრჩობლები და მონოკრისტალები. პლაგიოკლაზის ფეოდოროვის მაგიდაზე გაზომვამ ასეთი შედეგი მოგვცა:

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 56^\circ \\ \angle Nm = 49^\circ \\ \angle Np = 60^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 60} \\ \text{მრჩობლის ღერძი } \perp (001)$$

გრანიტოიდებთან ამ ქანის კონტაქტისაქენ პლაგიოკლაზის მარცვლების სიმსხო მატულობს და მასში ალბიტის მოლეკულის შემცველობა იზრდება. ქანი საერთოდ მსხვილმარცვლოვანი ხდება და შედარებით ღია ფერს იღებს. გრანიტოიდებთან კონტაქტის ახლოს დაახლოებით 10 მეტრის დაცილებით იმ ადგილიდან, სადაც წინა ნიმუშია აღებული, ავიდეთ ნიმუში, რომელშიც პლა-

გიოკლაზი შედარებით უფრო საღია, ორი ინდივიდისაგან შემდგარი მრჩობ-
ლების მაგიერ აქ პოლისინთეტურად დამრჩობლილი პლაგიოკლაზების მარცვ-
ლებია გაბატონებული. ფედლოროვის მაგიდაზე გაზომვით აღმოჩნდა, რომ პლა-
გიოკლაზი აქ ანდეზინის რიგის არის.

$B_{1-3} \begin{cases} / Ng = 23^\circ \\ - Nm = 68^\circ \\ \backslash Np = 83^\circ \end{cases}$ PI № 40
მრჩობლის ღერძი [010]

ქლორიტი მეორე ძირითადი შემადგენელი ნაწილია ქანის. მუქი სილიკა-
ტი, როგორც ჩანს, მთლიანად ქლორიტშია გადასული. უსწორმასწორო ფორმის
კრისტალებს ქმნის, კარგად ემჩნევა ტყეჩვადობის ბზარები, ახასიათებს კარგად
გამოსახული პლეოქროიზმი მწვანე ფერებში. დაბალი, ანომალური ინტერფე-
რენციული ფერები აქვს. ხშირად ქლორიტთან დაკავშირებულია მადნეული
მინერალის წვრილი კრისტალები. ზოგჯერ მასთან ერთად გვაქვს კარბონატიც.

კვარცი ინექციურია, ქსენომორფულ წვრილ მარცვლებს ქმნის, ზოგჯერ კი
წვრილი კრისტალების დაგროვებებს იძლევა. ამ დაგროვებებს მეტ შემთხვევაში
წაგრძელებული ფორმა აქვს. გრანიტოიდების კონტაქტისაკენ კვარცის რაოდენ-
ობა თანდათან იზრდება. ახასიათებს კარგად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა.

სერიციტი და მუსკოვიტის წვრილი ქერცლები პლაგიოკლაზზეა განვითარე-
ბული. პლაგიოკლაზი ზოგჯერ მთლიანად გასერიციტებულია.

კონტაქტთან ახლოს აღებულ ნიმუშებში შეგვხვდა ცირკონის წვრილი
მარცვლებიც. ცირკონი აქ თვითდაშლას განიცდის. ყურადღებას იქცევს აპატი-
ტის უსწორმასწორო ფორმის კრისტალების არსებობა, რომელიც ექვევარეშეა
ახალ წარმონაქმნს წარმოადგენს. ასეთი აპატიტის წარმოშობა გრანიტო-
იდების მოქმედებას უნდა უკავშირდებოდეს.

გრანიტოიდების მიერ შეცვლილი დიაბაზები

გრანიტოიდების მიერ შეცვლილი ძველი ფუძე ქანებიდან ლოქის მასივის
აღმოსავლეთ ნაწილში ყველაზე მეტი გავრცელებით დიაბაზები სარგებლობს. აქ
ჩვენ ვარჩევთ რამდენიმე სახეობას.

რქატყუარიანი დიაბაზი ასეთი დიაბაზის საკმაოდ დიდი ქსენო-
ლითური სხეული მასივის ცენტრალურ ნაწილში, მდინარე ლოქის ხეობაში
გვხვდება (უშუალოდ ეფენდის წყაროს პირდაპირ მდინარის კალაპოტში). ქანი
მუქი მომწვანო-ნაცრისფერია, მკვრივი, წმინდამარცვლოვანი. ხშირად გვხვდება
მასში ჩანაწინწყლების სახით პირიტის წვრილი კრისტალები. ეს ქანი მდინარე
ლოქის კალაპოტში გაკვეთილია პალეოზოური გრანიტოიდის აპოფიზით, ხოლო
ორივე ერთად (გრანიტოიდიც და დიაბაზიც) პორფირიტის ძარღვით იკვეთება.

მიკროსკოპში ქანი წვრილმარცვლოვან, ნარჩენ ოფიტურ სტრუქტურას
ამჟღავნებს. ეს სტრუქტურა ინექციების გავლენით ძლიერ შეცვლილია.

პლაგიოკლაზი. იქ, სადაც პლაგიოკლაზის მორფოლოგია დარღვეული
არაა შემოჭრილი კვარცის მიერ, ის ილიომორფულია. ხშირად იძლევა წაგრძე-
ლებული პრიზმული ფორმის კრისტალებს, შეცვლილია, გასერიციტებული და
გაპელიტებული. ზოგჯერ მის ხარჯზე ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებიც ჩნდება.
ხშირია ორი ინდივიდისაგან შემდგარი მრჩობლი. მეტ შემთხვევაში პლაგიო-
კლაზის მარცვლები კოროლირებულია შემოჭრილი კვარცის მიერ. იმ პლაგიო-

კლაზებთან ერთად, რომლებიც იდიომორფულია რქატყუარასა და ქლორიტის მიმართ, გვაქვს სხვა გენერაციის პლაგიოკლაზიც. ეს უკანასკნელი უსწორმასწორო ფორმის კრისტალებს იძლევა; ამფიბოლებთან და ქლორიტთან შეხვედრისას მისი მარცვლის კონტურები არაა სწორი; გარდა ამისა, ასეთ პლაგიოკლაზში ხშირად მოქცეულია სრულიად იდიომორფული მარცვლები სხვა გენერაციის პლაგიოკლაზისა. ზოგჯერ კი ეს ორი პლაგიოკლაზი ერთმანეთის მომიჯნავეები არიან.

ფელდროვის მაგიდაზე გაზომვით აღმოჩნდა:

$$\perp (CO_1) \begin{cases} Ng = 60^\circ \\ Nm = 36^\circ \\ Np = 72^\circ \end{cases} \quad Pl \text{ № } 50$$

რქატყუარა ქანის მეორე ძირითადი შემადგენელი ნაწილია. ახასიათებს კარგად გამოსახული პლეოქროიზმი მწვანე ფერებში; აბსორბციის სქემა ნორმალური. მეტ შემთხვევაში უსწორმასწორო ფორმის კრისტალებს იძლევა, თუკა შლიფში იშვიათად, ამფიბოლებისათვის დამახასიათებელი კვეთებიც გვხვდება. განიცდის გაქლორიტებას, რის გამო ნაწილობრივ შეცვლილია. $CN\alpha = 18^\circ$.

ქანში შეცვლის პროდუქტები გარდა ქლორიტისა წარმოდგენილია ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებით, კალციტით, სერიციტით და პელიტური ნივთიერებით.

ქლორიტი, როგორც ჩანს, ძირითადად რქატყუარის ხარჯზე ჩნდება. რქატყუარის გაქლორიტების პროცესი ზოგიერთ მარცვალზე მხოლოდ დაწყებულია და დასრულებული არ არის. ქლორიტი მწვანე ფერის არის; კარგად გამოსახული პლეოქროიზმი და დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერებით ხასიათდება. ხშირად ქლორიტებთან დაკავშირებულია მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალები.

ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები შედარებით ცოტა გვხვდება; პლაგიოკლაზებზე ეს მინერალები შემდგრადი ფერის მიწისებურ აგრეგატებს აჩენს, რომელშიაც ხშირად კარგად გამოირჩევა ეპიდოტის და ცოიზიტის კრისტალები.

კალციტი ან ქლორიტთან ერთად გვხვდება ან ცალკე; ხშირად ის პლაგიოკლაზის შეცვლის პროდუქტს წარმოადგენს.

ქანის ძლიერი შეცვლა კვარცის შემოჭრას გამოუწვევია, რომლის ინექციურ ხასიათზე შეგვიძლია ვიმსჯელოთ ამ მინერალის ცალკეული ფორმების მიხედვითაც. ხშირად კვარცი სჭამს რქატყუარისა და პლაგიოკლაზის მარცვლებს და მათ შორის უსწორმასწორო ფორმის კრისტალებს ქმნის. ხასიათდება სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით. კვარცის მიერ პლაგიოკლაზების იდიომორფიზმი ძლიერ დარღვეულია. ხშირად კვარცი პლაგიოკლაზებში წვრილად დატოტვილი ნაკადების სახითაა შეჭრილი და, ჯადგან შემოჭრილი კვარცის ყველა ეს ერთმანეთისაგან განთავისუფლებული ტოტები ერთნაირადაა ორიენტირებული, ვიდრე ერთგვარ მიკროპეგმატიტური შენახარდების მსგავს სურათს. აქ ძლიერ ცხადად ჩანს, რომ კვარცი შემოჭრილია, შემდგომია. პლაგიოკლაზი კი, რომელმაც გრანიტული ინექციის გავლენით სათანადო ცვლილება განიცადა (გამდიდრდა ალბიტის მოლეკულით), შემოჭრილ კვარცს დახვდა ასე თუ ისე უკვე ჩამოყალიბებული კრისტალის სახით, და გვიან შემოჭრილმა კვარცმა პლაგიოკლაზთან მოგვცა კანონზომიერი შენახარდი (მიკროპეგმატიტური სტრუქტურა).

ზოგჯერ გვაქვს ასეთი სურათი: პლაგიოკლაზის იდიომორფული მარცვლის ნახევარი, რომელიც კვარცთან მეზობლობაშია, გაუღწეულია ამ კვარციდან გამოსული ერთნაირად ორიენტირებული კვარცის ნაკლებით, ხოლო პლაგიოკლაზის მეორე ნახევარი სრულიად არ მოხვედრილა კვარცის მოქმედების სფეროში.

კვარცისა და მინდვრის შპატების კანონზომიერი შენაზარდების შესახებ გრანიტოიდების განხილვისას შევჩერდებით. აქ კი ამ ფაქტის აღწერით დავეყრდნობით.

ქვემოთ მოცვანილ ცხრილში მოცემულია ამ ქანის ქიმიური ანალიზი (ანალიტიკოსი შ. ბერიძე).

№№	ნივთიერება	წონითი პროცენტი	მოლეკულათა რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლე-სინგის ფორმულები	ა. ზავარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO ₂	60,00	999	0,89R ₂ O, R ₂ O ₃ , 4,73 SiO ₂ R ₂ O:RO=1:1,47 α=2,43	s=71,7 a=10,8 c=5,1 b=12,7 f'=73,6 m=17,4 n'=9 n'=80,3 t'=1,2 φ=70,8
2	Al ₂ O ₃	15,12	148		
3	Fe ₂ O ₃	10,08	63		
4	FeO	0,21	3		
5	MnO	0,18	2		
6	TiO ₂	0,94	12		
7	P ₂ O ₅	0,48	4		
8	CaO	4,93	88		
9	MgO	1,25	31		
10	SO ₂	0,20	3		
11	K ₂ O	1,40	15		
12	Na ₂ O	3,78	61		
13	სინესტე	0,20			
14	ხურბითი დანაკარგი	1,20			

სულ 99,97

სიმკვავიანობის კოეფიციენტ α-ს მიხედვით, ქანი კვარციან გაბროს უახლოვდება, კვარციანი გაბროსათვის ლევისონ-ლესინგი იძლევა

$$\alpha = 2,4$$

$$RO:R_2O_3 = 1,7:1$$

$$R_2O:RO = 1:2,1$$

ჩვენს შემთხვევაში გაზრდილია შეფარდება R₂O:RO, რაც ქანში ტუტეების მოტანით უნდა აიხსნას. მეორე მხრივ RO:R₂O₃ ერთზედაც ნაკლებია, ეს ძირითად ქანში სამეალენტოვანი რკინის მაღალი შემცველობით აიხსნება φ=70,8 იმ დროს, როდესაც f' = 73,6).

გრანიტული ინექციებით შეცვლილ დანარჩენ დიაბაზებს ჩვენ ერთად გავიხილავთ. აღნიშნული დიაბაზები მუქი ნაცრისფერი წვრილმარცვლოვანი ქანებია. მიკროსკოპში ხშირად ნარჩენ ოფიტურ სტრუქტურებს ვხვდებით. უფრო იშვიათია მიკროდიაბაზური სტრუქტურა.

პლაგიოკლაზი ამ ქანებში ძირითად შემადგენელ ნაწილს წარმოადგენს. ის ანდეზინის რიგის არის. მიკროდიაბაზში პლაგიოკლაზის მაქსიმალური ჩაქრობის კუთხე + 8°-ია, რაც № 25 პლაგიოკლაზს შეესაბამება.

$$\begin{aligned} & \diagup Ng = 16^\circ \\ \perp (010) & - Nm = 75^\circ \\ & \diagdown Np = 86^\circ \end{aligned}$$

Pl № 35

$$B_{1-3} \begin{cases} \angle Ng = 81^\circ \\ - Nm = 29^\circ \\ \angle Np = 63^\circ \end{cases}$$

Pl № 32 მრჩობლის ლერძი [001]

პლაგიოკლაზები მეტწილად შეცვლილია—გასერიციტებული და გაპელიტებული, ხშირად იდიომორფული ან ნახევრად იდიომორფული, მეტ შემთხვევაში ორი ინდივიდისაგან შედგენილი მრჩობლით. იდიომორფიზმი ხშირად დარღვეულია კვარცის ინექციების მიერ. კვარცი პლაგიოკლაზის კოროდირებას ახდენს და დაკბილული ფორმის კონტაქტს ქმნის მასთან. ზოგჯერ კი კვარცი მთლიანად გარს ერტყმის პლაგიოკლაზის მარცვალს.

ქლორიტი ქანის მეორე მთავარი შემადგენელი ნაწილია და ზოგ შემთხვევაში მისი რაოდენობა პლაგიოკლაზისას სჭარბობს. უფრო ხშირად მწვანე ფერის არის და მკაფიოდ გამოხატული პლეოქროიზმით ხასიათდება. შედარებით იშვიათად მოყვითალო-მომწვანო ფერის ქლორიტებიც გვხვდება; ასეთ შემთხვევაში ქლორიტს ძნელად შესამჩნევი პლეოქროიზმი აქვს. ქლორიტი ამ ქანებში ძირითადად მუქი სილიკატის ხარჯზე უნდა იყოს გაჩენილი, მაგრამ სახელდობრ რომელმა მინერალმა მოგვცა ქლორიტი, ამის ვარკვევა არ ხერხდება, რადგან მუქი სილიკატის გაქლორატების პროცესი მთლიანად დასრულებულია. იშვიათად, ქლორიტის მცირე სიდიდის ფირფიტები პლაგიოკლაზზედაც ჩნდება მიკროდიამბებში სივრცე პლაგიოკლაზის წვრილ კრისტალებს შორის მთლიანად ქლორიტით არის შევსებული ქლორიტებს დაბალი ლუარჯი ანომალური ინტერფერენციული ფერები აქვს.

აქცესორებიდან ვხვდებით აპატიტს, მადნეულ მინერალს. იშვიათად ცირკონს. აპატიტი ნემსისებური ფორმის გრძელ კრისტალებს ქმნის, ხოლო მადნეული წვრილი წინწყლების სახით გაფანტულია მთელ ქანში. ზოგჯერ მადნეული მინერალი ქლორიტს უკავშირდება.

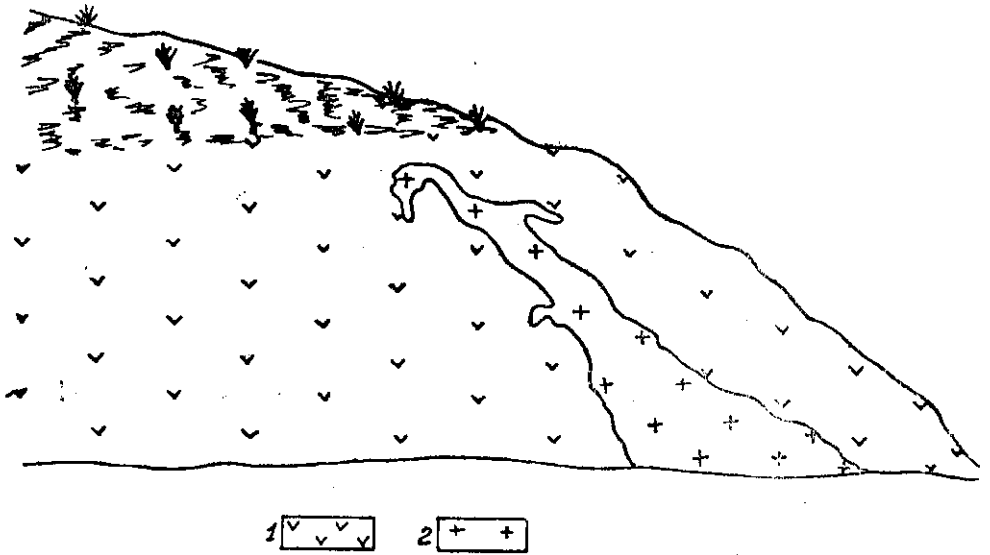
შეცვლის პროდუქტები წარმოდგენილია ქლორიტით, სერიციტით, კარბონატით, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებით და პელიტური ნივთიერებით.

დიამბებში ძლიერაა შეცვლილი გრანიტული ინექციებით, რაც პარკველ რიგში კვარცის შემოჭრით არის გამოხატული. კვარცი ამ ქანებში ან ძარღვის ფორმის არის ან წვრილი კრისტალების დაგროვებებს ქმნის. უფრო იშვიათად კვარცის მსხვილი ქსენომორფული კრისტალებიც გვხვდება. ხასიათდება ტალღური ჩაქრობით. ის განსაკუთრებით აქტიურად მოქმედებს პლაგიოკლაზებზე, რომელთანაც დაკბილული ფორმის კონტაქტს ქმნის; ზოგჯერ საკმაოდ ღრმად იჭრება და იტოტება პლაგიოკლაზში. კვარცში ხშირად ვხვდებით პლაგიოკლაზის წვრილ კრისტალებს; ზოგჯერ მასში მოყოლილია ქლორიტის კრისტალებიც. ზოგჯერ შემოჭრილი კვარცი პლაგიოკლაზთან მიკროპეგმატიტური სტრუქტურის მსგავს შენაზარდს იძლევა.

იშვიათად კვარცთან ერთად კალიუმის მინდვრის შპატიც არის შემოჭრილი; უსწორმასწორო ფორმის რამდენიმე პატარა კრისტალის სახით, რომელშიაც პლაგიოკლაზის პერტიტული შენაზარდები წაგრძელებული ფორმის არის და წვრილად პოლისინთეტურად დამრჩობლილია. ამ შენაზარდებს ერთნაირი ოპტიკური ორიენტაცია აქვს. კალიუმის მინდვრის შპატი სუსტად არის გაპელიტიებული, ხოლო პერტიტული შენაზარდები სრულიად საღია.

გრანიტოიდების მიერ შეცვლილი პორფირიტული ქანები.

გრანიტოიდებში მოყოლილი პორფირიტების ქსენოლითები დიაბაზებთან შედარებით უფრო იშვიათია. ასეთი პორფირიტი, რომელიც გრანიტის გავლენით შეცვლილია და ამასთან მასში გრანიტის აპოფიზიცაა შეჭრილი მდინარე ლოქის მარჯვენა შენაკადში ვნახეთ. ეს შენაკადი მდ. ლოქს მასივის ცენტრალურ ნაწილში ერთვის და ადგილ ფაფახჩი-ტალასთან იღებს სათავეს. სურ. 1-ზე ნაჩვენებია გრანიტების მიერ ამ პორფირიტის გაკვეთა.



სურ. 1 მასშტაბი 1:100
1-პორფირიტი 2-გრანიტოიდი

შეცვლილი პორფირიტი ნაცრისფერი ქანია, მას კარგად ემჩნევა მოვარდისფრო პლაგიოკლაზის მსხვილი (3—4 მმ-დე დიამეტრის) პორფირული გამონაყოფები და აგრეთვე კვარცის დაგროვებები. მიკროსკოპში პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს. ძირითადი მასა მიკროკრისტალურია.

პორფირული გამონაყოფები ძირითადად პლაგიოკლაზით არის წარმოდგენილი. რაოდენობის მხრივ ძირითადი მასა ბევრად სჭარბობს პორფირულ გამონაყოფებს. პლაგიოკლაზის მსხვილი კრისტალები იდიომორფულია ან ნაწილობრივ იდიომორფული. უფრო ხშირად მონოკრისტალებია, იშვიათად დამრჩობლილი, შეცვლილი — გაბელიტებული და გასერიციტებული. პლაგიოკლაზის წვრილი კრისტალები იშვიათად მასაში მონაწილეობს, ეს მარცვლები მთლიანად შეცვლილია — გასერიციტებული. რის გამოც ფედოროვის საკლასიფიკაციო სისტემაში არ ხერხდება. ფენოკრისტალების გაზომვამ კი ასეთი შედეგი მოგვცა:

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 20^\circ \\ \angle Nm = 70^\circ \\ \angle Np = 90^\circ \end{cases} \quad Pl \ N_2 \quad \text{მრჩობლია} \quad (010)$$

ძირითადი მასა წარმოდგენილია პლაგიოკლაზის წვრილი კრისტალებით, პლაგიოკლაზთან ერთად დიდი რაოდენობით მონაწილეობს ქლორიტიც. ქლო-

რიტი მწვანე ფერის არის, სუსტად გამოხატული პლეოქროიზმი და დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერები ახასიათებს. ის ზოგჯერ წვრილ ქერცლების შეჯგუფებებსაც იძლევა.

აქცესორებიდან ვხვდებით აპატიტის წვრილ, ნემსისებური ფორმის კრისტალებს, მადნეულ მინერალსა და იშვიათად ცირკონს, რომელიც წვრილ კრისტალებს იძლევა და ყოველთვის კვარცთან არის დაკავშირებული.

მეორადი მინერალებიდან, გარდა ქლორიტისა, გვხვდება: კარბონატი, რომელიც ძირითადად შემოტანილია და წვრილი ძარღვების სახით არის განლაგებული ქანში. ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები კარგად ჩამოყალიბებულ კრისტალებს იძლევიან, რომლებიც ზოგჯერ ერთგვარ რადიალურ განლაგებას იჩენენ.

ქანი გამდიდრებულია კვარცით. კვარცი გვხვდება ძარღვების, დაგროვებების სახით. ხოლო ზოგჯერ პორფირული გამონაყოფის მსგავს ფორმასაც აჩენს. კვარცის მარცვლებში წერტილოვან ჩანართებს ვხვდებით. ახასიათებს სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, პალეოზოურ გრანიტოიდებზე ძველი ფუძე ქანები ჩვენს რაიონში მცირე სიდიდის სხეულებს ქმნიან და ამასთან მცირე გავრცელებით სარგებლობენ. აღწერებიდან ჩანს, რომ ისინი გრანიტოიდების გავლენით ძლიერ შეცვლილან და ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან არა მარტო დედაქანების რაგვარობით, არამედ ინექციებით შეცვლის ინტენსიობითაც. ხშირად გრანიტოიდებისაგან ეს ქანები მხოლოდ მუქი მინერალის სიჭარბით გამოირჩევიან და წარმოადგენენ რკინა-მაგნეზიალური სილიკატებით მდიდარ გრანიტოიდებს. კვარცის მასალით გამდიდრება ყოველი მათგანისათვის არის დამახასიათებელი. ფორმები, რომლებსაც კვარცი ქმნის, აშკარად მის შეჭრითი ხასიათზე მიუთითებს. ხშირად კვარცი ნაკადების სახით არის შემოჭრილი. ზოგჯერ პლაგიოკლაზის გრძელი, პრიზმული ფორმის კრისტალებით შექმნილ ცხავისებური ფორმის ვარემოში შემოსულია კვარცი, რომელიც სრულიად უწყნარიგოდ განლაგებულ პლაგიოკლაზის მარცვლებს შორის ავსებს სივრცეს და ხშირად ერთმანეთისაგან განთვისებულ, მაგრამ ერთნაირად ორიენტირებულ კრისტალებს იძლევა. გვხვდება კვარცის კანონზომიერი შენაზარდები პლაგიოკლაზთან.

პლაგიოკლაზები მეტწილად შეცვლილია—გასერიციტებულია და გაბეიტებული. უმეტეს შემთხვევაში საშუალო სიმჟავიანობისაა, იცვლება 25—61 ნომრებს შორის. გრანიტოიდებთან კონტაქტის ახლოს პლაგიოკლაზი უფრო ნჟავეა. როგორც ჩანს, მომხდარა უკვე არსებული პლაგიოკლაზის გამდიდრება ალბიტის მოლექულით; ეს პროცესი მეტასომატური უნდა იყოს, ალბიტის მოლექულით გამდიდრებასთან ერთად, პლაგიოკლაზიდან კალციუმი გაიტანებოდა: განთავისუფლებული კალციუმი ნაწილობრივ სხვა მინერალების წარმოშობას ხმარდება (მაგალითად, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალების, რომლებიც ამ ქანებში ხშირად გვხვდება), ნაწილობრივ კი გატანილია გრანიტოიდებში.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ პლაგიოკლაზები უმეტეს შემთხვევაში ინარჩუნებენ დამახასიათებელ ფორმებს—წაგრძელებულ პრიზმულს—და მეტწილად ორი რიდივიდისაგან შედგენილ მრჩობლებს ქმნიან. პლაგიოკლაზების იდიომორფიზმი უმეტეს შემთხვევაში კვარცის მიერ არის დარღვეული. კვარცი ერთგვა-

რი დაკბილული ფორმის კონტაქტს ქმნის მასთან და ზოგჯერ საკმაოდ ღრმადაც იჭრება მასში.

კალიუმის მინდვრის შპატის კრისტალები საერთოდ იშვიათობას წარმოადგენს, მიუხედავად იმისა, რომ ეს ქსენოლითები ხშირად გრანიტებსა და გრანოდიორიტებში გვხვდება. როგორც ჩანს, ფუძე ქანებში შემოსული კალიუმის შემცველი მოლეკულები ძირითადადში სერიციტისა და მუსკოვიტის წარმოქმნაზე იხარჯება. ამასთან წარმოიქმნებოდა ბიოტიტიც, რომელიც შემდეგში მთლიანად გაქლორიტებულია თვით პროცესი პლაგიოკლაზების გასერიციტებისა. რომელიც აღნიშნულ ქანებში ძლიერად არის გამოხატული, ამ ქანებზე გრანიტული მაგმის მოქმედების შედეგი უნდა იყოს, ხოლო მუსკოვიტის ქერცლები ხშირად ამჟამად ძარღვეული ფორმის წარმონაქმნებს იძლევა.

ყურადღებას იქცევს ცირკონი, რომელიც ამ ქანებში ყოველთვის ინექციურ უბნებთან არის დაკავშირებული. იგი უფრო ხშირად შემოჭრილ კვარცხია მოთავსებული, სადაც კარგად ჩამოყალიბებული ფორმის კრისტალებს ქმნის.

რაც შეეხება აპატიტს, რომელიც აგრეთვე გვხვდება შეცვლილ დიაბაზებში, ის ალბათ დედაქანის შემადგენელი მინერალი იყო, რადგან დიაბაზებისათვის დამახასიათებელი გრძელი, ნემსისებური ფორმის კრისტალები აქვს და ეს კრისტალები ხშირად რამდენიმე სხვადასხვა მინერალს კვეთს ერთდროულად. თუმცა გვხვდება აპატიტი, რომლის წარმოშობა გრანიტული მაგმის მოქმედებას უნდა მიეწეროს. ასეთ შემთხვევაში აპატიტი ქსენომორფული კრისტალების დაგროვებას იძლევა.

მეტად ჰაინტერესო და ჯერ კიდევ გაურკვეველია საკითხი, თუ რა სახით შემოიჭრა გრანიტული მასალა ფუძე ქანებში. რადგან გაზებს ყველაფერზე უკეთ შეუძლია შეაღწიოს შედარებით მკვრივ ქანებში, საფიქრებელია, რომ გრანიტული მასალით ამ ქანებს ამარაგებდა გაზები, რომლებითაც თანამედროვე წარმოდგენით ძლიერ მდიდარია გრანიტული მაგმა.

ზემოთ აღწერილი ქანების ასაკის დასადგენად ასეთი ფაქტები არსებობს: ფუძე ქანები ქსენოლითების სახით მოქცეულია პალეოზოურ გრანიტოიდებში, ხოლო მეტამორფულ წყებაში—ძარღვების სახით. საფიქრებელია, რომ ისინი მეტამორფული წყების დაღეპვის პროცესში (ამ მხარის დაძირვითი მოძრაობისას) ამოფრქვეული ეფუზიების ფესვებს წარმოადგენენ.

პ ა ლ ე ო ზ ო უ რ ი გ რ ა ნ ი ტ ე ბ ი

ლოქის მასივი ძირითადად პალეოზოური გრანიტოიდებით არის წარმოდგენილი. მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, სადაც ძველ მეტამორფულ წყებას და გრანიტოიდებში მოქცეულ ფუძე ქანებს შეუდარებლად მცირე გავრცელება აქვს, პალეოზოური გრანიტოიდების გაბატონებული მდგომარეობა სრულიად ცხადად ჩანს. აღნიშნული გრანიტოიდები დიაბაზების, პორფირიტებისა და უფრო იშვიათად ალბიტოფირების ძარღვებით იკვეთება. ჩვენი რაიონის ზოგიერთ უბანში გამკვეთი ძარღვის ქანების რაოდენობა ზოგჯერ საკმაოდ დიდია. ეს ძარღვის ქანები გამოფიტვის აგენტების მოქმედებას უფრო ნაკლებად ემორჩილებიან, ვიდრე გრანიტოიდები, რის გამო ისინი ხშირად რელიეფში ჩანან და ერთი შეხედვით ისეთ შთაბეჭდილებას სტოვებენ, თითქოს აღნიშნული ძარ-

ღვის ქანები გრანიტოიდებს სჭარბობდნენ. მაგრამ მცირე დაკვირვება საკმარისია იმაში დასარწმუნებლად, რომ გამკვეთი ძარღვებით ასეთი მდიდარი უბნებიც ძირითადად გრანიტოიდებით არის წარმოდგენილი.

ლოქის მასივის გრანიტოიდები სხვადასხვა მკვლევარის მიერ არის შესწავლილი, მაგრამ მათი დეტალური პეტროგრაფიული კვლევა მხოლოდ უკანასკნელი ათეული წლის მანძილზე ჩატარდა.

პალეოზოურ გრანიტოიდებს შორის, მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, ყველაზე დიდი გავრცელებით ლეიკოკრატული გრანიტოიდები სარგებლობს. ეს ქანები მეტ-ნაკლები რაოდენობით შეიცავს მუსკოვიტს. მუსკოვიტის რაოდენობა ამ გრანიტოიდებში ზოგჯერ იმდენია, რომ მუსკოვიტიანი გრანიტოიდების ცალკე გამოყოფაც ხერხდება. მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდებს ვხვდებით. ამ უკანასკნელთან შედარებით ჩვენს რაიონში უფრო მეტი გავრცელებით სარგებლობს ბიოტიტიანი გრანიტოიდები. მუსკოვიტიანსა და ბიოტიტიან გრანიტოიდებს შორის ერთგვარი გარდამავალი ადგილი უკავია ორქარსიან გრანიტოიდებს.

გრანიტოიდების ზემოთ ჩამოთვლილი სახეები ერთმანეთში სრული თანდათანობით გადადის და ჩვენ შეგვიძლია მათ შორის ყოველგვარ გარდამავალ სახეს დავაკვირდეთ. ყურადღებას იქცევს ის ამბავი, რომ აღნიშნული გრანიტოიდების ყველა სახეობაში კალიუმის მინდვრის შპატის რაოდენობა მეტად ცვალებადია, და, რომ მათ შორის ვხვდებით გრანიტოიდების ყველა წევრს კვარციანი დიორიტიდან გრანიტამდე.

გრანიტოიდებში ორ დიდ ჯგუფს ვარჩევთ: ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებს, რომლებშიაც მუქი მინერალები თითქმის არ გვხვდება, და გრანიტოიდებს, რომლებშიაც მუქი მინერალებიც შედის. ამ ორი სახის გრანიტოიდებს შორის გადასვლა სრულიად თანდათანობითია და მათ შორის ერთგვარი გარდამავალი სახე ორქარსიანი გრანიტოიდებით არის წარმოდგენილი.

მიუხედავად იმისა, რომ ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებში სამოდ მრავალფეროვან სახეობებს ვხვდებით, ასაკობრივად ისინი ერთმანეთისაგან არ განსხვავდებიან და ერთი გრანიტოიდული სხეულის სხვადასხვა ფაქტურებს წარმოადგენენ.

გრანიტოიდების ცალკეული წევრების გამოყოფისას ჩვენ ამ შრომაში ვსარგებლობთ გ. ზარჩიძის კლასიფიკაციით [3].

1) ლეიკოკრატული გრანიტოიდები

ა) ალიასკიტური გრანიტოიდები

1) კვარციანი დიორიტი

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებში ვხვდებით კვარციან დიორიტებსაც. კალიუმის მინდვრის შპატის რაოდენობა ამ გრანიტოიდებში ძლიერ ცვალებადობს და ხშირად გვხვდება გრანიტოიდების ისეთი უბნები, სადაც ის სულ არ მონაწილეობს. კვარციან დიორიტებს ვხვდებით მდ. ლოქის ხეობაში და მის შენაკადებში, აგრეთვე გულ-მაჰმედ-ჩაის შენაკადებში. ველზე მათი გამორჩევა გრანიტოიდების სხვა სახეებიდან არ ხერხდება.

კვარციანი დიორიტი ღია ვარდისფერ ქანს წარმოადგენს, მეტ შემთხვევაში მსხვილ ან საშუალო მარცვლოვანია, იშვიათად წვრილმარცვლოვანი.

მიკროსკოპში კვარციანი დიორიტი პიპიდომორფულ-მარცვლოვან სტრუქტურას ამჟღავნებს. იშვიათად ამ ქანებში კატაკლაზური სტრუქტურაც გვხვდება. იმ უბნებში, სადაც კატაკლაზური სტრუქტურის კვარციანი დიორიტები შეგვხვდა (მდინარე ლოქის შენაკადი მთა ნიკოი-დაღთან), გრანიტოიდებში რღვევის ხაზები ჩანს, კარგად გამოსახული ცოცვის სარკეებით.

ქანი შედგება კვარცისა და პლაგიოკლაზისაგან. აქცესორებიდან გვხვდება აპატიტი, ცირკონი, მადნეული მინერალი. მეორადი მინერალებიდან—ქლორიტი, კალციტი, მუსკოვიტი, სერიციტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, მადნეული მინერალი და პელიტური ნივთიერება.

კვარცი ხშირად დიდი რაოდენობით გვხვდება, ქმნის ქსენომორფულ კრისტალებს, ახასიათებს კარგად გამოსახული ტალღური ჩაქრობა. კვარცში დიდი რაოდენობით ჩანს გაზის ბუშტების წერტილოვანი ჩანართები. იმ შემთხვევაში, როცა ქანი კატაკლაზურ სტრუქტურას იჩენს, კვარცი მეტად დამსხვრეულია და წვრილი ნამსხვრევების უბნებს ქმნის.

პლაგიოკლაზი იდიომორფულ ან ნაწილობრივ იდიომორფულ კრისტალებს იძლევა. ხშირად გამოფიტულია—გასერიციტებული და გათიხებული; თუმცა საკმაოდ საღი მარცვლებიც ხშირად გვხვდება. დამრჩობლილია, მეტ შემთხვევაში პოლისინთეტურ მრჩობლებს ქმნის, იშვიათად ვხვდებით ორი ინდივიდისაგან შედგენილ მრჩობლებს. კატაკლაზური სტრუქტურის კვარციანი დიორიტებში პლაგიოკლაზი კვარცთან ერთად დამსხვრეულია, ხოლო ზოგჯერ გაღუნული.

პლაგიოკლაზის გაზომვამ ფეოდოროვის მაგიდაზე ასეთი შედეგი მოგვცა. (ნიმუში მდ. ლოქის შენაკადიდან).

$$\begin{array}{l} \angle Ng = 81^\circ \\ \perp (001) \quad \angle Nm = 20^\circ \quad Pl \text{ № } 8 \\ \quad \quad \quad \angle Np = 72^\circ \end{array}$$

მუსკოვიტი კვარციან დიორიტებში მცირე რაოდენობით გვხვდება. კატაკლაზური სტრუქტურის კვარციან დიორიტებში ის ხშირად დამსხვრეულ უბნებს უკავშირდება და ქლორიტთან, სერიციტთან და, ზოგჯერ მადნეულ მინერალთან ერთად ნაპრალებს ავსებს. მეორადი მინერალები ძირითადად პლაგიოკლაზის ხარჯზეა გაჩენილი, უფრო იშვიათად კი შემოტანილია და ძარღვების სახით არის განლაგებული.

2) გრანიტი, გრანოდიორიტი და ბანატიტი

ლოქის მასივის ლეიკოკრატიული გრანიტოიდების ეს წევრები—გრანიტი, გრანოდიორიტი და ბანატიტი კვარციან დიორიტებთან ერთად ყოველთვის ერთმანეთში გადასვლის სურათს იძლევა და ერთმანეთისაგან მხოლოდ მათში შექმავალი კალიუმის მინდვრის შპატის რაოდენობით განსხვავდება. ამიტომ მათ ჩვენ ერთად განვიხილავთ.

აღნიშნული გრანიტოიდები ღია ვარდისფერი ქანებია; მსხვილ-ან საშუალო მარცვლოვანი. იშვიათად ვხვდებით წვრილმარცვლოვან სახეობასაც. ზოგჯერ ეს ქანებია ძლიერ გამოფიტულია და დაშლილი.

მიკროსკოპში ლეიკოკრატული გრანიტოიდები ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვან სტრუქტურას ამჟღავნებს. იშვიათად ვხვდებით გრანიტობორფირულ სტრუქტურის ქანებსაც. გრანიტობორფირული სტრუქტურა მინდვრის შპატების ცალკეული მსხვილი კრისტალების არსებობით არის განპირობებული. ზოგჯერ ამ ქანებს კატაკლაზური სტრუქტურაც აქვს.

ქანი შედგება კვარცის, კალიუმის მინდვრის შპატისა და პლაგიოკლაზისაგან. აქცესორებიდან გვხვდება: აპატიტი, ცირკონი, მადნეული მინერალი და იშვიათად ბიოტიტის მცირე სიდიდის ქერცლები. ერთ შემთხვევაში შეგვხვდა გრანატიც. მეორადი მინერალებიდან წარმოდგენილია კალციტი, ქლორიტი, სერიციტი, მუსკოვიტი, მადნეული მინერალი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, კვარცი, პელიტური ნივთიერება. ერთ შემთხვევაში ლეიკოქსენიც შეგვხვდა.

კვარცი ქსენომორფულ კრისტალებს იძლევა; ხასიათდება კარგად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით. მასში თითქმის ყოველთვის ვხვდებით გაზის ბუშტების წერტილოვან ჩანართებს, რომელთა რაოდენობა ზოგჯერ საკმაოდ დიდია. ზოგჯერ კვარცის მარცვლები დანაპრალებულია და ნაპრალებში მეორადი მინერალებია გამოყოფილი. კვარცში გვხვდება სხვა მინერალების პოიკილიტური ჩანართები. ასეთი ჩანართები უფრო ხშირად პლაგიოკლაზის მარცვლებით არის წარმოდგენილი, რომლებიც ზოგჯერ კარგად ჩამოყალიბებულ იდომორფულ კრისტალებს ქმნის. გარდა პოიკილიტური ჩანართებისა კვარცში ზოგჯერ ერთნაირად ორიენტირებული მინდვრის შპატის ჩანართებიც გვხვდება. ასეთ შემთხვევაში ვიღებთ ბოლდირევის მიერ ანტიპეგმატიტის სახელით აღწერილ სტრუქტურის მსგავს სტრუქტურას [21]. იმ უბნებში, სადაც ტექტონიკური მოძრაობებია შემჩნეული კვარცის დამსხვრეული მარცვლები მინდვრის შპატის ასევე დამსხვრეულ კრისტალებთან ერთად მილონიტურ უბნებს ქმნის.

კალიუმის მინდვრის შპატი ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის და მეტ შემთხვევაში წარმოდგენილია პერტიტული შენაზარდებით. ვხვდებით საღ მარცვლებს, თუმცა უფრო ხშირად შეცვლილია—გათიხებული, რის გამო შლიფში ზოგჯერ სრულიად გაუმჭვირვალე არის. ემჩნევა ტექვიადობის ბზარები. მეტ შემთხვევაში მონოკრისტალებია განვითარებული; იშვიათად ვხვდებით ორი ინდივიდისაგან შედგენილ მრჩობლებს. მესერიანი მიკროკლინები იშვიათობას არ წარმოადგენს, თუმცა უფრო ხშირად კალიუმის მინდვრის შპატი უმესეროა. კალიშპატის გაზომვამ ფეოდოროვის უნივერსალურ მაგიდაზე ასეთი შედეგი მოგვცა.

(ნიმუში მდ. ლოქის შენაკადიდან)

$$B_{1-2} = \begin{array}{l} / Ng = 75^\circ \\ Nm = 80^\circ \\ \backslash Np = 18^\circ \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{მრჩობლის ლერძი [100]} \\ 2V = -88^\circ \text{ (ერთი გამოსავლით)} \end{array}$$

(ნიმუში მდ. ლოქის ხეობიდან)

$$\perp(100) = \begin{array}{l} / = 74^\circ \\ - = 76^\circ \\ \backslash = 22^\circ \end{array} \quad 2V = -82^\circ \text{ (ორი გამოსავლით)}$$

როგორც ვხედავთ, საქმე გვაქვს უმესერო მიკროკლინთან და, რადგან კალიუმის მინდვრის შპატში თითქმის ყოველთვის ალბიტის პერტიტული შენაზარდები გვხვდება, აპიტომ უნდა მივიღოთ. რომ ლოქის მასივის ლეიკოკრატულ

ნიმუში № 341 (ლოქის ხეობა) მიკროკლინის მსხვილ და საკმაოდ საღ მარცვლებში ალბიტის სრულიად უსწორმასწორო, მაგრამ საერთოდ წაგრძელებული ფორმის შენაზარდებია (სურ. 2). ამ შენაზარდების წაგრძელებები დაახლოებით ერთმანეთის პარალელურია, თუმცა იშვიათი არაა შემთხვევა, როცა წაგრძელებების მიმართულებანი ერთმანეთისადმი დახრილია ან მართობული. ხშირად ჩანართები ერთმანეთს წვრილი ძარღვის ფორმის ყვლებით უერთდება და ამ შემთხვევებელ ყვლებთან ერთად წვრილად პოლისინთეტურადაა დამრჩობლილი. (ყოველივე ეს ჩანს მიკროფოტოსურათზე). გარდა ასეთი ჩანართებისა, მიკროკლინში გვხვდება გამკვეთი ძარღვის ფორმის ალბიტები. ამ ძარღვის ფორმის ალბიტებს მკვეთრად გამოხატული ზალბანდები აქვს და ოპტიკური ორიენტაცია ისეთივე აქვს, როგორც სხვა პერტიტულ შენაზარდებს. აქ აღსანიშნავია ის ფაქტი, რომ მიკროკლინ-პერტიტი სერიციტის წვრილი ძარღვებით არის გაკვეთილი. ეს ძარღვები ჰკვეთენ მიკროკლინს, მაგრამ არსად არ ჰკვეთენ ალბიტის შენაზარდებს, არც მათ შემთხვევებელ ყვლებს. მიადწევნენ თუ არა ეს ძარღვები პერტიტულ შენაზარდამდე, მკვეთრად წყდება და სურათი ისეთია, რომ თვითონ შენაზარდები ჰკვეთენ სერიციტის ძარღვებს. ამ ფაქტიდან უნდა დავასკვნათ, რომ მიკროკლინის ამ მარცვალში ჯერ სერიციტს ამოუვსია ნაპრალები, ხოლო შემდეგ მომხდარა მისი პერტიტიზაცია.

სხვა ნიმუში (მდინარე ჯანდარის ხეობიდან) სუსტად გათიხებული მესერიანი მიკროკლინის მსხვილ მარცვალში შემოჭრილია წაგრძელებული ფორმის ალბიტის კრისტალი. შეხების კონტური ალბიტსა და მიკროკლინს შორის მკვეთრი არ არის. ალბიტი თითქოს თანდათან აკარგება მიკროკლინში. ალბიტის ირგვლივ მიკროკლინში წაგრძელებული ფორმის შენაზარდებია; შენაზარდების რაოდენობა ალბიტის მარცვლის ახლოს დიდია და მისგან დაშორებით თანდათან მცირდება. პერტიტული შენაზარდების ოპტიკური ორიენტაცია ისეთივეა, როგორც ალბიტის მსხვილი მარცვლისა.

კიდევ ერთი მაგალითი. ნიმუში მდინარე ლოქის მარჯვენა შენაკადიდან. ქსენომორფულ მიკროკლინ-პერტიტების მარცვლებში ვხვდებით სხვადასხვა ფორმის შენაზარდებს: სრულიად უსწორმასწოროს, წვრილი ძარღვების ფორმისას და თითისტარისებურს. გვაქვს ასეთი სურათი, სადაც პლაგიოკლაზის მარცვალს მიკროკლინ-პერტიტი უშუალოდ აგრძელებს ისე, რომ მათ შორის მკვეთრი საზღვრის დადება არ შეიძლება. ამასთან წვრილი პერტიტული შენაზარდები ისევეა ორიენტირებული, როგორც პლაგიოკლაზის მსხვილი მარცვალი. გვაქვს ასეთი სურათიც, მიკროკლინ-პერტიტის ქსენომორფული მარცვალი მთლიანად პლაგიოკლაზში ზის, პლაგიოკლაზსა და პერტიტულ შენაზარდებს ერთნაირი ოპტიკური ორიენტაცია აქვს.

აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ სერიციტის ძარღვების გაკვეთა პერტიტული შენაზარდების მიერ, რომელიც ზემოთ აღვწერეთ, ერთეულ შემთხვევას წარმოადგენს და ჩვეულებრივ პერტიტული შენაზარდები იკვეთებიან ხოლმე, ყველა იმ ძარღვებით, რომლითაც მათი შემცველი მიკროკლინი იკვეთება. კერძოდ, ისინი სერიციტის ძარღვებითაც იკვეთებიან.

პლაგიოკლაზი თითქმის ყოველთვის იდიომორფულ ან ნაწილობრივ იდიომორფულ კრისტალებს იძლევა. მეტწილად შეცვლილია სხვადასხვა ორტენსივობით. მისი შეცვლის პროდუქტებია სერიციტი და პელიტური ნივთიერება, ძლიერ იშვიათად კარბონატი. ჩვეულებრივ პოლისინთეტურად არის 16. გეოლოგიური ინს-ტის შრ., ტ. IV

დამრჩობლილი, თუმცა მონოკრისტალებიც გვხვდება. ფედოროვის უნივერსალურ მაგიდაზე შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ლოქის მასივის ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში პლაგიოკლაზი წარმოდგენილია ალბიტით.

(ნიმუში მდ. ლოქის შენაკადიდან)

$$B_{1-2} \begin{cases} / Ng = 67,5^\circ \\ - Nm = 23,5^\circ \\ \backslash Np = 83^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 2 მრჩობლის ღერძი [001]}$$

(ნიმუში მდ. ლოქის ხეობიდან)

$$B_{1-2} \begin{cases} / Ng = 17^\circ \\ - Nm = 73^\circ \\ \backslash Np = 90^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 4 მრჩობლის ღერძი \perp (010)}$$

(ნიმუში მდ. ლოქის ხეობიდან)

$$B_{1-2} \begin{cases} / Ng = 76^\circ \\ - Nm = 75^\circ \\ \backslash Np = 85^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 3 მრჩობლის ღერძი [001]}$$

(ნიმუში მდ. გულ-მაჰმედ-ჩაის შენაკადიდან)

$$B_{1-2} \begin{cases} / Ng = 75^\circ \\ - Nm = 17^\circ \\ \backslash Np = 82^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 5 მრჩობლის ღერძი (001)}$$

კატაკლაზური სტრუქტურის გრანიტოიდებში, პლაგიოკლაზი დამსხვრევასთან ერთად ხშირად გალუნულიც არის.

აღსანიშნავია, რომ ლოქის მასივის ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში თითქმის ყოველთვის გვაქვს მუსკოვიტი მცირე რაოდენობით, მაგრამ ზოგჯერ მისი რაოდენობა სწრაფად იზრდება და ვიღებთ მუსკოვიტიანი გრანიტოიდების უბნებს. ძლიერ იშვიათად ბიოტიტის მცირე სიდიდის ქერცლებიც გვხვდება. ამატიტი და ცირკონი ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებისათვის ჩვეულებრივი აქცესორებია. ორივე ეს მინერალი, როგორც წესი, წვრილ იდიომორფულ კრისტალებს იძლევა. იშვიათად ვხვდებით გვიან წარმოშობილ ამატიტის ქსენომორფულ მარცვლებს. რაც შეეხება მადნეულ მინერალს, ის იშვიათად გვხვდება და ამასთან მცირე რაოდენობით.

მეორადი მინერალებიდან ყველაზე დიდი გავრცელებით სერიციტი სარგებლობს, რომელიც პელიტურ ნივთიერებასთან ერთად ხშირად წარმოადგენს მინდვრის შპატების შეცვლის პროდუქტს. დანარჩენი მეორადი მინერალები, რომლებიც ჩვენ ზემოთ დავასახელებთ, შედარებით ნაკლები რაოდენობით გვხვდება.

ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების შესწავლისას ყურადღებას იქცევს ის ფაქტი, რომ ქსენოლითებიდან თავისუფალი უბნები, აგრეთვე კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყებიდან დაშორებული გრანიტოიდები, თითქმის ყოველთვის ლეიკოკრატული ტიპის ქანებს წარმოადგენს. ამ გრანიტოიდებში გაბატონებულია ვარდის ან ხორცის ფერი. მუქი მინერალებით (ბიოტიტი, რქატყუარა და მათ ხარჯზე წარმოშობილი ქლორიტი) გამდიდრება ქსენოლითებით მდიდარ უბნებთან ან გრანიტების სახურავის ახლო ზონასთან გვაქვს.

დამრჩობლილი, თუმცა გვხვდება მონოკრისტალებიც. პლაგიოკლაზები აქაც ალბიტის რიგის არის. მაგალითისათვის მოგვყავს ერთ-ერთი გაზომვის შედეგი (ნიმუში მდინარე ლოქის ხეობიდან)

$$B_1 - \begin{cases} \angle Ng = 71^\circ \\ - Nm = 20^\circ \\ \angle Np = 82^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 3 მრჩობლის ლერძი [001]}$$

მუსკოვიტის ქერცლები სხვადასხვა რაოდენობით გვხვდება. ზოგჯერ მუსკოვიტი იდომორფულ ქერცლებს იძლევა, მეტ შემთხვევაში უსწორმასწორო ფორმის არის. ხშირად მუსკოვიტი ცხადად მეორადი წარმოშობის არის და მიღებულია ბიოტიტის გაუფერულების შედეგად (ზოგჯერ ეს პროცესი მთლად დასრულებული არცაა). გვხვდება მუსკოვიტი, რომელიც ძარღვული ფორმის აგრეგატებს ქმნის და აგრეთვე მუსკოვიტი, წარმოშობილი სერიციტის გადაკრისტალების ხარჯზე.

მუსკოვიტიანი გრანიტოიდები ისე, როგორც ლოქის მასივის სხვა ლეიკოკრატული გრანიტოიდები, ღარიბია მუქი მინერალებით, რომელთაგან იშვიათად ვხვდებით მადნეულ მინერალსა და ბიოტიტის წვრილ ქერცლებს.

გ) ორქარსიანი გრანიტოიდები

ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდებში ორქარსიანი გრანიტოიდები შედარებით მცირე სიდიდის უბნებს ქმნის. მეტ შემთხვევაში ისინი ბიოტიტიან ან მუსკოვიტიან გრანიტოიდებთან მეზობლობაში გვხვდება. თ. ყაზახაშვილის მიერ შედგენილი ლოქის მასივის გეოლოგიურ რუკაზე აღნიშნული გრანიტოიდები, ისევე როგორც მუსკოვიტიანი გრანიტოიდები, ცალკეა გამოყოფილი. ასეთი გამოყოფა საკმაოდ პირობითია, რადგან ასე გამოყოფილ უბნებში ჩვენ ვხვდებით არა მარტო ორქარსიან გრანიტოიდებს, არამედ პალეოზოური გრანიტოიდების სხვა სახეობებსაც, და ხშირად ეს უკანასკნელი გარკვევით სჭარბობს ორქარსიან გრანიტოიდებს (მაგალითად, მდინარე აღ-სუს სათავეებში).

როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, ორქარსიან გრანიტოიდებს ერთგვარი გარდამავალი ადგილი უკავია ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებსა და ბიოტიტიან გრანიტოიდებს შორის. ის ხშირად იძლევა ბიოტიტიან გრანიტოიდებში თანდათან გადასვლის სურათებს და ასეთ შემთხვევაში მუსკოვიტი ორქარსიან გრანიტოიდებში ყოველთვის ბიოტიტის გაუფერულების შედეგად არის წარმოშობილი, თუმცა გვხვდება აგრეთვე ისეთი მუსკოვიტებიც, რომელიც ქანში არსებულ ნაპრალებთან არის დაკავშირებული და, როგორც ჩანს, შემოჭრილია.

საერთოდ, როგორც წესი, ორქარსიან გრანიტოიდებში ბიოტიტიან გრანიტოიდებთან შედარებით ქარსების რაოდენობა მცირეა. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ბიოტიტი აქ, ისევე როგორც ბიოტიტიან გრანიტოიდებში, ფუძე ქანებიდან ასიმილირებული მასალის ხარჯზე წარმოიშვა და, რადგან ასეთი მასალის წყარო ბიოტიტიან გრანიტოიდებთან უფრო ახლოს იყო, ამიტომ ორქარსიან გრანიტოიდებში ბიოტიტი შედარებით ნაკლები რაოდენობით წარმოიშვა. რაც შეეხება მუსკოვიტს. მასალის შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ეს მინერალი ძირითადად მეორადი წარმოშობის არის და უმეტეს შემთხვევაში ბიოტიტის ხარჯზეა გაჩენილი. ამიტომ თავდაპირველი მასალის წყარო მას ისეთივე უნდა ჰქონდეს, როგორც ბიოტიტს.

ორქარსიანი გრანიტოიდები ლეიკოკრატული ქანებია. მათი ფერი ღია ვარდისფერიდან ზორცისფერამდე იცვლება და იშვიათად იღებს ოდნავ მუქ ფერს. ზუქი მინერალებიდან ორქარსიან გრანიტოიდებში ბიოტიტი და ქლორიტი გვხვდება, მათი რაოდენობა საერთოდ მცირეა და ამიტომ ამ ქანის ფერზე აღნიშნული მინერალები მნიშვნელოვან გავლენას ვერ ახდენენ. ქანი მეტ შემთხვევაში მსხვილ ან საშუალო მარცვლოვანია, იშვიათად წვრილმარცვლოვანი სახეობაც გვხვდება. მსხვილმარცვლოვან გრანიტებში მინდვრის შპატების (ცალკეული კრისტალების დიამეტრი 0,5—1,2 სმ ფარგლებში იზომება.

ორქარსიანი გრანიტოიდების მთავარი შემადგენელი მინერალებია კვარცი, მიკროკლინი, პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი. აქცესორებიდან გვხვდება ცირკონი, აპატიტი და მადნეული მინერალი. ერთ შემთხვევაში მთა პერპენჯანის ორქარსიან გრანიტოიდებში გრანიტიც შეგვხვდა. მეორადი მინერალებიდან წარმოდგენილია სერიციტი, პელიტური ნივთიერება, ქლორიტი, კარბონატი და მადნეული მინერალი. აქვე აღვნიშნავთ, რომ მუსკოვიტიც, როგორც წესი, წარმოდგენილია, როგორც მეორადი მინერალი.

მიკროსკოპში ორქარსიანი გრანიტოიდები კარგად გამოსახულ ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვან სტრუქტურას ამჟღავნებენ.

კვარცი იძლევა ქსენომორფულ კრისტალებს, ხშირად დიდი რაოდენობით შეიცავს გაზის ბუშტების წერტილოვან ჩანართებს, რის გამო ზოგჯერ მღვრიე ხდება. ახასიათებს კარგად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა. კვარცის მარცვლებში ხშირად ვხვდებით მინდვრის შპატების პოიკილიტურ ჩანართებს. ზოგჯერ ამ ჩანართებს ერთნაირი ოპტიკური ორიენტაცია აქვს. კვარცი ზოგჯერ დანაპრალებულია. ნაპრალები გამოვსებულია. მეორადი მინერალებით.

მიკროკლინი ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის, ხშირად ძლიერ შეცვლილია — გათიხებული. იშვიათად გვხვდება მესერიანი მიკროკლინი, უფრო ხშირად — უმესეროა; კარგად ეტყობა ტყეჩვადობის ბზარები, რის გამო მათი გაზომვა ფედოროვის უნივერსალურ მაგიდაზე გაადვილებულია. გაზომვებმა გვიჩვენა, რომ ისევე, როგორც პალეოზოური გრანიტოიდების სხვა სახეებში, აქაც კალიუმის მინდვრის შპატი მიკროკლინია.

(ნიმუში მდ. აღ-სუს სათავეებიდან)

$$\begin{array}{l} \angle Ng = 77^\circ \\ \perp (001) \begin{array}{l} \angle Nm = 14^\circ \\ \angle Np = 84^\circ \end{array} \quad 2V = 72^\circ \text{ (ერთი გამოსავლით)} \end{array}$$

ნიმუში მთა პერპენჯანიდან)

$$\begin{array}{l} \angle \perp (001) Nm = 9^\circ \\ 2V = -78^\circ \text{ (ორი გამოსავლით)} \end{array}$$

მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ორქარსიან გრანიტოიდებში მიკროკლინი ხშირად მესერიანია. მიკროკლინში ხშირად ვხვდებით ალბიტის პერტიტულ შენაზარდებს. ეს წაგრძელებული ფორმის შენაზარდები მეტ შემთხვევაში ერთმანეთის პარალელურია, უფრო იშვიათად კი მათ უსწორმასწორო ფორმა აქვთ. პლაგიოკლაზი მიკროკლინისაგან განსხვავებით ამკარა მიდრეკილებას იჩენს იდიომორფული კრისტალების შექმნისაკენ. მეტ-ნაკლებად შეცვლილია—გაპელიტებული და გასერიციტებული. პლაგიოკლაზები ალბიტის რიგისაა.

(ნიმუში მდინარე აღ-სუს სათავეებიდან).

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 76^\circ \\ -Nm = 20^\circ \\ \backslash Np = 76^\circ \end{cases} \quad Pl \text{ № 8 მრჩობლის ღერძი } [001]$$

(ნიმუში მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის შენაკადიდან)

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 12^\circ \\ -Nm = 78^\circ \\ \backslash Np = 90^\circ \end{cases} \quad Pl \text{ № 10 მრჩობლის ღერძი } \perp [010]$$

(ნიმუში მთა პერპენჯანიდან)

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 78^\circ \\ -Nm = 15^\circ \\ \backslash Np = 81^\circ \end{cases} \quad Pl \text{ № 7 მრჩობლის ღერძი } [001]$$

მეტ შემთხვევაში პლაგიოკლასის კრისტალები პოლისინთეტურად არის დამრჩობლილი; უფრო იშვიათად ვხვდებით მონოკრისტალებსაც.

ბიოტიტის სალი შეუცვლელი ფორმები ძლიერ დიდ იშვიათობას წარმოადგენს. ეს მინერალი მთლიანად ან ნაწილობრივ შეცვლილია — გადასულია ქლორიტში, ან მუსკოვიტში, და ჩვენ ბიოტიტზე მხოლოდ იმ ნარჩენების მიხედვით ვლაპარაკობთ, რომლებიც ჯერ კიდევ არ შეცვლილა. ხშირად ბიოტიტის ერთი და იმავე კრისტალი ერთდროულად განიცდის როგორც გაუფერულებას, ისე გაქლორიტებას. ბიოტიტის ფერი მომწვანო-მოყავისფროა; აქვს ძლიერი პლეოქროიზმი, აბსორბციის სქემა — ბიოტიტური. მაღალი ინტერფერენციული ფერები ადვილად შესაძლებელს ხდის მის გამოჩენას უკვე გაქლორიტებული ნაწილებისაგან.

მუსკოვიტი გვხვდება როგორც დამოუკიდებლად განვითარებული ინდივიდების სახით, ისე ბიოტიტისა და ქლორიტთან ერთად. მეტ შემთხვევაში, როგორც ჩანს, ბიოტიტის გაუფერულების შედეგად არის წარმოშობილი რადგან ხშირად მასში ბიოტიტის შეუცვლელი ნარჩენები გვხვდება. გარდა ამისა გვხვდება მუსკოვიტი, რომელიც შემდგომში წარმოშობილ ძარღვებს უკავშირდება. ასეთი მუსკოვიტი გამკვეთი ფორმის წაგრძელებულ ქერცლებს ქმნის. კარგად ემჩნევა ტყეჩადობის ბზარები. ამ ბზარების გასწვრივ ხშირად მდნეული მინერალის წვრილი კრისტალები არის მოთავსებული, რომლებიც აგრეთვე ბიოტიტის ხარჯზე უნდა იყვნენ გაჩენილი.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ქლორიტი, ისევე როგორც ბიოტიტი, რომლის შეცვლის შედეგადაც არის ის მიღებული, ორქარსიან გრანიტოიდებში მცირე რაოდენობით გვხვდება, რის გამო აღნიშნული გრანიტოიდები ლეიკოკრატული ტიპის ქანებს მიეკუთვნება. მიკროსკოპში ქლორიტი მწვანე ფერის არის. სხვადასხვაგვარი ინტენსივობის პლეოქროიზმი ახასიათებს, აბსორბციის სქემა ბიოტიტური აქვს და დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერები.

მდინარე აღ-სუსა და მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მარცხენა შენაკადების სათავეებში ორქარსიან გრანიტოიდებში ისევე, როგორც ამ რაიონის სხვა გრანიტოიდებშიაც, ვხვდებით სერიციტის ძარღვებს, რომლებიც ხშირად სერიციტის დაგროვებებს აჩენს. ამ დაგროვებებში და აგრეთვე თვით ძარღვებშიაც, ხშირად მუსკოვიტის ქერცლებიც იჩენს თავს. გარდა სერიციტის ძარღვებისა, ამ რაიონის გრანიტოიდებში კვარცის წვრილი ძარღვებაც ხშირად არის შეჭრილი, ხოლო ზოგჯერ ნაპრალებში შემოჭრილ კვარცთან და სერიციტთან ერთად მდნეული მინერალიც გვხვდება.

აღწერილი გრანიტოიდები მდებარეობს ფოლადაურის ახალგაზრდა ინტრუზივის მეზობლად და ჩვენ ვფიქრობთ, რომ როგორც კვარცის, ისე სერიციტის ძარღვების შექრა ამ გრანიტოიდებში ახალგაზრდა ინტრუზივის მოქმედებას უნდა უკავშირდებოდეს.

ორქარსიან გრანიტოიდებში, ისევე როგორც ლოქის მასივის სხვა პალეოზოურ გრანიტოიდებში, კალიუმის მინდვრის შპატის რაოდენობა ძლიერ ცვალებადობს, რის გამო აქ გრანიტოიდების ყველა წევრს ვხვდებით კვარციანი დიორიტიდან — გრანიტამდე.

ცხრილი 3

№	საშუალო	კვარცი % -ობით	კალიუმის მინდვრის შპატი % -ობით	ბლაგიოკლასი % -ობით	ბიოტიტი ქლორიტით % -ობით	მუსკოვიტი % -ობით	აქცესორები % -ობით	ჰ-მი % -ობით	Mik:Pl	ქანის სახელწოდება
1	404	38	—	60	—	2	ცოტა	100	0:100	კვარციანი დიორიტი
2	417	32	—	66	—	1,5	0,5	100	0:100	"
3	423	40	—	60	ცოტა	ცოტა	—	100	0:100	"
4	162	58	—	42	ცოტა	—	ცოტა	100	0:100	"
5	163	62	—	38	ცოტა	—	ცოტა	100	0:100	"
6	341	53	20	26	—	1	ცოტა	100	43:57	გრანოდიორიტი
7	346	50	9	41	—	—	ცოტა	100	18:82	ბანატიტი
8	369	64	7	27	—	2	—	100	20:80	"
9	371	40	2	57	—	1	—	100	3:87	კვარციანი დიორიტი
10	376	38	25	36	—	1	—	100	42:58	გრანოდიორიტი
11	388	14	38	48	—	—	—	100	44:56	"
12	405	30	47	22	—	1	—	100	68:32	გრანიტი
13	420	41	25	27	—	7	—	100	48:52	გრანოდიორიტი
14	421	30	58	10	—	2	—	100	85:15	გრანიტი
15	430	32	26	41	—	1	—	100	38:62	გრანოდიორიტი
16	358	32	23	45	—	—	ცოტა	100	34:66	ბანატიტი
17	431	30	21	49	—	—	ცოტა	100	30:70	"
18	442	40	18	42	—	—	—	100	30:70	"
19	122	27	15	54	—	2	—	100	22:78	"
20	427	46	15	36	1	2	—	100	26:71	"
21	424	26	3	68	2	1	—	100	5:95	კვარციანი დიორიტი
22	428	18	22	56	3	1	—	100	29:71	ბანატიტი
23	140	32	6	30	1	1	—	100	55:45	გრანოდიორიტი
24	138	40	21	33	4	2	—	100	39:61	"
25	439	24	8	65	2	1	—	100	11:89	ბანატიტი
26	172	53	4	43	ცოტა	—	—	100	7:83	"
27	183	33	10	57	ცოტა	ცოტა	—	100	15:85	"
28	377	60	12	28	—	—	—	100	30:70	"
29	541	31	46	21	—	2	—	100	60:31	გრანიტი
30	542	42	27	29	—	2	—	100	48:52	გრანოდიორიტი
საშუალო		38	18	42	0,5	1,5		100	30:70	ბანატიტი

ოდენობითი მინერალი შემადგენლობიდან გამომდინარე (ცხრილი 3) დავასკვნით, რომ ლოქის მასივის აღმოსავლეთი ნაწილს ლეიკოკრატული გრანიტოიდების საშუალო ტიპი შეესაბამება ბანატიტს.

ჩვენი კოლექციიდან ლეიკოკრატული გრანიტოიდების ორი ნიმუშის ქიმიური ანალიზია გაკეთებული (ანალიტიკოსი შ. ბერაძე).

ცხრილი 4

ნიმუში № 369

№№	ნივთიერება	წონითი %	მოლეკულური რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლე-სინგის ფორმულები	ა. ზავარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO ₂	76,20	1285	1,2RO.R ₂ O ₃ .11,3SO ₂ R ₂ O:RO=3:1 α=5,42	s=84,1 a=12,5 c=0,6 b=2,8 f'=38,1 m'=33,3 c'=28,6 n=52,1 t=0,08 φ=38,1
2	Al ₂ O ₃	10,71	105		
3	Fe ₂ O ₃	1,32	8		
4	FeO	0,02	—		
5	MnO	—	—		
6	TiO ₂	0,11	1		
7	P ₂ O ₅	0,09	1		
8	CaO	1,17	21		
9	MgO	0,57	14		
10	SO ₂	0,08	1		
11	K ₂ O	4,36	46		
12	Na ₂ O	3,12	50		
13	სინესტე	0,34	—		
14	ზურ. დანაკ.	0,78	—		
სულ		99,87			

როგორც ანალიზიდან ვხედავთ, ქანი წარმოადგენს გრანიტოიდების კიდურ მუკვე წევრს.

ცხრილი 5

ნიმუში № 346

№№	ნივთიერება	წონითი %	მოლეკულური რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლე-სინგის ფორმულები	ა. ზავარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO ₂	76,52	1274	1,03RO.R ₂ O ₃ .8,9 SiO ₂ R ₂ O:RO=4,36:1 α=4,86	s=83 a=10,15 c=0,85 b=2 f'=51,6 m=45,2 c'=3,2 n'=67,4 t'=0,08 φ=51,6
2	Al ₂ O ₃	12,45	122		
3	Fe ₂ O ₃	1,32	8		
4	FeO	0,02	—		
5	MnO	—	—		
6	TiO ₂	0,11	1		
7	P ₂ O ₅	0,10	1		
8	CaO	0,82	14		
9	MgO	0,57	14		
10	SO ₂	0,05	—		
11	K ₂ O	3,46	36		
12	Na ₂ O	4,54	73		
13	სინესტე	0,06	—		
14	ზურ. დანაკ.	0,50	—		

ქანი ისევე, როგორც წინა შემთხვევაში წარმოადგენს გრანიტოიდების კიდურ მკაფე წევრს.

17. ნუმი ინფიხალების შემცველი გრანიტოიდები

ა) რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები

ლოქის მასივის ჩრდილო პეტროგრაფიულ მდინარე ლოქის ხეობაში შიშვლდება რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები. ეს გრანიტოიდები ზოგჯერ ძლიერ გამოფიტულია. დაშლილი და გაფხვიერებული; ხშირად იკვეთება ვარდისფერი აპლიტებით, რომელთა სისქე რამდენიმე სანტიმეტრიდან ათეულ სანტიმეტრამდე აღწევს, და დიბაზებისა და პორფირიტების ძარღვებით, რომელთა რაოდენობა სამხრეთისაკენ თანდათან იზრდება. ამ ძარღვების სისქე რამდენიმე სანტიმეტრიდან ათეულ მეტრამდე იცვლება.

ძლიერ დამახასიათებელია ამ გრანიტოიდებში მელანოკრატული ქანების ქსენოლითების დიდი რაოდენობით არსებობა. ქსენოლითების დიამეტრი საშუალოდ 6—10 სანტიმეტრია და ზოგჯერ იმდენად ბევრია ეს უცხო სხეულები გრანიტოიდებში, რომ ქანი გარეგნულად მოგვაგონებს გრანიტოიდული მაგმით შედგენილებულ კონგლომერატს.

რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები ჰიბრიდულ ქანებს წარმოადგენს. გრანიტს უხვად მოუხდენია იმ ფუძე ქანების მასალის ასიმილაცია, რომლის ქსენოლითებით ის ძლიერ გამოფიტვულია. ამის შედეგად აღნიშნული გრანიტოიდები მთელი რიგი თავისებურებებით ხასიათდება და მკვეთრად გამოირჩევა ლოქის მასივის სხვა გრანიტოიდებისაგან. მათი ფერი იცვლება მოვარდისფრო-ნაცრისფრიდან ნაცრისფერ-ვარდისფრამდე და მით უფრო მუქი ფერის არის, რაც უფრო ახლოს არის ქსენოლითებით მდიდარ უბნებთან. ქანი მსხვილ ან საშუალო მარცვლოვანია. მაკროსკოპულად შეიძლება გავარჩიოთ მასში კვარცი, მინდვრის შპატები, რქატყუარა და ბიოტიტი. კვარცის მარცვლები ხშირად იზომეტრული ფორმის არის და მსხვილმარცვლოვან გრანიტოიდებში მისი დიამეტრი 1 სანტიმეტრამდე აღწევს.

მიკროსკოპში რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები ჰიპიდომორფულ-მიკროპეგმატიტურ ან გრანიტოპორფირულ-მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს. ორივე ამ სახის სტრუქტურებში ზოგჯერ ნარჩენ სტრუქტურებსაც ვხვდებით და ეს ნარჩენი სტრუქტურები ქსენოლითებით მდიდარ უბნებში უფრო ხშირია.

ქანი შედგება კვარცის, პლაგიოკლასის, კალიუმის მინდვრის შპატის, რქატყუარასა და ბიოტიტისაგან. აქცესორებიდან გვხვდება აპატიტი, ცირკონი, სფენი და მდნეული მინერალი. მეორადი მინერალებიდან—ქლორიტი, კალციტი, სერიციტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, ბიოტიტი და მდნეული მინერალები.

კვარცი ქსენომორფული მსხვილი მარცვლებით არის წარმოდგენილი. ხასიათდება სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით. ზოგჯერ კვარცში მინდვრის შპატების პოიცილიტურ ჩანართებს ვხვდებით. გრანიტოპორფირულ მიკროპეგმატიტური სტრუქტურას გრანიტოიდებში კვარცი ხშირად იზომეტრული ფორმის მსხვილ კრისტალებს ქმნის, რომლებიც შლიფში წრიულ ან ოვალურ კვებებს იძლევა. ასეთ კვარცს ირგვლივ შემოყვება მიკროპეგმატიტური შენაზარდის არშია. ამასთან ცენტრში მოქცეული კვარცის მსხვილი მარცვ-

ლისა და მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებში მონაწილე კვარცის კრისტალების ოპტიკური ორიენტაცია ერთნაირია. პორფირისებურ სტრუქტურას ქანს კვარცის შედარებით მსხვილი მარცვლები აძლევს. როგორც მასივის სხვა გრანიტოიდების კვარცებში, აქაც ხშირად ვხვდებით გაზის ბუშტების წერტილოვან ჩანართებს.

კალიუმის მინდვრის შპატის ცალკეული ქსენომორფული კრისტალები შედარებით იშვიათად გვხვდება. ეს მინერალი უმთავრესად პეგმატიტური სტრუქტურების შექმნაში მონაწილეობს. შედარებით იშვიათად ვხვდებით საღ მარცვლებს, თითქმის ყოველთვის შეცვლილია—გათიხებულია. კარგად ემჩნევა ტყეჩვადობის ბზარები. ზოგჯერ კალიუმის მინდვრის შპატში ალბიტის პერტიტული შენაზარდები გვხვდება. შენაზარდები სხვადასხვა ფორმის არის, უფრო ხშირად კი ერთმანეთის პარალელურად წაგრძელებული ფორმები გვხვდება. კალიუმის მინდვრის შპატის გაზომვამ ფედოროვის მაგიდაზე ასეთი შედეგები მოგვცა:

$$\begin{aligned} & \perp(001) \begin{cases} \angle Ng = 79^\circ \\ - Nm = 12^\circ \\ \backslash Np = 82^\circ \end{cases} & 2V = -76^\circ \text{ (ერთი გამოსავლით)} \\ & \perp(001) \begin{cases} \angle Ng = 81^\circ \\ - Nm = 14^\circ \\ \backslash Np = 80^\circ \end{cases} & 2V = -78^\circ \text{ (ორი გამოსავლით)} \end{aligned}$$

მაშასადამე, გვაქვს ტიპური მიკროკლინი. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებში მესერიანი მიკროკლინი არ შეგვხვედრია, თუმცა ლოქის მასივის სხვა გრანიტოიდებში ის ყოველთვის ღებულაობს მონაწილეობას.

პლაგიოკლაზი უმეტეს შემთხვევაში მსხვილ იდიომორფულ კრისტალებს აჩენს და ზოგჯერ ზონალურ აგებულებას ამჟღავნებს. ძლიერ შეცვლილია—გაპელიტებულია და გასერიციტებულია. ზოგჯერ ძლიერ შეცვლილი პლაგიოკლაზის მარცვალზე წარმოდგენილია სრულიად უსწორმასწორო ფორმის სალი. შეუცვლელი უბანი. უფრო ხშირად ვხვდებით ასეთ სტრუქტურულ დაშლილებულებას—პლაგიოკლაზის იდიომორფულ მარცვალს გარს შემოუყვება მიკროკლინისა და კვარცის კანონზომიერი შეზრდით წარმოდგენილი ვიწრო ზოლი, ხოლო ამ უკანასკნელს—გარშემო კვარცის ზოლი მოსდევს. გვაქვს ასეთი სურათიც: პლაგიოკლაზის უწესრიგოდ განაწილებულ წაგრძელებული ფორმის იდიომორფულ კრისტალებს შორის სამკუთხედის ფორმის შუალედებს ავსებს ქლორიტი. კვარცი და ზოგჯერ ბიოტიტი. ასეთ უბნებში, რომლებიც ნარჩენ სტრუქტურებს უნდა წარმოადგენდეს, პლაგიოკლაზი ნაწილობრივ კოროდირებულია კვარცის მიერ. ვხვდება, როგორც პოლისინთეტურად დამრჩობლილი, ისე ორი ინდივიდისაგან შედგენილი პლაგიოკლაზის კრისტალები. აგრეთვე ვხვდებით პლაგიოკლაზის მონოკრისტალებსაც.

რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდების პლაგიოკლაზები ანდეზინის რიგის არიან.

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 84^\circ \\ - Nm = 67^\circ \\ \backslash Np = 24^\circ \end{cases} \text{ Pl. № 32 მრჩობლის ღერძი } \perp [001] \text{ და } \parallel (010) \text{ ს.}$$

$$(Np > 1,54)$$

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 19^\circ \\ -Nm = 71,5^\circ \\ \angle Np = 86^\circ \end{cases} \text{ Pl \# 39 მრჩობლის ღერძი } \perp (010)\text{-ს } (Np > 1,54)$$

ქანს ხშირად განცილილი აქვს ალბიტიზაციის პროცესი, ამიტომ ამ ქანებში ანდეზინის რიგის პლაგიოკლასების გარდა ალბიტებსაც ვხვდებით.

$$B_{1-3} \begin{cases} \angle Ng = 19^\circ \\ -Nm = 72^\circ \\ \angle Np = 84^\circ \end{cases} \text{ Pl \# 0 მრჩობლის ღერძი } \perp (010) \\ (Np < 1,54).$$

ქიმიურმა ანალიზმა გვიჩვენა, რომ ასეთ ქანებში Na_2O -ს რაოდენობა ძლიერ გაზრდილია. ალბიტიზებული პლაგიოკლასები უფრო საღია, საერთოდ კი ეს მინერალი ძლიერ შეცვლილია, რის გამო მისი გაზომვა ფედოროვის მაგიდაზე იშვიათად ხერხდება.

პლაგიოკლასებში ანორთიტის მოლეკულის დიდი რაოდენობით არსებობა ექვს გარეშეა გრანიტოიდული მაგმის მეორე ფუძე ქანების მასალის ასიმილაციის შედეგი უნდა იყოს; ფუძე ქანებში, პირიქით, მოხდა პლაგიოკლასის გამდიდრება ალბიტის მოლეკულით და დაახლოებით იმავე სიმკვავიანობის პლაგიოკლასი წარმოიშვა, როგორც მათ შემცველ რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებში ვხვდებით.

რქატყუარა კვარცთან და მინდვრის შპატებთან შედარებით წვირლკრისტალურებს ქმნის, იშვიათად ვხვდებით იდიომორფულ მარცვლებს. შლიფში უფრო ხშირად უსწორმასწორო ფორმის კვებები გვაქვს. რქატყუარა ზოგჯერ წვირილი კრისტალებისაგან შემდგარ დაგროვებებს აჩენს. იშვიათად ჩანს დამრჩობლილი კრისტალები. ახასიათებს ძლიერი პლეოქროიზმი მწვანე ფერებში. აბსორბციის სქემა ნორმალური აქვს. $CNg = 17-20 \cdot 2V = -77^\circ$ (ორი გამოსავლით). $Nm - Np = 0,014$. ამ მონაცემებიდან ჩანს, რომ ლოქის მასივის რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებში წარმოდგენილია ჩვეულებრივი რქატყუარა.

რქატყუარა ხშირად ძლიერ შეცვლილია; შეცვლის პროცესი უმთავრესად გაქლორიტებასა და გაბიოტიტებაშია გამოხატული. უფრო იშვიათად რქატყუარის ხარკზე ჩნდება ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები.

რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებში რქატყუარის შესაქმნელად საჭირო მოლეკულები გრანიტოიდებს ფუძე ქანებიდან—ამფიბოლიტიდან და რქატყუარაიანი გაბროდან შეუძენია. თვითონ გრანიტოიდული მაგმა, როგორც ჩანს, სრულიად ლეიოკრატული იყო და არ შეიცავდა რქატყუარის წარმოსაქმნელად საჭირო რკინასა და მაგნიუმს. ამაში შეგვიძლია დავწმუნდეთ, თუ კი ჩვენ ოდნავ დავცილდებით ქსენოლითებით მდიდარ უბნებს. რქატყუარა სწრაფად იკარგება და ბიოტიტი მთლიანად იკავებს მის ადგილს. შემდეგ ბიოტიტის რაოდენობაც თანდათან მცირდება და გრანიტოიდები სრულიად ლეიოკრატული ხდება.

ბიოტიტი საკუთრივ რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტებში რქატყუარასთან შედარებით მცირე რაოდენობით ვხვდებით, მაგრამ, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ქსენოლითებით მდიდარი უბნებიდან დაშორების მიხედვით, ბიოტიტი თანდათან მთლიანად იკავებს რქატყუარის ადგილს. ბიოტიტი ამ ქანებში ხშირად რქატყუარის შეცვლის პროდუქტს წარმოადგენს. გაბიოტიტების პროცესი ზოგჯერ მთლიანად დასრულებული არ არის და ამიტომ რქატყუარას გადასვლა

ბიოტიტიში კარგად ჩანს. ბიოტიტი მწვანე ფერის არის; ახასიათებს ძლიერი პლეოქროიზმი; ანსორბციის სქემა ნორმალური აქვს. კარგად ემწნევა ტექნოლოგიის მანარები და რქატყუარისაგან ადვილად გამოირჩევა თავისი სწორი ჩაქრობით. თავის მხრივ ბიოტიტიც განიცდის შეცვლას. მის ხარჯზე წარმოიშვება ქლორიტი და მადნეული მინერალი. ეს უკანასკნელი ხშირად შეცვლილი ბიოტიტის ტექნოლოგიის მანარების ვასწვრივ არის განლაგებული წვრილი მარცვლების სახით. ბიოტიტი, ისევე როგორც რქატყუარა ზოგჯერ წვრილი ქერცლების დაგროვებებს ქმნის.

მეორადი მინერალებიდან ყველაზე დიდი რაოდენობით ქლორიტი გვხვდება. ის, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ძირითადად რქატყუარისა და ბიოტიტის შეცვლის შედეგად არის წარმოშობილი. ხშირად ამ მინერალთა გაქლორიტება დასრულებული არ არის და მხოლოდ მათი ცალკეული ნაწილებია გადასული ქლორიტში. უფრო იშვიათად ქლორიტი პლაგიოკლასის შეცვლის გზითაც ჩნდება. აქვს მწვანე ფერი, ახასიათებს სხვადასხვა ინტენსიობით შეფერვა. პლეოქროიზმი ასევე სხვადასხვა სიძლიერის აქვს—ზოგჯერ ძნელად შესამჩნევი. ინტერფერენციული ფერი აქვს დაბალი, ლურჯი ან მოყვითალო ანომალური.

როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები წარმოადგენს პიბრიდულ ქანებს — გრანიტული მაგმისა და ფუტე ქანების ერთმანეთზე მოქმედების პროდუქტს. მყავე მაგმის მიერ ასიმილებული მასალა ხმარდება რქატყუარისა და ბიოტიტის წარმოქმნას. ასევე ასიმილებული მასალის გავლენით, ნაცვლად მყავე პლაგიოკლასებისა წარმოშობილია ანდეზინის რიგის პლაგიოკლასები. მაგრამ რა სახით შეიძინა მაგმა ის მასალა, რომელმაც აღნიშნული მინერალები მოგვცა? ისარგებლა ფუტე ქანებიდან მზა მინერალებით, თუ მოხდა ამ მინერალების გახსნა მაგმაში და მათი ხელახალი კრისტალიზაცია?

ცხადია, რომ პლაგიოკლასისათვის მაგმა ასიმილებული კალციუმის შემცველი მოლეკულებით სარგებლობდა. ეს შემოტანილი მოლეკულები მყავე პლაგიოკლასის მოლეკულებთან ქიმიურ რეაქციაში შედიან და ნატრიუმის შემცველ მოლეკულებს ანაცვლებენ. ნატრიუმი გვერდით ქანებში გაიტანება და ეს პროცესი მიდის მოძრავი წონასწორობის დამყარებისაკენ, რის შედეგადაც წარმოიშობა საშუალო სიმჟავიანობის პლაგიოკლასი. როგორი ფორმებიც არ უნდა პქონდეს პლაგიოკლასს და როგორიც არ უნდა იყოს ქანის სტრუქტურა (მაგალითად, ნარჩენი სტრუქტურა), ერთი და იგივე ნიმუშში ორი ერთმანეთისაგან განსხვავებული სიმჟავიანობის პლაგიოკლასი არ შეგვხვდრია. (ეს შეეხება გრანიტოიდული ინექციებით შეცვლილ ქანებსაც; ამასთან ჩვენ აქ მხედველობაში არა გვაქვს ალბიტიზაციის მოვლენები, რომლებიც გარკვევით უფრო გვიან ხდება). მაშასადამე, ხდებოდა ასიმილებული მასალის განაწილება და ერთი საშუალო სიმჟავიანობის პლაგიოკლასის წარმოქმნა.

რაც შეეხება რქატყუარას და ბიოტიტს, ეს მინერალებიც, მიუხედავად იმისა, რომ ხშირად ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის, ხელახალი კრისტალიზაციის შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი. მაგმის აქტიური მოქმედების შედეგად რქატყუარა იხსნება მაგმაში და აქ ჩნდება რა კრისტალიზაციის ხელსაყრელი პირობები, კრისტალდება და წარმოშობს რქატყუარის ახალ კრისტალებს ან ბიოტიტს.

ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ის ფაქტი ლაპარაკობს, რომ ამფიბოლიტებში და რქატყუარიან გაბროიდულ ქანებში, რომელთა ქსენოლითებით მდიდარია რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები, ბიოტიტი საერთოდ არ გვხვდება, ხოლო რქატყუარა თვალთ ძნელად გამოსარჩევ სიდიდის კრისტალებს იძლევა. გრანიტოიდებში კი რქატყუარის მარცვლის სიგრძე მესამე კრისტალოგრაფული ღერძის გასწვრივ ხშირად 5 მმ აღწევს. ასეთ სურათს მრავალ ადგილას შეგვიძლია დავაკვირდეთ. ჩვენ მიერ აღებული ერთ-ერთი ნიმუში წარმოადგენს გრანიტოიდების მიერ შეცვლილ ამფიბოლიტს, რომლის ძირითად შემადგენელ ნაწილს შეცვლის შემდეგაც რქატყუარა წარმოადგენს. ამ ნიმუშზე ჩანს რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდის შეხება ამფიბოლიტთან. ეს ქსენოლითი წვრილმარცვლოვანია, მასში რქატყუარის ცალკეული კრისტალების გამორჩევა შეუიარაღებელი თვალთ ძნელად ხერხდება. მისი კონტაქტი რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდთან მკვეთრია და უკვე თითქმის კონტაქტის საზღვართან ამ გრანიტოიდში რქატყუარის მარცვლის სიგრძე (C კრისტალოგრაფიული ღერძის გასწვრივ) 3—4 მმ სიდიდისაა. სრულიად ანალოგიურ სურათს იძლევა სხვა ნიმუშიც, რომელიც რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდს წარმოადგენს მასში მოქცეული მცირე სიდიდის ქსენოლითით.

რამდენადაც მეტად ვცილდებით ქსენოლითიან უბნებს, იმდენად მცირდება ქანში რქატყუარის რაოდენობა. ბოლოს, რქატყუარა სულ აღარ გვხვდება დამის ადგილს მთლიანად ბიოტიტი იჭერს. ეს ფაქტი კრისტალიზაციის პროცესის სისწრაფით უნდა აიხსნას. როგორც მოსალოდნელია, ქსენოლითებთან ახლოს მაგმა მოკლე დროის განმავლობაში კარგავს თავისი სითბური ენერჯის დიდ ნაწილს, ამიტომ გაცივება სწრაფად მიდის და რქატყუარის მოლეკულები, რომლებიც ფუძე ქანიდან განთავისუფლდა, თითქმის ყოველგვარი ცვლილებების გარეშე კრისტალდება ხელმეორედ (აქ გავიხსენოთ, რომ როგორც ქსენოლითების რქატყუარის, ისე გრანიტოიდების რქატყუარის ოპტიკური თვისებები სრულიად ერთნაირია. ორივე შემთხვევაში გვაქვს ჩვეულებრივი რქატყუარა < CNg, იცვლება 17—20°-ს შორის). უფრო მოშორებით კი, სადაც რქატყუარის მოლეკულებს მყავე მაგმასთან შედარებით ხანგრძლივი ურთიერთობა აქვს, განიცდის ვარდაქმნას და რქატყუარის მაგიერ ბიოტიტს წარმოშობს (ბიოტიტისათვის საჭირო კალიუმს იძენს მაგმიდან). რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდების შედარებით სწრაფი გაცივების სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის ფაქტიც, რომ ამ ქანებში ხშირად ვხვდებით ზონალური აგებულების პლაგიოკლაზებს. ასეთი ზონალური პლაგიოკლაზები ბიოტიტიან გრანიტოიდებში შედარებით იშვიათია, ხოლო ლოქის მასივის სხვა პალეოზოურ გრანიტოიდებში საერთოდ არ გვხვდება. რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდების შედარებით სწრაფი გაცივების შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი ამ ქანებისათვის დამახასიათებელი პორფირისებური სტრუქტურა.

რქატყუარისა და ბიოტიტის ხელმეორედ გადაკრისტალებაზე მიგვითითებს კიდევ ის ფაქტი, რომ ცირკონი და აპატიტი, რომლებიც ქსენოლითებში არ გვხვდება, გრანიტოიდებში დიდ უმეტეს შემთხვევაში მუქ სილიკატებთან არის დაკავშირებული.

მაგრამ რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდების ასეთი წარმოშობის პირობებში, როგორ უნდა აიხსნას ამ ქანებში ნარჩენი სტრუქტურების არსებობის

ფაქტი, ანდა ის ფაქტი, რომ რქატყუარა და ბიოტიტი ხშირად გრანიტოიდებში ერთგვარ დაგროვებებსა ქმნის.

ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ასეთი უბნები მთლიანად გაგრანიტებული ფურე ქანების ნაშთებს უნდა წარმოადგენდეს. ქანის შეცვლის პროცესი ალბათ მეტასომატურად მიდიოდა, პლაგიოკლაზებში Na და Si ანაცვლებდა Ca და Al-ს, ხოლო ეს უქანასკნელები გაიტანებოდა. წარმოიშვებოდა ახალი, ალბიტის მოლეკულით უფრო მდიდარი პლაგიოკლაზი. ამასთან ახლად წარმოშობილი პლაგიოკლაზი შეინარჩუნებდა მანამდე არსებული პლაგიოკლაზის ფორმას, ანალოგიურად იმ მოვლენებისა, რომელიც მინერალთა შეცვლისას გვაქვს. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის ფაქტიც, რომ ხშირად ნარჩენ სტრუქტურებში სამკუთხედის ფორმის შუალედებს პლაგიოკლაზებს შორის მუქი მინერალის მაგიერ კვარცი ავსებს.

რაც შეეხება რქატყუარისა და ბიოტიტის წვრილი კრისტალების დაგროვებებს, აქაც ჩვენ ვფიქრობთ, რომ მაგმის აქტიური მოქმედების შედეგად ამფიბოლი ნაწილობრივ ან მთლიანად გაიხსნა, მაგრამ მისი გატანა არ მომხდარა (ამას ხელს შეუშლიდა ნარჩენი სტრუქტურების არსებობა), და ეს გახსნილი მოლეკულები ადგილზევე დაკრისტალდა შედარებით წვრილი კრისტალებს სახით.

რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებში ყურადღებას იქცევს კვარცის კანონზომიერი შენაზარდების არსებობა მინდვრის შპატებთან. მიკროპეგმატიტური სტრუქტურა ამ ქანისათვის ძლიერ დამახასიათებელი არის. პირველ რიგში ყურადღებას იქცევს ის ამბავი, რომ მიკროპეგმატიტური სტრუქტურა წარმოიშვა გრანიტოიდული (ამ შემთხვევაში უფრო სწორი იქნება ჰიბრიდული) მაგმის შედარებით სწრაფი კრისტალიზაციისას, რაც ცენტრეტიკისათვის ხელსაყრელ პირობებს არ ქმნის. მეორე მხრივ შლიფების შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ასეთი სტრუქტურების წარმოშობა მომხდარა კვარცის შეჭრით მინდვრის შპატებში, მივმართოთ ფაქტებს.

ერთ-ერთ ნიმუშში კვარცის მსხვილ-იზომეტრიული ფორმის მარცვლებს გარს შემოუყვება პეგმატიტური შენაზარდის ვიწრო არშია. შენაზარდებში კვარცის მარცვლები ისევეა ორიენტირებული, როგორც კვარცის მსხვილი მარცვალი. შეუძლებელია აქ დავუშვათ, რომ მინდვრის შპატის შეუდარებლად მცირე მასალა ორიენტაციას აძლევდა კვარცის მსხვილ კრისტალს, რომელიც სიდიდით რამდენჯერმე აღემატება მთლიანად აღებულ მიკროპეგმატიტურ შენაზარდის ზოლს. მაგრამ აქ მთავარი ისაა, რომ კვარცის მარცვლის ირგვლივ შემოვლებულ პეგმატიტურ შენაზარდის ზოლში კალიუმის მინდვრის შპატის სულ სხვადასხვა კრისტალი მონაწილეობს. რომლებიც სხვადასხვანაირად არის ორიენტირებული და, გარდა ამისა, ამ შენაზარდებში პლაგიოკლაზიც მონაწილეობს. ამ შლიფის მიკროფოტოსურათზე (სურ. 3) კარგად ჩანს კვარცის მსხვილი კრისტალის და მის გარშემო პეგმატიტურ შენაზარდებში მონაწილე კვარცის წვრილი უსწორმასწორო სხეულების ერთნაირი ორიენტაცია. ჩანს აგრეთვე ისიც, რომ კვარცის ეს მარცვლები სხვადასხვა გარემოშია მოქცეული.

სხვა ნიმუშში ჩანს, რომ კვარციდან ჩამოცილებული ნაწილები მოთავსებულია მეზობელ პლაგიოკლაზში და ეს ნაწილები კვარცის მსხვილ მარცვლის მსგავსად არის ორიენტირებული. პლაგიოკლაზის ერთ მარცვალს კვარცის ორი სხვადასხვანაირად ორიენტირებული მარცვალი ესაზღვრება. ამ კვარცების საზ-

ღვართან პლაგიოკლაზში მოთავსებულია კვარცის წვრილი ერთმანეთისაგან განთავისუფლებული მარცვლების ორი ჯგუფი. ერთ ჯგუფში შემავალი კვარცის



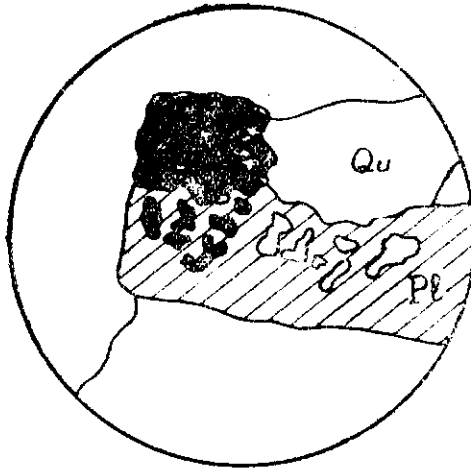
სურ. 3 (X 100, ნიკოლი +)

კრისტალები, ისევეა ორიენტირებული, როგორც მისი მეზობელი კვარცის მსხვილი კრისტალი, ხოლო მეორე ჯგუფის კვარცები—როგორც მეორე კვარცის კრისტალი. პლაგიოკლაზის მარცვალი კი ერთია. ყოველივე ეს ნაჩვენებია სურ. 4-ზე. როგორც ჩანს, მინდვრის შპატის მაორიენტირებელი გავლენა კვარცის კრისტალებზე მათი ზრდისას აქ გამოიხატება და საქმე ერთდროულ კრისტალიზაციასთან არ უნდა გვქონდეს. ამ შლიფში გვხვდება ასეთი სურათიც: პლაგიოკლაზის ერთ მარცვალში გვაქვს სამი ჯგუფი კვარცის უსწორმასწორო ფორმის კრისტალები. თითოეულ ამ ჯგუფში კვარცის მარცვლები ერთნაირად არის ორიენტირებული, ხოლო ჯგუფებს ერთმანეთისაგან განსხვავებული ორიენტაცია აქვს. ამ ფაქტის ახსნა კვარცისა და მინდვრის შპატის ერთდროული კრისტალიზაციით არ ხერხდება.

კიდევ ერთი მაგალითი. კვარცი, შემოჭრილი პლაგიოკლაზის სამი კრისტალის საზღვარზე სამად იტოტება და ერთმანეთისაგან განთავისუფლებულ კრისტალებს იძლევა. ამასთან ყველა ეს კრისტალები ერთნაირადაა ორიენტირებული, მიუხედავად იმისა, რომ მათი შემცველი პლაგიოკლაზის კრისტალები სხვადასხვაგვარად არის ორიენტირებული. ეს კარგად ჩანს მიკროფოტოსურათზე (სურ. 5).

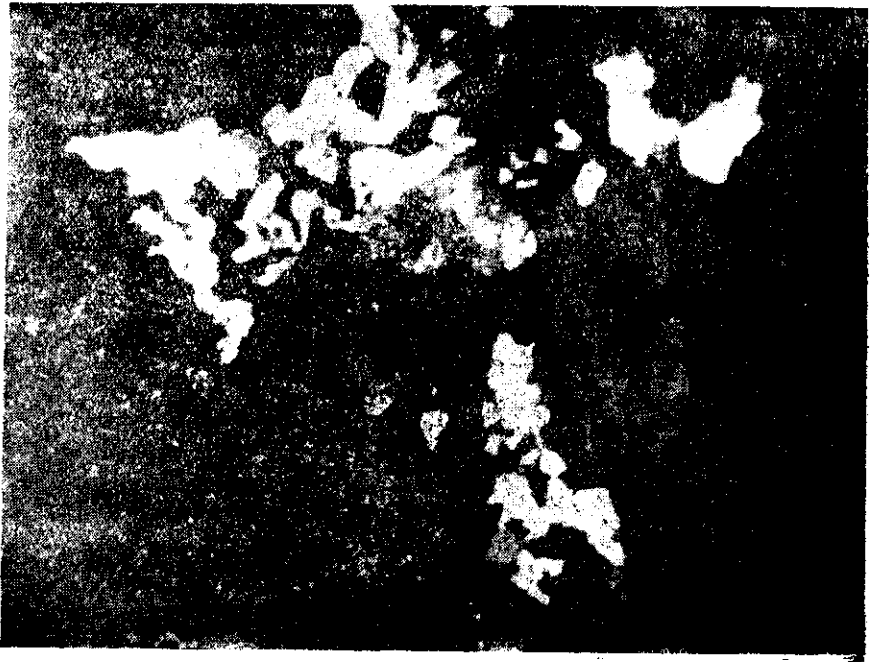
მინდვრის შპატებში კვარცის შეჭრით პეგმატიტური სტრუქტურის წარმოშობის მაგალითები დიდი რაოდენობით გვხვდება რქატყუარა-პიოტიტიან გრანიტიოიდებში. ასეთი შენაზარდები მიღებული აგრეთვე კვარცის შეჭრით პლა-

გიოკლაზში, აღწერილი იყო ზემოთ, გრანიტოიდებით ინექციურებული ფუქს ქანების განხილვისას.



სურ. 4. (X 80)

ზემოთ მოყვანილი მაგალითებიდან არ უნდა რჩებოდეს ეჭვი, რომ ლოქის მასივის რქატყუარა-ბიოტიტთან გრანიტოიდებში პეგმატიკური სტრუქტურები წარმოშობილია მინდვრის შპატებში კვარცის შეჭრის შედეგად.



სურ. 5 (X 40, ნიკოლი +)

უნდა აღვნიშნოთ, რომ ლოქის მასივზე მიკროპეგმატიტური სტრუქტურები გვხვდება ახალგაზრდა გრანიტოიდებშიაც, მაგრამ ეს სტრუქტურები თავისი ბუნებითა და გენეზისით მკვეთრად განსხვავდება რქატყუარა-ბიოტიტის გრანიტოიდების მიკროპეგმატიტური სტრუქტურებისაგან. ამ საკითხზე ჩვენ ახალგაზრდა ინტრუზიების განხილვისას შევჩერდებით.

რქატყუარა-ბიოტიტის გრანიტოიდების ზემოთ მოცემული აღწერის შემდეგ, ჩვენ ვიძლევიან ამ ქანების ოდენობითი მინერალური შედგენილობის ცხრილს და ჩვენი ერთი ნიმუშის ქიმიური ანალიზის შედეგს.

ცხრილი 6

რქატყუარა-ბიოტიტის გრანიტოიდების ოდენობითი მინერალური შედგენილობა

№№	№ ნიმუშის	კვარცი % -ობით	მიკროკლინი % -ობით	პლაგოკლასი % -ობით	რქატყუარა-ბიოტ. % -ობით	აქცესორები % -ობით	ჯამი % -ობით	Mik:Pl	ქანის სახელწოდება
1	15	30	13	52	5		100	20:80	ბანატიტი
2	16	36	10	49	5		100	17:83	"
3	18	32	15	50	3		100	23:77	"
4	328	18	7	71	4		100	9:91	"
5	324	35	8	51	6		100	14:86	"
6	200	29	10	54	7		100	15:85	"
7	194	32	12	53	3		100	18:82	"
საშუალო		30	10,5	55	4,5		100	16:84	ბანატიტი

ცხრილი 7

რქატყუარა-ბიოტიტის გრანიტოიდის ქიმიური ანალიზის ცხრილი (ანალიტიკოსი შ. ბერიძე)

ნიმუში № 16

№№	ნივთიერება	წონითი %	მოლეკულათა რაოდენობა	ფ. ლვეინსონ-ლესინგის ფორმულები	ა. ზავარიცის რიცხვითი მაჩასიათებლები
1	SiO ₂	70,52	1174	0,91 RO.R ₂ O ₃ .6,95SiO ₂ R ₂ O:RO=1,8:1 z=3,56	s=79,5 a=13 c=3,2 b=4 f'=81,3 m'=8,5 e'=10,2 n'=74,6 t=0,2 φ=81,3
2	Al ₂ O ₃	14,84	145		
3	Fe ₂ O ₃	3,93	24		
4	FeO	0,05	—		
5	MnO	—	—		
6	TiO ₂	0,26	2		
7	P ₂ O ₅	0,12	1		
8	CaO	2,94	53		
9	MgO	0,22	5		
10	SO ₃	0,02	—		
11	K ₂ O	2,42	25		
12	Na ₂ O	4,48	73		
13	სინესტე	0,32	—		
14	ხურ დანაკ.	0,48	—		
სულ		100,60			

როგორც ვხედავთ, რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები წარმოდგენილია ბანატიტით. ყურადღებას იქცევს ის ფაქტი, რომ მიკროკლინის რაოდენობა 7—15%-ს შორის იცვლება, რაც ლოქის მასივის სხვა გრანიტოიდებში არა გვაქვს.

სიმჟავიანობის კოეფიციენტის მიხედვით რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტი გრანიტიტების ტიპს ეკუთვნის, რომლისთვისაც ფ. ლევისონ-ლესინგი იძლევა $a=3,7[60]$. ნორმალურ გრანიტოიდებთან შედარებით დაწეულია $\overline{RO} : R_2O_3$, რომელიც ჩვენ შემთხვევაში უდრის 0,91 (ნორმალური გრანიტიტებისათვის $\overline{RO} : R_2O_3=1,2—1,5$). ეს ძირითადად სამვალენტია რკინის მაღალი შემცველობით აიხსნება. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ Na_2O ბევრად მეტია K_2O -ზე ($n'=74,6$).

შედარებით ლოქის მასივის სხვა გრანიტოიდებთან აქ დაწეულია SiO_2 -ის რაოდენობა და გაზრდილია Fe_2O_3 და Al_2 რაოდენობა. ყველა ეს განსხვავება გრანიტოიდის გვერდითი ქანებიდან ასიმილირებული მასალის გავლენით აიხსნება.

ბ) ბიოტიტიანი გრანიტოიდები

ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ბიოტიტიანი გრანიტოიდები საკმაოდ დიდი გავრცელებით სარგებლობენ. ეს გრანიტოიდები გვხვდება მდინარე ლოქის ხეობაში მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე, მისი შენაკადების სათავეებში მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე და აგრეთვე მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მარცხენა შენაკადების ხეობებში. უფრო იშვიათად ბიოტიტიანი გრანიტოიდები მასივის ცენტრალურ ნაწილში შიშვლდება. შედარებით რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდებთან ბიოტიტიანი გრანიტოიდებში აბლიტური გრანიტების ძარღვები უფრო იშვიათად გვხვდება, ხოლო გამკვეთი დიბაზებისა და პორფირიტების ძარღვები აქაც ისევე მრავლად არის, როგორც ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების სხვა სახეობებში. რაც შეეხება ფუძე ქანების ქსენოლითებს, აქ ისინი რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდებთან შედარებით უფრო იშვიათია.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები თანდათანობით გადადის ბიოტიტიანი გრანიტოიდებში. ასეთ გადასვლას შეიძლება დავაკვირდეთ მდინარე ლოქის ხეობაში, სოფელ ფოლადაურიდან ჩანდარისაკენ მიმავალი გზის გასწვრივ მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე. აქ რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდებს სამხრეთისაკენ ბიოტიტიანი გრანიტოიდები აგრძელებს ისე, რომ მათ შორის საზღვრის გავლება შეუძლებელია. თვით რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდებშიც, ქსენოლითებით შედარებით ღარიბ უბნებთან, ხშირად გვხვდება ბიოტიტიანი გრანიტოიდები, რომლებშიაც რქატყუარა სრულებით არ შედის. მდინარე ლოქის მარჯვენა შენაკადში, რომელსაც მერიდიანული მიმართულება აქვს და ერთვის მდინარე ლოქს ადგილ ორთა ფოსტასთან (მასივის ჩრდილო პერიფერია), რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები სრულებით არ გვხვდება. აქ მასივი, ლოქის ხეობიდან დაახლოებით 0,5 კმ დაშორებით, უშუალოდ ბიოტიტიანი გრანიტოიდების გამოშვლებით იწყება. შუალედი მანძილი მდინარე ლოქსა და მის შენაკადს შორის ტყით არის დაფარული, ამიტომ ბიოტიტიანი და რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდების ურთიერთობას აქ ვერ ვაკვირდებით. უნდა ვიფიქროთ, რომ ისევე, როგორც სამხრეთისაკენ,

აღმოსავლეთითაც რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები თანდათან გადადის ბიოტიტიან გრანიტოიდებში.

ბიოტიტიანი გრანიტოიდები ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებშიაც სრულიად თანდათან გადადის. ბიოტიტის რაოდენობა მასში თანდათან მცირდება, ბოლოს ბიოტიტიდან მთლიანად თავისუფლდება და ვიღებთ ტიპიურ ლეიკოკრატულ გრანიტოიდს. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ზოგჯერ ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში ვხვდებით ბიოტიტით ძლიერ გამდიდრებულ უბნებს და, თუმცა ლეიკოკრატული გრანიტოიდი ბიოტიტით მდიდარ უბანთან ერთად ერთ მთლიან სხეულს წარმოადგენს. ყურადღებას იპყრობს ის ფაქტი, რომ ზოგჯერ ბიოტიტი თანდათანობით კი არ ჩნდება, არამედ ერთთავად დიდი რაოდენობით იჩენს თავს.

ხშირად ბიოტიტიანი გრანიტოიდები ძლიერ გამოფიტული და გაფხვიერებულია ისე, რომ მოზრდილი ნიმუშის მოტეხვა შეუძლებელია. აღნიშნული გრანიტოიდები საშუალო ან მსხვილმარცვლოვანი ქანებია, იშვიათად გვხვდება წვრილმარცვლოვანი სახეობაც. ფერი იცვლება ნაცრისფრიდან მოვარდისფრანაცრისფრამდე. ბიოტიტი, რომელიც ხშირად მთლიანად ქლორიტშია გადასული, ქანში სხვადასხვა რაოდენობით შედის და ამისდა მიხედვით გრანიტოიდებიც მუქ ან შედარებით ღია ფერს იღებენ.

ბიოტიტიან გრანიტოიდებში, ისევე, როგორც ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში, კალიუმის მინდვრის შპატის რაოდენობა მეტად ცვალებადია. არის უბნები, სადაც ეს მინერალი სულ არ გვხვდება. ამის მიხედვით ჩვენ კვარციან დიორიტებს გამოვყოფთ.

1) ბიოტიტიანი კვარციანი დიორიტი

ბიოტიტიანი გრანიტოიდების ბიოტიტით ყველაზე უფრო მდიდარი სახეობა წარმოდგენილია კვარციანი დიორიტით: ქანი ნაცრისფერია, მსხვილი ან საშუალო მარცვლოვანი. მიკროსკოპში ჰიპიდომორფულ სტრუქტურას ამჟღავნებს. შედგება კვარცის, პლაგიოკლაზისა და ბიოტიტისაგან, რომელიც ხშირად მთლიანად ქლორიტში არის გადასული. აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება ცირკონი, აპატიტი და მადნეული მინერალები. მეორადი მინერალებიდან—ქლორიტი, სერიციტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, კარბონატი, პელიტური ნივთიერება და მადნეული მინერალი.

კვარცი ყოველთვის ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის, მასში ხშირად ვხვდებით გაზის ბუშტების წერტილოვან ჩანართებს. ზოგჯერ დანაპრალიანებულია. აქვს კარგად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა. ხშირად კვარცში გვხვდება პლაგიოკლაზებისა და გაქლორიტებული ბიოტიტის ჩანართები.

პლაგიოკლაზი ქანის ძირითად ნაწილს შეადგენს. იძლევა კარგად განვითარებულ, მსხვილ, იდიომორფულ ან ნაწილობრივ იდიომორფულ კრისტალებს. ხშირად პოლისინთეტურად არის დამრჩობლილი, თუმცა გვხვდება როგორც ორი ინდივიდისაგან შედგენილი მრჩობლი, ისე მონოკრისტალებიც. პლაგიოკლაზის სალი კრისტალები დიდ იშვიათობას წარმოადგენს. უფრო ხშირია შეცვლას გადაჩენილი კრისტალის რომელიმე უბანი. მისი შეცვლის პროდუქტებია სერიციტი და პელიტური ნივთიერება, იშვიათად კარბონატიც. განსაკუთრებით ძლიერ არის შეცვლილი კრისტალის ცენტრალური ნაწილი. ზოგ-

ჯერ ქანს ალბიტიზაციის პროცესი აქვს განცდილი და ასეთ შემთხვევაში პლაგოკლაზები შედარებით საღია.

ფედოროვის მაგიაზე გამოვამ ასეთი შედეგები მოგვცა:

$$B_1 - \begin{cases} \angle Ng = 70^\circ \\ -Nm = 22^\circ \\ \backslash Np = 81^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 40 მრჩობლის ღერძი } \perp[001] \text{ და II (010)}$$

$$\perp(001) \begin{cases} \angle Ng = 71^\circ \\ -Nm = 19^\circ \\ \backslash Np = 90^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 35}$$

როგორც ვხედავთ, პლაგოკლაზები ამ ქანებში ანდეზინის რიგის არის, თუმცა მკავე პლაგოკლაზებიც გვხვდება.

$$\perp(001) \begin{cases} \angle Ng = 84^\circ \\ -Nm = 14^\circ \\ \backslash Np = 77^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 12}$$

პლაგოკლაზები იშვიათად სუსტად გამოხატულ ზონალურ აგებულებას იჩენს. ასევე იშვიათად პლაგოკლაზის უსწორმასწოროდ განაწილებული წაგრძელებული ფორმის კრისტალები ბიოტიტთან ან ბიოტიტის შეცვლის შედეგად მიღებულ ქლორიტთან ნარჩენ ოფიტურ სტრუქტურას იძლევა.

ბიოტიტის შეუცვლელი ქერცლები ძლიერ მცირე რაოდენობით გვხვდება. სამაგიეროდ ქლორიტებში ხშირად ვხვდებით ბიოტიტის ნარჩენებს. ფერი მოყავისფრო-მომწვანოა. აქვს ძლიერი პლეოქროიზმი და აბსორბციის ბიოტიტური სქემა. კარგად ემჩნევა ტეჩვადობის ბზარები, რომლის გასწვრივ შეცვლა უფრო სწრაფად მიდის და, ზოგჯერ, ამ ბზარების გასწვრივ მადნეული მინერალისა და ეპიდოტ-ციოზიტის წვრილ კრისტალებს ვამჩნევთ.

მეორადი მინერალებიდან მასში დიდი რაოდენობით შედის ქლორიტი, რომელიც ძირითადად ბიოტიტის ხარჯზე წარმოშობილი. ქლორიტში ხშირია ბიოტიტის შეუცვლელი რელიქტები. ფერი ღია მწვანეა, პლეოქროიზმი სუსტი, უფრო იშვიათად პლეოქროიზმი საკმაოდ ძლიერი აქვს, აბსორბციის სქემანორმალური. ახასიათებს დაბალი ლურჯი ანომალური ინტერფერენციული ფერები.

ეპიდოტი და ციოზიტი შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება. ასევე მცირე რაოდენობითაა კარბონატი, რომელიც პლაგოკლაზის ხარჯზე ჩნდება. გვხვდება აგრეთვე მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალები, რომლებიც უმეტეს შემთხვევაში ქლორიტთანაა დაკავშირებული.

2) ბიოტიტიანი გრანიტოიდები. კალიუმის მინდვრის შპატით

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ლოქის მასივის ბიოტიტიანი გრანიტოიდებში კალიუმის მინდვრის შპატის რაოდენობა ძლიერ ცვალებადია. ამისდა მიხედვით ჩვენ აქ გრანიტოიდების ყველა წევრს ვხვდებით. ზემოთ ჩვენ აღვწერეთ ყვარციანი დიორიტები. ახლა განვიხილოთ ბიოტიტიანი გრანიტოიდები, რომლებიც კალიუმის მინდვრის შპატს შეიცავენ.

აღნიშნული გრანიტოიდები უმეტეს შემთხვევაში საშუალო ან მსხვილმარცლოვანი ქანებია. მდინარე ლოქის სათავეებში ვხვდებით წვრილმარცლოვან

სახეობასაც. ბიოტიტი ამ ქანებში სულ სხვადასხვა რაოდენობით არის და ამის მიხედვით მათი ფერიც მოვარდისფროდან ნაცრისფრამდე იცვლება. მიკროსკოპში ამჟღავნებს ჰიპიდომორფულ სტრუქტურას. შედგება კვარცის, მიკროკლინის, პლაგიოკლასისა და ბიოტიტისაგან. აქცესორი მინერალებიდან გვხვდება: აპატიტი, ცირკონი და მადნეული მინერალი. მეორადი მინერალებიდან დიდი რაოდენობით წარმოდგენილია ქლორიტი, რომელიც ბიოტიტის შეცვლის ხარჯზედ არის წარმოშობილი, კალციტი, სერიციტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები, პელიტური ნივთიერება, მადნეული მინერალი და ზოგჯერ მუსკოვიტი.

კვარცი ქმნის ქსენომორფულ კრისტალებს. ხშირად მასში დიდი რაოდენობით არის გაზის ბუშტების წერტილოვანი ჩანართები. ხასიათდება კარგად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით. ზოგჯერ კვარცი დანაპრალიანებულია და ნაპრალება ამოვსებულია სხვა მინერალით—სერიციტით, კალციტითა და ზოგჯერ კვარცით. კალიუმის მინდვრის შპატთან შეხვედრისას იგი ხშირად იჭრება, იტოტება მასში და ქმნის ვერეთ წოდებულ ჩონჩხისებურ სტრუქტურას (ტერმინი ეკუთვნის ბოლდირევს [21]).

კალიუმის მინდვრის შპატი ზოგჯერ მესერიანი მიკროკლინით არის წარმოდგენილი. უფრო ხშირად კი მიკროკლინი უმესეროა. ქმნის ქსენომორფულ კრისტალებს. შეცვლილია—გათიხებული. კარგად ემჩნევა ტკეჩვადობის ბზარები. მიკროკლინში ხშირია ალბიტის პერტიტული შენაზარდები, რომელთა ფორმა და სიდიდე სულ სხვადასხვაგვარია. გვხვდება წაგრძელებული ფორმის, თითისტარისებრი ფორმის და სრულიად უსწორმასწორო ფორმის ჩანართები. როცა ეს ჩანართები წაგრძელებული ფორმის არის, მათ წაგრძელებებს თითქმის ყოველთვის ერთნაირი მიმართებები აქვს. პლაგიოკლასის შენაზარდები ხშირად დამრჩობლილია და ამ შენაზარდების სიდიდე ისეთია, რომ ხერხდება მათი გაზომვა ფედოროვის მაგიდაზე.

$$B_1 - \begin{matrix} \angle Ng = 76^\circ \\ \angle Nm = 15^\circ \\ \angle Np = 85^\circ \end{matrix} \quad Pl \text{ № 3 მრჩობლის ღერძი [001]}$$

განსხვავებით მიკროკლინისაგან, ალბიტის პერტიტული შენაზარდები ყოველთვის სალია. ჩვენ მიერ გაზომილი პოლისინთეტურად დამრჩობლილ ალბიტის კრისტალი, სრულიად შეუცვლელია უსწორმასწორო სხეულის ფორმის სახით, მოთავსებულია მთლიანად გათიხებული მიკროკლინის გულში (სურ. 6). უმესერო კალიუმის მინდვრის შპატის გაზომვის შედეგი ასეთია:

$$\perp(001) - \begin{matrix} \angle Ng = 53^\circ \\ \angle Nm = 12^\circ \\ \angle Np = 80^\circ \end{matrix} \quad 2V = -82^\circ \text{ (ორი გამოსავლით)}$$

როგორც ვხედავთ, კალიუმის მინდვრის შპატის უმესერო სახეობაც წარმოდგენილია მიკროკლინით.

ზოგჯერ მიკროკლინპერტიტი მრჩობლებს ქმნის. მრჩობლები ორი ინდივიდის შეტყუპებით არის წარმოდგენილი. პერტიტული შენაზარდები ერთ-ერთ ასეთ მიკროკლინპერტიტის ტყუპში, რომელიც წარმოდგენილია მიკროფოტოსურათზე (სურ. 7) წაგრძელებული ფორმის არის და მათი წაგრძელების მიმართულება მრჩობლის ნაკერთან დაახლოებით სწორ კუთხეს ადგენს. შენაზარდები ხშირად დამრჩობლილია (სამწუხაროდ ეს არ გამოჩნდა სურათზე). მრჩობლები შენაზარდების წაგრძელების მართობულად, ე. ი. მიკროკლინის მრჩობ-

ლის ნაკერის პარალელურად არის განლაგებული. მიკროკლინის მრჩობლის ორივე ინდივიდში ალბიტის შენაზარდებს ერთნაირი ოპტიკური ორიენტაცია აქვს. აქ აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ პერტიტული შენაზარდები მრჩობლის ერთი ინდივიდიდან მეორეში არ გადადის და მიაწყდება რა მრჩობლის ნაკერს.



სურ. 6 (X 80, ნიკოლ. +)

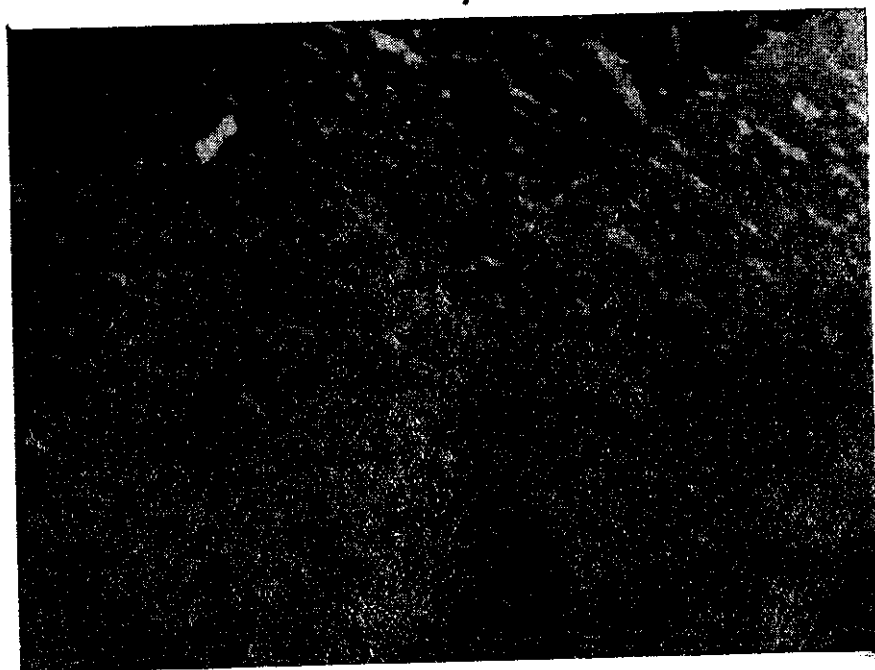
მკვეთრად მოიკვეთება და თავდება. ეს სურათი მნიშვნელოვან დახმარებას გავიწვევს პერტიტების გენეზისის გარკვევაში, რასაც, ჩვენ, ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების განხილვის დასასრულს შევეხებით.

გარდა პერტიტული შენაზარდებისა მიკროკლინში ვხვდებით აგრეთვე პლაგიოკლაზის პოიკილიტურ ჩანართებს.

პლაგიოკლაზი იდიომორფულ ან ნახევრად იდიომორფულ კრისტალებს ქმნის. ხშირად დამრჩობლილია პოლისინთეტურად, ზოგჯერ მარტივ მრჩობლებსაც იძლევა, ხოლო უფრო იშვიათად მონოკრისტალებსაც ვხვდებით. მეტ-ნაკლებად შეცვლილია. შეცვლის პროდუქტები ძირითადად სერიციტი და პელიტური ნივთიერება არის. ზოგჯერ პლაგიოკლაზი ისე ძლიერად არის გასერიციტებული, რომ მიკროსკოპში ჯვარედინ ნიკოლებში ყოველ მდგომარეობაში ერთნაირად არის განათებული და არ ქრება. პლაგიოკლაზი ხშირად ალბიტისა და ანტიპერტიტის განიცილების და ასეთ შემთხვევაში თითქმის სრულიად შეუცვლელია. ფედლოროვის მაგიდაზე სხვადასხვა ნიმუშების პლაგიოკლაზების გაზომვის შედეგები ასეთია:

$$B_1 - \begin{cases} \angle Ng = 74^\circ \\ \angle Nm = 16^\circ \\ \angle Np = 90^\circ \end{cases}$$

Pl №—0 მრჩობლის ღერძი [001]



სურ. 7 (X 50, ნიკოლი +)

$\perp(001)$	$\begin{array}{l} /Ng = 86^\circ \\ -Nm = 13^\circ \\ \backslash Np = 78^\circ \end{array}$	Pl № 14
$\perp(010)$	$\begin{array}{l} /Ng = 8^\circ \\ -Nm = 83^\circ \\ \backslash Np = 86^\circ \end{array}$	Pl № 13
$\perp(001)$	$\begin{array}{l} /Ng = 85^\circ \\ -Nm = 7^\circ \\ \backslash Np = 85^\circ \end{array}$	Pl № 21

როგორც ვხედავთ, პლაგიოკლაზი აქ ალბიტისა და ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგის არის. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ზოგჯერ პლაგიოკლაზები სუსტად გამოხატულ ზონალურ აგებულებას ამჟღავნებენ.

ბიოტიტი სხვადასხვა სიდიდის უსწორმასწორო ქერცლების სახით გვხვდება. როგორც წესი, ის ყოველთვის შეცვლილია. საღი, შეუცვლელი ქერცლები იშვიათობას წარმოადგენს. ქლორიტში ხშირია ბიოტიტის შეცვლის გადარჩენილი უბნები. ბიოტიტის შეცვლის ხარჯზე ძირითადად ქლორიტია წარმოშობილი. იშვიათად, ქლორიტთან ერთად მუსკოვიტიც ჩნდება. ბიოტიტიან გრანიტოიდებში ასეთი მუსკოვიტი დამოუკიდებელ ქერცლებს იშვიათად ქმნის და თითქმის ყოველთვის ქლორიტთან ერთად გვხვდება, პატარა წაგრძელებული ფორმის უბნებად.

ბიოტიტს მომწვანო-მოყავისფრო ფერი აქვს. ძლიერი პლეოქროიზმი და ბიოტიტური აბსორბციის სქემა ახასიათებს. კარავდ ემჩნევა ტყეჩადობის ბზარები, რომელთა გასწვრივ ბიოტიტის შეცვლა უფრო ინტენსიურად მიდის. ტყეჩადობის ბზარებთან არის აგრეთვე დაკავშირებული მადნეული მინერალის

წვრილი კრისტალები, რომლებიც აგრეთვე ბიოტიტის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოსობილი. თითქმის ყოველთვის ბიოტიტის ქერცლებთან დაკავშირებულია აპატიტის და ცირკონის წვრილი კრისტალები. ამ უკანასკნელს ხშირად პლეოქროული არეალი აქვს გარშემოვლებული.

ქლორიტი ქანში ხშირად ძლიერ დიდი რაოდენობით შედის და ზოგჯერ მთლიანად ანაცვლებს ბიოტიტს. უმთავრესად მწვანე ფერისაა, იშვიათად მოყვითალო-მომწვანო. სხვადასხვა ინტენსივობის პლეოქროიზმით ხას აქვს დაბალი, ლურჯი ანომალური ინტერფერენციული ფერი აქვს.

მეორადი მინერალებიდან ბიოტიტის ხარჯზე წარმოიშვება აგრეთვე კლინოკოვითი და მადნეული მინერალი. კალციტი, სერიციტი, პელიტური ნივთიერება და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები უმთავრესად მინდვრის შპატების გარშემო შედეგად ჩნდება.

აქცესორებიდან თითქმის ყოველთვის გვხვდება აპატიტი და ცირკონი. მწვრილი წვრილ იდიომორფულ კრისტალებს იძლევა.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ლოქის ხეობაში მასივის ჩრდილო ბერკეტებზე ბიოტიტიანი გრანიტოიდები უშუალოდ აგრძელებენ რქატიყუარა ქანების გრანიტოიდებს და გადასვლა მათ შორის თანდათანობითაა.

ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ბიოტიტიანი გრანიტოიდებში, ისევე რაიკოკრატული ქუარა ბიოტიტიანი გრანიტოიდებში, რკინა-მაგნეზიალური მინერალები მხოლოდ ნილია გრანიტული მაგმის მიერ გვერდითი ქანებიდან ასიმილაციული პროცესის ხარჯზე. ლეიკოკრატული გრანიტოიდებისავე, რომლებიც როგორც ჩანს, უკვე ქანებიდან შედარებით მოშორებით ჩამოყალიბდა, ბიოტიტის რაოდენობა თანდათან მცირდება. თავს იჩენს მუსკოვითი, რომელიც უფრო მეტ შემთხვევაში ცხადად ბიოტიტის ხარჯზეა გაჩენილი, და ასე თანდათანობით ქანი ლეიკოკრატული ხდება და მასში ქარსების რაოდენობა საერთოდ მცირდება.

ზოგჯერ, როგორც ზემოთ უკვე ნათქვამი იყო, ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში ბიოტიტი უკვე დიდი რაოდენობით იჩენს თავს. გრანიტოიდის ცხადად ერთ სხეულში ჩნდება ბიოტიტით საკმაოდ მდიდარი უბანი. რომელიც ლეიკოკრატულ გრანიტოიდთან მართალია მკვეთრი საზღვარი არა აქვს, მაგრამ მათ შორის გარდამავალი სახეობის გრანიტოიდები აღარ ჩანს. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ასეთი ბიოტიტით მდიდარი გრანიტოიდები უნდა წარმოადგენდნენ გრანიტულ მაგმაში მოქცეულ და სრულყოფად გაგრანიტებულ ქსენოლითურ სხეულებს. ამის სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის ფაქტი, რომ ზოგჯერ აღნიშნულ ქანებში ჩვენ ნარჩენ ოფიტურ სტრუქტურებს ვხვდებით.

ყურადღებას იქცევს კიდევ ერთი მოვლენა. ბიოტიტიანი გრანიტოიდებში ზოგჯერ ქანის მიკროკლინიზაციის პროცესები ჩანს. ლოქის მასივის ბიოტიტიანი გრანიტოიდებში მიკროკლინიზაციის მოვლენები აღწერილი აქვს ნ. თათრიშვილს [73]. აქ მოგვყავს მაგალითები ჩვენი მასალიდან.

ნიმუშში, რომელიც აღებულია ლოქის შენაკადში მასივის ცენტრალურ ნაწილში, ასეთ სურათს ვხედავთ: კვარცის მარცვალში მიკროკლინის კრისტალია. კვარცი დანაპრალებულია და მიკროკლინი მის ერთ-ერთ ნაპრალში გაჩენილია, რის გამოც მას ნაპრალთან მორგებული ფორმა აქვს. კვარცი საერთოდ დანაპრალიანებულია, მიკროკლინი კი არა. კვარცის ყველა ნაპრალი მიკროკლინამდე მოდის და მასთან მკვეთრად წყდება. ყოველთვის კარგად

ჩანს მიკროფოტოსურათზე (სურ. 8). აქ ცხადია, რომ მიკროკლინი კვარცის დანაპრალიანების შემდეგ არის გაჩენილი.

ანალოგიურ სურათს ვხედავთ სხვა ნიმუშებშიც, რომლებიც მდ. აღ-სუსა და მდ. ლოქის შენაკადებიდან მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე გვაქვს აღებული.



სურ. 8 ($\times 100$, ნიკოლი \times)

მაგრამ მიკროკლინიზაციის პროცესი, რომელიც ლოქის მასივზე საერთოდ სუსტად არის გამოვლინებული, მარტო ბიოტიტიანი გრანიტოიდებისათვის როდისაა დამახასიათებელი. მიკროკლინიზაციის სურათები ჩანს აგრეთვე ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებშიც:

აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ მიკროკლინიზაციის მოვლენები სწორედ იმ უბნებშია შემჩნეული (მდ. აღ-სუ: მასივის ჩრდილო პერიფერია), სადაც ახალგაზრდა გრანიტოიდები ანდა აპლიტური გრანიტები გამოდიან. გარდა მიკროკლინიზაციისა ამ უბნებში პალეოზოური გრანიტოიდები გამდიდრებულია კვარცისა და სერიციტის ძარღვებით და ჩვენ ვფიქრობთ, რომ მიკროკლინიზაცია ისევე, როგორც სერიციტის და კვარცის ძარღვებით ამ ქანების გამდიდრება, აღნიშნული ახალგაზრდა გრანიტოიდებისა და აპლიტური გრანიტების მოქმედების შედეგი უნდა იყოს.

ბიოტიტიანი გრანიტოიდების ასეთი დახასიათების შემდეგ ჩვენ ვიძლე-ვით ამ გრანიტოიდების ოდენობით მინერალური შედგენილობის ცხრილს და ჩვენი ნიმუშებიდან გაკეთებული ქიმიური ანალიზების შედეგებს.

ბიოტიტიანი გრანიტოიდების საშუალო ოდენობითი მინერალური შედგენილობა უპასუხებს ბანატუს (ცხრილი 8).

ცხრილი 8

ბიოტიტინი გრანიტოიდების ოდენობითი მინერალური შედგენილობა

№№	№ ნიშნის	კვარცი %-ობით	მიკროკლინი %-ობით	პლაგოკლასი %-ობით	ბიოტიტი + ქლო-რიტი %-ობით	აქცესორები %-ობით	ჯამი %-ობით	Milk:PI	ქანის სახელწოდება
1	119	32	1	65	3				
2	120	24	18	54	4		100	1,5:98,5	კვარციანი დიორიტი
3	333	12	—	84	4		100	25:75	ბანატიტი
4	339	13	—	77	10		100	0:100	კვარციანი დიორიტი
5	344	17	—	74	9		100	0:100	" "
6	347	22	15	62	1		100	20:80	ბანატიტი
7	373	24	26	44	5	I	100	37:63	გრანოდიორიტი
8	380	43	—	49	8	ცოტა	100	0:100	კვარციანი დიორიტი
9	539	41	—	54	6		100	0:100	" "
10	350	19	5	73	3		100	7:93	ბანატიტი
11	381	11	60	27	2		100	68:32	გრანიტი
12	406	12	10	61	17		100	14:86	ბანატიტი
13	407	36	14	45	5		100	24:76	" "
14	536	46	2	42	10		100	5:95	კვარციანი დიორიტი
15	538	48	—	44	8		100	0:100	" "
საშუალო		27	10	57	6		100	15:85	ბანატიტი

თუ ამ მონაცემებს შევადარებთ ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებსა და რქატყუარა-ბიოტიტინ გრანიტოიდებს ასეთ სურათს მივიღებთ:

ცხრილი 9

№№	ქანის დასახელება	კვარცი %-ობით	მიკროკლინი %-ობით	პლაგოკლასი %-ობით	მუსკოვიტი %-ობით	ბიოტიტი ქლო-რიტი %-ობით	რქატყუარა + ბიო-ტიტი %-ობით	სულ	Milk:PI
1.	ლეიკოკრატული ბანატი-ტი	38	18	42	1,5	0,5	—	100	30:70
2.	ბიოტიტინი ბანატიტი...	26	10	58	ცოტა	—	—	100	15:85
3.	რქატყუარა-ბიოტიტინი ბანატიტი	30	10,5	55	—	—	4,5	100	16:84

ამ ცხრილიდან ვხედავთ, რომ რქატყუარა-ბიოტიტინი გრანიტოიდები ოდენობითი მინერალური შედგენილობის მიხედვით ძლიერ ახლოს დგანან ბიოტიტინ გრანიტოიდებთან. მათ შორის განსხვავება არსებითად იმაში მდგომარეობს, რომ ბიოტიტინი გრანიტოიდები არ შეიცავენ რქატყუარას, რომელიც რქატყუარა-ბიოტიტინ გრანიტოიდებში გვხვდება.

განსხვავება ლეიკოკრატული გრანიტოიდების საშუალო ტიპის ბანატიტსა და ბიოტიტინი გრანიტოიდის საშუალო ტიპის ბანატიტის ოდენობით მინერალურ შედგენილობაში საკმაოდ მკვეთრია, რაც შემდეგში მდგომარეობს:

1. ლეიკოკრატულ ბანატიტში კვარცისა და მიკროკლინის რაოდენობა გაცილებით მეტია ამავე მინერალების რაოდენობაზე ბიოტიტიან ბანატიტში.

2. ბიოტიტიან ბანატიტში პლაგიოკლაზის და ქარსების რაოდენობა ბევრად მეტია ამავე მინერალების რაოდენობაზე ლეიკოკრატულ ბანატიტში.

ამას უნდა დაემატოს ისიც, რომ ბიოტიტიან გრანიტოიდებში ქარსით მდიდარი კვარციანი დიორიტები (ნიმუში 339-ის ტიპის, რომლის ქიმიური ანალიზი ქვემოთ არის მოყვანილი) დიდი გავრცელებით სარგებლობენ, ხოლო საკუთრივ გრანიტებს შედარებით იშვიათად ვხვდებით. პირიქით, ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში გრანოდორიტები და გრანიტები უფრო მეტად არის გავრცელებული, ვიდრე კვარციანი დიორიტები. საერთოდ კი უფრო გავრცელებულია ბანატიტი.

ქვემოთ ჩვენ მოგვყავს ქიმიური ანალიზების შედეგები, რომელიც ჩვენი ნიმუშებიდან გაკეთდა. გაკეთებულია ერთი ანალიზი ტიპიური ბიოტიტიანი კვარციანი დიორიტისა, ერთი ტიპიური ბიოტიტიანი ბანატიტის, ხოლო ერთი ანალიზი ბიოტიტიანი ბანატიტისა, რომელიც ერთგვარ ნათესაობას იჩენს ლეიკოკრატულ ბანატიტებთან (ორქარსიან ბანატიტებთან).

ბიოტიტიანი კვარციანი დიორიტის ქიმიური ანალიზი (ანალიტიკოსი შ. ბერიძე).

ცხრილი 10

№№	ნივთიერება	წონითი %	მოლეკულთა რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები	ა. ზავარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO ₂	68,38	1139	0,823R ₂ O. R ₂ O ₃ . 6,125 SiO ₂ R ₂ O : RO = 0,82 : 1 α = 3,2	s = 78,9 a = 9,5 c = 5,2 b = 6,4 f = 45,7 m' = 10,8 a' = 43,5 n' = 56,5 t' = 0,53 φ = 45,7
2	Al ₂ O ₃	16,82	165		
3	Fe ₂ O ₃	3,32	21		
4	FeO	—	—		
5	MnO	0,11	1		
6	TiO ₂	0,26	3		
7	P ₂ O ₅	0,15	1		
8	CaO	4,26	76		
9	MgO	0,41	10		
10	SO ₃	0,05	—		
11	K ₂ O	2,82	30		
12	Na ₂ O	2,40	39		
13	სინესტე	0,30	—		
14	ხურ. დანაკ.	1,22	—		
ს უ ლ		100,50			

სიმკავეიანობის კოეფიციენტის მიხედვით ჩვენი ქანი უახლოვდება პლაგიოკლაზიან გრანიტს: პლაგიოკლაზიანი გრანიტის α = 3,36 (60), მაგრამ RO : R₂O₃ დაწეულია, რაც Al₂O₃ მაღალი შემცველობით აიხსნება. Al₂O₃ მაღალი შემცველობის გამო ზავარიცკის რიცხვით მახასიათებლებში კოეფიციენტი c' -ის მაგივრად გვაქვს კოეფიციენტი a', რაც Al₂O₃-ით გადანაჯრებულ შედგენილობას უპასუხებს. აღსანიშნავია, რომ Al₂O₃ გადანაჯრებული შედგენილობა გვაქვს და ამასთან SiO₂-ის შემცველობა საკმაოდ მაღალია SiO₂ = 68,38%; s = 78,9 და ძლიერ უახლოვდება გრანიტების საშუალო ტიპში SiO₂ -ის შემცველობას. გრანიტოიდების საშუალო ტიპისათ-

ვის, დელის მიხედვით $[28] \text{SiO}_2 = 70,18\%$; ა. ზვარიცკის გადათვლით $\alpha = 78,8$. ეს ფაქტი კიდევ გვაფიქრებინებს, რომ ბიოტიტიანი გრანიტოიდი, რომლის ქიმიურ ანალიზს ახლა ვიხილავთ, ჰიბრიდული ქანია. შესაძლოა ვთქვათ გაგრანიტებული ქანი, რომელშიაც ჭარბად შემოვიდა SiO_2 , მაგრამ ჯერ კიდევ მდიდარია Al_2O_3 -ით და ტუტე მეტალებით განაჯერება არ მომხდარა.

ბიოტიტიანი ბანატიტის ქიმიური ანალიზი (ანალიტიკოსი შ. ბერიძე).

ცხრილი 11

№№	ნივთიერება	წონითი %	მოლეკულური რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები	ა. ზვარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO_2	75,00	1249	$0,8\bar{R}\bar{O} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 8,8 \text{SiO}_2$ $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 2,17:1$ $\alpha = 4,6$	$S = 81,10$ $\alpha = 75,6$ $\sigma = 2,40$ $\mu = 2,88$ $f' = 40,9$ $m' = 25$ $\sigma' = 34,1$ $n = 58,5$ $t = 0,08$ $\varphi = 40,9$
2	Al_2O_3	12,33	121		
3	Fe_2O_3	3,30	21		
4	FeO	—	—		
5	MnO	0,2	—		
6	TiO_2	0,24	3		
7	P_2O_5	0,11	1		
8	CaO	1,41	25		
9	MgO	0,57	14		
10	SO_3	0,02	—		
11	K_2O	2,76	29		
12	Na_2O	3,06	49		
13	სინესტე	0,44	—		
14	ხურ. დანაკ.	1,16	—		
ს უ ლ		100,42			

სიმკვავიანობის კოეფიციენტ α -ს მიხედვით ქანი ეკუთვნის გრანიტების კლურ მეავე ტიპს. ამასთან ყურადღებას იქცევს Fe_2O_3 დიდი რაოდენობა შედარებით ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებთან. ამავე დროს ატყუებენ როგორც წინა ანალიზში, ა. ზვარიცკის რიცხვით მახასიათებლებში.

ცხრილი 12

№№	ნივთიერება	წონითი %	მოლეკულური რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები	ა. ზვარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO_2	74,06	1233	$1,08 \bar{R}\bar{O} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 9,13 \text{SiO}_2$ $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 4,8 : 1$ $\alpha = 4,48$	$S = 81,10$ $\alpha = 75,6$ $\sigma = 2,40$ $\mu = 2,88$ $f' = 40,9$ $m' = 25$ $\sigma' = 34,1$ $n = 58,5$ $t = 0,08$ $\varphi = 40,9$
2	Al_2O_3	12,93	126		
3	Fe_2O_3	1,52	9		
4	FeO	0,05	—		
5	MnO	—	—		
6	TiO_2	0,11	1		
7	P_2O_5	0,20	1		
8	CaO	0,94	17		
9	MgO	0,45	11		
10	SO_3	0,19	2		
11	K_2O	4,72	50		
12	Na_2O	4,34	70		
13	სინესტე	0,24	—		
14	ხურ. დან.	0,64	—		
ს უ ლ		100,39			

მაგიერ გვაქვს a' , ე. ი. ანალოგიურად წინ განხილული ქანისა, ეს ქანიც გადანაჯერებულია Al_2O_3 -ით. ამასვე მიუთითებს აგრეთვე ის ფაქტი, რომ $RO:R_2O_3$ ნაკლებია 1-ზე, თუმცა ამ შემთხვევაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს Fe_2O_3 .

ცხრილ 12 მოცემულია ბიოტიტანი ბანატიტის ანალიზი (ანალიტიკოსი შ. ბერიძე).

სიმჟავიანობის კოეფიციენტი α -ს მიხედვით ქანი გრანიტების კიდურ მჟავე ტიპს მიეკუთვნება. განსხვავებით წინ განხილული ანალიზებიდან, სადაც გვქონდა Al_2O_3 -ით გადანაჯერება, აქ უკვე ნორმალური შედგენილობის ქანი გვაქვს. რკინის მოლეკულებას რაოდენობაც შედარებით წინა ანალიზებთან ნაკლებია, მაგრამ მეტია, ვიდრე ეს ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში გვქონდა. Na_2O -ს მოლეკულათა რაოდენობა მეტია K_2O -ს მოლეკულებზე ($n=58,3$), რაც საერთოდ დამახასიათებელია ლოქის მასივის გრანიტოიდებისათვის.

ჩვენ ზემოთ დავახასიათეთ ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების სხვადასხვა ფაციესი. სანამ განხილული მასალის საფუძველზე საერთო დასკვნებს გვაკეთებდეთ და შევეხებოდეთ გრანიტოიდული მასივის ფორმისა და გრანიტოიდების ასაკის საკითხს, მანამდე განვიხილავთ კიდევ ერთ სახეობას პალეოზოური გრანიტოიდებისას, რომელსაც მასივის აღნიშნულ გრანიტოიდებში სრულიად განსაკუთრებული ადგილი უჭავია.

III. აპლიტური გრანიტოიდები

ჩვენი დაკვირვებების მიხედვით, როგორც ეს უკვე აღვნიშნეთ, ლოქის მასივის ძველი გრანიტოიდები თავისი მრავალფეროვანი პეტროგრაფიული სახეობებით ერთ ასაკობრივ ტიპს წარმოადგენს. ამ გრანიტოიდებს აქვს თავისი მომყოლი აპლიტური ფაზისი.

აპლიტები ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნახევარზე, თითქმის ყველგან გვხვდება. როგორც გამკვეთი სხეულები პალეოზოურ გრანიტოიდებში. აპლიტის ძარღვების სიმძლავრე სანტიმეტრებიდან მეტრებამდე იცვლება და იშვიათად აღწევს ათეულ მეტრებს.

მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე, რქატყუარა-ბიოტიტინ გრანიტოიდებში ხშირია აპლიტები. მათი სიმძლავრე უმეტეს შემთხვევაში სანტიმეტრებით იზომება. აღსანიშნავია, რომ აპლიტური ძარღვები, როგორც წესი, ციკაბოდ არის დაქანებული და აქვს განედური ან მერიდიანული მიმართება. ეს ფაქტი საბუთს გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ ნაპრალები, რომლებიც შემდგომში აპლიტურმა გრანიტმა ამოავსო, წარმოშვა ძალებმა, რომელთა მიმართულება განედურთან დაახლოებით 45° -ს კუთხეს ადგენდა.

აპლიტების გენეზისის შესახებ აკადემიკოსი ა. ფერსმანი [75, გვ. 258—261] ფიქრობდა, რომ აპლიტები, პეგმატიტების მსგავსად, მაგმის ნარჩენიდან წარმოიშვება. ამასთან აპლიტური ფაზისი წინ უსწრებს პეგმატიტურ ფაზისს და მის კრისტალიზაციაში ქროლადი კომპონენტები არ მონაწილეობენ. რას გამო აპლიტები წვრილმარცვლოვანია.

ა. ზავარიცკი [36] თვლის, რომ აპლიტი წარმოდგება ნარჩენი გრანიტული მაგმიდან და არა ნარჩენი პეგმატიტური მაგმიდან, რომელიც, მისი აზრით, არც უნდა არსებობდეს. ნარჩენი გრანიტული მაგმა კრისტალდება ინტრუზივის

უკვე გაცივებულ გრანიტულ ქერქში, კრისტალიზაციის პირობების მკვეთრი ცვლილებების გამო. ასეთი მაგმა დიდი რაოდენობით შეიცავს მინერალთა კრისტალიზაციის ცენტრებს, რის გამო წარმოიშვება წვრილმარცვლოვანი ქანები.

ძნელია დავეთანხმოთ ფენობრივი აპლიტური სხეულების წარმოშობის ისეთი მექანიზმის არსებობას, როგორსაც ა. ზავარიცკი [36] იძლევა. მაგრამ აქ ჩვენთვის მნიშვნელოვანია ის გარემოება, რომ ორივე აზრის მიხედვით აპლიტები უკვე ჩამოყალიბებულ გრანიტულ მასივში წარმოიშვება და რადგან შემადგენლობით იმავე გრანიტებს უახლოვდება, რომელშიაც არის ისინი მოთავსებული, ამიტომ აპლიტები იმავე ინტრუზიის გვიანი ფაზისის შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი, რომელმაც მისი შემცველი გრანიტები მოგვცა.

ამიტომ ლოქის მასივის აპლიტური გრანიტები, რომლებიც ყველა დანარჩენ პალეოზოურ გრანიტოიდებს კვეთს, ჩვენ ამ გრანიტოიდულ ინტრუზიის გვიან ფაზისში წარმოშობილად მიგვაჩნია.

აღნიშნული გრანიტოიდები, გარდა წვრილმარცვლოვანებისა. მათი შემცველი გრანიტოიდებისგან განსხვავდება უფრო მეტი ლეიკოკრატებით-განსაკუთრებით აპლიტები კარგად გამოირჩევა თავისი ფერით ბიოტიტიან და რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებში.

ფერი ამ ქანებს აქვს ვარდისფერი ან ხორცისფერი, წვრილმარცვლოვანია, მიკროსკოპში ამჟღავნებს პანალოტრიომორფულ, პანალოტრიომორფულ-მიკროპეგმატიტურ ან პიპიდიომორფულ-მიკროპეგმატიტურ, საერთოდ—წვრილმარცვლოვან სტრუქტურას. აპლიტებში ზოგჯერ ქატაკლაზის მოვლენებსაც ვხვდებით.

აპლიტური გრანიტები შედგება კვარცის, კალიუმის მინდვრის შპატის და პლაგიოკლაზისაგან. მუსკოვიტი და ბიოტიტი მცირე რაოდენობით ვხვდებით. აღსანიშნავია, რომ აპლიტები, რომლებიც ბიოტიტიან და რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებს კვეთენ, ყოველთვის შეიცავენ ბიოტიტს. მეორადი მინერალებიდან წარმოდგენილია სერიციტი, ქლორიტი, კარბონატი, პელიტური ნივთიერება, იშვიათად ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები და მცირე რაოდენობით მადნეული მინერალი.

კვარცი ქანში დიდი რაოდენობით არის. იძლევა წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს. ხასიათდება მეტნაკლები სიძლიერით გამოხატული ტალღური ჩაქრობით. ისევე, როგორც სხვა გრანიტოიდების კვარცში, აქაც ხშირად ვხვდებით ვაზის ბუშტების წერტილოვან ჩანართებს. ხშირად კალიუმის მინდვრის შპატთან, ზოგჯერ კი პლაგიოკლაზთანაც, იძლევა კანონზომიერ შენაზარდებს. კვარცის წვრილი ქსენომორფული მარცვლები მთელ ქანში თანაბარი განაწილების სურათს იძლევა.

კალიუმის მინდვრის შპატი ისევე, როგორც კვარცი, წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს იძლევა. ისიც კვარცისა და პლაგიოკლაზის მსგავსად თანაბრად არის განაწილებული ქანში. ხშირად კვარცთან მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებს იძლევა. მეტ-ნაკლებად შეცვლილია—გათიხებული. ხშირად მასში ალბიტის პერტიტული შენაზარდები ვხვდებით. ერთ-ერთ ნიმუშში, რომელიც სოფელ ჯანდარის სამხრეთითაა აპლიტურ გრანიტიდან აღებული, გვაქვს ასეთი სურათი: კალიუმის მინდვრის შპატი უშალოდ ეხება პლაგიოკლაზს; მათ შორის კონტაქტი მკვეთრი არაა. პლაგიოკლაზი თითქმის იფანტება კალიუმის მინდვრის შპატში, რომელშიაც პერტი-

ტული შენაზარდება მოთავსებული. ეს შენაზარდები ისევეა ორიენტირებული, როგორც პლაგიოკლასის დიდი მარცვალი. პერტიტულ შენაზარდებს ზოგჯერ პოლისინთეტური დამრჩობლა ემჩნევა.

კალიუმის მინდვრის შპატის გაზომვა მეტ შემთხვევაში არ ხერხდება და საექვო შედეგებს ვიღებთ, რადგან აქ ის წვრილ მარცვლებს იძლევა: ამასთან მეტწილად გათიხებულია და ალბიტის წვრილ შენაზარდებს შეიცავს. აქ მოგვყავს ერთი გაზომვის შედეგი:

$$\perp(001) \begin{array}{l} /Ng\ 77^\circ \\ -Nm\ 15^\circ \\ \backslash Np\ 83^\circ \end{array} \quad 2V = -80^\circ$$

როგორც ვხედავთ, აქ გვაქვს მიკროკლინი.

პლაგიოკლასი წვრილი, მეტ შემთხვევაში ქსენომორფული კრისტალებით არის წარმოდგენილი და სწორედ ამის გამო ლოქის მასივის აპლიტებს უმეტეს შემთხვევაში პანალოტრიომორფული სტრუქტურა ახასიათებთ. მეტ შემთხვევაში პლაგიოკლასი შეცვლილია—გათიხებული და გასერიციტებული. შეცვლის პროდუქტებით ის ადვილად გამოირჩევა ასევე შეცვლილი, კალიუმის მინდვრის შპატისაგან. პლაგიოკლასი ხშირად დამრჩობლილია, ზოგჯერ ის კვარცთან კანონზომიერი შეზრდის სურათებს იძლევა. ლოქის მასივის აპლიტურ გრანიტებში პლაგიოკლასი ალბიტის რიგისაა.

ჩაქრობის კუთხე (001) და (010) წახნაგების მართობულ კვეთში, ერთ-ერთ ნიმუშში არის — 8°, რაც შეესაბამება № 12 პლაგიოკლასს; სხვა ნიმუშში — 10°, რაც შეესაბამება № 10 პლაგიოკლასს.

$$B_1-2 \begin{array}{l} /Ng = 76^\circ \\ -Nm = 15^\circ \\ \backslash Np = 85^\circ \end{array} \quad Pl\ №\ 4\ მრჩობლის\ ღერძი\ [001]$$

სხვა გაზომვებმაც ანალოგიური შედეგები მოგვცა.

ბიოტიტი და მუსკოვიტი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მცირე რაოდენობით გვხვდება. ბიოტიტი თითქმის ყოველთვის შეცვლილია—გაქ-

ცბრილი 13

აპლიტური გრანიტის ქიმიური ანალიზი (ანალიტიკოსი ნ. მეტრეველი)

№№	ნივთიერება	წონითი %	მოლუკულთა რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები	ა. ზავარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO ₂	76,21	1270	0,86 RO · R ₂ O ₃ · 16 SiO ₂ R ₂ O : RO = 4 : 1 a = 5,17	s = 82,5 a = 12,5 c = 0,9 b = 4,1 f' = 22,2 m' = 11,1 a' = 66,7 n = 54,1 t = 0,23 φ = 15,9
2	TiO ₂	0,2	3		
3	Fe ₂ O ₃	0,81	5		
4	Al ₂ O ₃	13,40	131		
5	FeO	0,22	3		
6	CaO	0,77	14		
7	MgO	0,24	7		
8	SO ₃	0,06	1		
9	MnO	0,17	1		
10	P ₂ O ₅	0,014	—		
11	K ₂ O	4,12	44		
12	Na ₂ O	3,22	52		
13	სინესტე	0,09			
14	ხურ. დაწ.	0,34			

ს უ ლ

99,99

ლორიტებული ან გაუფერულებელი და მხოლოდ მცირე უბნებია შეცვლას გადაარჩენილი. ქანი იშვიათად შეიცავს მადნეულ მინერალს, რომელიც, როგორც წესი, ყოველთვის შეცვლილ ბიოტიტთან არის დაკავშირებული.

როგორც ქიმიური ანალიზიდან ჩანს, ქანი მიეკუთვნება გრანიტების კიდურ მყავე ტიპს. ქანის ნიმუში აღებულია ლოქის ზეობიდან და აპლიტში ისევე, როგორც მის შემცველ გრანიტოიდებში, გვაქვს Al_2O_3 -ის გადანაჭერებული შემცველობა (მახასიათებელი $a' - c'$ -ის მაგიერ). ამასთან Na_2O -ს მოლეკულების რაოდენობა, ისევე როგორც ლოქის მასივის ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში, სჭარბობს K_2O მოლეკულების რაოდენობას ($n=54,1$).

აპლიტური გრანიტები ლოქის მასივზე თუმცა ხშირად გვხვდება, მაგრამ ძარღვული სხეულები, რომელსაც ეს გრანიტები ქმნის, მცირე სიდიდის არის, რის გამო პალეოზოოურ გრანიტოიდებში აპლიტური გრანიტების როლი უმნიშვნელოა.

ზემოთ განხილული მასალის საფუძველზე აქ შევეცდებით ლოქის მასივის პალეოზოოური გრანიტოიდები ზოგადად დავახასიათოთ და აღვნიშნოთ ის თავისებურებანი, რომელიც მათ ახასიათებთ.

აღნიშნულ გრანიტოიდებში ლეიკოკრატული ტიპის ქანები გარკვევით სჭარბობს რკინა-მაგნეზიალური მინერალების შემცველ გრანიტებს. გრანიტოიდები უფრო ხშირად მსხვილ ან საშუალო მარცვლოვანი ქანებია და სხვადასხვა პეტროგრაფიულ სახეობებს იძლევა. ჩვენ ისანი დავაჯუფეთ ქარსების შემცველობის მიხედვით და ამასთან ცალკე გამოვყავით რქატყუარა ბიოტიტიანი გრანიტოიდები. თითოეულ ჯგუფში გრანიტოიდების ოჯახის ყველა წევრს ვხვდებით. დაწყებული კვარცხანი დიორიტიდან გრანიტებამდე, და მათ შორის გადასვლები სრულიად თანდათანობითია. ეს მოვლენა შემჩნეული იყო წინა მკვლევარების მიერაც.

თ. ყაზახაშვილმა გრანიტოიდების სხვადასხვა წევრების წარმოშობა გრანიტული მაგმის დიფერენციაციით ახსნა. მისი მონაცემების მიხედვით, მდინარე ჭანდარის რაიონში (მასივის დასავლეთი ნაწილი) კვარციანი დიორიტებია გაბატონებული, ხოლო მდინარე ლოქის აუზში და გულ-მაჰმედ-ჩაის სათავეებში (მასივის აღმოსავლეთი ნაწილი) უმთავრესად გრანიტები გვაქვს. განსხვავება ძირითადად K_2O -ს შემცველობას შეეხება და ამ მკვლევარის აზრით, ლოქის მასივზე გვაქვს სურათი მყავე მაგმის კარგად გამოხატული დიფერენციაციისა.

ჩვენი დაკვირვებებით დასტურდება ის ფაქტი, რომ ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში დიდი გავრცელებით სარგებლობს გრანიტოიდები, თუმცა აქ კვარციანი დიორიტები იშვიათი როდია. ამასთან აქ ვხვდებით საკუთრივ გრანიტებსაც და უფრო ხშირად კი ბანატიტებს.

თ. ყაზახაშვილის, გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მონაცემებით, მასივის დასავლეთ ნაწილში, სადაც, როგორც ჩანს, კვარციანი დიორიტებია გაბატონებული, გვხვდება აგრეთვე გრანიტები და გრანოდიორიტები.

აღნიშნული სურათის ახსნა მყავე მაგმის დიფერენციაციით, როგორც ეს თ. ყაზახაშვილს აქვს წარმოდგენილი, ჩვენ შეუძლებლად მიგვაჩნია, რადგან ამას ეწინააღმდეგება გეოლოგიური და პეტროგრაფიული ფაქტები, რომლებსაც ლოქის მასივზე ვაკვირდებით. სახელდობრ, მასივის დასავლეთი ნაწილი უფრო მეტად არის დაძირული. აქ გრანიტული ინტრუზივის სახურავის

ზონა თავისი სახურავით (ინტრუზივის სახურავი წარმოდგენილია კრისტალური ფიქლებითა და ფილიტებით), შენახულია, ხოლო მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, თუმცა, ჩვენი დაკვირვებებით, აგრეთვე ინტრუზივის სახურავის ახლო ზონაა გაშიშვლებული, მაინც სახურავი შენარჩუნებული არაა და ინტრუზივის უფრო ღრმად გარეცხილ ნაწილთან გვაქვს საქმე. ეს ფაქტი გამოირიცხავს გრანიტოიდების სხვადასხვა წევრების, გავრცელების ზემოთ აღწერილი სურათის. ახსნის შესაძლებლობას მაგმის დიფერენციაციით.

მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში კვარციანი დიორიტების, ბანატიტების, გრანიტოიდების და გრანიტების ვადასვლა ერთმანეთში ხშირად ხდება, ისე, რომ აქ რაიმე კანონზომიერების გარკვევა მათ ვადასვლელებში არც ვერტიკალური და არც ჰორიზონტალური მიმართულებით არ ხერხდება. მაგმის დიფერენციაციის შემთხვევაში ასეთი კანონზომიერება უნდა გამოჩენილიყო.

მასივის სახურავის ახლო ზონებთან ხშირად რკინა-მაგნეზიალური მინერალებით მდიდარ გრანიტოიდებს ვხვდებით (ბიოტიტიანი და რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები). მაგმის დიფერენციაციის შემთხვევაში კი ასეთი ქანები სწორედ სახურავიდან დაცილებით ინტრუზიული სხეულის ქვედა ჰორიზონტებში უნდა წარმოიშვას.

და ბოლოს გამოდის, რომ მაგმის დიფერენციაცია ლოქის მასივზე გამოხატულია K_2O და Na_2O -ს რაოდენობის ცვალებადობაში, რადგან მთელი რიგი ქიმიური ანალიზები, რომელსაც ჩვენ ქვემოთ ერთ ცხრილში მოვიყვანთ, გვარწმუნებს, რომ K_2O -თი ღარიბი ქანები მდიდარია Na_2O -თი და თავისი სიმჟავიანობით მიკროკლინის შემცველ გრანიტოიდებს სრულიად არ ჩამორჩება. როგორც კალიუმის მინდვრის შპატით მდიდარი, ისე ამ მინერალით ღარიბი სახეობები გრანიტოიდების კიდურ მჟავე ტიპებს ეკუთვნიან.

ყოველივე ზემოთ თქმულის გამო ჩვენ არ ვიზიარებთ შეხედულებას ლოქის მასივის გრანიტოიდების სხვადასხვა წევრის მაგმური დიფერენციაციის გზით წარმოშობის შესახებ. მათი წარმოშობის ასახსნელად ჩვენ ძირითადად იმ ფაქტიდან გამოვდივართ, რომ ლოქის მასივი არაა ღრმად ვადასვრილი, რის გამო ახლა ჩვენ ვხედავთ მასივის იმ ნაწილს, რომელიც უშუალოდ ინტრუზიული სხეულის სახურავის ან სახურავის მეზობელ ზონას წარმოადგენს. ინტრუზიული სხეულის ამ ნაწილებში მეტად ძლიერია იმ გარემოს გავლენა, რომელშიაც ეს სხეული ყალიბდებოდა. Na და K გრანიტული მაგმის მეტად მოძრავი ელემენტებია, ამიტომ შემცველ ქანებთან გრანიტული მაგმის ქიმიური წონასწორობის დამყარების პროცესში ყველაზე მეტ ვადაადგილებას სწორედ ეს ელემენტები განიცდის.

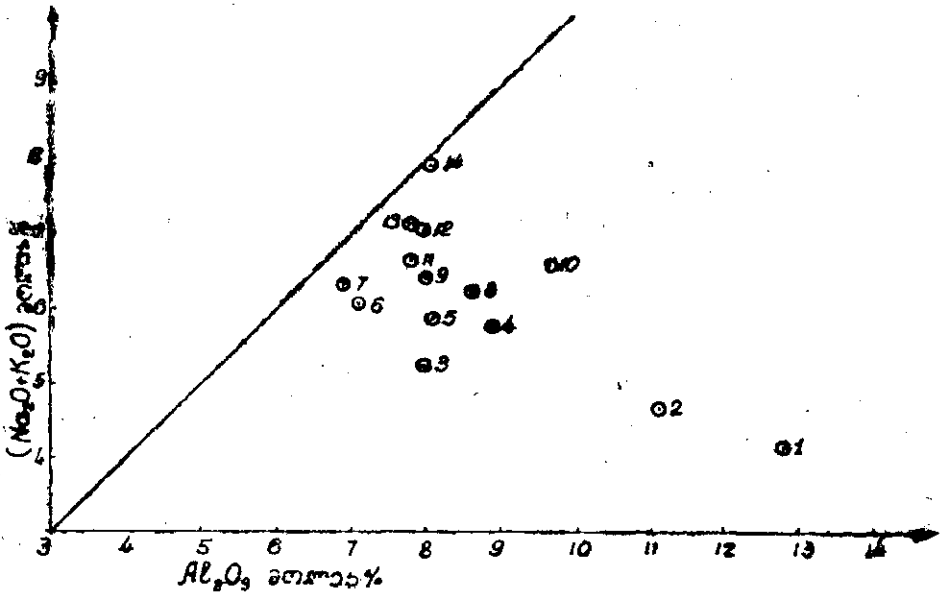
დ. რეინოლდსი გრანიტებთან ასოციაციაში მყოფი ფსამიტური ქანების მეტასომატური შეცვლის შესწავლისას [66] იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ თუ ქანი, რომელშიაც გრანიტი შეიჭრა, შეცვლამდე მდიდარი იყო K_2O -თი და ღარიბი Na_2O -თი, მაშინ გრანიტიც მდიდარია K_2O -თი და ღარიბი Na_2O -თი. ამასთან გრანიტის შემცველი ქანის შეცვლა მიდის ისე, რომ ის მდიდრდება Na_2O -თი. წინააღმდეგ შემთხვევაში გვექნება შებრუნებული პროცესი.

საინტერესოა აღვნიშნოთ, რომ ერთადერთი ქიმიური ანალიზი, რომელიც ჩვენ ხელთა გვაქვს ლოქის მასივის კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების ქანებიდან, ესაა ანდალუზიტიანი ფიქლის ქიმიური ანალიზი (ანალიზი მოცემულია ზევით, აღნიშნული წყების განხილვისას). ეს ქიმიური ანალიზი სრულიად ამართლებს რეინოლდსის დებულებას—ანდალუზიტიანი ფიქა-

№№	ქანის დასახელება	წყონითი პროცენტები								
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	კვარციანი დიორიტი	61,88	19,32	1,72	3,00	0,05	2,61	4,37	2,18	2,46
2	კვარციანი დიორიტი	68,38	16,32	3,32	—	0,11	0,41	4,26	2,40	2,82
3	ბიოტიტიანი ბანატიტი	75,00	12,33	3,30	—	0,02	0,57	1,41	3,06	2,76
4	დამბლუდის გრანიტი	77,00	13,39	0,64	—	0,01	0,20	0,44	2,62	4,30
5	ალისკიტი	77,84	12,65	0,63	—	0,014	0,29	0,59	3,22	3,72
6	ბიოტიტიანი გრანიტი	69,32	10,85	3,31	1,56	0,08	2,19	2,38	3,86	2,78
7	გრანოდიორიტი	77,20	10,71	1,32	—	0,02	0,57	1,17	3,12	4,36
8	აპლიტი	76,21	13,40	0,81	0,22	0,17	0,24	0,77	3,22	4,12
9	ბიოტიტიანი გრანიტი	73,05	12,23	3,19	0,28	0,03	0,37	1,75	3,95	2,85
10	რქატყუარა-ბიოტიტიანი ბანატიტი	70,52	14,84	3,93	—	0,05	0,22	2,94	4,48	2,42
11	ორქარსიანი გრანიტი	76,15	12,17	1,12	0,72	0,03	0,44	0,37	3,09	4,85
12	ბიოტიტიანი ბანატიტი	76,52	12,45	1,32	—	0,02	0,57	0,82	4,54	3,36
13	მუსკოვიტიანი გრანიტი	75,86	12,18	1,39	0,05	—	0,68	0,84	4,77	2,96
14	ბანატიტი	74,06	12,93	1,52	—	0,05	0,45	0,94	4,34	4,72

ლი მდინარე ჯანდარის ხევიდან მდიდარია K₂O-ს მოლეკულებით იმ დროს, როდესაც ჯანდარის წყლის გრანიტოიდებში K₂O-ს ნაკლებობა იგრძნობა.

იმ მიზნით, რომ გაგვეჩვენა, თუ როგორ იცვლება ტუტე მეტალების რაოდენობა ლოქის მასივის გრანიტოიდებში, შევავსოვეთ ამ ქანების ქიმიური ანალიზები და, თუმცა მათი რიცხვი დიდი არ არის, მაინც შესაძლებელი ხდება ზოგიერთი კანონზომიერების დადგენა Na₂O-სა და K₂O-ს რაოდენობრივ ცვალებადობაში.



სურ. 9

ეს ანალიზები, რომელშიაც ჩვენ K₂O-ს, Na₂O-ს და Al₂O₃-ის მოლეკულარული პროცენტული რაოდენობა გავიანგარიშეთ, მოცემულია ერთ ცხრილში (ცხრილი 14). ანალიზები დალაგებულია რიგზე (K₂O+Na₂O)

ცხრილი 14

ც ე ნ ტ ე ბ ი						მოლ. %-ობით				ანალიტიკოსი
TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₂	სინესტ	ხურ, და- ნაკარგი	სულ	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	Al ₂ O ₃	
—	0,13	0,04	0,30	1,68	99,74	2,37	1,77	4,14	12,81	ნ. მეტრეველი
0,26	0,15	0,05	0,30	1,22	100,50	2,03	2,02	4,05	11,11	შ. ბერიძე
0,24	0,11	0,02	0,44	1,16	100,42	3,25	1,99	5,24	8,01	შ. ბერიძე
0,23	0,06	0,13	0,18	0,71	99,91	2,76	3,03	5,79	8,88	ნ. მეტრეველი
0,26	0,06	0,04	0,19	0,54	100,04	3,4	2,55	5,95	8,11	ნ. მეტრეველი
0,73	0,10	0,27	2,04	0,70	100,17	4,12	1,99	6,11	7,08	ო. რაზმაძე
0,11	0,09	0,08	0,34	0,78	99,87	3,27	3,00	6,27	6,87	შ. ბერიძე
0,20	0,014	0,06	0,09	0,34	99,86	3,4	2,87	6,27	8,57	ნ. მეტრეველი
0,22	—	—	0,26	1,39	99,57	4,28	2,08	6,36	7,96	მ. სტუკალოვი
0,26	0,12	0,2	0,32	0,48	100,6	4,87	1,66	6,53	9,67	შ. ბერიძე
0,03	—	—	0,13	0,67	99,77	3,22	3,42	6,64	7,83	მ. სტუკალოვი
0,11	0,10	0,05	0,06	0,50	100,42	4,74	2,27	7,01	7,92	შ. ბერიძე
0,21	0,07	0,32	0,12	0,66	100,11	5,00	2,08	7,08	7,79	ო. რაზმაძე
0,11	0,20	0,19	0,24	0,64	100,39	4,62	3,30	7,92	8,05	შ. ბერიძე

მოლეკულური პროცენტების ზრდის მიხედვით. ამავე რიგითი ნომრით გადატანილია აღნიშნული ანალიზების შედეგები ნახაზებზე, რომელიც თვალსაჩინოების მიზნით არის გაკეთებული.

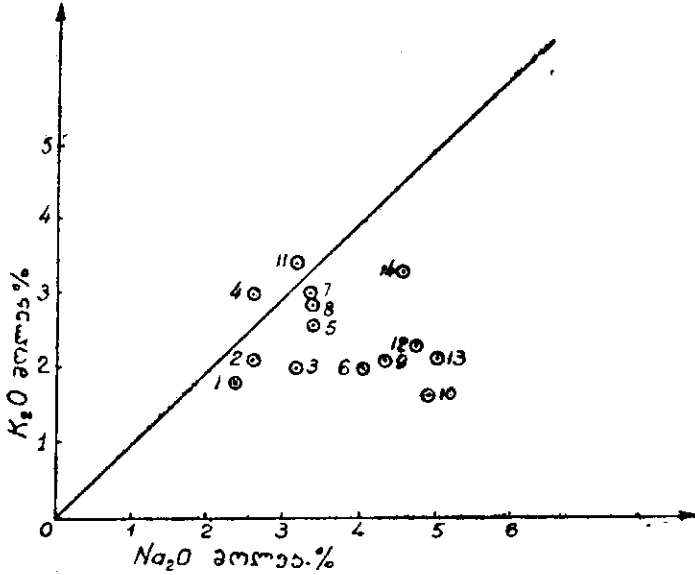
სურ. 9-ზე მოცემულია $(K_2O + Na_2O) : Al_2O_3$; პორიზონტალურ ლერძზე გადაზომილია Al_2O_3 -ის მოლეკულათა პროცენტული რაოდენობა, ხოლო ვერტიკალურ ლერძზე $(K_2O + Na_2O)$ მოლეკულების რაოდენობა პროცენტებით. ბისექტრისა უპასუხებს ტოლობას $(K_2O + Na_2O) : Al_2O_3 = 1$; ნახაზზე გადატანილი წერტილები, რომლებიც ქანის ქიმიური ანალიზის რიგითი ნომრით არის აღნიშნული, გამოხატავს ამ ქანში $(K_2O + Na_2O) : Al_2O_3$; ეს შეფარდება უმეტეს შემთხვევაში უახლოვდება ერთს, რაც იმას ნიშნავს, რომ Al_2O_3 ამ ქანებში თითქმის მთლიანად მკავე მინდვრის შპატების შექმნას ხმარდება (მინერალ ალბიტში და მიკროკლინში ეს შეფარდება უდრის ერთს). შეფარდება ერთს დიდად არის დაცილებული № 1 და № 2 ნიმუშში. ეს ქანები ბიოტიტით მდიდარ კვარცხან დიორიტს წარმოადგენს და სხვა გრანიტოიდებიდან საერთოდ ცალკე დგას; ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ისინი გაგრანიტებული ქანების ტიპს ეკუთვნიან. ერთთან ეს შეფარდება ყველაზე ახლოს ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში გვაქვს.

სურ. 10 ასეთივე წესით არის შედგენილი. აქ წერტილები K_2O და Na_2O მოლეკულათა რაოდენობის შეფარდებას გამოხატავენ. ბისექტრისა უპასუხებს ტოლობას $K_2O : Na_2O = 1$; ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ Na_2O -ს მოლეკულათა რაოდენობა უმეტეს შემთხვევაში აღემატება K_2O -ს რაოდენობას და მხოლოდ 2 შემთხვევაში (წერტილი № 4 და № 11) K_2O -ს რაოდენობა ოდნავ სუპრობს Na_2O -ს რაოდენობას. შეფარდება ან ერთთან ახლოსაა (ცოტა მეტი ან ნაკლები), ან ერთზე ნაკლებია, ეს უპასუხებს ბანატიტის და გრანდიორიტის შედგენილობას. ამ ნახაზებზედაც № 1 და № 2 წერტილები ტუტეების დაბალი შემცველობით გამოირჩევიან.

ანალიზებული ქანების უმეტესობაში (10 ქანში 14-დან) $(K_2O + Na_2O)$ პროცენტული შემცველობა დაახლოებით 6—7-ს შორის ცვალებადობს. რა-

გორც ჩანს, ლოქის მასივის გრანიტოიდებში ტუტეების ნორმალური შემცველობა ამ სიდიდეებს შორის არის მოქცეული.

როდესაც ($K_2O + Na_2O$) ნორმალური რაოდენობითაა, Na_2O და K_2O_2 -ს პროცენტული შემცველობა ცალ-ცალკე მეტ შემთხვევაში ახლოს არის სამთან, მაგრამ თუ კი რომელიმე მათგანის მნიშვნელობა ამ სიდიდეზე მეტად ხდება, მაშინ მეორე შესაბამისად კლებულობს ისე, რომ მათი ჯამი 6—7%-ს შორის თავ-



სურ. 10

სდება და ამ მნიშვნელობიდან არ გამოდის. თუ კი ($K_2O + Na_2O$) რაოდენობა ქანში ამ მნიშვნელობაზე ნაკლებია, მაშინ როგორც K_2O , ისე Na_2O -ის მნიშვნელობა სამზე ნაკლები ხდება (1 და 2 ანალიზი). იმ შემთხვევაში კი, როცა ($K_2O + Na_2O$) რაოდენობა 7-ზე მეტია, მაშინ თითოეული შესაკრების მნიშვნელობა სამზე მეტი ხდება (მეთოთხმეტე ანალიზი).

როგორც ვნახეთ, ლოქის მასივის გრანიტოიდებში რამდენადაც მეტია K_2O -ს რაოდენობა, იმდენად ნაკლებია Na_2O -ს რაოდენობა და პირიქით.

მთელი განსხვავება ლოქის მასივის გრანიტოიდების სხვადასხვა წევრებს შორის ძირითადად ამ მოვლენასთან არის დაკავშირებული. თუ ჩვენ ჰიბრიდულ და გაგრანიტებულ სხეულებს არ მივიღებთ მხედველობაში, მაშინ ლოქის მასივზე გვექნება ერთნაირი სიმყავიანობის გრანიტოიდები (გრანიტების კიდური მუკვე წევრები, სადაც SiO_2 ცვალებადობს 74—78%-ში), რომლებიც ტუტეებს ($K_2O + Na_2O$) ერთნაირი რაოდენობით შეიცავენ (6—7 მოლეკულური პროცენტი), და მათ შორის განსხვავება იქნება იმაში, თუ როგორია ტუტეების ამ ჯამში K_2O და Na_2O -ს რაოდენობა ცალ-ცალკე.

აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ დელის [28] მონაცემების მიხედვით მსოფლიოს გრანიტების საშუალო ტიპისათვის Na_2O -ს რაოდენობა მოლეკულური პროცენტობით უდრის 3,65; ხოლო K_2O —2,87. მათი ჯამი ტოლია 6,52. როგორც ვხედავთ, ლოქის მასივის გრანიტოიდებში ტუტეების შემცველობა უკანასუხებს მათ შემცველობას მსოფლიოს საშუალო ტიპის გრანიტოიდებში.

როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, K_2O -ს და Na_2O -ს რაოდენობის ცვალებადობაზე ქანში დიდ გავლენას ახდენს ის გარემო, რომელშიც გრანიტული ინტრუზივი ყალიბდება, და, რადგან ლოქის პალეოზოური გრანიტოიდების სახურავის ქანები ცვალებადი ბუნების გარემოს ქმნიდნენ ამ გრანიტოიდებისათვის, ამიტომ ბუნებრივია, რომ აღნიშნული გრანიტოიდები K_2O -ს და Na_2O -ს ცალ-ცალკე ცვალებადი რაოდენობით შეიცავენ. გასარკვევი რჩება საკითხი—რატომია, რომ ტუტეების ჯამი ამ ქანებში თითქმის ყოველთვის ერთნაირი რჩება (იცივლება მცირე ფარგლებში).

ჩვენ ვფიქრობთ, რომ სახურავის ქანებთან ქიმიური წონასწორობის დამყარებისას, როდესაც სახურავის ახლო ზონიდან მაგმა ამ ორი კომპონენტიდან ერთ-ერთს უფრო მეტი რაოდენობით კარგავს ვიდრე მეორეს, მათი შევსება აღნიშნულ ზონაში სიღრმიდან მოტანილი ტუტეებით (და არა ერთ-ერთი მათგანით) ხდება. ამას პროცესი მიჰყავს ისე, რომ ტუტეების ჯამი დაახლოებით ერთი და იგივე რჩება, ხოლო K_2O და Na_2O ცალ-ცალკე ამ ჯამში სხვადასხვა რაოდენობით შედის.

ამრიგად, ჩვენ მიგვაჩნია, რომ ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების სხვადასხვა სახეების წარმოშობაში ძირითადი და გადამწყვეტი მნიშვნელობა ჰქონდა იმ გარემოს, რომელშიც აღნიშნული მასივი ჩამოყალიბდა.

გარემოს გავლენა გრანიტოიდების ჩამოყალიბებაზე მართო K_2O -სა და Na_2O -ს რაოდენობის აღნიშნულ ცვალებადობაში როდი გამოიხატა. სახურავის ქანები ამარაგებდა გრანიტულ მაგმას რკინით, მაგნიუმით, კალციუმით და ნაწილობრივ ალუმინიუმითაც, რის შედეგადაც ჰიბრიდული ქანები წარმოიშვა. მეორე მხრივ სახურავის ზოგიერთმა ქანმა სრული ან ნაწილობრივი გაგრანიტება განიცადა და ამჟამად დედაქანს სრულიად აღარ ჰგავს. გრანიტული მაგმის მიერ გვერდითი ქანებიდან მასალის ასიმილაციისა და ფუძე ქანების გრანიტული ინექციებით შეცვლის შესახებ ჩვენ ზემოთ უკვე ვილაპარაკეთ და აქ ამაზე აღარ შევჩერდებით. შევნიშნავთ მხოლოდ, რომ ლეიკოკრატული ტიპის მაგმამ ლოქის მასივში მოგვცა ყველა ზემოთ აღწერილი პეტროგრაფიული სახეობანი. სახურავთან ახლოს ეს მაგმა რკინა-მაგნეზიალური მინერალებით შედარებით მდიდარ გრანიტოიდებს იძლევა (ბიოტიტიანი და რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდები), სახურავიდან დაშორებით კი ამ მინერალებისაგან სრულიად თავისუფალ ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებს. ორქარსიანი გრანიტოიდები ამ ქანებს შორის ერთგვარ გარდამავალ სახეობას წარმოადგენს. K-ისა და Na-ის რაოდენობის ცვალებადობა სახურავიდან შედარებით უფრო მეტ სიღრმეზე ვრცელდება, ვიდრე Fe-ის, Mg-ისა და Ca-ის, ამიტომ ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებშიც K და Na მეტად ცვალებადი რაოდენობით შედის, და ამით გაპირობებულია გრანიტოიდების სხვადასხვა წევრების არსებობა ამ ქანებში.

შესამჩნევია აგრეთვე ის ფაქტი, რომ კვარციანი დიორიტები ბიოტიტიან გრანიტოიდებში უფრო ხშირად გვხვდება, ვიდრე ლეიკოკრატულ გრანიტოიდებში. რაც ბიოტიტიანი გრანიტოიდების აღნიშნული გზით წარმოშობით კარგადახსნება. აქედან სრულიად ბუნებრივად ჩანს ის სურათიც, რომ მდ. ჯანდარის აუზში, სადაც სახურავის ქანები გრანიტოიდებთან უფრო ახლოსაა, კვარციანი დიორიტები უფრო დიდი გავრცელებით სარგებლობს, ვიდრე მდ. ლოქის აუზში.

გამომდინარე ზემოაღნიშნულიდან, ჩვენ გადაჭრით იმ აზრისა ვართ, რომ აღწერილი გრანიტოიდების ყველა პეტროგრაფიული სახეობები წარმოადგენენ ერთი გრანიტოიდული ინტრუზივის სხვადასხვა ფაციესებს და ბუნებრივია მათ ერთი მომყოლი აპლიტური ფაზისი აქვთ.

ლოქის მასივის პალეოზურ გრანიტოიდებში ყურადღებას იქცევს კანონზომიერი შენაზარდების არსებობა კვარცისა მინდვრის შპატთან და ალბიტისა მიკროკლინთან.

რქატყუარა-ბიოტიტისანი გრანიტოიდების განხილვისას, რამდენიმე მაგალითის ჩვენებით ჩვენ შევეცადეთ მიკროპეგმატიტური სტრუქტურის წარმოშობა აგვეხსნა კვარცის შეჭრით მინდვრის შპატებში. ჩვენ აქ მოვიშველიებთ ა. ზავარიცის აზრს [34, 35]. (რომელიც საერთოდ პეგმატიტური მაგმის არსებობას უარყოფს) იმის შესახებ, რომ პეგმატიტური სტრუქტურა შეიძლება წარმოიშვას არაერთდროული კრისტალიზაციის დროსაც.

ზემოთ განხილული გრანიტოიდების მიკროკლინისათვის ძლიერ დამახასიათებელია პერტიტული შენაზარდები. ვ. ვერნადსკი და ს. კურბატოვი [22] პერტიტებში ორ მორფოლოგიურად განსხვავებულ გენეტურ ტიპს გამოყოფენ: პირველი ბოქოვანი პერტიტი, წარმოშობილი მყარი ხსნარის დაშლის გზით, და მეორე, ძარღვული და ლაქისებური პერტიტი, წარმოშობილი ნარჩენი ხსნარების შეჭრით მინდვრის შპატის კაპილარულ ბზარებში.

ა. ბოლდირევი [21], რომელმაც პერტიტების დეტალური კლასიფიკაცია მოგვცა, არჩევს ორ მთავარ გენეტურ ტიპს: სინგენეტურ პერტიტსა და ეპიგენეტურ პერტიტს. პირველს მიაკუთვნებს ერთდროული კრისტალიზაციის გზით (ეპიტექტიკა) წარმოშობილ პერტიტებს, მეორეს კი—მყარი ხსნარის დაშლის შედეგად წარმოშობილ პერტიტს და კალიუმის მინდვრის შპატის ალბიტით ნაწილობრივ შენაცვლების შედეგად წარმოშობილ პერტიტს.

ჩვენ მიერ ზემოთ აღწერილი პერტიტები ძირითადად წარმოშობილი უნდა იყოს მიკროკლინის ალბიტით, ნაწილობრივი შენაცვლების გზით. ამ აზრის სასარგებლოდ შემდეგი ფაქტები ლაპარაკობს:

კალიუმის მინდვრის შპატი ხშირად პლაგიოკლაზთან მკვეთრ კონტაქტს არ იძლევა და პერტიტულ შენაზარდებს, რომლებიც მასში გვაქვს, ისეთივე ოპტიკური ორიენტაცია აქვს, როგორც მიკროკლინთან კონტაქტში მყოფ პლაგიოკლაზს. ეს ფაქტი გამორიცხავს აღნიშნული პერტიტის წარმოშობის შესაძლებლობას მყარი ხსნარის დაშლის გზით.

პერტიტული შენაზარდები მიკროკლინის ტყუბებშიც გვხვდება. აქ შეტყუბების სიბრტყე პერტიტული შენაზარდისათვის ერთგვარ დაბრკოლებას ქმნის, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ პერტიტის შენაზარდის გაჩენამდე ტყუბი უკვე არსებობდა, ე. ი. აქ არ უნდა მოველოდეთ პერტიტის წარმოშობას ერთდროული კრისტალიზაციის გზით.

პერტიტულ შენაზარდებს ხშირად აშკარად გამკვეთი ძარღვის ფორმა აქვს. ამასთან შენაზარდები ზოგჯერ არ იკვეთება და პირიქით თვითონ კვეთს ზოგიერთ სხვა ძარღვებს, რომლებიც მიკროკლინში გვხვდება (მაგალითად, სერპიციტის ძარღვები). ეს სურათი გამორიცხავს აღნიშნული პერტიტების წარმოშობის შესაძლებლობას ერთდროული კრისტალიზაციის გზით.

ამიტომ ჩვენ ბუნებრივად მიგვაჩნია ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებში პერტიტების წარმოშობა, ალბიტისა კლინის პროცესი იმ კერძო შემთხვე-

ვად წარმოვიდგინოთ, როცა ალბიტი ანაცვლებს კალიუმის მინდვრის შპატს კრისტალის ცალკე უბნებში და იძლევა ერთნაირად ორიენტირებულ შენაზარდებს. უნდა ვიფიქროთ, რომ ალბიტი შენაცვლებისას სარგებლობდა იმ ბზარებით, რომლებიც კალიუმის მინდვრის შპატში მის შეჭრამდე არსებობდა.

ლოქის მასივის გრანიტოიდებში ძირითადად ჰიპიდომორფულ-მარცვლოვან სტრუქტურებს ვხვდებით. უფრო იშვიათად გრანიტპორფირული და მიკროპეგმატიტური სტრუქტურებიც არის ამ ქანებში, ხოლო კიდევ უფრო იშვიათად — პანალოტრიომორფული სტრუქტურებიც (აპლიტურ გრანიტებში).

ბიოტიტიან კვარციან დიორიტებში და რქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებში პლაგიოკლაზის ალბიტიზაციის პროცესს ვამჩნევთ. აქ უნდა აღინიშნოს, რომ ორივე ეს ქანი ჰიბრიდულ წარმონაქმნს წარმოადგენს. სხვა გრანიტოიდებში პლაგიოკლაზი საერთოდ ალბიტით არის წარმოდგენილი.

ბიოტიტიანი გრანიტოიდების განხილვისას აღვნიშნეთ, რომ ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებში მიკროკლინიზაციის მოვლენაც შეიმჩნევა. გრანიტოიდებს მიკროკლინიზაცია ახასიათებს სრულიად ლოკალურ უბნებში. და ეს უბნები ყოველთვის ახალგაზრდა გრანიტოიდების ან აპლიტური გრანიტების მეზობლობაშია. ამასთან მიკროკლინიზაციის პროცესი ლოქის მასივზე საერთოდ სუსტად არის გამოხატული.

რამდენიმე სიტყვით შევეხოთ კატაკლაზურ მოვლენებს ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებში. ხშირად აღნიშნული გრანიტოიდები მკვეთრად გამოხატულ კატაკლაზურ სტრუქტურას ამჟღავნებენ. ქანის შემადგენელი მინერალები ძლიერ დამსხვრეულია და ქანში მილონიტური უბნებია გაჩენილი. წვრილი ნატეხებისაგან შედგენილი კვარცის დაგროვებები ერთმანეთში მჭიდროდ შემჯდარ დაკბილული სტრუქტურის აგრეგატებს ქმნის. მინდვრის შპატებიც აგრეთვე დამსხვრეულია და ზოგჯერ გაღუნული. ქარსის ქერცლები გაღუნულია. ასეთი დამსხვრეული უბნები შემდეგში გაჟღენთილა ძარღვის. მინერალებით: კვარციტით, კალციტით, მათთან ერთად ხშირად გვხვდება სერიციტი, ლიმონიტი და პელიტურ-ქლორიტული მასის დაგროვებები.

თითქმის ყველგან, სადაც კი ასეთი სტრუქტურის გრანიტოიდები შეგვხვდა, ამ ქანებში ტექნიკური აშლილობა შეემჩნეოდა, რაც ცოცვის სარკეებითაა იყო გამოხატული. მაგალითად, მდ. ლოქის მარჯვენა შენაკადში, რომელიც მას ნიკოი-დაღთან ერთვის, კატაკლაზური სტრუქტურის მქონე გრანიტოიდებში რამდენიმე ერთიმეორის პარალელური რღვევის ხაზი შეიმჩნევა. რღვევის ხაზების მიმართება დაახლოებით განედურია. სხლეტვის სიბრტყეს ციცაბო დაქანება აქვს. სხლეტვის ამპლიტუდის გაზომვა არ მოხერხდა, ყოველ შემთხვევაში ის რამდენიმე მეტრს არ აღემატება. გრანიტოიდებში კარგად ჩანს სხლეტვის სარკეები.

ზემოთ დახასიათებული გრანიტოიდები ზოგჯერ ძლიერ გამოფიტული და გაფხვიერებული არის. ხშირად ემჩნევა პარალელობიპედური განწვევრება. განწვევრების სიბრტყეებს ციცაბო დაქანებით ერთს NO მიმართულება აქვს, მეორეს კი მერიდიანულთან ახლოს NWN, მესამე სიბრტყე, რომელსაც მეტად ცვალებადი მიმართულებები აქვს—სამხრეთული, სამხრეთ-დასავლეთური ან სამხრეთ-აღმოსავლური—დაქანებულია 10°-დან 45°-იანი კუთხით.

განწვევრების წყალობით გრანიტოიდები დიდ ბლოკებად არის დაყოფილი, მაგრამ, ვარდა ამისა, თვითონ ამ ბლოკებში განწვევრების სიბრტყეებია დიდი

რაოდენობით, რომელთაგან უმეტესობა თვალთ არ ჩანს და მხოლოდ ჩაქუჩის დარტყმისას იჩენს თავს. განწვევების სიბრტყეების გასწვრივ გამოფიტვის პროცესი ინტენსიურად მიდის და ხშირად ამ თვალთ უჩინარი განწვევებების წყალობით გრანიტოიდების სალი მონატების ნახვა შეუძლებელი ხდება.

ზემოთ აღწერილი გრანიტოიდები მეტ-ნაკლებად არის შეცვლილი. მართალია, შეცვლილი გრანიტოიდების გავრცელებაში ჩვენ რაიმე კანონზომიერების დადგენა ვერ მოვახერხეთ, მაგრამ იმის თქმა დანამდვილებით შეიძლება, რომ ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების ყველა პეტროგრაფიულ სახეობაში გვხვდება როგორც ძლიერ შეცვლილი, ისე სრულიად სალი შესახედაობის ქანები. ამის გამო გადაჭრით უნდა ითქვას, რომ ქანების შედარებით სალი შესახედაობა ლოქის მასივის გრანიტოიდებისათვის არ შეიძლება მათი შედარებითი სიახალგაზრდავის ნიშნად ჩაითვალოს.

გრანიტოიდების შეფარდებითი ხნოვანება

ლოქის მასივის ზემოთ აღწერილი გრანიტოიდების ხნოვანების დასადგენად ყოველთვის მიმართავენ ხოლმე ძირულისა და ხრამის მასივების გრანიტოიდებთან ამ ქანების პარალელიზაციას.

საქართველოში ძველი გრანიტოიდების ორ ასაკობრივ ტიპს არჩევენ: ნაცრისფერ გრანიტოიდებს (კვარციან დიორიტებს) და ვარდისფერ გრანიტებს. ნაცრისფერი გრანიტოიდების წარმოშობას კამბრიულისწინა დროს მიაწერენ, ხოლო ვარდისფერი გრანიტების წარმოშობას კალედონიური და პერცინულ ოროგენეზულ ციკლს უკავშირებენ. ეს ორი ასაკობრივი ტიპი ცნობილია როგორც კავკასიონის კრისტალურ გულში, ისე ძირულისა და ხრამის მასივებზე.

ორი ასაკის გრანიტოიდები ლოქის მასივზე გამოყო ბარკანოვმა [16].

ამ მასივზე ნაცრისფერი გრანიტოიდების ანალოგების არსებობის შესახებ გამოთქმულ აზრს უსტიევის შრომაშიც [74] ვხვდებით, მაგრამ ისევე, როგორც ზოგიერთი სხვა მოსაზრება ამ შრომაში, ეს აზრიც ფაქტებით გამაგრებული არ არის და მხოლოდ ზოგადად გამოთქმულ აზრს წარმოადგენს. ნაცრისფერი გრანიტოიდების ანალოგების არსებობაზე მიუთითებს გრუშევიცი [27].

პ. გამყრელიძე, ეყრდნობა რა იმ ფაქტს, რომ ლოქის მასივზე გრანიტოიდები კვეთს მეტამორფულ წყებებს, ამ გრანიტოიდებს ძირულის მასივის ვარდისფერი გრანიტების ანალოგიურად თვლის. ამასთან გარკვეულად არ მიაჩნია საკითხი ნაცრისფერი გრანიტოიდების ანალოგების არსებობის შესახებ.

თ. ყაზახაშვილის აზრით, ლოქის მასივის გრანიტოიდები პალეოზოურ დროშია წარმოშობილი. ის გამოყოფს კვარციან დიორიტებს და გრანიტებს—კალედონიურის გვიანი ან პერცინული ოროგენეზული ციკლის ადრინდელ ფაზისში წარმოშობილს. მათზე ახალგაზრდა ორქარსიანი გრანიტოიდები, რომლებიც პერცინული ოროგენეზული ციკლის შემდგომ ფაზისშია წარმოქმნილი და ბოლოს მოდის აპლიტური და მუსკოვიტიანი გრანიტები, რომლებიც ამავე ციკლის სულ ბოლო ფაზისში უნდა იყოს შემოჭრილი.

ჩვენ საჭიროდ მიგვაჩნია აქ კიდევ ერთხელ აღვნიშნოთ, რომ ლოქის მასივის გრანიტოიდების სხვადასხვა პეტროგრაფიული სახეობები ერთმანეთში სრული თანდათანობით გადადიან. ორქარსიანი და იგრეთვე მუსკოვიტიანი გრანიტოიდების მიერ სხვა სახის გრანიტოიდების გაკვეთის არც ერთი სურათი ჩვენ

არ გვინახავს — პირიქით. ამ გრანიტოიდების ერთმანეთში გადასვლის სურათებს მრავალ ადგილას ვამჩნევთ. გრანიტოიდების სხვადასხვა პეტროგრაფიულ სახეობებს შორის გარდამავალ-დამაკავშირებელი ტიპების არსებობა შეჩინებულია. გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მიერაც. რაც შეეხება აპლიტურ გრანიტებს, ისინი კვეთენ ყველა სხვა სახის გრანიტოიდებს და გრანიტული ინტრუზიის შემდგომ ფაზისში წარმოშობილად უნდა ჩავთვალოთ.

გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა შესაძლოდ მიიჩნიეს მოეხდინათ ლოქის მასივის ბიოტიტისანი გრანიტოიდების პარალელიზაცია ძირულისა და ხრამის მასივების ნაცრისფერ გრანიტოიდებთან. შემდეგში ნ. თათრიშვილმა განავითარა ეს აზრი და ბიოტიტისანი გრანიტოიდების წარმოშობა კამბრიულისწინა დროს მიაწერა.

უკანასკნელ ხანებში გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი [43] იზიარებენ მოსაზრებას ლოქის მასივის გრანიტოიდებში ერთი ასაკობრივი ტიპის არსებობის შესახებ.

იმ ფაქტიური მასალიდან გამომდინარე, რომელიც ზემოთაა მოყვანილი, ჩვენ მიგვაჩნია, რომ ლოქის მასივზე წარმოდგენილია ერთი ასაკის ძველი გრანიტოიდები, რომელთაც აქვთ თავისი მომყოლი აპლიტური ფაზისი. ამ გრანიტოიდების ასაკის დადგენაში მკვლევრები ეყრდნობიან ორ კარგად დადგენილ ფაქტს: გრანიტოიდები კვეთენ მეტამორფულ წყებას, რომლის ასაკი, ძირულის მასივის ფილიტების წყებასთან ანალოგიით, ქვედა პალეოზოურად (კამბრიული) ითვლება; გრანიტოიდებზე ტრანსგრესიულად განლაგებულია ფაუნისტურად დათარიღებული ლიასის წყება, რომელიც ფუჟის ფორმაციაში აღნიშნული გრანიტოიდების ნაგორებ მასალასაც შეიცავს.

მაშასადამე, გარკვევით შეიძლება ითქვას, რომ გრანიტოიდების ასაკი კამბრიულსა და ლიასს შორის თავსდება.

გრანიტოიდების მიერ ქვედა პალეოზოური მეტამორფული წყების გაკვეთა ექვს არ იწვევს. გრანიტოიდების კონტაქტური გავლენა მათზე სხვადასხვა ადგილას და ამ წყების სხვადასხვა წევრების მიმართ სხვადასხვაგვარად არის გამოხატული. საერთო დამახასიათებელ მოვლენას წარმოადგენს წყების გაკვლენთვა ლეიკოკრატული მასალით. ინექციები ფიქლებრივ ქანებში ფიქლებრიობის გასწვრივ ვრცელდება, მასიურ ქანებში კი გრანიტული მასალით გაკვლენთვა ყველა მიმართულებით თანაბრად მიდის.

კამბრიულიდან ლიასამდე ორ ოროგენეტულ ციკლს ვიცნობთ და, გარდა ზოგადი მოსაზრებებისა, არავითარი ფაქტიური მასალა არ არსებობს იმის დასადგენად, თუ რომელ ოროგენეტულ ციკლს—კალედონურს თუ ჰერცინულს— მიეწერება ჩვენთვის საინტერესო გრანიტოიდების წარმოშობა.

ლოქის მასივის მეტამორფული წყების განხილვისას ამ წყების მეტამორფიზმი კალედონიურ და ჰერცინულ ოროგენეტულ ციკლებს დაუკავშირეთ. ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებს ჩვენ პირობითად ჰერცინულად ვთვლით.

გრანიტოიდების გამკვეთი მელანოკრატული ქანები

ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდები იკვეთება მელანოკრატული ქანებით. ეს ქანები ყოველთვის ძარღვული ფორმის სხეულებს ქმნიან. ძარღვე-

ბის სისქე სანტიმეტრებიდან ათეულ მეტრებამდე იცვლება და უმეტეს შემთხვევაში 1—2 მეტრს უდრის.

აღნიშნული ძარღვული სხეულები დიაბაზებისა და პორფირიტების სხვადასხვა სახეობებს წარმოადგენენ. მასივის ზოგიერთ უბანში მათ საკმაოდ დიდი გავრცელება აქვთ და, რადგან გამოფიტვის მიმართ ისინი მათ შემცველ გრანიტოიდებზე უფრო მდგრადებია, ამიტომ ეს ძარღვები ასეთ უბნების მორფოლოგიაზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენენ.

ძარღვების მიმართულება ცვალებადია და უფრო ხშირად განედურთან ახლოსაა; როგორც წესი ძარღვები ციცაბო დაქანების არის.

პალეოზოური გრანიტოიდების გამკვეთ ძარღვებს შორის ვარჩევთ პორფირიტებისა და დიაბაზების ძარღვებს. ისინი დაახლოებით თანაბარი რაოდენობით გვხვდებიან და თავის მხრივ სხვადასხვა სახეობებს იძლევიან.

1. პორფირიტები

პორფირიტების ძარღვები დიაბაზების ძარღვებთან ერთად გვხვდება და მათ რაიმე განცალკევებული უბნები არ უჭირავთ. აქ ვარჩევთ პორფირიტების სამ ტიპს: პიროქსენიან, რქატყუარიან და კვარციან პორფირიტებს. ჩვენ აქ ქანებთან ერთად განვიხილავთ ქლორიტიან და ურალიტიან პორფირიტებსაც, როგორც აღნიშნული ქანების შეცვლის შედეგად მიღებულებს. განსხვავებულ გენეტიურ სახეობას წარმოადგენს პორფირიტების ის ჯგუფი, რომელშიაც კვარცი გვერდითი ქანებიდან ამ მინერალის ასიმულიაციის შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი, ამიტომ ჩვენ ამ ჯგუფს ცალკე შევვებთ.

ავგიტიანი პორფირიტი

ავგიტიანი პორფირიტი მუქი მონაცრისფრო-მომწვანო ფერის ქანია. მას, როგორც წესი, მაკროსკოპულად პორფირული სტრუქტურა არ ემჩნევა. მიკროსკოპში პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს. ძირითადი მასა უმეტეს შემთხვევაში სრულკრისტალური აქვს. აქ ჩვენ მაგალითისათვის განვიხილოთ ამ ქანების ერთ-ერთი ნიმუში, ძარღვი, რომლიდანაც აღებულა ეს ნიმუში, მდინარე ლოქის ხეობაში მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ბიოტიტიან გრანიტოიდებს კვეთს. მისი სიმძლავრე 10 მ აღწევს. აქვს განედური მიმართება და ციცაბო დაქანება. ქანი მონაცრისფრო-მომწვანოა; მიკროსკოპში პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს; ძირითად მასას ოფიტიური სტრუქტურა აქვს. შედგება პლაგიოკლაზისა, მონოკლინური პიროქსენისა და მადნეული მინერალისაგან. ამ უკანასკნელის რაოდენობა საკმაოდ დიდია. მეორადი მინერალებიდან გვაქვს ქლორიტი, გაჩენილი როგორც პიროქსენის, ისე პლაგიოკლაზის ხარჯზე. გვხვდება პელიტიური ნივთიერება და მცირეოდენი სერიციტის ქერცლები. შედარებით ცოტაა კარბონატი და კიდევ უფრო ნაკლებია ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები.

პლაგიოკლაზი. პორფირული გამონაყოფები მხოლოდ პლაგიოკლაზის მსხვილი მარცვლებით არის წარმოდგენილი. ეს გამონაყოფები იდიომორფული კრისტალებია. ხშირად პოლისინთეტურადაა დამრჩობილი. შეცვლილია—გაქლორიტებული და გათიხებული. პორფირულ გამონაყოფებს შლი-

ფში ფართობის 10% უკავია, დანარჩენი 90% ძირითადი მასაა, რომელიც უმთავრესად პლაგიოკლაზის წაგრძელებული ფორმის საკმაოდ იდიომორფული კრისტალებისაგან შედგება. პლაგიოკლაზი შლიფში იძლევა წაგრძელებული ფორმის პრიზმულ კვეთებს და მეტ შემთხვევაში ორი ინდივიდისაგან შემდგარ მრჩობლებს ქმნის. სიმეტრიული ჩაქრობის კუთხე 15° , რაც შეესაბამება № 31 პლაგიოკლაზს. პლაგიოკლაზი სუსტად შეცვლილია. მისი შეცვლის პროდუქტი ქლორიტი და პელიტური ნივთიერებაა. მცირე რაოდენობით გვხვდება სერიციტიც.

ავგიტი პორფირული გამონაყოფების სახით არ გვხვდება. ძირითად მასაშიც პლაგიოკლაზთან შედარებით ის დამორჩილებული რაოდენობით არის. ქსენომორფულია. განსხვავებით პლაგიოკლაზისაგან მისი კრისტალები შედარებით იზომეტრიულია, კარგად ემჩნევა ტექვიადობის ბზარები. სერთოდ სალია, მაგრამ ხშირად შეცვლილია. განიცდის უმთავრესად გაქლორიტებას. უფრო იშვიათად მის ხარჯზე ეპიდოტი და ცოიზიტიც ჩნდება. $CNg = 48^\circ$.

მადნეული მინერალი ქანში დიდი რაოდენობით შედის. შლიფში ის თანაბრად განაწილებული წვრილი კრისტალების სახით არის წარმოდგენილი.

მეორად მინერალებში, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ყველაზე დიდი გავრცელებით ქლორიტი სარგებლობს. ის მწვანე ფერის არის. ძნელად შესამჩნევი პლეოქროიზმი ახასიათებს და აქვს დაბალი, ანომალური ინტერფერენციული ფერები.

ქანი საერთოდ საკმაოდ მკვრივია და სალი.

ჩვენი რაიონის ავგიტიან პორფირიტებს შორის უმთავრესად განსხვავება ძირითადი მასის სტრუქტურაშია. მაკროსკოპულად მათი პორფირული სტრუქტურა იშვიათად შეიმჩნევა. ძირითადი მასა უმეტეს შემთხვევაში სრულკრისტალურია (დიბაზური, მიკროგაბროული), თუმცა იშვიათად ამ ქანების შემადგენლობაში გვხვდება მინაც (მაგალითად, ერთ-ერთ ნიმუშში, რომელიც მასივის ცენტრალურ ნაწილშია აღებული, ძირითადი მასა წარმოდგენილია პლაგიოკლაზის მიკროლითებით და მინით).

რქატყუარიანი პორფირიტები

რქატყუარიანი პორფირიტები მონაცრისფრო-მომწვანო ფერის ქანებია. აღვწერთ ამ ქანებიდან ერთ-ერთ დამახასიათებელ ნიმუშს. ეს ნიმუში აღებულია მდინარე ლოქის ხეობაში მასივის ცენტრალურ ნაწილში. ქანი მონაცრისფრო-მომწვანო მუქი ფერის არის. მიკროსკოპში პორფირულ სტრუქტურას ამქლავნებს. პორფირული გამონაყოფები რქატყუარისა და პლაგიოკლაზის კრისტალებითაა წარმოდგენილი. ძირითად მასას სტრუქტურა ოფიტური აქვს.

ქანი შედგება პლაგიოკლაზისა და რქატყუარისაგან. აქცესორებიდან მასში მადნეული მინერალი მონაწილეობს. მეორადი მინერალებიდან ქანის შედგენილობაში შედის ქლორიტი, ეპიდოტი, კალციტი, სერიციტი, პელიტური ნივთიერება და ურალიტი.

პლაგიოკლაზის მსხვილი პორფირული გამონაყოფები იდიომორფული ან ნახევრად იდიომორფულია. ხშირად დამრჩობლილია. გვხვდება როგორც მარტივი მრჩობლები, ისე პოლისინთეტურად დამრჩობლილი კრისტალებიც. ძირითად

ლური კვეთები. სადაც კარგად ჩანს ტექჩვადობის ბზარებით შედგენილი რომბები. $CNg = 17^\circ$.

ზოგჯერ ჩანს რქატყუარის მრჩობლები. ძირითად მასაში რქატყუარა პლაგიოკლაზის მიმართ ქსენომორფულია და წვრილ კრისტალებს იძლევა. რქატყუარა განიცდის შეცვლას. ის ნაწილობრივ გაქლორიტებულია.

რქატყუარა ნაწილობრივ პიროქსენის ხარჯზე უნდა იყოს წარმოშობილი, რადგან მასში ზოგჯერ კიდევ შეიმჩნევა პიროქსენების მცირე ნარჩენები.

ქლორიტი ძირითადად რქატყუარის შეცვლის პროდუქტია. იშვიათად ის პლაგიოკლაზის ხარჯზედაც ჩნდება. ღია მწვანე ფერისაა. ახასიათებს კარგად გამოხატული პლეოქროიზმი ნორმალური აბსორბციის სქემით. დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერები აქვს.

ეპიდოტი და ცოიზიტი მცირე რაოდენობითაა და, როგორც ჩანს პლაგიოკლაზების შეცვლის შედეგად არის წარმოშობილი. ბაცი მოყვითალო ფერისაა. ეპიდოტს მაღალი, ხოლო ცოიზიტს დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერები ახასიათებს.

მადნეული მინერალი წვრილი მარცვლების სახით, უმთავრესად ქლორიტთან არის დაკავშირებული.

კვარციანი პორფირიტები

როგორც რქატყუარიან, ისე პიროქსენიან პორფირიტებს შორის და აგრეთვე იმ პორფირიტებში, რომელშიაც მუქი მინერალი მთლიანად გაქლორიტებულია, გვხვდება კვარცის შემცველი პორფირიტები. აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ როგორც პორფირიტებში, ისე დიაბაზებში ხშირად ვხვდებით კვარცს, რომელიც ასიმილირებულია გვერდითი ქანებიდან. ამ ქანებს ჩვენ ცალკე განვიხილავთ, აქ კი ვიძლევიტ კვარციანი პორფირიტების დახასიათებას.

კვარციანი პორფირიტები მომწვანო-მონაცრისფრო ქანებია და ზემოთ აღწერილ პორფირიტებთან შედარებით უფრო ღია ფერი აქვთ. ჩვენ აქ აღვწერთ ზემოთ აღნიშნული რქატყუარიანი პორფირიტის მეზობელი ძარღვიდან აღებულ ნიმუშს. ეს ძარღვი რქატყუარიანი პორფირიტიდან სულ 100-ოდე მეტრის დაცილებით შიშვლდება.

ქანი მომწვანო-მონაცრისფროა. მას შეუიარაღებელი თვალითაც ემჩნევა პორფირული გამონაყოფები, რომლებიც უმთავრესად პლაგიოკლაზითა და მთლიანად გაქლორიტებული მუქი მინერალით არის წარმოდგენილი. მიკროსკოპში ის პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს სრულკრისტალური ძირითადი მასით. ქანი შედგება პლაგიოკლაზისა და კვარცისაგან. დიდი რაოდენობით არას მასში ქლორიტი, რომელიც მთლიანად ანაცვლებს მუქ მინერალს. მეორადი მინერალებიდან დიდი რაოდენობითაა აგრეთვე ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები და პელიტური ნივთიერება. აქცესორებიდან—მადნეული მინერალი და აპატიტი.

პლაგიოკლაზი. პორფირული გამონაყოფები ძირითადად პლაგიოკლაზით არის წარმოდგენილი. ის იდიომორფულ ან ნახევრად იდიომორფულ კრისტალებს იძლევა. ძლიერ შეცვლილია. შეცვლას პროდუქტებია პელიტური ნივთიერება და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები. ეს უკანასკნელი, ხშირად დსვედომორფოზებს იძლევა პლაგიოკლაზის მიქართ. პლაგიოკლაზის მსხვილ მარცვლებს იშვიათად ეტყობა დამრჩობლა.

ძირითად მასაში, რომელიც აგრეთვე ძლიერ შეცვლილია, გამოირჩევა წაგრძელებული ფორმის პლაგიოკლაზის კრისტალები, ხშირად ორი ინდივიდისაგან შედგენილი მრჩობლებით. ძირითადი მასის პლაგიოკლაზებში შედარებით პორფირულ გამონაყოფებთან უფრო სალია. მათი ჩაქრობის კუთხე ახლოსაა სწორთან, რაც № 20 პლაგიოკლაზს შეესაბამება.

კვარცის პორფირული გამონაყოფები შედარებით იშვიათია. ის იძლევა მორგვალეული ფორმის მარცვლებს, რომლებსაც ხშირად მკვეთრად გამოხატული კონტური არ ემჩნევა და ძირითად მასასთან კონტაქტში თითქოს მასში



სურ. 12. გრანიტოიდი გაყვითლი კვარციანი პორფირიტით (მდ. ლოქის ხეობა)

იქსაქსება. იბნევა წვრილ მარცვლებად. კვარცს ერთდროული ჩაქრობა ახასიათებს.

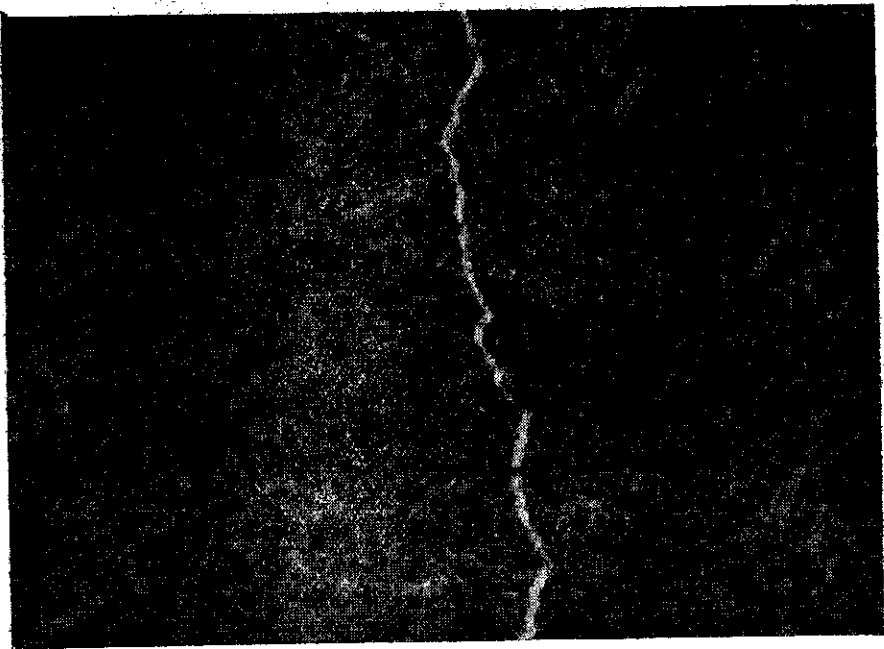
ეპიდოტი და ცოიზიტი. ქლორიტთან ერთად მეორადი მინერალების ძირითად მასას შეადგენს. ეპიდოტი სჭარბობს ცოიზიტს. პირველი ხასიათდება მაღალი ანომალური ინტერფერენციული ფერებით. მეორე კი — ნაცრისფერი ანომალური ინტერფერენციული ფერებით. ეს მინერალები ხშირად კარგად ჩამოყალიბებულ კრისტალებს ქმნიან. ამ კრისტალებს ჯგუფი (და არა ერთი ინდივიდი) ზოგჯერ მთლიანად ანაცვლებს პლაგიოკლაზს და იძლევა ფსევდომორფოზას. ზოგჯერ ამ მინერალებს ბაცი მოყვითალო ფერი აქვთ და ამ შემთხვევაში შესამჩნევ პლეოქროიზმს ამჟღავნებენ. შლიფში გვხვდება მიწისებრი აგრეგატები, რომლებშიაც ეპიდოტი და ცოიზიტიც მონაწილეობს.

ქლორიტი, როგორც ჩანს, მთლიანად მუქი მინერალის ხარჯზეა წარმომოხილი. ღია მწვანე ფერისა და ძლიერ სუსტი პლეოქროიზმით ხასიათდება. აქვს დაბალი, ლურჯი ანომალური ინტერფერენციული ფერი.

ქლორიტთან ხშირად დაკავშირებულია მადნეული მინერალები, რომლებიც ნაწილობრივ მაინც მეორადი წარმოშობის უნდა იყოს.

ქანში გვხვდება აპატიტის რამდენიმე წვრილი იდიომორფული კრისტალი. ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, როგორც დიაბაზის, ისე პორფირიტის ძარღვებს შორის, ყველაზე მეტი გავრცელებით სარგებლობენ ქანები, რომლებშიაც მუქი მინერალი მთლიანად გაქლორიტებულია. გაქლორიტების პროცესი, ხშირად მუქ მინერალთან ერთად, ძირითად მასასაც მთლიანად ცვლის და, ასეთ შემთხვევაში, ქანი წარმოადგენს მწვანე ფერის ძირითად მასას, მასში სხვადასხვაგვარად განაწილებული პლაგიოკლასის შედარებით შეუცვლელი პორფირული გამონაყოფებით.

აღნიშნული ქანების სტრუქტურა ხშირად პრიზმულია, იშვიათად კი ფლუიდალურ სტრუქტურასაც ვხვდებით.



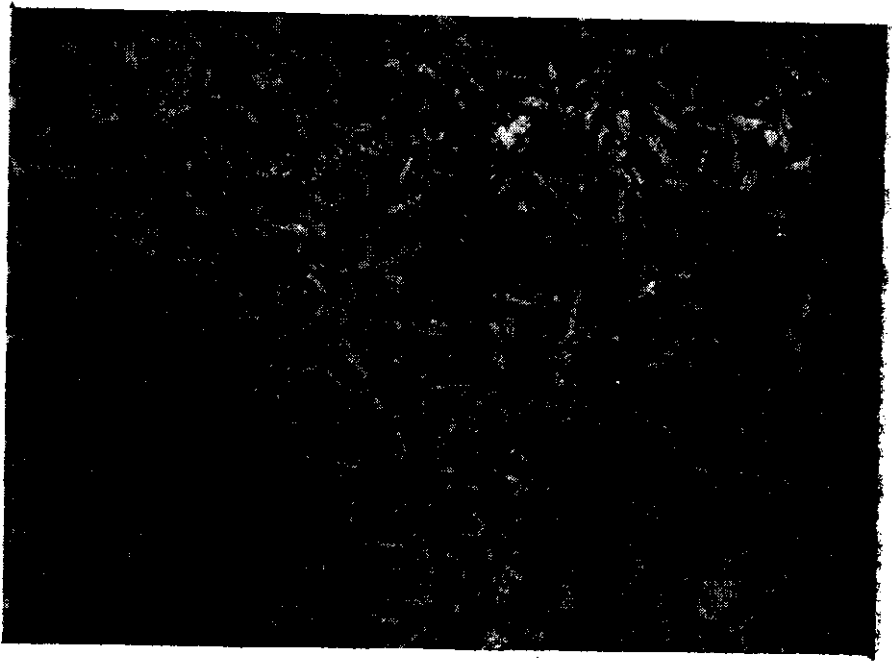
სურ. 13. (X 40, ნიკოლი-) პორფირიტი ფლუიდალური სტრუქტურით

ასეთ ქანებში პლაგიოკლასები უმთავრესად წვრილი წაგრძელებული ფორმის კრისტალებს იძლევა და უმეტეს შემთხვევაში ორი ინდივიდისაგან შედგენილ მრჩობლებს ქმნის. როგორც წესი, ამ ქანებში პლაგიოკლასი ანდეზინის რიგის არის. მაგალითად, ერთ-ერთ ნიმუშში პლაგიოკლასების სიმეტრიული ჩატრობის კუთხე 35° -ია, რაც შეესაბამება № 45 პლაგიოკლასს. ზოგჯერ ასეთივე სტრუქტურის ძარღვებში პლაგიოკლასი ალბიტიზირებულია. მაგალითად ნიმუშში, რომელიც მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე რქატყუარა-ბიოტიტიანი გრანიტოიდების გამკვეთი ძარღვიდან არის აღებული. ქანი მოშავო-ნაცრისფერია და მკვრივი. მიკროსკოპში პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს. პორფირული გამონაყოფები წვრილი წაგრძელებული ფორმის პლაგიოკლასებია, ხოლო ძირითადი მასა მთლიანად გაქლორიტებულ ერთგვაროვან მასას ქმნის.

პლაგიოკლაზის კრისტალების მაქსიმალური ჩაქრობის კუთხე— 10° , რაც შეფარდება № 12 პლაგიოკლაზს.

ამ ქანებისათვის დამახასიათებელია ისიც, რომ პრიზმული სტრუქტურის ძარღვებში პლაგიოკლაზი ხშირად კოროდირებულია.

აღნიშნულ ქანებში დიდი რაოდენობით გვხვდება მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალები. ზოგჯერ ეს ქანები დიდი რაოდენობით შეიცავს აპატიტის ნემსისებური ფორმის გრძელ კრისტალებს.



სურ. 14. (X40, ნიკოლი—) პორფირიტი პრიზმული სტრუქტურით

მეორადი მინერალებიდან ვარდა ქლორიტისა, რომელიც ამ ქანებში დიდი რაოდენობით არის. გვხვდება აგრეთვე კარბონატი, პელიტური ნივთიერება, ეპიდოტი. ცოიზიტი და მადნეული მინერალი.

ღ ი ა ბ ა ზ ე ბ ი

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, დიაბაზის ძარღვები პორფირიტის ძარღვებთან ერთად გვხვდება და ამ უკანასკნელისაგან მხოლოდ თავისი სტრუქტურით გამოირჩევა. აქ ვარჩევთ ჩვენ დიაბაზებს და რქატყუარიან დიაბაზებს. აგრეთვე არის დიაბაზები. რომლებშიაც რქატყუარა მეორადი მინერალია, და დიაბაზები, სადაც მუქი მინერალი მთლიანად შეცვლილია ქლორიტით. ზოგჯერ დიაბაზები შეიცავენ კვარცს. რომელიც გრანიტოიდებიდან უნდა იყოს ასომილარებული. დიაბაზები, რომლებშიც მუქი მინერალი მთლიანად გაქლორიტებულია, ყველაზე უფრო დიდი გავრცელებით სარგებლობს. ისინი წარმოადგენენ მუქ ნაცრისფერ ან მომწვანო ნაცრისფერ წვილმარცვლოვან ქანებს, რომლებიც ყოველთვის ოფიტური სტრუქტურით ხასიათდებიან. ასეთი დიაბაზი შედგება პლაგიოკლაზის წვრილი იდიომორფული კრისტალებისა და მთლიანად გაქლორიტებული მუქი მინერალებისაგან. აქცესორებიდან მასში გვხვდება მადნეუ-

ლი მინერალი, აპატიტის ნებისმიერი ფორმის გრძელი კრისტალები და ზოგჯერ ილმენიტი. მეორადი მინერალებიდან მასში შედის ქლორიტი, კარბონატი, ეპიდოტი, ცოიზიტი, მადნეული მინერალი, პელიტური ნივთიერება და იშვიათად სერიციტი.

როგორც უკვე ვთქვით, დიაბაზები პორფირიტებისაგან აქ მხოლოდ სტრუქტურით განსხვავდებიან და პორფირიტების ანალოგიურ სახეობებს იძლევიან, რის გამო ჩვენ მათ ცალკე აღარ აღვწერთ, აქ მხოლოდ შევჩერდებით იმ დიაბაზებზე (სურათი ანალოგიურია პორფირიტებშიც), რომლებმაც გვერდითი ქანებზე მოქმედებისას ამ უკანასკნელიდან მასალის ასიმილაციის შედეგად კვარცით გამდიდრება განიცადა.

სანიშნოდ აქ აღვწერთ ნიუუსს, რომელიც აღებულია სოფელ ჯანდარის ახლოს ლეიოკრატული გრანიტოიდების გამკვეთი ძარღვიდან. ამ ძარღვის სიმძლავრე ერთ მეტრს უდრის. მიმართების აზიმუტია $NO-30^{\circ}$; დაქანება ციცაბოა, ძარღვს მკვეთრად გამოხატული ზალბანდები აქვს.

აღნიშნული ქანი მუქი ნაცრისფერია. მიკროსკოპში წვრილმარცვლოვან ოფიტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს. შედგება პლაგიოკლაზისა და მონოკლინური პიროქსენისაგან. აქცესორებიდან ვხვდებით მადნეულ მინერალს და აპატიტს. მეორადი მინერალებია: ქლორატი, ეპიდოტი, ცოიზიტი, სერიციტი, პელიტური ნივთიერება, მადნეული მინერალი. ქანი გამდიდრებულია კვარცით.

პლაგიოკლაზი. წაგრძელებული ფორმის წვრილ იდიომორფულ კრისტალებს იძლევა. კვარცთან შეხებისას მისი იდიომორფიზმი დარღვეულია და მას კოროდირებული წახნაგები აქვს. ძლიერ შეცვლილია—გასერიციტებულია და გათიხებული. შეცვლა ისე ძლიერია, რომ მიკროსკოპის მაგიდის ბრუნვისას შერთულ ნიკოლებში პლაგიოკლაზის გასერიციტებულ-გაპელიტებული კრისტალები თანაბრად განათებული რჩება და არ ქრება. ამის გამო პლაგიოკლაზის გაზომვა ფედოროვის მაგიდაზე არ მოხერხდა. პლაგიოკლაზის შეცვლის შედეგად ზოგჯერ ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებიც ჩნდებიან.

ავგიტი, პლაგიოკლაზის მსგავსად, წვრილ კრისტალებს იძლევა და პლაგიოკლაზის მიმართ ქსენომორფულია. შეცვლას ჯადარჩენილი პიროქსენები შედარებით იშვიათად გვხვდება. მისი შეცვლის ხარჯზე წარმოშობილია უმთავრესად ქლორიტი და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები: მადნეული მინერალიც ნაწილობრივ მისი შეცვლის პროდუქტი უნდა იყოს. სრულიად უფერულია, მაღალი რელიეფითა და მაღალი ინტერფერენციული ფერებით. $CNg=44^{\circ}$.

მადნეული მინერალი წვრილი კრისტალების სახით მთელ ქანშია გაბნეული, თუმცა ხშირად ის ქლორიტთან არის დაკავშირებული.

აპატიტი იძლევა წვრილ ნემსისებურ კრისტალებს, რომლებიც ერთდროულად რამდენიმე სხვადასხვა მარცვალს კვეთენ.

ეპიდოტი და ცოიზიტი ქანში დიდი რაოდენობით არის და, როგორც ჩანს, ძირითადად პიროქსენის ხარჯზეა გაჩენილი. გამავალ სინათლეში მღვრიეა. ეპიდოტი ბევრად სჭარბობს ცოიზიტს, რის გამო ანალიზატორის შერთვისას ამ მინერალებით შედგენილ დაგროვებებში მაღალი ანომალური ინტერფერენციული ფერი ბატონობს.

ქლორიტი დიდი რაოდენობითაა, აქვს მწვანე ფერი და სუსტად გამოხატული პლეოქროიზმი. ინტერფერენციული ფერები დაბალი, ანომალური.

ქლორიტი ისევე, როგორც ეპიდოტი და ცოიზიტი, ძირითადად პიროქსენის ხარჯზე უნდა იყოს გაჩენილი.

კვარცი ქმნის წვრილი წაგრძელებული ფორმის ქსენომორფულ კრისტალებს, ხასიათდება სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით. ემჩნევა გაზის ბუშტების წვრილი ჩანართები.

ზოგჯერ ის მინდვრის შპატთან შენაზარდებს იძლევა. ასეთი შენაზარდები მხოლოდ მიკროსკოპის ძლიერი გამაღიანებლობისას ჩანს. პლაგიოკლაზის კრისტალებთან შეხებისას კვარცი თითქოს მის კოროდირებას ახდენს.

სხვა შემთხვევაში (ნიმუში, რომელიც აღებულია 200 მ დაცილებით ზემოთ აღწერილი ძარღვიდან) კვარცი ზოგჯერ პლაგიოკლაზებს შორის არსებულ სამკუთხედის ფორმის სივრცეებს ავსებს.

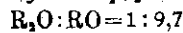
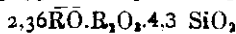
დიაბაზებისა და პორფირიტების ზოგიერთი ძარღვი კვარციით ძლიერ არის გამდიდრებული. ეს კვარცი ეფუზურ კვარცთან არ იჩენს მსგავსებას, პირიქით ის თავისი თვისებებით (ტალღური ჩაქრობა, ჩანართები) ძლიერ ჰგავს ამ ძარღვების შემცველი გრანიტოიდების კვარცს. ეს გვაფიქრებინებს, რომ კვარცი აღნიშნულ ქანებში გრანიტოიდებიდან უნდა იყოს ასიმილირებული. ასეთი მოსაზრება ლოქის მასივის მელანოკრატულ ძარღვის ქანებში კვარცის წარმოშობის შესახებ პირველად გამოთქვეს გ. ზარიძემ და ნ. თათრიშვილმა.

ცხრილი 15

ქვემოთ მოგვყავს დიაბაზისა და რქატყუარიანი დიაბაზის ქიმიური ანალიზები

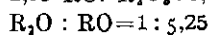
ანალიზი №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	SO ₂	P ₂ O ₅	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	სინესტურ. დაბაკ.	სულ		
1	წონითი %	45,95	0,82	14,34	6,46	7,14	9,50	5,26	0,30	0,21	0,31	0,93	1,86	0,15	6,65	99,88
	მოლფერადობა	765	10	139	40	99	169	13,3	4	1	4	10	30	—	—	—
2	წონითი %	52,68	1,36	13,05	5,34	6,79	7,84	5,76	0,38	0,14	0,17	1,25	3,61	0,48	1,84	100,19
	მოლფერადობა	868	17	127	33	93	140	143	5	1	2	13	58	—	—	—

პირველი ანალიზი დიაბაზის არის (ანალიტიკოსი ვ. მელიქაძე). ფ. ი. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები ამ ქანისათვის ასეთია—



$$\alpha = 1,16$$

მეორე ანალიზი რქატყუარიანი დიაბაზის არის (ანალიტიკოსი ო. რაზმაძე) ფ. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები ამ ქანისათვის ასეთია—



$$\alpha = 1,87$$

სხვათა შორის, ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის ფაქტიც, რომ ამ სახის კვარცი მხოლოდ გრანიტოიდებში მოთავსებულ მელანოკრატულ ძარღვებში გვხვდება. ლიასური თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების გამკვეთი დიაბაზების და პორფირიტების შედგენილობაში ასეთი კვარცი არ მონაწილეობს.

პორფირიტებისა და დიაბაზების კონტაქტური
გავლენა გრანიტოიდებზე

ლოქის მასივის მეტამორფული წყებისა და აგრეთვე ძველი ფუძე ქანების განხილვისას ჩვენ ვნახეთ. თუ რა ძლიერი იყო გრანიტოიდების გავლენა მათზე. ფუძე ქანების შეცვლა აქ ხშირად მათ სრულ გაგრანიტებამდე მიდიოდა. სრულიად სხვაგვარია გამკვეთი მელანოკრატული ქანების გავლენა მათ მიერ გაცვეთილ გრანიტოიდებზე.

გამკვეთი დიაბაზები და პორფირიტები, როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, ზოგჯერ სარგებლობენ გრანიტოიდების მასალით, რაც ძირითადად SiO_2 -ით გამდიდრებაშია გამოხატული. გრანიტოიდები თავის მხრით უშუალოდ კონტაქტის ზოლში განიცდიან ცვლილებას. მათში წარმოიშობა ისეთი მინერალები, როგორცაა ეპიდოტი და ცოიზიტი, პლაგიოკლაზის შეცვლის პროდუქტი ხშირად სოსურიტით არის წარმოდგენილი.

ქლორიტის რაოდენობა შედარებით მატულობს. ნაბრალეებში ხშირად არის გამოყოფილი კარბონატი.

საერთოდ კი ამ ქანების გავლენა გრანიტოიდებზე სუსტად არის გამოხატული და უკვე კონტაქტიდან ათეული სანტიმეტრების დაცილებით ეს გავლენა აღარ ჩანს. მელანოკრატული ქანების ასეთი ზემოქმედება ვვერდით ქანებზე, რაც შეუდარებლად სუსტია გრანიტოიდების მიერ გამოწვეულ კონტაქტურ მოვლენებთან, მიგვიბრუნებს ფუძე მაგმის პასიურობაზე შედარებით მკაფიო მაგმასთან, რაც ამ მაგმაში ქროლადი კომპონენტების სიმცირით უნდა იყოს გამოწვეული.

მელანოკრატული ძარღვის ქანების ასაკი

ლოქის მასივის გრანიტოიდების გამკვეთი მელანოკრატული ძარღვის ქანების ხნოვანების დასადგენად საკმაო გეოლოგიური საბუთები არ მოგვეპოვება. ამ ძარღვებს შორის ბაიოსური ასაკის ქანების არსებობა ეჭვს არ იწვევს, რადგან ასეთი ძარღვები ხშირად კვეთს მასივის ირგვლივ წარმოდგენილ ლიასურ ნალექებს და ამასთან ერთად ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ქანებთან დიდ მსგავსებას იჩენს. ჩვენი დაკვირვებებით, ამ ქანებში ორ ასაკობრივ ტიპთან უნდა გვქონდეს საქმე—ბაიოსურთან და ლიასურამდელთან. ამის სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის ფაქტი, რომ ზოგჯერ აღნიშნული ძარღვები ერთმანეთს კვეთს. მაგალითად, მასივის ცენტრალურ ნაწილში მდინარე ლოქის კალაპოტში ეფენდის წყაროს ახლოს გრანიტოიდები იკვეთება რქატყუაროანი პორფირიტის ძარღვით, ხოლო ეს პორფირიტი გრანიტოიდთან ერთად ადგილობრივი დიაბაზის ძარღვით არის გაცვეთილი. გაცვეთის სურათი ცხადად არის გამოხატული. ორივე ძარღვს მკვეთრად გამოხატული ზალბანდები აქვს.

რასაკვირველია, ასეთი სურათი არ ამტკიცებს იმას, რომ გაცვეთილი და გამკვეთი ძარღვების ასაკს შორის ისეთი დიდი შუალედი გვქონდეს, როგორც ლიასისწინა დროსა და ბაიოსურს შორის, შესაძლებლობა რჩება, რომ გაცვეთილი ძარღვი ბაიოსურის დასაწყისში იყოს წარმოშობილი, გამკვეთი კი უფრო გვიან ოდნოდ ისევ ბაიოსში. მაგრამ იურულის წინა მელანოკრატული ძარღვების არსებობაზე ლოქის მასივში მიუთითებს ის ფაქტი, რომ გამკვეთი მელანო-

კრატული ძარღვები შეუღარებლად მეტია გრანიტულ მასივში, ვიდრე მასივზე განლაგებული ლიასურ ნალექებში.

მეორე მხრივ ამ აზრს ეწინააღმდეგება ის გარემოება, რომ ლიასის ფუძის ფორმაციაში აღნიშნული ქანების ნაგორები მასალა არ გვხვდება. მაგრამ აქ მხედველობაში უნდა გვექონდეს, რომ ლიასის ფუძის ფორმაციის დეტალური პეტროგრაფიული შესწავლა ჯერ არავის არ უწარმოებია. ამასთან ჩვენი დაკვირვებით, რომელსაც მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ვაწარმოებდით, ეჭვიმუტანლად შეიძლება ითქვას, რომ ლიასის ფუძეში ლოქის კრისტალური მასივის მასალა საერთოდ მეტად უმნიშვნელო რაოდენობით არის წარმოდგენილი და თვითონ გრანიტების ნაგორები ქვები აქ ძლიერ იშვიათად გვხვდება.

ამის გამო ჩვენ პირობითად ვუშვებთ, რომ პალეოზოური გრანიტოიდების გამკვეთ მელანოკრატულ ქანებს შორის ორი ასაკობრივი ტიპია: იურულისწინა და ბაიოსური. მოსალოდნელია, რომ იურულისწინა მელანოკრატულ ძარღვას ქანებში გვექონდეს ასაკობრივად ერთმანეთისაგან განსხვავებული ქანები.

მასივის დასავლეთ ნაწილში, მის სამხრეთ პერიფერიაზე მოსალოდნელია ეოცენური ასაკის ძარღვებიც შეგვხვდეს.

სამწუხაროდ, პეტროგრაფიულმა შესწავლამ არ მოგვცა რაიმე საიმედო ნიშანი ასაკობრივი ტიპების ერთმანეთისაგან გასარჩევად, რის გამო ჩვენ ისინი აქ ერთად განვიხილეთ.

გრანიტოიდების გამკვეთი ალბიტოფირები

ალბიტოფირები, რომლებიც პალეოზოურ გრანიტოიდებს და მეტამორფულ წყებას კვეთენ, მელანოკრატული ძარღვის ქანებთან შედარებით, ლოქის მასივში შეუღარებლად მცირე რაოდენობით გვხვდება.

ძარღვების სიმძლავრე ერთეულ მეტრებში იზომება. ალბიტოფირები თითქმის ყოველთვის კვარციანია. მეტ შემთხვევაში კვარცი თვალითაც შეიმჩნევა, უფრო იშვიათად კი შეუღარებელი თვალით მას ვერ ვხედავთ, ასეთ შემთხვევაში კვარცი, როგორც წესი, მხოლოდ ძირითად მასაშია და პორფირულ გამონაყოფებში არა გვაქვს.

ალბიტოფირები ღია მოვარდისფრო ქანებია, ხშირად შეუღარებელი თვალითაც ემჩნევა პორფირული გამონაყოფები. მიკროსკოპში ის პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს. პორფირული გამონაყოფები ჩვეულებრივ კვარციითა და პლაგიოკლაზით არის წარმოდგენილი. ძირითადი მასის სტრუქტურა ფარული კრისტალური, წვრილკრისტალური, ხოლო ზოგჯერ სფეროლითურია.

მეორადი მინერალებიდან ამ ქანებში გვხვდება სერიციტი, მუსკოვიტი, პელიტური ნივთიერება, ქლორიტი და ლიმონიტი.

პლაგიოკლაზი. პორფირული გამონაყოფები უმთავრესად პლაგიოკლაზის მსხვილი, საკმაოდ იდიომორფული კრისტალებით არის წარმოდგენილი. მეტ შემთხვევაში დამრჩობლილია. საღი მარცვლები იშვიათად გვხვდება. უფრო ხშირად შეცვლილია—გასერიციტებული. ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი სრულიად საღია, კვარცის ასევე წვრილ კრისტალებთან ძლიერ დიდ მსგავსებას იჩენს და მისგან თავისი დაბალი გარდატეხის მაჩვენებლით გამოირჩევა. ამასთან პლაგიოკლაზების კრისტალები იმდენად წვრილია, რომ მისი ცალკე ინდივიდების გამორჩევა მხოლოდ მიკროსკოპში დიდი გააძლიერებლობისას არის შესაძლებელი. პლაგიოკლაზის ამ წვრილ კრისტალების გარდატეხის მაჩვენებელი

ყველა მიმართულებით ნაკლებია კანადის ბალზამის გარდატეხის მაჩვენებელზე, მაშასადამე, ის ალბიტის რიგის არის. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზებით.

აქ მოგვყავს ერთი გაზომვის შედეგები.

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 85^\circ \\ - Nm = 23^\circ \\ \angle Np = 68^\circ \end{cases} \quad Pl \text{ № 25 მრჩობლის ლერძი [001]}$$

ამ ნიმუშში პლაგიოკლაზების პორფირული გამონაყოფები შეადგენს ქანის 17%-ს, კვარცის პორფირული გამონაყოფები—2%-ს, ხოლო დანარჩენი 81% სფეროლიტური სტრუქტურის ძირითადი მასაა.

კვარცი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, პორფირული გამონაყოფები ამ ქანებში ძირითად მასასთან შეფარდებით მეტად ნაკლებია და ამასთან ძირითადად პლაგიოკლაზით არის წარმოდგენილი, ხოლო კვარცის ასეთი გამონაყოფები ბევრად უფრო ცოტაა.

კვარცის პორფირული გამონაყოფები მომრგვალებული ფორმის იზომეტრიულ კრისტალებს იძლევა, ხოლო ზოგჯერ საკმაოდ იდიომორფულ კრისტალებს ქმნის, ხასიათდება ერთდროული ჩაქრობით. ძირითად მასაში კვარცი დიდი რაოდენობით შედის. სფეროლიტური სტრუქტურის ძირითად მასაში სფეროლიტები კვარცისა და მინდვრის შპატის შენაზარდებს წარმოადგენს.

მეორადი მინერალებიდან ყველაზე უფრო დიდი რაოდენობით სერიციტი გვხვდება, რომლის გადაკრისტალების ხარჯზე ზოგჯერ მუსკოვიტიც ჩნდება.

როგორც უკვე ვთქვით, ალბიტოფირების ძარღვები ლოქის მასივზე საკმაოდ იშვიათია. ჩვენ მათ პალეოზურ გრანიტოიდებზე უფრო ახალგაზრდა და იურულ ნალექებზე უფრო ძველ წარმონაქმნად ვთვლით.

ჩვენი რაიონის მეზობლად, მის ჩრდილოეთით ცნობილია ზედა ცარცული ასაკის ალბიტოფირები, რომლებიც მასივის ალბიტოფირებთან საკმაოდ პეტროგრაფიულ ნათესაობას იჩენენ. აქედან გამომდინარე, შეიძლებოდა გვეფიქრა, რომ ლოქის მასივის ალბიტოფირები ასევე ცარცული ასაკის არის. მაგრამ ამ აზრს ეწინააღმდეგება ის ფაქტი, რომ მასივის მეზობელი რაიონის ცარცულ ნალექებში ალბიტოფირების დაიკების რაოდენობა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ (მასივისაკენ) კლებულობს და ასეთი დაიკები მასივზე განლაგებულ იურულ ნალექებში საერთოდ არ გვხვდება. მასივზე კი ასეთი დაიკები გავრცელებულია, როგორც მის ჩრდილო პერიფერიაზე, ისე ცენტრულ ნაწილში და აგრეთვე მასივის სამხრეთ პერიფერიაზედაც, სადაც საერთოდ ცარცული ნალექები აღარ არის.

მეორე მხრივ ლიასის ფუძის ფორმაციის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ მისი წაგორები მასალა ძირითადად ალბიტოფირებისაა შედგება. ეს მიგვითითებს იმაზე, რომ ლიასის წინ ლოქის მასივზე ან უფრო საფიქრებელია მის მეზობელ რაიონებში, ალბიტოფირებს დიდი გავრცელება ჰქონიათ და სწორედ ეს ალბიტოფირები იძლეოდნენ მასალას ლიასური ნალექების ქვედა პორიზონტების წარმოქმნისას.

აქ აღვნიშნავთ კიდევ ერთ საინტერესო ფაქტს; გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის დაკვირვებით კვარციანი პორფირიტი (ალბიტოფირი) ლოქის ხეობაში გაკვეთილია მელანოკრატული ქანის ძარღვით (გაბრო-პორფირიტი). გამკვეთი ძარღვი, ავტორების აზრით, ბაიოსური უნდა იყოს.

ის ფაქტი, რომ ლიასის ფუძის ფორმაციაში ალბიტოფირების მასალა დიდი რაოდენობით არის, ამასთან ლიასი ლოქის მასივზე სრულია, უფლებას გვაძლევს დავუშვათ, რომ ლოქის მასივის პალეოზოოური გრანიტოიდების გამკვეთთ ალბიტოფირები იურულზე ძველი წარმონაქმნებია. რასაკვირველია ამით ლოქის მასივზე ცარცული ასაკის ალბიტოფირის ძარღვების არსებობას არ გამოვრიცხავთ.

ფოლადაურის ახალგაზრდა ინტრუზია

ლოქის მასივის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე პალეოზოოურ გრანიტოიდებს უშუალოდ ეხება ახალგაზრდა გრანიტოიდის შტოკისებური ფორმის სხეული, რომელიც მდინარე აღ-სუს (მდინარე ფოლადაურის მარცხენა შენაკადი) სათავეებიდან მთა ყარა-დაღისაკენ, ბარიტის ხევის სათავეებამდე გრძელდება.

ლოქის მასივზე ამ ახალგაზრდა გრანიტოიდების არსებობა პირველად კ. გაბუნიაშვილმა, პ. გამყრელიძემ და ვ. ედილაშვილმა აღნიშნეს [1]. მათვე მასივის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე გამოჰყვეს ზემოთ აღნიშნული შტოკისებური ფორმის სხეული პერპენჯანის ნეონტრუზივის სახელით. ეს სახელწოდება ამ ინტრუზივისათვის შესაფერისი არაა, რადგან არც მწვერვალ პერპენჯანზე და არც ადგილ პერპენჯანში ახალგაზრდა გრანიტოიდები არა გვაქვს. ამ ინტრუზივს აშიშვლებს მდინარე ფოლადაური თავისი შენაკადებით, რის გამო ჩვენ მას ფოლადაურის ინტრუზიას ვუწოდებთ.

ფოლადაურის ინტრუზია ვარდისფერი გრანიტოიდებითაა წარმოდგენილი. მასში ჩვენ სტრუქტურის მიხედვით ორი სახეობის გრანიტოიდებს ვარჩევთ: საშუალო ან მსხვილმარცვლოვანი გრანიტული სტრუქტურის გრანიტოიდები და აპლიტური ტიპის გრანიტოიდები, აპლიტურ-პეგმატიტური, საერთოდ წვრილმარცვლოვანი სტრუქტურით.

საშუალო ან მსხვილმარცვლოვანი გრანიტოიდები, რომლებიც უმეტეს შემთხვევაში ბიოტიტს ან მუსკოვიტს შეიცავენ, ფოლადაურის ინტრუზიის აღმოსავლეთ ნაწილში გვხვდება, ხოლო წვრილმარცვლოვანი გრანიტოიდები თამარის ხიდან და მის დასავლეთით მდინარე აღ-სუს ხეობაში შიშვლდება.

ბარიტის ხევის გრანიტოიდები

ბარიტის ხევის გრანიტოიდები ფოლადაურის ინტრუზიის გამიშვლებული ნაწილის აღმოსავლეთ დაბლობს წარმოადგენს. აქ ეს გრანიტოიდები შეჭრილია ლიასურ ნალექებში და მის ზედა ჰორიზონტებამდე აღწევს.

აღნიშნული გრანიტოიდები ღია ვარდისფერი მსხვილი ან საშუალომარცვლოვანი ქანებია. მიკროსკოპში ჰიპიდიმორფულ სტრუქტურას ამჟღავნებენ. ზოგიერთ უბანში კატაკლაზური სტრუქტურებიც ჩანს.

ქანი შედგება კვარცის, კალიშპატისა და პლაგიოკლაზისაგან. მასში სხვადასხვა რაოდენობით შედის ბიოტიტი, რომელიც ზოგჯერ მხოლოდ აქცესორული მინერალის მნიშვნელობის არის. აქცესორებიდან გვხვდება ცირკონი, აპატიტი და მადნეული მინერალები. მეორადი მინერალებიდან—ქლორიტი, სერიციტი, მუსკოვიტი, კარბონატი, პელიტური ნივთიერება, ეპიდოტი, ცოიზიტი და მადნეული მინერალი. ქანში ხშირია კვარცის ძარღვები.

კვარცი ქმნის ქსენომორფულ მარცვლებს. დამახასიათებელია წერტილოვანი ჩანართების სიმრავლე, რაც ზოგჯერ მინერალს მღვრიე იერს აძლევს. აქვს ტალღური ჩაქრობა, რომელიც ზოგჯერ სუსტად არის გამოხატული. იქ, სადაც კატაკლაზური სტრუქტურები გვხვდება, დამსხვრეული კვარცი ხელმეორედ გადაკრისტალებული უსწორმასწორო ფორმის კრისტალთა აგრეგატებს ქმნის. დამსხვრეულ უბნებში ხშირად ამოვსებულია კვარცის ან კალციტის ძარღვით, ზოგჯერ კი ქლორიტულ-კარბონატული შემადგენლობის მასალით.

კალიშპატი იძლევა ქსენომორფულ კრისტალებს, მეტ-ნაკლებად გათიხებული. ხშირად კარგად ემჩნევა ტკეჩვადობის ბზარები, როგორც წესი მონოკრისტალების სახითაა წარმოდგენილი. ძლიერ იშვიათად იძლევა ტყუპებს. თითქმის ყოველთვის შეიცავს ალბიტის პერტიტულ შენაზარდებს, რომელთაც იშვიათად პოლისინთეტური დამრჩობლევა ეტყობათ. ფედოროვის მაგიდაზე სხვადასხვა ნიმუშების კალიშპატის გაზომვის შედეგები ასეთია:

- $\perp(001) \begin{cases} /Ng = 90^\circ \\ -Nm = 4^\circ \\ \backslash Np = 86^\circ \end{cases} 2V = -62^\circ$ (ერთი გამოსავლით)
- $\perp(010) \begin{cases} /Ng = 0^\circ \\ -Nm = 90^\circ \\ \backslash Np = 90^\circ \end{cases}$
- $\perp(001) \begin{cases} /Ng = 89^\circ \\ -Nm = 2^\circ \\ \backslash Np = 89^\circ \end{cases} 2V = -64^\circ$ (ორი გამოსავლით)
- $\perp(001) \begin{cases} /Ng = 90^\circ \\ -Nm = 6^\circ \\ \backslash Np = 84^\circ \end{cases} 2V = -66^\circ$ (ერთი გამოსავლით)
- $\perp(100) \begin{cases} /Ng = 82^\circ \\ -Nm = 9^\circ \\ \backslash Np = 86^\circ \end{cases} 2V = -72^\circ$ (ერთი გამოსავლით)
- $\perp(100) \begin{cases} /Ng = 90^\circ \\ -Nm = 70^\circ \\ \backslash Np = 20^\circ \end{cases} 2V = -80^\circ$ (ორი გამოსავლით)

როგორც გაზომვებიდან ჩანს, ბარიტის ხევის გრანიტოიდებში კალიშპატი წარმოდგენილია ორთოკლაზით.

პლაგიოკლაზი ბარიტის ხევის გრანიტოიდებში წარმოდგენილია ალბიტით. ის ქმნის მსხვილ იდიომორფულ ან ნაწილობრივ იდიომორფულ კრისტალებს. მეტ შემთხვევაში სუსტად შეცვლილი — გასერიციტებულია და გათიხებული. ზოგჯერ მონოკრისტალებს იძლევა, უფრო ხშირად კი პოლისინთეტურად დამრჩობლილია. აღსანიშნავია, რომ პლაგიოკლაზი ხშირად ორ ერთმანეთის მართობულად განლაგებულ ტყუპების სისტემას ქმნის და იძლევა ჭადრაკული ფორმის მრჩობლებს (სურ. 15).

ფედოროვის მაგიდაზე გაზომვებით ასეთი შედეგები მივიღეთ:

- $B_{1-2} \begin{cases} /Ng = 20^\circ \\ -Nm = 70^\circ \\ \backslash Np = 90^\circ \end{cases} Pl \text{ № 2 მრჩობლის ღერძი } \perp (010)$
- $B_{1-2} \begin{cases} /Ng = 16,5^\circ \\ -Nm = 74^\circ \\ \backslash Np = 87^\circ \end{cases} Pl \text{ № 3 მრჩობლის ღერძი } \perp (010)$

$$B_{1-2} \begin{cases} \angle Ng = 76^\circ \\ -Nm = 15^\circ \\ \angle Np = 85^\circ \end{cases}$$

Pl № 4 მრჩობლის ლერძი [001]

როგორც გაზომვების შედეგებიდან ვხედავთ, ჯვაქეს ალბიტის რიგის პლაგიოკლაზები. სხვა გაზომვებმაც სრულიად ანალოგიური შედეგები მოგვცა.

ბიოტიტი ბარიტისხევის გრანიტოიდებში თითქმის ყოველთვის გვხვდება, მაგრამ უმეტეს შემთხვევაში მეტად მცირე რაოდენობით, როგორც წესი, ის შეცვლილია, მთლიანად ან ნაწილობრივ გადასულია ქლორიტში. სადად გადარჩენილი უბნები, ან ცალკეული პატარა ქერცლები მომწვანო ყავისფერია. აქვს კარგად გამოხატული პლეოქროიზმი. აბსორბციის სქემა ბიოტიტურია. ინტერფერენციული ფერები მაღალი. ბიოტიტის შეცვლის შედეგად წარმოშობილია აგრეთვე მადნეული მინერალი, რომელიც ბიოტიტის ხარჯზე გაჩენილ ქლორიტებს უკავშირდება და წვრილი კრისტალების სახით მისი ტექჩადობის ბზარების გასწვრივ არის განლაგებული.



სურ. 15. (X80, ნიკოლი +) ჭადრაკული ალბიტი

აპატიტი, ცირკონი და მადნეული მინერალი ბარიტისხევის გრანიტოიდებში ჩვეულებრივ აქცესორებს წარმოადგენენ.

მეორადი მინერალები წარმოდგენილია: ქლორიტით, (რომელიც მეტ შემთხვევაში ბიოტიტის შეცვლის ხარჯზე ჩნდება), კარბონატით (უმთავრესად როგორც ძარღვეული წარმონაქმნით) პელიტური ნივთიერებით, სერიციტით (რომელიც ზოგჯერ მუსკოვიტის წვრილ ქერცლებში არის გადაკრისტალებული). კონტაქტის ახლო ზონებთან ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებიც გვხვდება. აღსანიშნავია, რომ გრანიტოიდები ხშირად წვრილად დანაპრალებულია და ნაპრა-

ლები კალციტის ან კვარცის ძარღვით არის გამოვსებული. კატაკლასური სტრუქტურის გრანიტოიდებში დამსხვრეული უბნები ინტენსიურად არის შეცვლილი. ხშირად ამავე უბნებს უკავშირდება კვარცისა და კალციტის ძარღვები.

ბარიტის ხევიში გრანიტოიდები გაშიშვლებულია ხევის გასწვრივ მდინარის ყელაპოტში დაახლოებით 1 კმ მანძილზე და ყველა მხრიდან მას ლიასური ნალექები საზღვრავს. გრანიტოიდების გაშიშვლება გვაქვს აგრეთვე ბარიტის ხევის მარჯვენა პატარა შენაკადში. აქაც გრანიტოიდები შენაკადის კალაპოტში შიშვლდება და ეს გაშიშვლება ბარიტის ხევამდე შემოდის.

არსებულ გეოლოგიურ რუკებზე ბარიტის ხევის გრანიტოიდები უშუალოდ არის გადამხული მთა ყარა-დაღის გრანიტოიდებთან. აქ ერთგვარი შესწორება არის საჭირო, მთა ყარა-დაღის გრანიტოიდებსა და ბარიტის ხევის გრანიტოიდებს შორის მოთავსებულია ლიასური ნალექების (ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები) ვიწრო ზოლი, ამიტომ ზედაპირზე მათი უშუალო კავშირი არ ჩანს, თუმცა ყარა-დაღის და ბარიტის ხევის გრანიტოიდები ერთი მთლიანი სხეული უნდა იყოს.

ცხრილი 16

ქვემოთ მოცემულია ბარიტის ხევის გრანიტოიდების ოდენობითი მინერალური შედგენილობა

№	ნიმუშის №	კვარცი %-ობით	კალიშხატი %-ობით	პლაგიოკლასი %-ობით	ბიოტიტი ქლორითი %-ობით	მუსკოვიტი სკრინიტი %-ობით	ქლორითი — კარბონატი %-ობით	აქცესორები %-ობით	სულ %-ობით	Or:Pl	ქანის სახელწოდება
1	7	34	31	35	ცოტა	—	—	ცოტა	100	47 : 53	გრანოდიორიტი ბანატიტი
2	8	38	16	36	"	—	10	"	100	30 : 70	"
3	9	31	22	47	"	—	—	"	100	32 : 68	"
4	10	27	24	46	3	—	—	"	100	38 : 62	გრანოდიორიტი ბანატიტი
5	43	46	15	37	—	2	—	"	100	19 : 81	გრანოდიორიტი ბანატიტი
6	44	14	42	43	1	—	—	"	100	49 : 51	გრანოდიორიტი ბანატიტი
7	45	50	16	34	ცოტა	—	—	"	100	32 : 68	გრანოდიორიტი
8	447	17	39	32	2	—	—	"	100	48 : 52	"
9	450	45	20	31	4	—	—	"	100	39 : 61	"
10	452	38	21	37	4	—	—	"	100	36 : 64	"
საშუალო		34	24,5	39	1,5	ცოტა	1	ცოტა	100	39 : 61	გრანოდიორიტი

როგორც ვხედავთ, ბარიტის ხევის გრანოდიორიტების საშუალო ტიპი უბასუხებს გრანოდიორიტს.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ბარიტის ხევის გრანიტოიდები კვეთს ლიასურ ნალექებს და მის ზედა პორიზონტებამდე აღწევს. ეს გრანიტოიდები კვეთს აგრეთვე ლიასური ნალექების გამკვეთ პორფირიტებისა და დიამაზების ძარღვებს. გაკვეთის სურათები ცხადად ჩანს და კონტაქტური მოვლენებიც შესამჩნევია, მაგრამ ამაზე ჩვენ ქვემოთ შევჩერდებით იქ, სადაც განვიხილავთ საერთოდ ფოლადურის ინტრუზიის გავლენას მის შემცველ ქანებზე.

მთა ყარა-დაღის გრანიტოიდები

მთა ყარა-დაღის დასავლეთი ფერღობი მთლიანად გრანიტოიდებით არის წარმოდგენილი. სამხრეთის, აღმოსავლეთისა და ჩრდილოეთის მხრიდან ეს

გრანიტოიდები კონტაქტშია ლიასურ და ბაიოსურ ნალექებთან, რომლებიც აქ ანტიკლინური ნაოჭის პერიკლინურ დაბოლოებას ქმნიან. დასავლეთით, თამარის ხიდის რაიონში ყარა-დაღის გრანიტოიდები უშუალოდ ებმიან მდინარე ალ-სუს გრანიტოიდებს. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ყარა-დაღისა და მის ჩრდილო-აღმოსავლეთით მდებარე ბარიტის ხევის გრანიტოიდებს შორის ლიასური ნალექების ვიწრო ზოლია მოქცეული.

ყარა-დაღის გრანიტოიდები ისევე, როგორც ბარიტის ხევის გრანიტოიდები ღია ვარდისფერი ქანებია. განსხვავებით ბარიტის ხევის გრანიტოიდებისაგან, აქ, გარდა მსხვილ და საშუალო მარცვლოვანი გრანიტოიდებისა, რომლებიც ჰიპიდომორფული სტრუქტურით ხასიათდებიან, გვხვდება წვრილმარცვლოვანი აპლიტური ხასიათის გრანიტოიდებიც პანალოტრიომორფულ-მიკროპეგმატიტური სტრუქტურით. ამასთან ყარა-დაღის გრანიტოიდებში მუსკოვიტი მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა. მუსკოვიტის რაოდენობა ცალკეულ უბნებში ისეთია, რომ ქანს შეიძლება მუსკოვიტიანი გრანიტოიდი ვუწოდოთ. სამაგიეროდ, აქ ბიოტიტი თითქმის აღარ გვხვდება.

ყარა-დაღის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე მხოლოდ მსხვილ ან საშუალომარცვლოვანი ჰიპიდომორფული სტრუქტურის გრანიტოიდებია გავრცელებული. დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე კი აპლიტური ხასიათის გრანიტოიდებიც იჩენს თავს. მუსკოვიტის რაოდენობა გრანიტოიდებში ამ მიმართულებით იზრდება. სამწუხაროდ, ვაშიშვლებათა სიმცირე ამ რაიონში გრანიტოიდების ამ სხვადასხვა სახეობათა შორის ურთიერთდამოკიდებულების გარკვევის საშუალებას არ იძლევა.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მთა ყარა-დაღის მსხვილ—ან საშუალომარცვლოვანი გრანიტოიდები იმით განსხვავდება ბარიტის ხევის გრანიტოიდებისაგან, რომ აქ ქარსებიდან ბიოტიტის ნაცვლად მუსკოვიტია ვაბატონებული. გარდა ამისა, ყარა-დაღის გრანიტოიდებს კატაკლაზური მოვლენები უფრო სუსტად ემჩნევა. აქ დინამიკურ ძალთა გავლენა ქარსების გალუნვაში, მინდვრის შპატების და კვარცის დანაპრალიანებასა და კვარცის ტალღური ჩაქრობის ხასიათში გამოიხატება და მინერალთა დამსხვრევა არა გვაქვს.

ეს გრანიტოიდები შედგება კვარცის, კალიშპატის, პლაგიოკლაზისა და მუსკოვიტისაგან (ეს უკანასკნელი ყოველთვის არაა, ხოლო ზოგჯერ გვხვდება მცირე რაოდენობით). აქცესორული მინერალებიდან მასში შედის ცირკონი, აპატიტი, მადნეული მინერალი. მეორადი მინერალებიდან—სერიციტი, ქლორიტი, კარბონატი, ლიმონიტი, პელიტური ნივთიერება, ზოგჯერ ჩანს ძარღვის კვარციც.

კვარცი ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის. ხშირად მასში ბევრია გაზის ბუშტების წერტილოვანი ჩანართები, რომელთაც ზოგჯერ ერთგვარი ორიენტაცია ემჩნევათ ვანლაგებაში. ახასიათებს ტალღური ჩაქრობა. ხშირად მასში პლაგიოკლაზის კრისტალების პოიკილიტური ჩანართები ჩანს. ზოგჯერ ქანს სერიციტიზაციის პროცესი განუცდია, რაც მასში სერიციტის მასების შემოჭრით არის გამოხატული და ასეთ შემთხვევაში სერიციტი კვარცის კოროღირებას ახდენს. ამასთან კვარცის ნაპრალები ხშირად სერიციტით არის ამოვსებული.

კალიშპატი წარმოდგენილია ქსენომორფული კრისტალებით. იშვიათად იძლევა მრჩობლებს. მეტ შემთხვევაში შეცვლილია — გათიხებული. ხშირია მასში სხვადასხვა ფორმის პერტიტული შენაზარდები. გარდა ამისა გვხვდება პლაგიოკლასების პოიკილიტური ჩანართებიც. კალიშპატის გაზომვის შედეგები ფედოროვის მაგიდაზე ასეთია:

$$\begin{array}{l} \text{⊥}(010) \begin{cases} /Ng = 3^\circ \\ -Nm = 90^\circ \\ \backslash Np = 87^\circ \end{cases} \\ \\ \text{⊥}(001) \begin{cases} /Ng = 87^\circ \\ -Nm = 5^\circ \\ \backslash Np = 86^\circ \end{cases} \\ \\ \text{⊥}(001) \begin{cases} /Ng = 90^\circ \\ -Nm = 6^\circ \\ \backslash Np = 84^\circ \end{cases} \end{array} \quad \begin{array}{l} 2V = -70^\circ \text{ (ორი გამოსავლით)} \\ \\ 2V = -76^\circ \text{ (ერთი გამოსავლით)} \end{array}$$

გაზომვებიდან ჩანს, რომ კალიუმის მინდვრის შპატი აქ ორთოკლასით არის წარმოდგენილი. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ გ. სმირნოვი, რომელსაც როგორც ჩანს, ლოქის მასივის ახალგაზრდა გრანიტოიდების შლიფები შეუწავლია [1], კალიუმის მინდვრის შპატს განსაზღვრავს როგორც ორთოკლასს. კალიშპატის გაზომვა ამ ქანებში მეტად გაძნელებულია ამ მინერალის შეცვლისა და მასში დიდი რაოდენობით პერტიტული შენაზარდების არსებობის გამო და ხშირად გაზომვით მიღებული შედეგი საეჭვო არის.

პლაგიოკლასი შედარებით იდიომორფულ ან ნაწილობრივ იდიომორფულ კრისტალებს იძლევა. მეტ შემთხვევაში პოლისინთეტურად არის დამრჩობლილი. ხშირად შეცვლილია — გასერიციტებული და გათიხებული. შეუცვლელი მარცვლები უფრო იშვიათია. აღსანიშნავია, რომ ზოგჯერ პლაგიოკლასი ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის, რის გამო ქანის სტრუქტურა ალოტრიომორფული ხასიათის ხდება.

პლაგიოკლასი ალბიტით არის წარმოდგენილი.

$$\begin{array}{l} B_{1-2} \begin{cases} /Ng = 76^\circ \\ -Nm = 16^\circ \\ \backslash Np = 83^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 5 მრჩობლის ღერძი [001]} \\ \\ \text{⊥}(001) \begin{cases} /Ng = 81^\circ \\ -Nm = 20^\circ \\ \backslash Np = 72^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 8} \\ \\ B_{1-2} \begin{cases} /Ng = 10^\circ \\ -Nm = 80^\circ \\ \backslash Np = 90^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 12 მრჩობლის ღერძი ⊥ (010)} \\ \\ B_{1-2} \begin{cases} /Ng = 15^\circ \\ -Nm = 76^\circ \\ \backslash Np = 85^\circ \end{cases} \quad \text{Pl № 4 მრჩობლის ღერძი ⊥ (010)} \end{array}$$

მუსკოვიტი, როგორც აღვნიშნეთ, განსხვავებით ბარიტის ხევის გრანიტოიდებისაგან, ყარა-დაღის გრანიტოიდებში მნიშვნელოვანი რაოდენობით მონაწილეობს. ხშირად იძლევა კარგად გამოხატულ ქერცლებს, რომლებიც ზოგჯერ დეფორმებულია. ზოგ შემთხვევაში მუსკოვიტი მინდვრის შპატების გამკვეთ სერიციტით ამოვსებულ ძარღვებს უკავშირდება და მათ ხარჯზეა წარმოდგენილი.

მეორადი მინერალებიდან აქ ყველაზე მეტი რაოდენობით სერიციტი გვხვდება, რომელიც პელიტურ ნივთიერებასთან ერთად მიღებულია, როგორც პლაგიოკლაზის შეცვლის პროდუქტი. გარდა ამისა სერიციტი ხშირად შემოჭრილია და მცირე სიდიდის ძარღვებს იძლევა. ქანში ჩანს აგრეთვე კვარცისა და იშვიათად კალციტის ძარღვები. ზოგჯერ ძარღვებს უკავშირდება ლიმონიტი. ქლორიტი ამ ქანში შედარებით იშვიათია.

ყარა-დაღის მსხვილ ან საშუალომარცვლოვან გრანიტოიდებს შორის, მთის დასავლეთ ფერდობზე გვხვდება გრანიტპორფირული სტრუქტურის ქანები. ესენი ზემოთ აღწერილი გრანიტოიდებისაგან მხოლოდ იმით განსხვავდებიან, რომ თანაბარი სიდიდის კვარცისა და პლაგიოკლაზის კრისტალებს შორის გამოირჩევა კალიუმის მინდვრის შპატის შედარებით მსხვილი კრისტალები.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ყარა-დაღის დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე მსხვილ და საშუალომარცვლოვან გრანიტოიდებთან ერთად აპლიტური ხასიათის გრანიტოიდებიც გვხვდება. ამ ქანებს წვერილმარცვლოვანი პანალოტრიომორფული სტრუქტურა ახასიათებს. ამასთან ხშირად სტრუქტურა მიკროპეგმატიტური არის. თამარის ხიდიდან ეს გრანიტოიდები მდინარე აღ-სუში ვრცელდება. აღნიშნულ მდინარეში ძირითადად ამ სახის გრანიტოიდებია გავრცელებული. ამიტომ ჩვენ მათ ერთად განვიხილავთ.

მთა ყარა-დაღის გრანიტოიდების ოდენობითი მინერალური შემადგენლობა ცხრილი 17

№	ნიმუში №	კვარცი %/ობით	კალიშპატი %/ობით	პლაგიოკლაზი %/ობით	მუსკოვიტი %/ობით	ბიოტიტი ქლორი- ტით %-ობით	აქცსორენი %/ობით	სულ %/ობით	Or: Pl	ქანის სახელწოდება
1	56	32	30	35	3	—	ცოტა	100	46:54	გრანოდიორიტი
2	57	23	33	40	4	—	"	100	47:53	"
3	58	31	26	41	2	—	"	100	39:61	"
4	478	37	12	48	3	—	"	100	20:80	ბანატიტი
5	480	34	18	45	3	—	"	100	32:68	"
6	485	41	26	33	—	—	"	100	44:56	გრანოდიორიტი
7	490	33	17	46	—	4	"	100	27:73	ბანატიტი
8	498	43	20	37	ცოტა	—	"	100	35:65	ბანატიტი
9	528	32	40	28	—	—	"	100	60:40	გრანოდიორიტი
10	529	20	31	49	—	—	"	100	39:61	"
საშუალო		32,6	27,0	39,0	1,5	0,4	—	100	38:62	გრანოდიორიტი

როგორც ვხედავთ, მთა ყარა-დაღის გრანიტოიდები ბარიტის ხევის გრანიტოიდების მსგავსია. აქაც საშუალო ტიპია გრანოდიორიტი. განსხვავება ქარსებშია—აქ მუსკოვიტი მნიშვნელოვან როლს ასრულებს. უნდა შევნიშნოთ, რომ ბიოტიტიანი გრანიტოიდის უბანი ყარა-დაღის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობებზედაც შიშვლდება. ეს გაშიშვლება 60-ოდე მეტრის მანძილზე გრძელდება შშრალ ხევში და შემდეგ იფარება. სამწუხაროდ, ყარა-დაღის გრანიტოიდები გრთმანეთისაგან იზოლირებულ მცირე სიდიდის გაშიშვლებებს იძლევა. მათი უდიდი ნაწილი დაკვირვებისათვის ხელმისაწვდომი არაა, ეს კი მეტად აძნელებს

აქ არსებულ სხვადასხვა სახის გრანიტოიდებს შორის ურთიერთობის გარკვევას ანალიზიდან ჩანს, რომ ქანი მიეკუთვნება გრანიტოიდების კიდურ მყავე ტიპს ტუტეების შემცველობით ის გრანოდიორიტს უპასუხებს.

ცხრილი 18

ქვემოთ მოცემულია მთა ყარა-დაღის გრანიტოიდის ქიმიური ანალიზი (ანალიტიკოსი შ. ბერიძე)

№	ნივთიერება	წონითი %	მოლექულათა რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები	ა. ზავარიცკის რიცხვითი მანსიათვბლები
1	SiO ₂	76,48	12,73	0,87 $\bar{R}O$ · R ₂ O ₃ · 9,57 SiO ₂ R ₂ O : RO = 3,8 : 1 α = 4,95	s = 83,4 a = 11,9 c = 1,36 b = 3,14 f' = 16,7 m' = 12,5 a' = 70,8 n = 57,1 t = 0,08 φ = 16,7
2	Al ₂ O ₃	13,22	129		
3	Fe ₂ O ₃	0,72	4		
4	FeO	—	—		
5	MnO	0,05	—		
6	TiO ₂	0,09	1		
7	P ₂ O ₅	0,08	1		
8	CaO	1,17	21		
9	MgO	0,27	6		
10	SO ₃	0,02	—		
11	K ₂ O	3,76	39		
12	Na ₂ O	3,22	52		
13	სინესტე	0,12	—		
14	ხურ. დანაჟ	1,16	—		
	სულ	100,36			

მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდები

მდინარე აღ-სუს მდინარე ფოლადაურს თამარის ხიდთან დასავლეთის მხრიდან ერთვის და აქვს განედური მიმართულება. მის სათავეებში ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდებია გაშიშვლებული. უფრო ქვევით ახალგაზრდა გრანიტოიდები იჩენს თავს. ეს გრანიტოიდები ალმოსავლეთისაკენ თანდათან ბატონდება და მდინარის შუა და ქვემო წელში უკვე ძველი გრანიტოიდები აღარ გვხვდება.

აღნიშნული მდინარის ხეობა ანტიკლინური ნაღვის ლერძს მიუყვება. ამ ანტიკლინის გულში ახალგაზრდა გრანიტოიდული ინტრუზიანა შექრილი. მდინარე აღ-სუს ხეობაში კარგად ჩანს ამ გრანიტოიდების მიერ როგორც პალეოზოური გრანიტოიდების, ისე ბაიოსური წყების ქანების გაკვეთა. მდინარის დინების ქვემო ნაწილში, თამარის ხიდთან და უშუალოდ მთა ყარა-დაღის დასავლეთ ფერდობზე ახალგაზრდა გრანიტოიდები ლიასური კვარცის ქვიშაქვებზე ძლიერ კონტაქტურ გავლენას ახდენს.

მდინარე აღ-სუდან სამხრეთით, მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში, უშუალოდ იმ ადგილთან ახლოს, სადაც ეს მდინარე ფოლადაურს ერთვის, ბაიოსურ ნაღველებს შორის გამკვეთი გრანიტოიდული სხეულის მცირე გამოსავალია. ეს გრანიტოიდები პეტროგრაფიულად არაფრით არ განსხვავდება მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებისაგან. ამიტომ მათ ჩვენ ერთად განვიხილავთ. მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდები წმინდამარცვლოვანი აპლიტური ხასიათის ლიავარდისფერი ქანებია. მუქ მინერალებს თითქმის არ შეიცავს, ან შეიცავს მეტად მცირე რაოდენობით, თუმცა ფუძის ქანების კონტაქტის ახლოს ისინი ხშირად გამდიდრებული არიან მუქი მინერალებით. მიკროსკოპში პანალოტრიომორფულ

ან ალოტრიომორფულ-მიკროპეგმატიტურ, უფრო იშვიათად კი პიპიდომორფულ-მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურას. ამჟღავნებენ. ქანი შედგება კვარცის, კალიშპატისა და პლაგიოკლასისაგან. მუსკოვიტი და უფრო იშვიათად ბიოტიტი მცირე რაოდენობით მონაწილეობს. აქცესორებიდან გვხვდება მადნეული მინერალი, იშვიათად ცირკონი და უფრო იშვიათად აპატიტი და სფენი. მეორადი მინერალებიდან პირველ რიგში აღსანიშნავია სერიციტი, რომელიც ზოგჯერ ქანში მეტად დიდი რაოდენობითაა. შემდეგ პელიტური ნივთიერება, ქლორიტი, კარბონატი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები და მადნეული მინერალი. ზოგჯერ გვხვდება ძარღვის კვარცი.

კვარცი ქმნის ქსენომორფულ წვრილ კრისტალებს. მასში ჩანს წვრილი ჩანართები. ახასიათებს ერთდროული, ან სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა. იშვიათად დანაპრალიანებულია. მასში ხშირად გვხვდება მინდვრის შპატის ჩანართები. კონტაქტი კვარცისა და მინდვრის შპატების კრისტალთა შორის ყოველთვის უსწორმასწორო დაკბილული ხასიათის არის, ზოგჯერ კი ეს მინერალები ღრმად იჭრებიან ერთმანეთში. აღსანიშნავია, რომ პეგმატიტურ შენაზარდებში, რომელთა გენეზისის საკითხს ჩვენ ქვემოთ შევეხებით. კვარცი უფრო დიდი რაოდენობით მონაწილეობს, ვიდრე მინდვრის შპატი. სერიციტული მასების გავლენა კვარცზე მეტად ძლიერია. ეს მასები კვარცის კოროდირებას ახდენენ და ღრმად იჭრებიან მასში.

ხშირად კვარცის ერთმანეთისაგან განთვისებული მარცვლები სხვადასხვანაირად ორიენტირებული მინდვრის შპატების კრისტალებში სხედან და ორიენტირებული არიან ერთნაირად. გვხვდება აგრეთვე ისეთი სურათიც, როდესაც კვარცის ერთმანეთისაგან განთვისებული მარცვლების ორი ჯგუფი მოთავსებულია მინდვრის შპატის ერთ კრისტალში და თითოეული ეს ჯგუფი ერთმანეთისაგან განსხვავებულად არის ორიენტირებული.

კალიუმის მინდვრის შპატი მეტად ცვალებადი რაოდენობით გვხვდება. იძლევა წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს. ხშირად ის კვარცთან კანონზომიერად არის შეზრდილი. საღი კრისტალი ძლიერ იშვიათობას წარმოადგენს. შეცვლილი—გათიხებულია, რის გამო შლიფში გაუმჭირვალეა. ემჩნევა ტყეჩვადობის ბზარები.

კალიშპატში ხშირად გვხვდებით ალბიტის პერტიტულ შენაზარდებს. აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში პერტიტული შენაზარდები უმთავრესად თითისტარისებური ფორმის არის და განლაგებულია ერთმანეთის პარალელურად.

როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებში, როგორც წესი, კალიშპატი კვარცზე ნაკლები რაოდენობით მონაწილეობს.

აქ უნდა აღვნიშნოთ, რომ მიუხედავად იმისა, რომ ჩვენ აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდების შლიფების დიდი რაოდენობა გვაქვს. კალიშპატის გაზომვა ფედოროვის მაგიდაზე არ მოხერხდა, რადგან კალიშპატი აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში ყოველთვის გათიხებულია. ამასთან ის წვრილ კრისტალებს ქმნის და, თუ კი ცოტად თუ ბევრად საღი მარცვალი გვხვდება, აქ ხელს გვიშლის ალბიტის თითისტარისებური ფორმის შენაზარდები, რომლებიც კალიშპატში ბევრია.

პლაგიოკლასი უმეტეს შემთხვევაში კალიუმის მინდვრის შპატის მსგავსად ქსენომორფულ კრისტალებს იძლევა. საღი მარცვალი იშვიათად ჩანს, მეტ შემთხვევაში შეცვლილია—გასერიციტებული და გათიხებული. შეცვლის

პროდუქტებით იგი ადვილად გამოირჩევა ასევე შეცვლილ კალიშპატისაგან. გასერიციტება მეტად ძლიერია. ხშირად პლაგიოკლაზი მთლიანად სერიციტად და პელიტურ ნივთიერებად არის ქცეული.

პლაგიოკლაზი იძლევა როგორც მონოკრისტალებს, ისე დამრჩობლილ მარცვლებს. კვარცისა და პლაგიოკლაზის დამოკიდებულება ამ ქანებში მეტად დამახასიათებელია. კონტაქტი კვარცისა და პლაგიოკლაზის მარცვლებს შორის ჩვეულებრივ მეტად უსწორმასწორო დაკბილული ფორმის არის. ისინი ერთმანეთში ღრმად იჭრებიან და მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურას აჩენენ, მაგრამ რაც ძლიერ დამახასიათებელია და რითაც ეს სტრუქტურა განსხვავდება ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების პეგმატიტური სტრუქტურისაგან, ისაა, რომ ხშირად პლაგიოკლაზი შეჭრილია კვარცში. თითქოს მომხდარა რაღაც პროცესი, რომელსაც კვარცის მარცვალი დაუნაწილებია წვრილ უსწორმასწორო ფორმის ნაწილებად და შუალედები მათ შორის პლაგიოკლაზს დაუკავებია. მაგალითად, ერთ-ერთ ნიმუშში გვაქვს ასეთი სურათი: პლაგიოკლაზის წაგრძელებული ფორმის მარცვალი სამი მხრიდან კვარცშია მოთავსებული; თვით პლაგიოკლაზში მოთავსებულია კვარცის რამდენიმე ერთმანეთისაგან განთავისუფლებული მარცვალი: ამ მარცვლებს ისეთივე ორიენტაცია აქვთ, როგორც კვარცის იმ დიდ კრისტალს, რომელიც პლაგიოკლაზს ეკვრის გარს; ამასთან პლაგიოკლაზი წვრილ ენების მსგავსად არის კვარცში შეჭრილი. ასეთი სურათები აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში ხშირად გვხვდება. ეს გვაფიქრებინებს ამ ქანებში პეგმატიტური სტრუქტურის წარმოშობის თავისებურებაზე. ამ საკითხზე ჩვენ ქვემოთ შევჩერდებით.

ჩვენ სხვადასხვა ნიმუშებში გავზომეთ პლაგიოკლაზის ჩაქრობის კუთხე (001) და (010) წახნაგების მართობულ კვეთებში. ეს კუთხე იცვლება— 8° და -12° შორის, ე. ი. გვაქვს ალბიტის რიგის პლაგიოკლაზები № 5-დან № 12-მდე. ძლიერი შეცვლის გამო (გასერიციტება) პლაგიოკლაზების გაზომვა ხშირად ვერ ხერხდება.

მუსკოვიტი ამ ქანებში ხშირად გვხვდება, ოღონდ მცირე რაოდენობით და უმეტეს შემთხვევაში ის სერიციტის გადაკრისტალების ხარჯზეა წარმოშობილი.

ბიოტიტი იშვიათად და ამასთან მცირე რაოდენობითაა, იძლევა წვრილ უსწორმასწორო ფორმის ქერცლებს. ახასიათებს ძლიერი პლეოქრონიზმი მწვანე ფერებში ნორმალური აბსორბციის სქემით.

მეორადი მინერალებიდან სერიციტი ყველაზე დიდი რაოდენობით არის. გარდა იმისა, რომ პლაგიოკლაზი არის გასერიციტებული, სერიციტი ძარღვების სახითაც გვხვდება და ხშირად საკმაოდ მნიშვნელოვანი რაოდენობით. სერიციტთან ერთად დიდი რაოდენობით არის აგრეთვე პელიტური ნივთიერება, როგორც მინდვრის შპატების შეცვლის პროდუქტი.

როგორც ანალიზიდან ჩანს (ცხრილი 19). ქანი მიეკუთვნება გრანიტოიდების კიდურ მუხავე ტიპს. ამასთან ისევე, როგორც ყარა-დალის გრანიტოიდებში, აქაც Al_2O_3 -ით გადანაჯერებული შედგენილობა გვაქვს. $Na_2O > K_2O$.

მე-20 ცხრილიდან ჩანს, რომ აღ-სუს გრანიტოიდების საშუალო ტიპი უპასუხებს ბანატიტს.

როგორც აღწერებიდან დავინახეთ, მდინარე აღ-სუს გრანიტოიდები საკმაოდ განსხვავდება ლოქის მასივის ყველა სხვა სახეობის გრანიტოიდებისაგან.

ყველაზე მეტ მსგავსებას ის პალეოზურ აპლიტურ გრანიტებთან იჩენს, მაგრამ მათგანაც გამოირჩევა კვარცის ბუნებით და მიკროპეგმატიტური სტრუქტურით, რომელიც ამ გრანიტოიდებში, როგორც წესი, წარმოდგენილია პლა-

ცხრილი 19

აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდის ანალიზი (ანალიტიკოსი შ. ბერიძე)

№	ნივთიერება	წონითი %	მოლეკულ-თა რაოდენობა	ფ. ლევისონ-ლესინგის ფორმულები	ა. ზვარიცკის რიცხვითი მახასიათებლები
1	SiO ₂	76,30	1270	$0.9 \overline{RO} \cdot R_2O_{0.9} \cdot 7S \cdot O_2$ $R_2O : RO = 7 : 1$ $\alpha = 4,9$	$s = 83,3$ $a = 13,7$ $c = 0,85$ $b = 2,15$ $f' = 48,5$ $m' = 15,1$ $a' = 36,4$ $n = 61,9$ $t = 0,16$ $\varphi = 48,5$
2	Al ₂ O ₃	12,66	124		
3	Fe ₂ O ₃	1,32	8		
4	FeO	—	—		
5	MnO	0,02	—		
6	TiO ₂	0,18	2		
7	P ₂ O ₅	0,11	1		
8	CaO	0,70	13		
9	MgO	0,22	5		
10	SO ₂	0,08	1		
11	K ₂ O	3,78	40		
12	Na ₂ O	4,2	65		
13	სინესტე	0,18	—		
14	ხურ. დანაჯ.	0,62	—		
ს უ ლ ...		100,19	—		

ცხრილი 20

აღ-სუს გრანიტოიდების ოდენობითი მინერალური შემადგენლობის ცხრილი

№№	ნიმუშის №	კვარცი %-ობით	კალიშპატი %-ობით	პლაგოკლასი %-ობით	მუსკოვიტი %-ობით	ბიოტიტი + ქლორიტი %-ობით	აქცესორები	სულ %-ობით	კალიშპ.: პლაგ.	ქანის სახელწოდება
1	72	26	—	73	1	ცოტა	—	100	0 : 100	კვარციანი დიორიტი
2	73	56	26	34	—	4	ცოტა	100	43 : 57	გრანოდიორიტი
3	74	45	—	49	6	—	—	100	0 : 100	კვარც. დიორიტი
4	77	30	42	25	—	3	ცოტა	100	63 : 37	გრანოდიორიტი
5	77	32	38	28	—	2	ცოტა	100	57 : 43	"
6	85	34	8	58	ცოტა	—	ცოტა	100	12 : 88	ბანატიტი
7	91	28	25	47	"	ცოტა	ცოტა	100	35 : 65	"
8	97	36	6	58	"	—	—	100	9 : 91	"
9	100	28	4	68	"	—	—	100	6 : 94	"
10	106	29	34	34	3	—	—	100	50 : 50	გრანოდიორიტი
11	107	34	28	38	ცოტა	—	ცოტა	100	42 : 58	"
12	111	30	37	32	1	—	—	100	54 : 46	"
13	112	29	36	34	1	—	—	100	51 : 49	"
14	129	34	18	40	8	—	—	100	31 : 69	ბანატიტი
15	130	31	25	44	—	ცოტა	ცოტა	100	36 : 64	გრანოდიორიტი
საშუალო		32	22	44	1,5	0,5	ცოტა	100	33 : 67	ბანატიტი

გიოკლაზისა და კვარცის ურთიერთშეზრდით, იმ დროს როდესაც პალეოზურ აპლიტებში ასეთ სტრუქტურას ძირითადად კვარცი და კალიშპატი იძლევა. აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში დიდი რაოდენობით ვხვდებით სერიციტს, რომლის გავლენა ქანზე ძლიერია და მას თავისებურ ელფერს აძლევს.

გეოლოგიურ რუკებზე გრანიტოიდების ფერით შეფერილ ფართობზე მხოლოდ გრანიტოიდებია არ არის წარმოდგენილი. აქ ძლიერ დიდი გავრცელებით სარგებლობს ნაწილობრივ გაგრანიტებულ ქანები. რომლებიც ძირითადად ლიასური კვარცის ქვიშაქვების შეცვლის შედეგად უნდა იყვნენ წარმოშობილი. ჩვენ მიგვაჩნია. რომ ამ გზით წარმოშობილი ქანები (გაგრანიტებული ქვიშაქვები) მნიშვნელოვან როლს უნდა ასრულებდნენ ალ-სუს გრანიტოიდული სხეულის შედგენილობაში.

მდ. ალ-სუს ხეობის გრანიტოიდების გენეზისისათვის

ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ. რომ ფოლადაურის ახალგაზრდა ინტრუზია სივრცობრივად განედური მიმართულების ანტიკლინური ნაოქის გულთან არის დაკავშირებული და შტოკისებრი ფორმის წაგრძელებულ სხეულს წარმოადგენს. აღნიშნული ანტიკლინის აგებულებაში მონაწილეობს ლიასური, ბაიოსური და ცარცული ნალექები. ნაოქის აღმოსავლეთ ნაწილში მის გულში ლიასური ნალექების ქვედა ჰორიზონტები (კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები) შიშვლდება და გრანიტოიდები კონტაქტშია მათთან. მდინარე ალ-სუს ხეობაში ანტიკლინის გულში გრანიტებია მოთავსებული. ეს გრანიტოიდებია სამხრეთით ბაიოსურ ნალექებს, ხოლო ჩრდილოეთით ბაიოსურ და ცარცულ ნალექებს ეხება და სივრცეში მას ლიასური ნალექების ქვედა ჰორიზონტების ადგილი აქვს დაკავებული.

როგორც ვხედავთ, გრანიტების წარმოშობამდე ის ადგილი, რომელიც დღეს მათ უკავიათ კვარცის ქვიშაქვებს უნდა ჰქონოდა დაკავებული და, მაშასადამე, მათი შეცვლის შედეგად გრანიტოიდების მიღება სრულ თანხმობაშია მათ მდებარეობასთან.

ყარა-დაღის დასავლეთ ფერდობზე, თამარის ხიდთან ახლოს და მის სამხრეთით გრანიტოიდებს შორას, ხშირად ვხვდებით ქანებს, რომელთა რაობა, თუ რას უნდა მივაკუთვნოთ ისინი, გრანიტოიდებს—ინტრუზიულ ქანებს თუ კონტაქტურად შეცვლილი კვარცის ქვიშაქვებს—აქნაღეს ქანებს, ველზე ძნელი გასარკვევი ხდება. ასეთი ქანები მდინარე ალ-სუს ხეობაშია ცხვირად ჩანს. სამწუხაროდ, ყარა-დაღის დასავლეთი ფერდობის დიდი ნაწილი დაფარულია ნიადაგის საფარით და ამიტომ გრანიტოიდებსა და ამ შეცვლილ ქანებს შორის ურთიერთობის გარკვევა გაძნელებულია. მხოლოდ ზოგადად მოხერხდა დადგენა იმისა, რომ გაგრანიტებული კვარცის ქვიშაქვების შეცვლის ინტენსივობა სამხრეთისაკენ თანდათან კლებულობს და ასე გადავდივართ შეუცვლელ კვარცის ქვიშაქვებში.

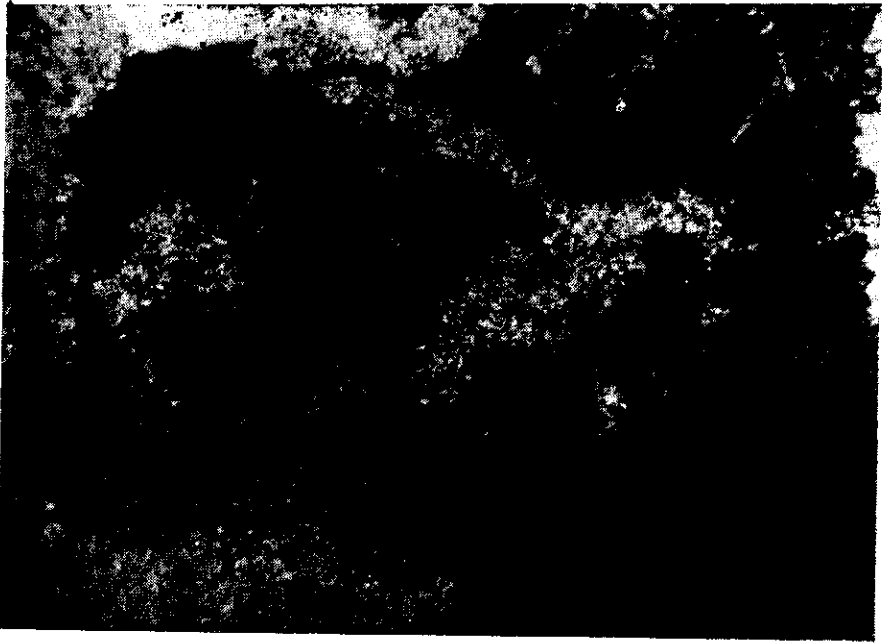
მაგალითისათვის აქ განვიხილოთ ერთ-ერთი ნიმუში, რომელიც აღებულია ყარა-დაღის დასავლეთ ფერდობზე. ქანი წარმოადგენს კვარცის ქვიშაქვას სერიციტული ცემენტით. განსხვავებით ამ რაიონისათვის დამახასიათებელი კვარცის ქვიშაქვებისაგან, აქ კვარცი, შეცემენტებული სერიციტით, მეტად უსწორმასწორო, დაკბილული, კოროდირებული მარცვლებით არის წარმოდგენილი. ამასთან გვაქვს ისეთი უბნები, სადაც კვარცსა და მინდვრის შპატებს შორის დამოკიდებულება ისეთია, როგორც გრანიტოიდებში.

კვარცი იძლევა უსწორმასწორო ფორმის მარცვლებს. ხასიათდება ტალღური ჩაქრობით. მასში ხშირად ვამჩნევთ წვრილ ჩანართებს. სერიციტი

თითქოს კვარცის კოროდირებას ახდენს; ზოგჯერ მეტად ღრმად იჭრება მასში, ხშირად კვეთს მას და ერთი ინდოვიდისაგან რამდენიმე ერთმანეთისაგან დაცილებულ და ერთნაირად ორიენტირებულ მარცვალს იძლევა. ეს მიემსგავსება პეგმატიტურ სტრუქტურას, ოღონდ იმ განსხვავებით, რომ აქ კვარცის რამდენიმე ერთნაირად ორიენტირებული მარცვალი სერიციტივითა მოთავსებული და არა მინდვრის შპატში.

პლაგიოკლაზი კვარცთან ერთად დამოუკიდებელ უბნებს ქმნის. ის კვარცთან შედარებით უფრო იდიომორფულია; დამოკიდებულება მათ შორის ისეთია, როგორც გრანიტოიდებში. ძლიერ შეცვლილი—გასერიციტებულია. ძლიერი შეცვლის გამო დამრჩობლვა არ ემჩნევა. კვარცთან შედარებით პლაგიოკლაზი დამორჩილებული რაოდენობით არის.

სერიციტი დიდი რაოდენობით არის. ის აცემენტებს კვარცის მარცვლებს და, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ხშირად ღრმად იჭრება მასში. სერიციტის გადაკრისტალების ხარჯზე გაჩენილია მუსკოვიტის ქერცლები. ქანში მცირე რაოდენობით გვხვდება აგრეთვე ქლორიტი, კარბონატი და მადნეული მინერალი, რომელიც ხშირად კარგად ჩამოყალიბებულ წვრილ კრისტალებს იძლევა.



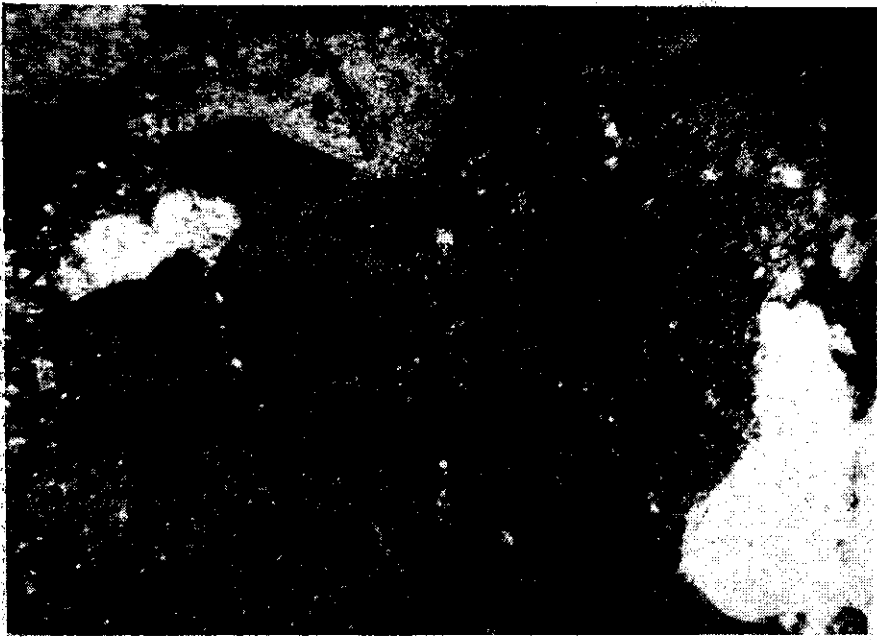
სურ. 16. (X 100, ნიკოლი +) სერიციტის შეჭრა კვარცში

სხვა ნიმუში, რომლის მიკროფოტოგრაფია არის აქ მოცემული, აღებულაა მდინარე აღ-სუს ხეობაში. ქანი შედგება კვარცისა და სერიციტისაგან; მცირე რაოდენობით შედის მასში მუსკოვიტი და მადნეული მინერალი. კვარცის მარცვლები შეცემენტებულია სერიციტით. განსხვავებით ჩვეულებრივი კვარცის ქვიშაქვებისაგან, აქ სერიციტული ცემენტის მოქმედება კვარცის მარცვლებზე მეტად ძლიერია. სერიციტი იჭრება კვარცში და თითქოს ჭამს მას. ეს პროცესი კარგად ჩანს მიკროფოტოსურათზე (სურ. 16).

მომდევნო ნიმუში, რომელიც წინა ნიმუშის მეზობლად არის აღებული (მათ შორის გაშიშვლებაში 100 მეტრი ხარვეზია), წარმოადგენს აღ-სუსათვის დამახასიათებელ გრანიტოიდს. აქ სერიციტის მოქმედება და კვარცის დანაწილება საკმაოდ შორს არის წასული და ნამდვილი მიკროპეგმატიტური სტრუქტურებია მიღებული. სერიციტის მოქმედება კვარცზე აქ კიდევ უფრო ნათლად ჩანს, რაც აგრეთვე კარგად არის გამოსახული მიკროფოტოსურათებზედაც (სურ. 17).

თამარის ხიდი მდინარე ფოლადაურზე გრანიტოიდებზეა აგებული. აქ მდინარე ძლიერ ვიწრო, შვეულ ფერდებიან ხეობას ქმნის ამ ქანებში და აშიშვლებს მას.

გრანიტოიდების ეს გამოსავალი ყველა უხანლეს გეოლოგიურ რუკებზე ახალგაზრდა გრანიტოიდებად არის აღნიშნული. მართლაც, უშუალოდ ზიდან აღებულმა ნიმუშის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ის ახალგაზრდა



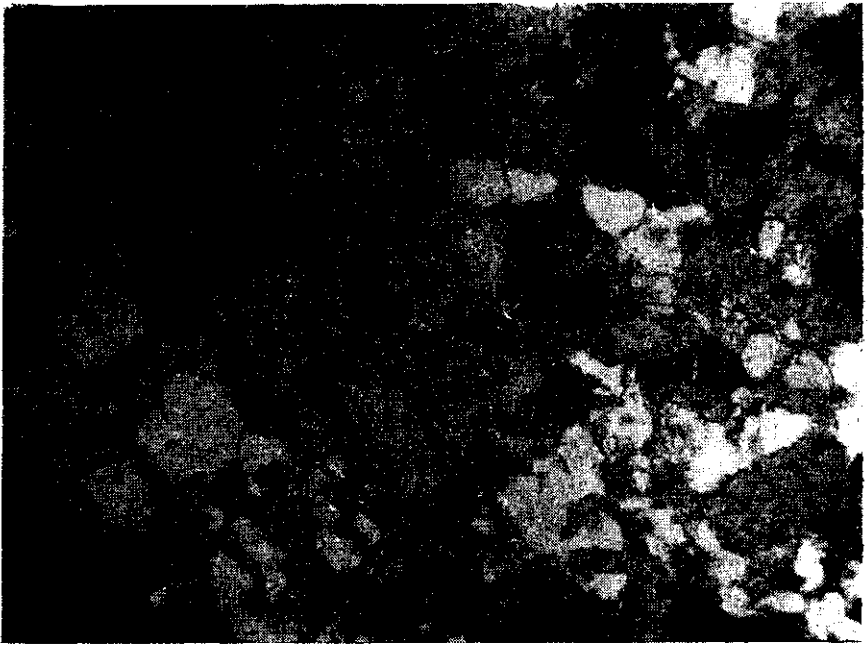
სურ. 17. (X 100, ნიკოლი) სერიციტის შებრა კვარცში

აბლიტური გრანიტოიდის ტიპური წარმომადგენელია. ღია ვარდისფერი-წვრილმარცვლოვანი ქანი მიკროსკოპში ალოტრიომორფულ-მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს. შედგება კვარცის საერთოდ წვრილი, მაგრამ არა თანაბარი სიმსხოს მარცვლებისაგან, რომლებიც ხშირად მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებში მონაწილეობს, კალიშპატის ქსენომორფული, წვრილი, გათიხებული კრისტალებისაგან, რომელიც ხშირად პერტიტებით არის წარმოდგენილი, და პლაგიოკლაზისაგან, რომელიც აგრეთვე ქსენომორფულია, მეტ-ნაკლებად შეცვლილი და, რომელიც ზოგჯერ პეგმატიტურ შენაზარდებში მონაწილეობს. ქანში გვაქვს სერიციტის დაგროვებები უბნებად. სერიციტის გადაკრისტალების ხარჯზე ზოგჯერ მუსკოვიტის წვრილი ქერცლების რადიალურ-სხივოსნური აგ-

რეგატები ჩნდება (მუსკოვიტის ყვავილები). ქანში გვაქვს აგრეთვე მცირე რაოდენობით მადნეული მინერალი.

მაგრამ, როდესაც ჩვენ შევისწავლეთ მთელი გაშიშვლება, რომელიც აქ მდინარის გასწვრივ 60 მეტრის სიგრძისაა, აღმოჩნდა, რომ აქ გვაქვს კვარცის ქვიშაქვებიდან გრანიტოიდებში გადასვლის უწყვეტი სურათი და, რადგან ეს მოვლენა თამარის ხიდან ძლიერ კარგად ჩანს, ამიტომ აქ ვიძლევიტ ამ გაშიშვლების სრულ პეტროგრაფიულ კრილს. კრილი შედგენილია ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ (მდინარის აღმა).

გაშიშვლება იწყება კვარცის მასიური ქვიშაქვებით. ქანი თეთრი ფერის არის, თვალთ მასში მხოლოდ კვარცის მსხვილი მარცვლები გამოიკნობა, მიკროსკოპში ფსამიტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს. შედგება კვარცისა და სერიციტისაგან, მცირე რაოდენობით არის მასში კალციტი, მუსკოვიტი და მადნეული მინერალი.



სურ. 18. (X 50, ნიკოლი+)

კვარცი ქანის ძირითად ნაწილს წარმოადგენს. ქმნის წვრილ სხვადასხვა ფორმის მარცვლებს, ზოგჯერ საკმაოდ დამრგვალებულია, მეტ შემთხვევაში კი სრულიად უსწორმასწორო ფორმის კორიდირებულ მარცვლებს ქმნის. ახასიათებს სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა. ზოგჯერ კვარცის მარცვლებში შეჭრილია სერიციტი, რომელიც მას რამდენიმე ნაწილად ყოფს. ამ ერთმანეთისაგან დაცილებულ ნაწილებს ერთნაირი ოპტიკური ორიენტაცია აქვს. სერიციტის შეჭრა კვარცში აქ ძლიერ კარგად ჩანს, ამასთან იქმნება პეგმატიტური შენაზარდის მსგავსი სურათები. სადაც მინდვრის შპატის ადგილი სერიციტს აქვს დაკავებული.

სერიციტი აცემენტებს კვარცის სულ სხვადასხვა ფორმის მარცვლებს. სერიციტის გადაკრისტალებით წარმოშობილია მუსკოვიტის წვრილი ქერცლები, რომლებიც ზოგჯერ რადიალურ-სხივოსნურ აგრეგატებს ქმნიან.

კალციტი შემოჭრილია და ძარღვების ფორმითაა ქანში. იძლევა კრისტალებს კარგად გამოხატული ტექჩადობის ბზარებით.

მადნეული მინერალი. ქანში უმნიშვნელო რაოდენობით არის და წარმოდგენილია წვრილი კრისტალებით.

მიკროფოტოსურათზე (სურ. 18) კარგად ჩანს ის, რაც ზემოთ ვთქვით.

აღნიშნული ქვიშაქვები, რომლებსაც, როგორც აღვნიშნეთ, თეთრი ფერი აქვთ, თანდათან ვარდისფერი ხდება. 10 მეტრის დაცილებით აღებული ნიმუში ჯერ კიდევ კვარცის ქვიშაქვას წარმოადგენს, თეთრი ფერის არის, მაგრამ მასში უკვე ვარდისფერი იჩენს თავს. ქანის ძირითადი ნაწილი, ისევე კვარცით არის წარმოდგენილი, მაგრამ განსხვავებით წინა ნიმუშისაგან აქ კვარცის დამრგვა-



სურ. 19. (X 80, ნიკოლი +)

ლებული მარცვლები თითქმის აღარ გვხვდება. პირიქით, აქ კვარცი მეტისმეტად უსწორმასწორო კოროდირებულ მარცვლებს იძლევა. ხასიათდება სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით და გაზის წვრილი ბუშტების ჩანართებით. სერიციტი ღრმადაა მასში შეჭრილი და ამის გამო ის მიკროპეგმატიტური კვარცის მსგავს ფორმებს იძლევა (სურ. 19).

პლაგიოკლასი ქსენომორფულ კრისტალებს იძლევა; ის ქანში შედარებით მცირე რაოდენობით არის და ამასთან ხშირად კვარცთან უშუალო შეხებაშია, ისე, რომ მათ შორის სერიციტი არ თავსდება. შეცვლილია—გათიხებული და გასერიციტებული.

სერიციტი ავსებს სივრცეს კვარცისა და პლაგიოკლასის მარცვლებს შორის და ჯერ კიდევ ცემენტის როლში გამოდის. ხშირად ძლიერ უსწორმასწორო ფორმის სახითაა კვარცში შეჭრილი. სერიციტის გადაკრისტალების ხარჯზე მუსკოვიტის მცირე სიდიდის ქერცლებია გაჩენილი, ამასთან ვხვდებით აგრეთვე მუსკოვიტი სერიციტისაგან სრულიად დამოუკიდებლად.

ქანში მცირე რაოდენობით არის კალციტი და მადნეული მინერალი.

ამ ქანის მიკროფოტოსურათი (სურ. 19) გადაღებულია შლიფის იმ ნაწილიდან, სადაც პლაგიოკლასი შედარებით ბევრია.

დაახლოებით 8 მეტრის მანძილზე ამ ნიმუშების აღების ადგილიდან ავიდეთ შემდეგი ნიმუში, აქ ვარდისფერი თანდათან ბატონდება. მინდვრის შპატები ქანში უკვე თვალათაა შეიმჩნევა, თუმცა კვარცი ჯერ კიდევ ქანის მთავარი შემადგენელი ნაწილია. ქანი თავისი ბუნებით უკვე ძლიერ უახლოვდება აპლიტურ გრანიტს. სტრუქტურა ალოტრიომორფულ-მიკროპეგმატიტური აქვს.

კვარცი ძლიერ უსწორმასწორო ფორმის კრისტალებს ქმნის, ხასიათდება სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით და გაზის წვრილი ბუშტების ჩანარებით. ხშირად ის მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებს იძლევა და ამ შენაზარდებში მასთან ერთად უკვე კალიშპატი და პლაგიოკლასი მონაწილეობს, თუმცა ჯერ კიდევ ვხვდებით ისეთ სურათს, როცა ერთმანეთისაგან განთვისებული და ერთნაირად ორიენტირებული კვარცის უსწორმასწორო ფორმის კრისტალებს შორის სივრცეს ავსებს სერიციტული მასა.



სურ. 20. (X 80, ნიკოლი +)

სერიციტის კვარცში შეჭრის სურათი აქ კარგად ჩანს, თუმცა კვარცთან მეზობლობაში მეტ შემთხვევაში უკვე მინდვრის შპატებია და სერიციტის როლი ამ ქანში შედარებით ნაკლები არის. აქ უკვე გვაქვს ისეთი სურათი, როცა

კვარცის ერთნაირად ორიენტირებული მარცვლები პლაგიოკლაზის ორ ან სამ სხვადასხვა მარცვალშია მოთავსებული.

კალიშპატი შლიფში მხოლოდ რამდენიმე ქსენომორფული კრისტალის სახით გვხვდება. ამასთან ის ძლიერ შეცვლილი, გათიხებულია.

პლაგიოკლაზი ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის. ძლიერ გასერიცი-
ტებულია, თუმცა გვხვდება საკმაოდ საღი მარცვლებიც. მეტ შემთხვევაში
დამრჩობლილია პოლისინთეტურად. კვარცთან ის პეგმატიტურ შენაზარდებს
იძლევა და ამ მხრივ ის თითქოს სერიციტის ადგილს იკავებს (წინა ნიმუშებთან
შედარებით).

სერიციტი გვხვდება როგორც პლაგიოკლაზის ხარჯზე წარმოშობი-
ლი, ისე ცალკე დაგროვებების სახითაც. სერიციტის გადაკრისტალების ხარჯზე
წარმოშობილია მუსკოვიტი, რომელიც ხშირად კარგად გამოსახულ მცირე სი-
დიდის ქერცლებს ქმნის.

შლიფში მცირე რაოდენობით კალციტის მარცვლები და მადნეული მინე-
რალის წვრილი კრისტალებიც ჩანს (სურ. 20).

ვარდისფერი შეფერვა კიდევ უფრო ბატონდება და აღწერილი ნიმუშის
აღების ადგილიდან 8 მეტრის მანძილზე, ხიდიდან დაახლოებით 10 მეტრით



სურ. 21. (X 80, ნიკოლი+)

ჩრდილოეთით, ქანი მთლიანად ვარდისფერი აპლიტური გრანიტის სახეს იღებს
და იგი მდინარე აღ-სუს ხეობის პელიტურ გრანიტოიდებიდან არაფრით აღარ
გამოირჩევა.

მიკროსკოპში პანალოტრიომორფულ სტრუქტურას ამჟღავნებს.

კვარცი იძლევა ქსენომორფულ, ძლიერ უსწორმასწორო ფორმის კრის-
ტალებს. ხასიათდება ტალღური ჩაქრობით. მასში ხშირად ვხვდებით გაზის

წვრილი ბუშტების ჩანართებს. ხშირად ძლიერ დაკბილული ფორმის წახნაგები აქვს.

კვარცხი ხშირია მინდვრის შპატების ჩანართები. მინდვრის შპატებისა და კვარცხის ერთმანეთში შეჭრა საკმაოდ შორს არის წასული. თუმცა შლიცში კარგად ჩამოყალიბებული მიკროპეგმატიტური შენაზარდები არ გვხვდება.

კალიშპატი ქსენომორფულ წვრილ კრისტალებს იძლევა და კვარცხის მარცვლებთან მეტად უსწორმასწორო ფორმის კონტაქტი აქვს. ძლიერ შეცვლილია—გათიხებული. ხშირად მასში ალბიტის პერტიტული შენაზარდები ჩანს.

პლაგიოკლასი ქსენომორფულია, ზოგჯერ ეტყობა პოლისინთეტური დამრჩობლვა. უმეტეს შემთხვევაში ძლიერ გასეროციტებული და ნაწილობრივ გათიხებული არის.

ქანში მცირე რაოდენობით გვხვდება მუსკოვიტი და მადნეული მინარალი.

აქ აღსანიშნავია, რომ სერიციტის დაგროვებები უკვე აღარ ჩანს. ამასთან შლიფში ვარჩევთ სხვა გენერაციის კვარცხსაც, რომელიც პატარა ძარღვებს ან მცირე სიდიდის უსწორმასწორო ფორმის დაგროვებებს აჩენს. ეს კვარცი ხშირად მინდვრის შპატებში არის შეჭრილი.

სამწუხაროდ მიკროფოტოსურათზე, რომელიც ამ ნიმუშის შლიფიდან არის გადაღებული (სურ. 21), მინდვრის შპატების ძლიერი გამოფიტვის გამო მინერალთა ურთიერთდამოკიდებულების სურათი კარგად არ ჩანს.



სურ. 22. ($\times 80$, ნიკოლი +)

დაახლოებით 5 მეტრის დაშორებით ამ ნიმუშის ადების ადგილიდან, ავიღეთ შემდეგი ნიმუში. ის წარმოადგენს ვარდისფერ წვრილმარცვლოვან ქანს. მიკროსკოპში ალოტრიომორფულ სტრუქტურას ამჟღავნებს. განსხვავებით წინა ნიმუშისაგან აქ სერიციტის როლი უფრო გაზრდილია და კვარცხის რაოდენობაც მეტია (სურ. 22).

კვარცი ქსენომორფულ უსწორმასწორო ფორმის კრისტალებს იძლევა. უმჩნევა წერტილოვანი ჩანართები. ახასიათებს სუსტად გამოხატული ტალღური ჭაქრობა. მინდვრის შპატებთან ურთიერთშეჭრის სურათებს იძლევა, თუმცა ასეთი შეჭრა პეგმატიტური სტრუქტურის წარმოშობამდე არ არის მისული.

კალიშპატი მცირე რაოდენობითაა, ქსენომორფულ წვრილ კრისტალებს ქმნის; ძლიერ გათიხებულია. ხშირია მასში ალბიტის პერტიტული შენაზარდები.

პლაგიოკლაზი ქსენომორფულ, საერთოდ წვრილ, მაგრამ არათანაბარი სიმსხოს მარცვლებს იძლევა. მეტ შემთხვევაში პოლისინტეტურად არის დამრჩობლილი. უფრო იშვიათად მონოკრისტალებიც გვხვდება. შეცვლილია— გასერიციტებული და გათიხებული. გასერიციტება უბნებად მომხდარა. შეცვლილ უბნებში სერიციტის ქერცლები დიდი რაოდენობით გვხვდება.

სერიციტის დამოუკიდებელი დაგროვებები შედარებით ცოტაა. ამასთან სერიციტი კვარცში შეჭრისა და მისი კოროღირების სურათებს იძლევა. სერიციტის გადაკრისტალების ხარჯზე წარმოშობილია მუსკოვიტის ქერცლები.

შლიფში გვხვდება კვარცისა და კარბონატის წვრილი მარცვლები, და მცირე რაოდენობით მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალები.



სურ. 23. ($\times 80$, ნიკოლი +)

უშუალოდ ხიდის ქვეშ ავიღეთ ნიმუში, რომელიც მოვარდისფრო წვრილ-მარცვლოვან ქანს წარმოადგენს. მიკროსკოპში ალოტრომორფულ-მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს, თუმცა იშვიათად პლაგიოკლაზი მიდრეკილებას იჩენს ილიომორფიზმისაკენ (სურ. 23).

კვარცი წვრილი ძლიერ უსწორმასწორო ფორმის კრისტალების სახით არის წარმოდგენილი. აქვს გაზის წვრილი ბუშტების ჩანართები, ახასიათებს სუსტად გამოხატული ტალღური ჭაქრობა. ხშირად ძლიერ შეჭრილ-შემოჭრილია

წახნაგები აქვს. იშვიათად მინდვრის შპატებთან მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებს იძლევა.

პლაგიოკლაზი ასევე წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის. მეტ შემთხვევაში პოლისინთეტურად არის დამრჩობლილი. შეცვლილია—გასერიციტებული და გათიხებული.

სერიციტი დიდი რაოდენობითაა ქანში. ქმნის ცალკე დაგროვებებს. გვხვდება კვარცში სერიციტის, შეჭრისა და კვარცის დანაწევრების სურათი. სერიციტი შეჭრილია მინდვრის შპატშიც.

მუსკოვიტი მცირე სიდიდის ქერცლებს აჩენს. ზოგჯერ მასში ტყეჩვადობის ბზარების გასწვრივ მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალებია მოთავსებული.

ქანში მცირე რაოდენობით გვხვდება კარბონატი და მადნეული მინერალი.

სამხრეთით, გრანიტოიდებში ვარდისფერი შეფერვა თანდათან თეთრ ფერს უთმობს ადგილს და ზილიდან სამხრეთისაკენ ერთი მეტრის დაცილებით, ისევ შეცვლილი კვარცის ქვიშაქვა გვაქვს.

ქანი უმთავრესად სერიციტით შეცემენტებულ, კვარცს სხვადასხვა ფორმის მარცვლებისაგან არის შედგენილი.

კვარცი იშვიათად მომრგვალებული ფორმის ნატეხების სახით გვხვდება. უმეტეს შემთხვევაში მეტად უსწორმასწორო ფორმის მარცვლებს იძლევა. ძლიერ კოროდირებულია სერიციტის მიერ, რომელიც ხშირად კვარცის ერთ მარცვალს რამდენიმე ნაწილად ყოფს. კვარცის ამ განცალკევებულ ნაწილებს ერთნაირი ობტიკური ორიენტაცია აქვთ. იქმნება პეგმატიტური სტრუქტურის სურათის მსგავსი, სადაც მინდვრის შპატების ადგილი სერიციტს აქვს დაკავებული.

პლაგიოკლაზი მხოლოდ რამდენიმე მარცვალია. ძლიერ შეცვლილია—გასერიციტებული. დამრჩობლილია პოლისინთეტურად.

მუსკოვიტის ქერცლები ქანში ცოტაა. იგი წარმოშობილია სერიციტის გადაკრისტალების შედეგად. ზოგჯერ მცირე სიდიდის ქერცლებისაგან შედგენილ რადიალურ-სხივოსნური აგებულების აგრეგატებს იძლევა.

სერიციტი ბევრია. შეჭრილია კვარცისა და პლაგიოკლაზის კრისტალებში და აცემენტებს მათ.

ქანში მცირე რაოდენობით არის კალციტი და მადნეული მინერალი.

ამ ნიმუშის ალების ადგილიდან რამდენიმე მეტრის დაშორებით უკვე ტიპიური კვარცის ქვიშაქვა გვაქვს. ქანი შედგება კვარცისა და იშვიათად პლაგიოკლაზის ნატეხებისაგან, რომლებიც შეცემენტებულია სერიციტით (სურ. 24). მიკროფოტოსურათზე კარგად ჩანს კვარცის ქვიშაქვის სტრუქტურა. კვარცის ცოტად თუ ბევრად დამუშავებული მარცვლები შეცემენტებულია სერიციტით, ამასთან სერიციტის აქტივობა, მისი შეჭრა კვარცის მარცვლებში აღარ ჩანს და კვარციც აღარ იძლევა ისეთ უსწორმასწორო ფორმის მარცვლებს, როგორც წინა შემთხვევაში შეგვხვდა.

ამის შემდეგ სამხრეთი მიმართულებით ყველაფერი მდინარეული ნალექების ქვეშ იმალება.

ზემოთ აღწერილ კრილში ვნახეთ, რომ კვარცის ქვიშაქვებსა და გრანიტოიდებს შორის გადასვლა სრული თანდათანობით ხდება. იმის თქმა, თუ სად თავდება ერთი და სად იწყება მეორე ქანი, შეუძლებელია.

როგორი უნდა იყოს კვარცის ქვიშაქვების გაგრანიტების პროცესი? ჩვენ ვამჩნევთ, რომ კვარცის რაოდენობა კვარცის ქვიშაქვებიდან გრანიტოიდებისაკენ თანდათან მცირდება. კვარცის ცოტად თუ ბევრად დამრგვალებული მარცვლების ნაცვლად ჩნდება უსწორმასწორო ფორმის დანაწევრებული მარცვლები, რომელთა შორის სივრცე კვარცის ქვიშაქვებში ზერიციტით არის ამოვსებული. ხოლო გრანიტოიდებისაკენ მის ადვილს თანდათანობით მინდვრის შპატი იჭერს.



სურ. 24. (X 100, ნიკოლი +)

ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ეს პროცესი ქოლვადობისა და პირველ რიგში H_2O -ს აქტიური მონაწილეობით უნდა წასულიყო. მას შემდეგ, რაც პირველად ავენარიუსმა ყურადღება მიაქცია იმას, რომ წყალი მაღალ ტემპერატურაზე სიმჟავის თვისებებს იძენს და ძლიერი გამხსნელი ხდება, ცდებით დადასტურებულ იქნა, რომ წყალს შეუძლია გახსნას SiO_2 , გადაიყვანოს ქოლვად მდგომარეობაში და, მაშასადამე, გადაიტანოს ერთი ადგილიდან მეორეზე.

გრანიტულ მაგმასთან დაკავშირებული წყლის ორთქლი, რომელშიაც გახსნილია არაქროლვადები, კვარცის ქვიშაქვებში ახალ გარემოში ხვდება; ირდევ-ვა წონასწორობა, რომელიც მას მაგმასთან ჰქონდა. იწყება ამ ხსნარებიდან

ზოგიერთი მოლეკულის გამოყოფა და ამასთან კვარცის გახსნა, რაც ცხადია, — ნაპრალები გასწვრივ უფრო სწრაფად წავა. იქ, სადაც გაგრანტიტება შორს არ არის წარსული, ასეთი ნაპრალები ჩვეულებრივ სერიციტით არის ამოვსებული, რომელიც თითქმის ერთგვარ კოროდირებას ახდენს კვარცისას.

ტემპერატურის დაწევასთან ერთად გაზების გამხსნელობის უნარი თანდათან კლებულობს და მასში გახსნილი ნივთიერებები თანდათან გამოკრისტალდება იწყებენ. კვარცის მარცვლებს შორის გამოკრისტალდება ჯერ პლაგიოკლაზი და მასთან ერთად ან ცოტა მოგვიანებით კალიშპატი. შემდეგში მინდვრის შპატები იმავე მაგმიდან მოსული ხსნარების გავლენით განიცდიან გასერიციტებასა და გაპელიტებას.

ხსნარიდან ყველაზე გვიან კვარცი გამოიყოფა და ამიტომ ის ყველაზე შორს გაიტანება. მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში ყოველთვის ვხვდებით კვარცს ძარღვების სახით. ახალგაზრდა გრანიტოიდების შემცველი ქანები — ლიასური და ბაიოსური ნალექები ფოლადურის ინტრუზიის გავრცელების რაიონში ძლიერ მდიდარია კვარცის ძარღვებით, რომლებშიც ხშირად გამადნებებსაც ვხვდებით.

ქანის ასეთი გზით წარმოშობასთან არის დაკავშირებული ის თავისებური მიკროპეგმატიტურის მსგავსი სტრუქტურები, რომელიც აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებს ახასიათებს. კვარცის გახსნა მისი ნაპრალების გასწვრივ შედარებით სწრაფად ხდება, ამიტომ კვარცის ერთი მარცვალი რამდენიმე ერთმანეთისაგან განცალკევებულ ნაწილად იყოფა. დანაწევრების ეს პროცესი კარგად ჩანს მიკროფოტოსურათზე (სურ. 17). კვარცი იყოფა სერიციტის წვრილი, უსწორ-მასწორო ფორმის ძარღვებით. უფრო შორს წასულ ასეთმა პროცესმა შესაძლოა მოგვეცეს ნამდვილი პეგმატიტური სტრუქტურის მსგავსი სურათი. იმავე შლიფიდან გადიდებულია მიკროფოტოსურათი (სურ. 25), სადაც ჩანს სრულიად უსწორმასწორო ფორმის კვარცის ერთნაირად ორიენტირებული და ერთმანეთისაგან განთავსებული მარცვლები, რომელთა შორის სერიციტული მასა მოთავსებული. ამ შლიფში და საერთოდ მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში ამ ორ სურათს შორის ყველა გარდამავალი სახეობა შეგვიძლია ვნახოთ, რის გამო ჩვენ მიგვაჩნია, რომ კვარცის ერთნაირად ორიენტირებული მარცვლები აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში ზემოთ აღწერილი გზით უნდა იყოს წარმოშობილი. შემდეგში მათ შორის გამოკრისტალბულია სერიციტის ან მინდვრის შპატების კრისტალები.

ჩვენ არ ვფიქრობთ, რომ პეგმატიტური სტრუქტურები აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში საერთოდ ასეთი წარმოშობის არის. აქ გვხვდება კვარცისა და მინდვრის შპატების კანონზომიერი შეზრდის ისეთი სურათებიც, რომლებიც ცხადად ამ მინერალთა ერთმანეთში შეჭრის შედეგად უნდა იყოს მიღებული.

თამარის ზილთან აღწერილი ჭრილი ცხადად გვიჩვენებს, რომ ამ რაიონში ჰვაქვს გაგრანტიტებული კვარცის ქვიშაქვები, მაგრამ არის თუ არა რაიმე საბუთი

იმისათვის, რომ აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდების მნიშვნელოვანი ნაწილი ამავე ქვიშაქვების გაგრანიტების გზით წარმოშობილად ჩავთვალოთ?

მდინარე აღ-სუს ხეობაში კვარცის ქვიშაქვები მხოლოდ სათავეებში გვხვდება მცირე სიღიდის გაშიშვლებებში, თვით აღ-სუს ხეობაში კი ამ ქვიშაქვების ადგილი გრანიტოიდებს უკავიათ და ამ გრანიტოიდებს შორის ხშირად გვხვდება ქანები, რომელთა მიკროსკოპული შესწავლისას ადვილად გამოიცინობა მეტ-ნაკლებად შეცვლილი კვარცის ქვიშაქვები.



სურ. 25. (X 100, ნიკოლი +)

ახალგაზრდა გრანიტოიდებს მდინარე აღ-სუს ხეობაში ხშირად ემჩნევა კარგად გამოხატული შრეებრივი განწევრება. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ეს განწევრება კვარცის ქვიშაქვების შრეებრიობის ნარჩენი უნდა იყოს, რადგან განწევრების სიბრტყეები აქ ჩრდილოური ან სამხრეთული დაქანების არის (მცირეოდენი გადახრებით). რაც აქ კვარცის ქვიშაქვების შრეების დაქანებას შეესაბამება (ვანელური ანტიკლინის ღერძული ნაწილი). ამავე დროს განწევრების სიბრტყეებს თვალთ კარგად შესამჩნევი გალუნვებიც ახასიათებს, ისე როგორც ეს შრეებისათვის არის დამახასიათებელი და ამასთან, იქ, სადაც ასეთი განწევრებები შეიმჩნევა, გრანიტოიდები მიკროსკოპში ქვიშაქვის რელიქტურ სტრუქტურებს ამჟღავნებენ.

აქ აღსანიშნავია კიდევ ერთი ფაქტი. მთა ყარა-დალის რაიონში და ბარიტის ხევში ლიასური ნალექები ხშირად იკვეთება დიაბაზებისა და პორფირიტების ძარღვებით, რომელთა წარმოშობა ბაიოსური დროის ვულკანურ აქტივობას უკავშირდება. ანალოგიური ძარღვული ქანები გვხვდება აგრეთვე მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებშიაც. ამ ძარღვის ქანებს გრანი-

ტოიდებში შენახული აქეთ თავისი ძარღვეული გამკვეთი ფორმა. მდინარე აღ-სუს ხეობაში და აგრეთვე ყარა-დაღის დასავლეთ ფერდობზე თამარის ხიდთან ახლოს ასეთი ძარღვების გაღვევება ზოგჯერ რამდენიმე ათეულ მეტრზე შეიძლება.

მიუხედავად იმისა, რომ ამ ქანებს გრანიტოიდებში თითქოს აშკარად გამკვეთი სხეულის ფორმა აქვს, შესწავლამ გვიჩვენა, რომ მასზე გრანიტოიდების კონტაქტური გავლენა ძლიერია და ამასთან ამ სხეულებში გრანიტოიდების აპოფიზებსაც ვხვდებით.

ცხადია, რომ მდინარე აღ-სუს ხეობის კვარცის ქვიშაქვები, რომელიც შემდეგში გაგრანიტდა, ისევე იკვეთებოდა ბაიოსური პორფირიტებისა და დიაბაზების ძარღვებით, როგორც ყარა-დაღისა და ბარიტის ხევის ლიასური ნალექები იკვეთება ამჟამად. როგორც ჩანს, გრანიტიზაცია ძლიერ შეხება კვარცის ქვიშაქვებს, რომელშიაც მაგმიდან წამოსული ხსნარები უფრო ადვილად იმოძრაებდა და ამრიგად დიაბაზებისა და პორფირიტების ძარღვების რელიექტებს შეუწახვავთ გამკვეთი სხეულის ფორმა გრანიტების (გაგრანიტებული ქანების) მიმართაც, რომელიც მათ კვარცის ქვიშაქვების მიმართ ექნებოდათ ამ უკანასკნელთა გაგრანიტებამდე.

ზემოთ მოყვანილი ფაქტები გვაფიქრებინებს, რომ მდინარე აღ-სუს ხეობაში და აგრეთვე ყარა-დაღის დასავლეთ ფერდობზე გრანიტოიდების მნიშვნელოვანი ნაწილი დანალექი ქანების გაგრანიტების შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი.

ახალგაზრდა გრანიტოიდების კონტაქტური გავლენა შემცველ ქანებზე

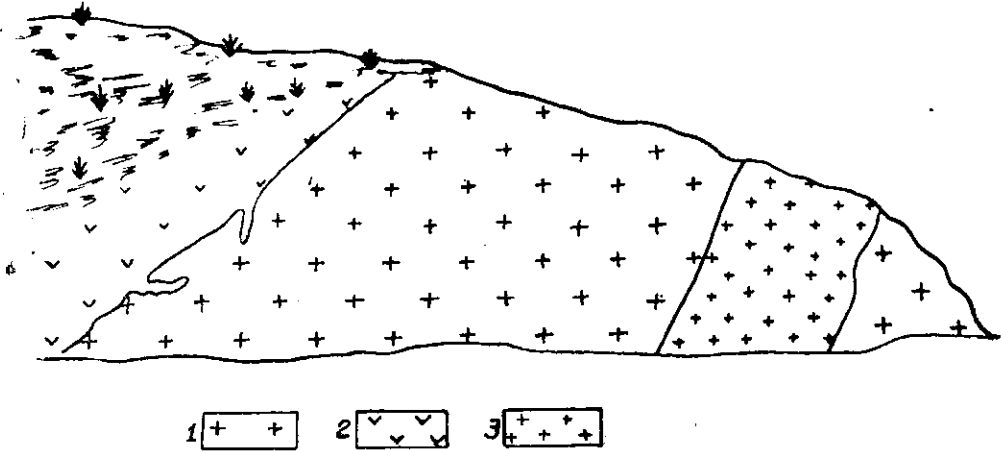
როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ფოლადაურის ინტრუზია ლიასური და ბაიოსური ნალექებით აგებული ანტიკლინური ნაოჭის გულშია შემოჭრილი. მთა ყარა-დაღზე და მდინარე აღ-სუს ხეობაში ის კონტაქტშია ლიასური ნალექების ქვედა ნაწილებთან—კონგლომერატებთან და კვარცის ქვიშაქვებთან. ბარიტის ხევიში გრანიტოიდები ლიასური ნალექების ზედა პორიზონტებამდე აღწევს—შოთავსებულია ქარსიან ქვიშაქვებსა და თიხებში. მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში იმ ადგილთან ახლოს, სადაც ეს მდინარე ფოლადაურს ერთვის, გრანიტოიდები ბაიოსურ ნალექებს კვეთს, ხოლო მდინარე აღ-სუსში მრავალ ადგილას შეიძლება დაეაკვირდეთ გრანიტოიდების მიერ ბაიოსური ქანების (უმეტეს შემთხვევაში ძარღვის ქანების) გაკვეთის სურათებს.

ჩვენ აქ პირველ რიგში განვიხილავთ ფოლადაურის ინტრუზიის დამოკიდებულებას პალეოზურ გრანიტოიდებთან მდინარე აღ-სუს სათავეებში (განსაკუთრებით მარჯვენა სათავეებში) ძირითადად პალეოზური გრანიტოიდები არის წრმოდგენილი, ხოლო მდინარის დინების შუა და ქვემო ნაწილში მთლიანად ახალგაზრდა გრანიტოიდები.

მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდები ადვილად გამოირჩევა ყველა სხვა გრანიტოიდისაგან, საერთოდ ფოლადაურის ინტრუზიის გრანიტოიდები კი

(მთა ყარა-დალიდან, ბარიტს ხევიდან) მსგავსებას იჩენს პალეოზოურ გრანიტოიდებთან. მიუხედავად ამისა, ველზე მათი ერთმანეთისაგან გარჩევა შესაძლებელი ხდება იმ დიაბაზ-პორფირიტების ძარღვების შემწეობით, რომლებიც უხვად გვხვდება პალეოზოურ გრანიტოიდებში და რომლებიც კვეთენ მათ, იმდროს, როდესაც ეს ძარღვები თვითონ იკვეთებიან ახალგაზრდა გრანიტოიდების მიერ.

ახალი და ძველი გრანიტოიდების შეხვედრის რაიონში გაშიშვლებათა დიდი სიმცირის გამო მათი კონტაქტის ნახვა იშვიათად ხერხდება. ერთი ასეთი კონტაქტია მდინარე აღ-სუს მარჯვენა სათავეში სურ. 26-ზე. აქ მდინარის დინების გასწვრივ მტერი სიგრძის გაშიშვლებაა, სადაც მსხვილმარცვლოვანი, საკმაოდ ფაქოფიტული ვარდისფერი გრანიტი გაკვეთილია დიაბაზის ძარღვით. დიაბაზის პატარა აპოფიზები შესულია გრანიტში. ამავე გაშიშვლებაში ეს გრანიტები იკვეთება მდინარე აღ-სუს ხეობის ტიპის აპლიტური გრანიტით. გამკვეთ გრანიტს ალოტროპომორფულ-მიკროპეგმატიტური სტრუქტურა აქვს. მიკროპეგმატიტურ შენაზარდებს კვარცთან მეტ შემთხვევაში შეცვლილი პლაგიოკლაზი იძლევა და არა კალიშპატი.



სურ. 26. (მასშტაბი 1:50) 1. ძველი გრანიტოიდები. 2. დიაბაზი. 3. ახალგაზრდა გრანიტოიდი

30-ოდე მეტრით ზემოთ მდინარის სათავისაკენ აპლიტური გრანიტოიდი კვეთს ასეთივე დიაბაზის ძარღვს. ამ სურათიდან ცხადია, რომ ეს აპლიტური გრანიტოიდები ფოლადურის ინტრუზიის ქანებია.

კონტაქტში ახალგაზრდა გრანიტოიდები ძველ გრანიტოიდებში თვალისთვის შესამჩნევ რაიმე ცვლილებას არ იწვევენ. ცვლილებები ძირითადად გამოსახულია პალეოზოური გრანიტოიდების ძლიერ გასერიციტებაში. ამ გრანიტოიდებში ჩნდება სერიციტისა და კვარცის უამრავი წვრილი ძარღვი.

ზემოთ, პალეოზოური გრანიტოიდების განხილვისას, ჩვენ აღვნიშნეთ, რომ ახალგაზრდა გრანიტოიდებთან ახლოს პალეოზოურ გრანიტოიდებში შეიმჩნევა კალიშპატის შემოჭრილი კრისტალები, მაგრამ ეს მოვლენა ლოქის მასივზე საერთოდ სუსტად არის გამოხატული.

ყველაზე უფრო ძლიერ კონტაქტურ გავლენას ახალგაზრდა გრანიტოიდებში ახდენს ლიასური კვარცის ქვიშაქვებზე. ეს გავლენა გამოხატება ამ ქანების სრულ გაგრანიტებაში. ზემოთ ჩვენ უკვე ავწერეთ ეს პროცესი.

რაც შეეხება გრანიტოიდების გავლენას ქარსიან ქვიშაქვებზე და თიხებზე, აქ პირველ რიგში უნდა გავეცნოთ მათი ურთიერთშეხებას სურათს.

ბარიტის ხევში გრანიტოიდები ყოველ მხრივ ქარსიანი ქვიშაქვებითა და თიხებით კრის გარშემორტყმული, ამასთან ამ გრანიტოიდების გაშიშვლებებს მუდმ ლიასური ნალექების გამკვეთი დიაბაზებისა და პორფირიტების ძარღვებთან ერთად ვხვდებით. ბარიტის ხევის იმ ნაწილში, სადაც გრანიტოიდების გამოსავალი აღნიშნული. ძარღვები ლიასურ ნალექებში უჩვეულო დიდი რაოდენობით არის. ამის გამო ჩვენ ვფიქრობთ, რომ გრანიტოიდებს ლიასური ნალექების ზედა პორიზონტებამდე ამ გამკვეთი ძარღვების გასწვრივ შექმნილი სუსტი ადგილებით მიუღწევიათ. ასეთ პირობებში უნდა ვაფიქროთ, რომ გრანიტული მავმა ადვილად დაკარგავდა ქროლვადებს, რის გამო მისი კონტაქტური მოქმედების უნარი შემცირდებოდა. მეორე მხრივ ლიასური ნალექების ზედა პორიზონტებში წარმოდგენილი თიხები ასეთი კონტაქტური მეტამორფიზმის მიმართ საკმაოდ მდგრადია, ხოლო ქარსიანი ქვიშაქვები, რომლებიც ამ პორიზონტებში ძლიერ წვრილმარცვლოვანია ძირითადად გრანიტული მასალისაგან შედგება. რის გამო მათზე გრანიტოიდების ზემოქმედება ძლიერ შეზღუდული უნდა ყოფილიყო.

ქარსიან ქვიშაქვებსა და თიხებზე გრანიტოიდების გავლენა უშუალოდ მათი შეხების ზონაში ჩანს და იგი ამ ქანების გარაგავიკებით არის გამოხატული. ერთ-ერთი ასეთი შეხების ზოლიდან აღებული ქარსიანი ქვიშაქვა მთლიანად გარაგავიკებული აღმოჩნდა. დამახასიათებელი რაგავიკული სტრუქტურით, ამასთან ქანი დასერილია კვარცის, ბარიტისა და კალციტის ძარღვებით, რომლებშიც გალენიტისა და სფალერიტის კრისტალებიც გვხვდება.

კონტაქტის ზონიდან სულ მცირე მანძილზე დაცილებისას ქარსიან ქვიშაქვებს და თიხებს კონტაქტური გავლენა აღარ ეტყობა. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ სულფატურა მადნეული მინერალების შემცველი კვარცის, ბარიტისა და უფრო იშვიათად, კალციტის ძარღვებით ამ ქანების გამდიდრებას. ექვს არ უნდა იწვევდეს ამ ძარღვების გენეტური კავშირი გრანიტოიდულ ინტრუზიასთან.

ვარდა ამისა. ბარიტის ხევში ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები გამკვრივებულია ისე, რომ მათი მოტეხვა ზოგჯერ საკმაოდ გაძნელებულია, იმ დროს როდესაც ეს ქანები ლოქის მასივის სხვა უბნებში რბილია და სულ ადვილად იმტვრევა.

ბაიოსურ ქანებთან (ძირითადად ბაიოსურ ძარღვულ ქანებთან. რომლებიც ფოლადურის ინტრუზიის შემოჭრისას ლიასურ ნალექებში იყო განლაგებული). კონტაქტური მოვლენები უფრო კარგად არის გამოხატული, მაგრამ აქაც ეს გავლენა ზოგჯერ საკმაოდ სუსტია.

ქვემოთ მოგვყავს მდინარე აღ-სუს ხეობაში გრანიტოიდების კონტაქტის ზონიდან აღებული პორფირიტის ნიმუშის აღწერა.

ქანი მუქი ნაცრისფერია, მკვრივი. პორფირული სტრუქტურა თვალით ვმჩნევა. მიკროსკოპშიც პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს წვრილკრისტა-

ლური ალოტრიომორფული სტრუქტურის ძირითადი მასით. შედგება პლაგიო-კლაზის, კვარცის, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალებისა და ქლორიტისაგან.

პლაგიოკლაზი გვხვდება პორფირული გამონაყოფების სახით, იძლევა მსხვილ იდიომორფულ კრისტალებს, რომლებიც მთლიანად შეცვლილია ეპიდოტ-ციოზიტით ან გასერიციტებულია და გათიხებული ისე, რომ მათი გაზომვა არ ხერხდება. ძირითად მასაში პლაგიოკლაზი წვრილ, უფრო წაგრძელებული ფორმის, მაგრამ მანც ქსენომორფული მარცვლების სახით გვხვდება, რომლებიც ისევეა შეცვლილი, როგორც პორფირული გამონაყოფები.

კვარცი წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს იძლევა და თითქოს ელენთავს მთელ ქანს. მისი შეჭრითი ხასიათი კარგად ჩანს, ზოგჯერ ის ძარღვული ფორმის დაგროვებებსაც აჩენს. ახასიათებს სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობა. ქანის ძირითადი მასა ძლიერ გამდიდრებულია ასეთი ხასიათის კვარციით.

გარდა კვარციით ძლიერ გამდიდრებისა, ქანს განუცდია ეპიდოტიზაციის პროცესი. ეპიდოტი და ციოზიტი დიდი რაოდენობით გვხვდება. ისინი ხშირად იძლევიან ფსევდომორფოზებს პლაგიოკლაზების მიმართ (უფრო სწორად, ესაა ეპიდოტ-ციოზიტის კრისტალთა აგრევატების ფსევდომორფოზა პლაგიოკლაზის მიმართ).

ქანში ვხვდებით აგრეთვე ქლორიტს, რომელიც შეფერულია სუსტ მწვანე ფერად. ძნელად შესამჩნევი პლეოქროიზმით და დაბალი ანომალური ინტერფერენციული ფერებით ხასიათდება.

ამავე მდინარის ხეობაში გრანიტოიდების გავლენით რქატყუარაინ-კვარციანი პორფირიტის შეცვლა, ასევე კვარციით გამდიდრებაში არის გამოხატული. კვარციით ასეთი გამდიდრება კონტაქტის ზონიდან დაცილებისას თანდათან კლებულობს. პლაგიოკლაზების გასერიციტებაც ამავე კონტაქტური გავლენით უნდა აიხსნას. სამწუხაროდ, პლაგიოკლაზების ძლიერი შეცვლა ამ მინერალის სიმჟავიანობის ცვალებადობაზე დაკვირვების საშუალებას არ იძლევა.

გრანიტოიდების კონტაქტური გავლენა მის შემცველ ქანებზე მხოლოდ ზემოთ აღწერილი მოვლენებით არ გამოიხატება. ფოლადურის ინტრუზიის ირგვლივ ლიასური და ბაიოსური ნალექები უხვადაა დასერილი კვარცის სხვადასხვა სიმძლავრის ძარღვებით. ბარიტის ხევში ქარსიანი ქვიშაქვების წყებაში ვხვდებით ბარიტის ძარღვების მნიშვნელოვან რაოდენობას, რომელთა წარმოშობა ფოლადურის ინტრუზიას უნდა უკავშირდებოდეს.

ფოლადურის ინტრუზიის ასაკი

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ახალგაზრდა ინტრუზიები ლოქის მასივზე პირველად კ. გაბუნისა, პ. გამყრელიძისა და ვ. ედილაშვილის მიერ იყო გამოყოფილი [1].

აღნიშნული ინტრუზიების ასაკის დადგენაში ეს ავტორები ეყრდნობიან იმ ფაქტს, რომ ახალგაზრდა გრანიტოიდები კვეთენ ლიასურ და ბაიოსურ ნალექებს და ამიტომ თვლიდნენ, რომ ისინი ბაიოსურზე ახალგაზრდებია. მეორე მხრივ, მიუხედავად იმისა, რომ ეს გრანიტოიდები არსად ცარცულ ნალექებს არ კვეთენ, ეს მკვლევარები ზოგად მოსაზრებებზე დაყრდნობით ლოქის მასივის ახალგაზრდა ინტრუზიებს ეოცენურზე ახალგაზრდად მიიჩნევდნენ.

ოტა უფრო გვიან, 1942 წ. პ. გამყრელიძემ მიუთითა იმის შესახებ, რომ ფოლადურის (პერპენჯანის) ახალგაზრდა ინტრუზია კვეთს ზედა ცარცულ ნალექებს, მაგრამ, როგორც ჩანს, შემდგომი დაკვირვებებით ეს არ დადასტურდა და ამიტომ უფრო გვიან იგივე ავტორი თავის შრომაში [25] გამოთქვამს მოსაზრებას ფოლადურის ინტრუზიის ბათური ასაკის შესახებ. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ იგი მოიშველიებს იმ ფაქტს, რომ ახალგაზრდა ინტრუზია არსად ცარცულ ნალექებს არ კვეთს, თუმცა ძლიერ უახლოვდება მას, ამასთან ატარებს ანალოგიას ხევისჯვრის ინტრუზიასთან (ძირულის მასივი), რომლის ბათური ასაკი გ. ზარიძის მიერ [38] იქნა დადგენილი.

შემდგომი ლოქის მასივზე მუშაობდა გეოლოგების ჯგუფი ნ. კანდელაკის ხელმძღვანელობით. მათ გაიზიარეს პ. გამყრელიძის უკანასკნელი შეხედულება ლოქის მასივის ახალგაზრდა გრანიტების ბათური ასაკის შესახებ. ამასთან ეს მკვლევარები აღნიშნავენ, რომ ახალგაზრდა გრანიტოიდები კვეთენ ლიასურ და ბაიოსურ ნალექებს, ხოლო მისი ნაგორები მასალა სენომანური ნალექების ფუძეში გვხვდება.

აქ უნდა შევნიშნოთ, რომ ნ. კანდელაკმა ამ რაიონში შემდგომი მუშაობისას შეიცვალა შეხედულება ფოლადურის (პერპენჯანის) ინტრუზიის ასაკის შესახებ რითაც უარყოფილ იქნა მის მიერ მოყვანილი ფაქტი ცარცული ნალექების ქვეშ, აღნიშნული გრანიტოიდების ნაგორები მასალის არსებობის შესახებ.

ნ. კანდელაკი და გ. თვალჭრელიძე ფოლადურის (პერპენჯანის) ინტრუზიას ზედა ცარცულად თვლიან. გეოლოგიურ რუკაზე ნ. კანდელაკი უჩვენებს ახალგაზრდა გრანიტოიდების მიერ სენომანური ნალექების გაკვეთას. როგორც გ. თვალჭრელიძე, ისე ნ. კანდელაკი გამოდიან იქიდან, რომ აზერბაიჯანის ბელტზე ზედა ცარცული ვულკანური ციკლი მთავრდება იძლევა; ამასთან ერთად ატარებენ ანალოგიას ბარდაძორის ინტრუზიასთან, რომელიც მათ ზედა ცარცულად მიაჩნიათ და ფოლადურის (პერპენჯანის) ინტრუზიასაც ზედა ცარცულად ათარიღებენ.

აქ უნდა შევნიშნოთ, რომ შედარებისათვის აღებული ბარდაძორის ინტრუზიის ასაკი ჯერ კიდევ დადგენილად არ ჩაითვლება და იგი სხვადასხვა მკვლევარის მიერ სხვადასხვაგვარად არის განსაზღვრული. მკვლევართა დიდი ნაწილი მას შუა ეოცენზე ახალგაზრდად თვლის [27, 32, 47], ნაწილს კი ის ზედა ცარცულად მიაჩნია [7, 31]. ყველა ესენი ზოგადი მოსაზრებიდან გამოდიან. მეორე მხრივ ფოლადურის ინტრუზიის მიერ ცარცული ნალექების გაკვეთა ჩვენი დაკვირვებებით არ დადასტურდა.

იმ ადგილას, სადაც ნ. კანდელაკი ცარცული ნალექების გაკვეთას უჩვენებს, ეს ნალექები მართლაც არის გაკვეთილი, მაგრამ ანა გრანიტოიდით, არაშედ ალბიტოფირის დაიკით, რომელიც აქ ვრცელი რაიონისათვის დამახასიათებელ კვარცთან ალბიტოფირს წარმოადგენს, და რომლის მსგავსი დაიკები ზედა ცარცის ვულკანოგენურ წყებაში ხშირად გვხვდება.

აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ ნ. კანდელაკმა ფოლადურის ინტრუზია დაახლოებით განედურად შუაზე გაპყო. მისი ერთი ნახევარი პალეოზური გრანიტების ფერად შეფერა, ხოლო მეორე ახალგაზრდა გრანიტებს მიაკუთვნა.

თ. ყაზახაშვილმა ფოლადაურის ინტრუზიაში ორი ასაკის გრანიტოიდები გამოყო: დიდი ნაწილი მიაკუთვნა პალეოზოურს (ბარიტის ხევის, ყარა-დაღის), უფრო მცირე ნაწილია. ძირითადად მდ. აღ-სუს ხეობაში, ახალგაზრდა კვარცპორფირებისა და გრანიტპორფირების პირობითი ნიშნით დაიტანა რუკაზე.

ფოლადაურის ახალგაზრდა ინტრუზიის ასაკი ამ ავტორს ზედაცარცულად მიაჩნია. მდინარე ლოქის ხეობაში სენომანური ნალექების გამოკვეთ ალბიტოფაზის დაიკას ფოლადაურის ინტრუზიის დერივატად თვლის. მეორე მხრივ ამ ინტრუზიის გადარგვებით მიღებულ მასალას ცარცის ვულკანოგენური წყების ზედა ნაწილში ხედავს და აქედან გამომდინარე, ფოლადაურის ინტრუზიის ასაკს ტურონულად მიიჩნევს.

მაგრამ რაიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორია გვიჩვენებს, რომ ინტრუზიას, რომელიც ტურონულ დროში შემოიჭრა, ზედაცარცული ვულკანოგენური წყებისათვის ნაგორები მასალის მიცემა არ შეეძლო, რადგან აქ ზედა ცარცში დაწყებული სენომანიდან უწყვეტი დაღეჟვა გვაქვს. და თუ ზედა ცარცულ ნალექებში ახალგაზრდა გრანიტოიდების ნაგორები მასალა მართლა გვხვდება, ეს იმაზე მიუთითებს, რომ კვარციან ალბიტოფირებს, რომლებიც სენომანურ ნალექებს ჰკვეთენ არავითარი გენეტური კავშირი არა აქვთ ფოლადაურის ინტრუზიასთან და რომ გრანიტოიდები, რომლის მასალა ზედა ცარცის ვულკანოგენური წყების ზედა ნაწილებში გვხვდება, სენომანურზედაც ძველი უნდა იყოს.

ვ. კომარი და ბ. ვისოცკი ამ რაიონში ახალგაზრდა ინტრუზიების არსებობას საერთოდ უარყოფენ. ისინი უჩვენებენ ოთხ პუნქტს, სადაც ლიასური ნალექები, მათი დაკვირვების მიხედვით, გრანიტოიდებზე ტრანსგრესიულად არის განლაგებული. აქედან 1 და 2 პუნქტში გრანიტოიდების და ლიასური ნალექების დამოკიდებულება, ჩვენი დაკვირვებითაც ნამდვილად ისეთია, როგორც ამ ავტორებს მიაჩნიათ, მაგრამ ესაა ძველი პალეოზოური გრანიტოიდების მცირე სიდიდის გამოსავალი ფოლადაურის ინტრუზიის აღმოსავლეთით და ის ახალგაზრდა გრანიტოიდებისაგან სრულიად განცალკევებულია. მესამე პუნქტი მთა ყარა-დაღის წვერზეა. აქ გრანიტოიდებთან ლიასური კონგლომერატების უშუალო შეხება არ ჩანს, ამიტომ მის ტრანსგრესიულ განლაგებაზე ლაპარაკი არ შეიძლება. პირიქით, კონგლომერატის ცემენტისა და ქვიშაქვების შუაშრებების ძლიერი შეცვლა მიგვითითებს ამ ქანებზე გრანიტოიდების კონტაქტურ გავლენაზე. ავტორების მიერ ნაჩვენებ მეოთხე პუნქტში კვარცის ქვიშაქვები სულ არა გვაქვს. გრანიტი აქ ეხება ქარსიან ქვიშაქვებსა და თიხებს, ამასთან ბაიოსურ ნალექებსაც ცხადად კვეთს.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ უკანასკნელ შრომებში გ. ზარიძე და ნ. თათრისვილი ფოლადაურის ინტრუზიას განიხილავენ, როგორც ახალგაზრდას.

სანამ ფოლადაურის ინტრუზიის ასაკის დასადგენად ჩვენ მიერ შეგროვილ ფაქტებს მოვიყვანდეთ, საჭიროდ მიგვაჩნია აღვნიშნოთ, რომ ფოლადაურის ინტრუზიაში ძველი გრანიტოიდების გამოყოფა მეტისმეტად ხელოვნურია. გამოყოფის ისეთ სქემას, როგორც თ. ყაზახაშვილმა მოგვცა, ეწინააღმდეგება შემდეგი ფაქტები: ბარიტის ხეობაში ორი სხვადასხვაგვარი გრანიტოიდი არა გვაქვს. მართალია, აჭაური გრანიტოიდები ჰგავს ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებს, მაგრამ სახელდობრ ეს გრანიტოიდები ბარიტის

ხევში კვეთენ ლიასურ ნალექებს და მის ზედა ჰორიზონტებამდე აღწევენ, ამასთან გაკვეთის სრულიად მკაფიო-სურათს იძლევიან. იგივე გრანიტოიდები ამავე ხევში კვეთენ ბაიოსური ასაკის დიაბაზებისა და პორფირიტების ძარღვებს, რომლითაც გაკვეთილია ლიასური ნალექები. გრანიტოიდების კონტაქტური გავლენა მის შემცველ ქანებზე კარგად ჩანს და კონტაქტის ზონიდან დაცილებით მისი გავლენა გამოხატულია კვარცისა და ბარიტის უამრავი ძარღვით და სულფიდური მადნეული მინერალების მნიშვნელოვანი დაგროვებებით.

მთა ყარა-დალზე ეს გრანიტოიდები კვარცის ქვიშაქვების ძლიერ შეცვლას იწვევს, ამასთან კვეთს ლიასური ნალექების გამკვეთ დიაბაზებისა და პორფირიტების ძარღვებს. ზოგჯერ აქ ეს გრანიტოიდები ქარსიან ქვიშაქვებამდე აღწევს. გაშიშვლებათა სიმცირე ამ რაიონში ხშირად საშუალებას არ იძლევა გავარკვიოთ დამოკიდებულება გრანიტოიდებსა და ლიასურ ნალექებს შორის და ზოგადად ისეთი შთაბეჭდილება რჩება თითქოს ლიასური ნალექები ტრანსგრესიულად იყოს განლაგებული ამ გრანიტოიდებზე. პეტროგრაფიულმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ აქ ლიასური ნალექები შეცვლილია გრანიტოიდების გავლენით, და ყველაზე უფრო კარგად ეს შეცვლა ლიასური ნალექების ქვედა ნაწილებს ემჩნევა.

ასევე სწორად არ მიგვაჩნია ფოლადურის ინტრუზიის ჩრდილო ნახევრის მიკუთვნება ძველ, და სამხრეთ ნახევრისა კი—ახალგაზრდა გრანიტოიდებზე.

ამ რაიონში, სადაც კი მოხერხდა დავკვირვებოდი გრანიტოიდების კონტაქტს ლიასურ ან ბაიოსურ ნალექებთან, ყველგან გრანიტოიდები კვეთენ მათ. გაკვეთის სურათები შეიძლება ვგნახოთ ფოლადურის ინტრუზიის როგორც სამხრეთ, ისე ჩრდილო პერიფერიაზე და, ასევე მის ცენტრალურ ნაწილშიც.

მიუხედავად ზემოთ აღნიშნულისა, ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ფოლადურის ინტრუზიაში პალეოზური გრანიტოიდების გამოსავლებიც უნდა გვქონდეს. ძველი გრანიტოიდები მდინარე სლ-სუს სათავეებში ახალგაზრდა გრანიტოიდებთან ერთად გვხვდება. მთა ყარა-დალზედაც უნდა მოველოდეთ მათ, რადგან მდინარე ფორთფორთის, ყარა-სუს და ბარიტის ხევის წყალგამყოფზე პალეოზური გრანიტოიდების ორი მცირე სიდიდის გამოსავალი გვხვდება. ამ გრანიტოიდებზე ლიასური ნალექები თავისი ფუძის ფორმაციით არის განლაგებული და თუმცა გაშიშვლებათა სიმცირის გამო გრანიტოიდების კონტაქტს ლიასურ ნალექებთან უშუალოდ ვერ ვაკვირდებით, გრანიტოიდებზე ლიასური ნალექების ტრანსგრესიული განლაგება ეჭვს არ იწვევს. ამასთან გრანიტოიდები არავითარ კონტაქტურ გავლენას არ ახდენენ მის შემცველ ქანებზე. როგორც ჩანს ლოქის მასივის ძველი ქანები ამ რაიონში ჯერ კიდევ არ არის ღრმად დაძირული და ამიტომ მათ გამოსვლას ყარა-დალზედაც უნდა მოველოდეთ. სამწუხაროდ, ამ მთაზე გაშიშვლებები მეტად იშვიათია და მცირე სიდიდის არიან, რის გამო ძველი გრანიტოიდული სხეულის ცალკე გამოყოფა აქ არ ხერხდება.

ჩვენი დაკვირვებებით სრულიად დადასტურდა წინა მკვლევარების მიერ აღნიშნული ფაქტები ფოლადურის ინტრუზიის მიერ ლიასური და ბაიოსური ნალექების გაკვეთის შესახებ. ჩვენ ზემოთ ავწერეთ გრანიტოიდების კონტაქტური გავლენა აღნიშნულ ქანებზე, ამიტომ აქ დავკმაყოფილდებით იმ აღვილების აღნიშვნით, სადაც შეგვიძლია დავაკვირდეთ გაკვეთის სურათებს.

თამარის ხიდან, მთა ყარა-დალის სამხრეთ-დასავლეთ და დასავლეთ ფერდობზე გრანიტოიდები კვეთს კვარცის ქვიშაქვებს და ამასთან მის ძლიერ

შეცვლას იწვევებს. მთა ყარა-დაღის სამხრეთ ფერდობზე გრანიტოიდები ქარსიან ქვიშაქვებამდე აღწევს მცირე სიღიდის ძარღვების სახით. ხოლო ბარიტის ხევში ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების გაკვეთის ცხად სურათს იძლევა. მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მარჯვენა ნაპირზე, საურმე გზის გასწვრივ, მდინარის შესართავთან სულ ახლოს ბაიოსურ ნალექებს შორის ქარსიანი ქვიშაქვების მცირე სიღიდის გამოსავალია, რომელიც ახალგაზრდა გრანიტოიდით არის გაკვეთილი.

ბარიტის ხევში, მთა ყარა-დაღზე და მდინარე აღ-სლში მრავალ ადგილას ჩანს გრანიტოიდების მიერ ბაიოსური ქანების (უმთავრესად ძარღვის ქანების) გაკვეთა. მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში მის მარჯვენა ნაპირზე, უშუალოდ წყლის კალაპოტში და აგრეთვე გზის გასწვრივ იქვე, სადაც გრანიტოიდების მიერ ქარსიანი ქვიშაქვებია გაკვეთილი, კარგად ჩანს გრანიტოიდების მიერ ბაიოსური ნალექების გაკვეთაც.

აღნიშნულ ფაქტებზე დაყრდნობით, ჩვენ შეგვიძლია გარკვევით ვთქვათ, რომ ფოლადაურის ინტრუზია ბაიოსურზე უფრო ახალგაზრდა არის.

უკვე ის ფაქტა, რომ ფაუნისტურად დათარიღებული სენომანური ნალექები ჩრდილოეთით და აღმოსავლეთით ფოლადაურის ინტრუზივთან ძლიერ ახლოს შიშვლდება (ხოლო ჩვენი დაკვირვებებით რიგ შემთხვევაში ეხება კიდევ მას) და არ იკვეთება გრანიტოიდებით, იმის საბუთს იძლევა, რომ ფოლადაურის ინტრუზია სენომანურზე ძველია.

მეორე ძხრივ ცარცული ნალექების ტექტონიკა მორგებულია გრანიტული ინტრუზიული სხეულის ფორმაზე და ეკვი არაა, რომ მის დანაოჭებისას ეს სხეული უკვე ჩამოყალიბებული ყოფილა. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ახალგაზრდა ინტრუზიის ირგვლივ ხშირად გვხვდება გამადნებული ძარღვები, რომლებიც ლიასურ და ბაიოსურ ნალექებში არის მოთავსებული. ზოგჯერ გამადნებულია თვითონ ეს ნალექებიც (მაგალითად, კვარცის ქვიშაქვები ყარა-დაღთან). ასეთ გამადნებებს არ ვხვდებით ცარცულ ნალექებში, მიუხედავად იმისა, რომ მათი ქვედა ნაწილი კირქვებით არის წარმოდგენილი, რაც გამადნებისათვის მეტად ხელსაყრელ პირობებს ქმნის.

მდინარე აღ-სუს ხეობაში, იქ სადაც ამ მდინარის ორი მთავარი ტოტი ერთდება, მარცხენა ტოტში, შეერთების ადგილიდან 50-ოდე მეტრის დაშორებით, მდინარის მარცხენა ნაპირზე გრანიტოიდით გაკვეთილია პორფირიტი. ეს ქანი მუქი ნაცრისფერია. მიკროსკოპში პორფირულ სტრუქტურას ამჟღავნებს; ძირითადი მასა წვრილკრისტალური აქვს. პორფირული გამონაყოფები იშვიათია და წარმოდგენილია პლაგიოკლაზის გასერიციტებული და გათახეხული კრისტალებით. მისი შეცვლის შედეგად ნაწილობრივ კარბონატიც ჩნდება. ძირითად მასაში წვრილი პრიზმული ფორმის კრისტალებია, რომლებიც თითქმის ყოველთვის კოროდირებულია კვარცის მიერ. ქანი გაყენილია კვარცით, რომელიც აქ წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს იძლევა. ქანში დიდი რაოდენობით ვხვდებით ქლორიტს; რომელიც უმთავრესად ძირითადი მასის შეცვლით არის მიღებული. მასში ბევრია მადნეული მინერალის წვრილი კრისტალი. იშვიათად პორფირიტი იკვეთება კალციტის ძარღვებით.

აღწერილი ქანი გაკვეთილია ახალგაზრდა გრანიტოიდებით, რომლის წვრილი აპოფიზები ხშირად გვხვდება პორფირიტიში. კონტაქტი გრანიტოიდისა და პორფირიტს შორის კარგად ჩანს და გაკვეთა არავითარ ეჭვს არ იწვევს.

გრანიტოიდების კონტაქტთან აღებული პორფირიტის ნიმუში ისეთივე აღმოჩნდა, როგორც ზემოთ აღწერილი ქანი, ოღონდ მას გარავავიკება ეტყობა.

პორფირიტის გამკვეთი გრანიტოიდი მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდების ტიპური წარმომადგენელია. ქანი ღია ვარდისფერია, წვრილმარცვლოვანი. მიკროსკოპში ამჟღავნებს ალოტრიომორფულ სტრუქტურას. შედგება კვარცის, გათიხებული კალიშპატისა და პლაგიოკლაზის წვრილი ქსენომორფული კრისტალებისაგან. მცირე რაოდენობით გვხვდება მასში მუსკოვიტის, ხოლო უფრო იშვიათად ბიოტიტის მცირე სიდიდის ქერცლები. ასევე ცოტაა მასში ქლორიტი და მადნეული მინერალი.

გრანიტოიდი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, კვეთს პორფირიტს, რაც სრულიად ჩვეულებრივია მდინარე აღ-სუს ხეობისათვის. ამ გაშიშვლებაში გაკვეთილ პორფირიტსა და გამკვეთ გრანიტოიდს თავზე ადევს 60 სანტიმეტრის სისქე კონგლომერატის შრე. კონგლომერატის ნაგორები ქვების დიამეტრი 4—5 სმ-მდე აღწევს. მეტ შემთხვევაში კი უფრო მცირეა. ამ შრეში ვხვდებით, როგორც კარგად დამრგვალებულ, დამუშავებულ მასალას, აგრეთვე დაუმუშავებელ დაკუთხულ ქანებს. თავისი მასალის მიხედვით კონგლომერატების ეს შრე სრულიად განსხვავდება ამ რაიონში გავრცელებული ლიასური კონგლომერატებისაგან. იმ დროს, როდესაც ლიასის ფუძის კონგლომერატების ნაგორები მასალა ძირითადად წარმოდგენილია კვარცპორფირებით, ალბიტოფირებით, კვარციანი პორფირიტებით, კრისტალური ტუფებითა და კვარციტებით, გრანიტოიდები მასში დიდ იშვიათობას წარმოადგენს, ხოლო კონგლომერატის ცემენტი არკოზულია, აქ წარმოდგენილი კონგლომერატის შრის ნაგორები მასალა მთლიანად ახალგაზრდა, ტიპური მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებისაგან შედგება, ხოლო ცემენტი არკოზულ მასალასთან ერთად პორფირიტების ნატეხებსაც ვხვდებით და ეს უკანასკნელი არკოზულ მასალს სჭარბობს.

რადგან აღნიშნული კონგლომერატის შრის არსებობას ვადაამყვევტი მნიშვნელობა აქვს ფოლადაურის ინტრუზიის ასაკის განსაზღვრის საქმეში, ამიტომ ჩვენ აქ მისი შემადგენელი ნაგორები მასალის და ცემენტის პეტროგრაფიულ დახასიათებას ვიძლევი.

როგორც კარგად დამუშავებული დამრგვალებული, ისე დაუმუშავებელი დაკუთხული გრანიტოიდული მასალა სრულიად ერთნაირი აღმოჩნდა. ის წარმოადგენს ღია ვარდისფერ წვრილმარცვლოვან ქანს. მიკროსკოპში ალოტრიომორფულ ან ალოტრიომორფულ-მიკროპეგმატიტურ სტრუქტურას ამჟღავნებს. შედგება კვარცის, კალიშპატისა და პლაგიოკლაზისაგან. აქცესორებიდან მასში მადნეული მინერალი გვხვდება. მეორადი მინერალებიდან—სერიციტი, პელიტური ნივთიერება, ქლორიტი, ეპიდოტის ჭგუფის მინერალები და კალციტი.

კვარცი სხვადასხვა სიმსხოს, საერთოდ კი წვრილ ქსენომორფულ კრისტალებს ქმნის. ხასიათდება ერთდროული ან სუსტად გამოხატული ტალღური ჩაქრობით. ხშირად მონაწილეობს პეგმატიტური შენაზარდების შექმნაში. ზოგჯერ კოროლირებულია სერიციტის მიერ.

კალიშპატი ქსენომორფულ წვრილ კრისტალებს ქმნის. ხშირად მონაწილეობს პეგმატიტური სტრუქტურის შექმნაში; ვხვდებით მასში ალბიტის პეტრიტულ შენაზარდებს. ძლიერ გათიხებულია, რის გამო შლიფში სრულიად გაუმჭვირვალეა. თავისი შეცვლის პროდუქტებით ის ადვილად გამოირჩევა ასე-

ვე შეცვლილი პლაგიოკლაზისაგან, რომელიც გათიხებასთან ერთად გასერიციტებულიც არის.

პლაგიოკლაზი აგრეთვე ქსენომორფულ წვრილ კრისტალებს იძლევა. ზოგჯერ დამრჩობლილია პოლისინთეტურად. ძლიერ შეცვლილია—გასერიციტებული და ნაწილობრივ გათიხებული. ხშირად კვარცთან პეგმატიტურ შენაზარდებს იძლევა. ასეთ შენაზარდებში ზოგჯერ კვარცის ერთნაირად ორიენტირებული მარცვალი სხვადასხვა პლაგიოკლაზშია განლაგებული.

სერიციტი მეორადი მინერალებიდან ყველაზე დიდი რაოდენობითაა, ის პელიტურ ნივთიერებასთან ერთად ძირითადად მინდვრის შპატების შეცვლის შედეგადაც მიღებული.

კონგლომერატის ცემენტი მუქი ფერის არის. მიკროსკოპულმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ მას არათანაბარმარცვლოვანი ფსამიტური სტრუქტურა აქვს. შედგება სხვადასხვა სიმსხოს და სხვადასხვანაირად დამუშავებული ქანის ნატეხებისა და მინერალებისაგან, რომლებიც პელიტური ცემენტით არის შეკრული. გვხვდება წვრილმარცვლოვანი ალოტრიომორფულ-მიკროპეგმატიტური გრანიტოიდების ნატეხები და აგრეთვე დიაბაზებისა და პორფირიტების მეტ-ნაკლებად დამუშავებული ნატეხები. ცალკეულ მინერალთა შორის გვხვდება სხვადასხვანაირად დამუშავებული კვარცის მარცვლები, რომელთაგან ზოგს სხვადასხვა სიძლიერით გამოხატული ტალღური ჩაქრობა ახასიათებს, ზოგს კი—ერთდროულად. გვხვდება კალიშპატი, პლაგიოკლაზი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები დიდი რაოდენობით, მუსკოვიტის მცირე სიდიდის ქერცლები და ქლორიტი განსაკუთრებით აღნიშვნის ღირსია ის ფაქტი, რომ აქ გვხვდება კვარცი, ღრმად კოროდირებული სერიციტების მიერ.

როგორც ვხედავთ, კონგლომერატის მასალის პეტროგრაფიული შესწავლა იძლევა საბუთს იმის დასადგენად, რომ აღნიშნულ კონგლომერატს მასალას აწვდიდა ახალგაზრდა გრანიტოიდების ის სახეობა, რომელიც ლოქის მასივის ყველა დანარჩენი გრანიტოიდისაგან მკვეთრად განსხვავდება. მართლაც ლოქის მასივზე მიკროპეგმატიტური სტრუქტურა ახასიათებს რქატყუარა-ბიოტიტთან გრანიტოიდებს, მაგრამ ეს ქანები არ შეიძლება მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდებში აგვერიოს იმ თავისებურებათა წყალობით, რომელიც მათ აქვთ, და რომელიც ჩვენ ამ გრანიტოიდების აღწერისას აღვნიშნეთ. რაც შეეხება აპლიტურ გრანიტებს, გარდა იმისა, რომ ისინი მდინარე აღ-სუს გრანიტოიდებისაგან პეტროგრაფულად განსხვავდებიან (კვარცის ხასიათი, მიკროპეგმატიტური შენაზარდები კვარცისა პლაგიოკლაზთან, სერიციტული მასების აქტივობა), ძნელია წარმოვიდგინოთ, რომ მცირე სიდიდის აპლიტური სხეულები მოთავსებული სხვა სახის გრანიტოიდებში იძლევა მასალას აღნიშნული კონგლომერატისათვის და ისე, რომ აპლიტების შემცველი გრანიტოიდების მასალა აქ სულ არ მოდის.

და რაც მთავარია, კონგლომერატის შრე მდინარე აღ-სუს ხეობაში პორფირიტების გამკვეთ ახალგაზრდა გრანიტოიდს ადევს თავზე და ამ გრანიტოიდების დაკუთხულ, დაუმუშავებელ მასალას შეიცავს.

ამ ფაქტებიდან გამომდინარე ვასკენით, რომ აღნიშნული კონგლომერატის შრის წარმოშობისას მდინარე აღ-სუს ხეობის გრანიტოიდები ირეცხებოდა და აწვდიდა მას მასალას.

მაგრამ როგორია ამ კონგლომერატის შრის ასაკი? ამ საკითხზე პასუხის გასაცემად გავეცნოთ, თუ როგორ გეოლოგიურ პირობებშია მოქცეული აღწერილი შრე.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ჩვენთვის საინტერესო კონგლომერატის შრე პორფირიტის გამკვეთ გრანიტოიდს ადევს თავზე. გაშიშვლება მდ. აღ-სუს მარცხენა (ჩრდილო) ნაპირზეა. გაშიშვლების სიგრძე მდინარის გასწვრივ 8 მეტრია, სიმაღლე 4 მეტრი. კონგლომერატის შრის სისქე 60 სმ-ს უდრის. ეს შრე დაქანებულია 70°-იანი კუთხით, დაქანების აზიმიუტი SW 230°-ია. კონგლომერატის შრე დასავლეთისაკენ მდინარის მიერ გადარეცხილია, ხოლო აღმოსავლეთით დელუვიონით იფარება. მდინარის მეორე ნაპირზე ისევ გრანიტოიდები შიშვლდება, რომელსაც კონგლომერატის შრე უნდა აწყდებოდეს (სურათი ხეობის ალუვიონშია დაფარული). აქ ეჭვს გარეშეა შეხვედრა ტექტონიკური უნდა იყოს. ტექტონიკური ხაზი, რომელიც მდინარე აღ-სუსში ახალგაზრდა გრანიტოიდებში გვაქვს და რომელზედაც ჩვენ ქვემოთ შევჩერდებით. აქ უნდა გადიოდეს (აქ მხედველობაში უნდა გვექონდეს ის გარემოება, რომ შესაძლოა კონგლომერატის შრის წოლის ელემენტები შეცვლილი იყოს ტექტონიკური მიზეზით).

როგორც ვხედავთ, კონგლომერატის შრეს უშუალოდ თავზე არაფერი არ ადევს. მაგრამ მცარე ხარვეზით გაშიშვლებაში, მდინარე აღ-სუს მარცხენა (ჩრდილო) ნაპირზე ვულკანოგენური ნალექებია გაშიშვლებული, რომელსაც თავზე ფაუნის შემცველი სენომანური კირქვები ადევს. ამ ნალექებს ჩრდილო-ური დაქანება აქვს და როგორც გრანიტოიდებს, ისე კონგლომერატებს თავზე ექცევა. საერთოდ ჰიდრომეტრიულად მაღლა ამ ხეობაში ყველგან ცარცული ნალექებია წარმოდგენილი.

ჩვენი დაკვირვებებით, ცარცული ნალექები ლოქის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ყოველთვის ვულკანოგენური ნალექების შრეებით იწყება და შემდეგ კირქვებში გადადის. ვულკანოგენური ნალექებისა და კირქვების ურთიერთობის საკითხს ცარცული ნალექების განხილვისას შევეხებით, სადაც აღვნიშნეთ, რომ ცარცული ნალექების ძირში ხშირად გვხვდება წვრილმარცვლოვანი კონგლომერატის შრეები (ზოგჯერ რამდენიმეც როგორც ეს ფორთფორთშია), რომლის შემადგენლობაში არკოზული მასალის მნიშვნელოვანი რაოდენობაა.

როგორც ვხედავთ, ჩვენთვის საინტერესო კონგლომერატის შრე, რომელიც ბაიოსური ქანების ნაგორებ მასალასაც შეიცავს, სენომანური ნალექების ქვეშ ექცევა და, როგორც ჩანს, აქ ამ ნალექების ფუძის ფრმაცის წარმოადგენს.

ყოველივე ზემოთ თქმული უფლებას გვაძლევს დავადგინოთ, რომ ფოლადაურის ინტრუზიის ასაკი თავსდება ბაიოსურსა და სენომანურს შორის. ამ შუალედში ინტრუზიული აქტივობა ჩვენში ბათური დროისათვის არის დამახასიათებელი, რის გამო ფოლადაურის ინტრუზიის ბათურად ვათარილებთ.

ახალგაზრდა ინტრუზიების შესახებ ლოქის მასივში

გარდა ფოლადაურის ინტრუზიისა, ახალგაზრდა ინტრუზიებს ზოგიერთი ავტორი ლოქის მასივზე სხვა ადგილებშიც გამოყოფს. მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ახალგაზრდა გრანიტოიდების გავრცელების უბნები გამოყოფილია

მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის შენაკადების სათავეებში და მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე.

კ. გაბუნია და პ. გამყრელიძე [1] მათ მიერ შედგენილ გეოლოგიურ რუკაზე ახალგაზრდა გრანიტოიდების ფერად შეფერილი რაიონების შესახებ შემდეგს წერენ: „გეოლოგიურ რუკაზე ახალგაზრდა გრანიტული ინტრუზიების ფერით მხოლოდ ის ფართობებია შეფერილი, სადაც ჩვენი შთაბეჭდილებით მეტ ნაწილად ნეოგრანიტები უნდა იყვნენ წარმოდგენილი. მომავალი გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული კვლევის დროს ეს მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული. ისეთ გაუგებრობას არ უნდა ექნეს ადგილი, თითქოს ამ ფერით მხოლოდ და მხოლოდ ნეოგრანიტები იყვნენ აღნიშნული ან ძველი გრანიტების ფერით წარმოდგენილ ფართობზე ახალგაზრდა გრანიტის ინტრუზიები სრულებით არ იპოვებოდეს.

მაშასადამე, ამ ავტორების დაკვირვების მიხედვით, ლოქის მასივზე ყოველთვის უნდა მოველოდეთ ძველ გრანიტოიდებთან ერთად ახალგაზრდა გრანიტოიდების არსებობას.

მაგრამ როგორ უნდა გამოვარჩიოთ ძველი და ახალი გრანიტოიდები ერთმანეთისაგან?

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, პეტროგრაფიულად ეს გრანიტოიდები ერთმანეთთან მსგავსებას იჩენენ. მხოლოდ მდინარე აღ-სუს ხეობაში წარმოდგენილ გრანიტოიდებს ახასიათებს ისეთი თავისებურებები, რომლითაც მისი გამოჩევა სხვა გრანიტოიდებისაგან ყოველთვის ხერხდება. სამაგიეროდ, ველზე ძველი და ახალი გრანიტოიდების გარჩევა შედარებით ადვილად შეიძლება ამ გრანიტოიდების დამოკიდებულებით იმ უამრავ მელანოკრატული ქანების ძარღვებთან, რომლებიც ძველ გრანიტოიდებს კვეთენ, ხოლო ახლებით იკვეთებიან.

ეს ნიშანი ჩვენ საკმაოდ საიმედოდ მიგვაჩნია ამ გრანიტოიდების ერთმანეთისაგან გასარჩევად, მით უმეტეს, რომ საველე მუშაობისას გრანიტოიდების დამოკიდებულების გარკვევა ძარღვის ქანებთან ადვილად ხერხდება.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მარცხენა შენაკადების სათავეებში გამოყოფენ ახალგაზრდა ინტრუზიებს. ჩვენმა დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ ამ რაიონში გვაქვს მუსკოვიტისანი, ორქარსიანი და ზოგჯერ ბიოტიტისანი გრანიტოიდები, პეტროგრაფიულად ლოქის მასივის პალეოზოური გრანიტოიდების სრულიად ანალოგიური, რომლებიც მრავალ ადგილას იკვეთებიან პორფირიტებისა და დიაბაზების ძარღვებით. ამ რაიონის დეტალური შესწავლის შემდეგ დავრწმუნდით, რომ აქ ახალგაზრდა გრანიტოიდები არა გვაქვს.

რაც შეეხება მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე მდინარე ლოქის ხეობაში კ. გაბუნიას და პ. გამყრელიძის მიერ გამოყოფილ ახალგაზრდა გრანიტს, რომელიც აქ რქატყუარა-ბიოტიტისანი გრანიტოიდების გამკვეთი განედური მიმართულების ძარღვული ფორმის სხეულია, ჩვენ მისი ასაკის შესახებ გადაჭრით ვერაფერს ვიტყვით, რადგან ამ გრანიტის დამოკიდებულების გარკვევა იურულ ქანებთან ვერ მოხერხდა. შესაძლოა ეს მცირე სიდიდის სხეული, რომელიც გეოლოგიურ რუკებზე საკმაოდ გაზვიადებულია, მართლაც ახალგაზრდა იყოს, თუმცა საფიქრებელია, რომ ის პალეოზოური აპლიტური გრანიტი იყოს, მით უმეტეს, რომ იგი ამ რაიონის პალეოზოური აპლიტური გრანიტოიდებისაგან არაფრით არ განსხვავდება.

აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ თ. ყაზახაშვილი ლოქის მასივში მესამეული ასაკის ინტრუზიებს—კვარციან დიორიტებს და კვარციან დიორიტ-პორფირიტებს გამოყოფს. ასეთი ინტრუზივების არსებობა მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ჩვენი დაკვირვებით არ დასტურდება.

ლოქის პალეოზოური გრანიტული მასივის ფორმა

ახლა დავუბრუნდეთ ლოქის მასივის პალეოზოურ გრანიტოიდებს და გვეცნოთ მათი წოლის ფორმას.

ამ საკითხის გარკვევისას, ბუნებრივია, რომ პირველ რიგში უნდა გვეცნოთ ლოქის მასივის გაშიშვლებულ ნაწილს და შესაძლებლობის ფარგლებში აღვადგინოთ მასივის ამ ნაწილის პირვანდელი ფორმა.

მასივის გაშიშვლებულ ნაწილს დაახლოებით ელიფსური, ან უფრო სწორად ოვალის მოხაზულობა აქვს. მისი გრძელი ღერძი დაახლოებით განედურ მიმართულების არის და სიგრძეში 15 კმ აღწევს, ხოლო მოკლე მერიდიანული მიმართულების ღერძის სიგრძე დაახლოებით 6,5—7 კმ. ამ გაშიშვლებული ნაწილის შემოკონტურება შედარებით ადვილად ხერხდება. თითქმის ყველგან შეიძლება საკმაო სიზუსტით დავადგინოთ მასივის კონტაქტ მასზე განლაგებულ ახალგაზრდა ნალექებთან, მაგრამ მისი პირვანდელი სახურავის ფორმის დადგენა შეუძლებელია, რადგან ის ქანები, რომელშიაც ლოქის გრანიტული მასივი ჩამოყალიბდა ძირითადად ან ვადარეცხილია ან ვადაფარულია ახალგაზრდა ტრანსგრესიული წყებებით.

მიუხედავად ზემოთ აღნიშნულისა, ველზე დაგროვილი ფაქტების განხილვა შესაძლებლობას იძლევა ერთგვარი მიახლოებითი წარმოდგენა მაინც ვიქონიოთ მასივის გაშიშვლებული ნაწილის პირვანდელი სახურავის ფორმაზე.

ლოქის მასივის მეტამორფული წყება წარმოადგენს იმ რთული და ალბათ საკმაოდ მძლავრი კომპლექსის მცირე ნაწილს, რომელშიც ჩამოყალიბდა გრანიტული მასივი—ჩონჩხი და ძირითადი ნაწილი ლოქის ძველი კრისტალური მასივისა. აღნიშნული წყება მასივის სამხრეთ პერიფერიას თითქმის მთლიანად უწყვეტ ზოლად შემოყვება. სოფელ ჯანდარის სამხრეთ-დასავლეთით ეს ფიქლები მთლიანად გრანიტოიდებში არის მოქცეული, ხოლო უფრო დასავლეთით და აგრეთვე სოფელ ჯანდარის მერიდიანის აღმოსავლეთით გრანიტოიდებსა და ახალგაზრდა ტრანსგრესიულ წყებებს შორის არის მოთავსებული. სოფ. ჯანდარიდან აღმოსავლეთით კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყება 4 კმ მანძილზე გრძელდება (ადგილ ფაფახჩი-ტალამდე). უფრო აღმოსავლეთით კი გვხვდება მეტამორფული ფიქლების ცალკეული ნაფლეთები ლიასის ფუძის კონგლომერატების ქვეშ და ამასთან ფიქლების მასალა თვით ამ კონგლომერატების შედგენილობაშიც ხშირად მონაწილეობს.

დასავლეთსა და ჩრდილო-დასავლეთიდან მასივი მთლიანად ასევე მეტამორფული წყების რკალშია მოქცეული.

აღნიშნული მეტამორფული წყება მრავალ ადგილას გაკვეთილია გრანიტოიდების მიერ. ამასთან, მთელი ეს წყება ძლიერ გაყვანილია გრანიტული მასალით და ამიტომ ცხადია, რომ ის წარმოადგენს გრანიტული მასივის პირვანდელ სახურავს.

აქ უნდა აღვნიშნოთ, რომ პ. გამყრელიძეს მასივის დასავლეთსა და სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში გაშიშვლებული მეტამორფული წყება გრანიტოიდების სახურავ-წყებად აქვს მიღებული. მაგრამ სოფელ ჯანდართან და აგრეთვე მდ. ლოქის სათავეებში ამავე ფიქლებს, რომელთაც ავტორი გეოლოგიურ რუკაზე ერთმანეთისაგან გათიშულად ხატავს [1], ჭრილებზე (1, ჭრილი A'-B'-C' და 25, ჭრილი 10) გრანიტოიდებს შორის მოქცეული სხეულის სახით წარმოდგენს, რომელიც სიღრმეში კონგლომეტრების მანძილზე გრძელდება.

კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების ქანები, რომლებიც მდინარე ლოქის სათავეებშია გაშიშვლებული, უშუალოდ ებმის სოფელ ჯანდარის სამხრეთით ასეთივე ქანებს. ბუნებაში ისინი ერთმანეთისაგან მოწყვეტილი არ არიან და ამისი ვაკველვა ნაბიჯ-ნაბიჯ შეიძლება.

რაც შეეხება ამ წყების ვიწრო ზოლის სახით წარმოდგენას გრანიტოიდებს შორის, ისე, რომ ფიქლები კილომეტრებით სიღრმეზე ვრცელდებოდეს გრანიტოიდებში, ამას, გარდა ზოგადი მოსაზრება, ის ფაქტი ეწინააღმდეგება, რომ კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყების ეს ზოლი ხეობებში სწრაფად ვიწროვდება, ხოლო ხეობის ფერდობებზე და წყალგამყოფებზე ფართოვდება. ამაში შეგვიძლია დავრწმუნდეთ თვით სოფელ ჯანდართან. აქ მდინარე ლოქისა და ჯანდარის წყლის წყალგამყოფზე ამ წყების ზოლის სიგანე 350 მეტრს უდრის, ხოლო 50-ოდ მეტრით დაბლა დასავლეთ ფერდობზე მისი სიგანე 200 მეტრს თუ აღწევს. ასევე ვიწროვდება ის აღმოსავლეთ ფერდობებზედაც. მდინარე ლოქის სათავეებშიც ანალოგიური სურათი გვაქვს და თუ ზოგჯერ წყალგამყოფზე ეს ზოლი შევიწროვებულია, ეს ტრანსგრესიული ლიასური ნაწილების წინ წამოწვევის შედეგია მხოლოდ.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ლოქის მასივის სამხრეთით, დასავლეთითა და ჩრდილო-დასავლეთით გვაქვს გრანიტული მასივის ძველი სახურავი წარმოდგენილი მეტამორფული ინექციონებული ფიქლებს წყებით. ეს უკანასკნელი მასივის ჩრდილო (უფრო სწორად ჩრდილო პერიფერიის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ ნაწილში) და აღმოსავლეთ პერიფერიაზე სურლებით არ გვხვდება, ამიტომ აქ ჩვენთვის საინტერესო საკითხის გასარკვევად სხვა ფაქტებს მოვიშველიებთ.

ლოქის მასივის პალეოზოოური გრანიტოიდების განხილვისას ჩვენ აღვნიშნეთ, რომ მასივის ჩრდილო პერიფერია მდინარე ლოქის ხეობაში მთლიანად რქატყუარა-ბიოტიტის გრანიტოიდებით არის წარმოდგენილი და რომ ეს გრანიტოიდები დიდი რაოდენობით შეიცავენ ფუძე ქანების ქსენოლითებს. ამასთან ქსენოლითების რაოდენობა ზოგიერთ უბანში მეტად დიდია.

ცხადია, რომ ქსენოლითები სახურავის ქანის ნარჩენებს წარმოადგენს და ჩვენ აქ საქმე გვაქვს სახურავის ახლო ზონასთან. ამის სასარგებლოდ ლაპარაკობს ქსენოლითების არაჩვეულებრივი სიუხვეც.

მაგრამ გვაქვს თუ არა ჩვენ ქსენოლითებით გრანიტოიდების ასეთივე მდიდარი უბნები მასივის იმ ნაწილებში, სადაც ნამდვილად ვხვდებით გრანიტოიდების პირვანდელ სახურავს?

უნდა აღვნიშნოთ, რომ ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნახევარში და აგრეთვე მასივის დასავლეთი ნაწილის მთელ რიგ უბნებში, სადაც კი ჩვენ შესწავლას ვაწარმოებდით, არ გვინახავს ქსენოლითებით ისეთი მდიდარი უბნები, რომლებიც ცოტათი მაინც შეიძლებოდა მიგვემსგავსებია მდ. ლოქის ხეობისათვის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე. უფრო მეტიც, კრისტალური ფიქლებისა და

ფილიტების წყების გრანიტოიდებთან შეხების ზოლში ქსენოლითები საერთოდ იშვიათობას წარმოადგენს.

მაშ რა არის მიზეზი, რომ მდ. ლოქის ხეობაში მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე სახურავ ქანებს ასე უხვად მოუპარაგებია გრანიტოიდები თავიანთი ნატეხებით, იმ დროს როდესაც სხვაგან, იგივე სახურავ ასეთ ქსენოლითებს თითქმის არ იძლევა.

ჩვენი აზრით, ამისი მიზეზი ქსენოლითების მომცემი ქანების ლითოლოგიასა და მათ ფიზიკურ მდგომარეობაში უნდა ვეძებოთ.

ქსენოლითების წარმოშობისათვის საჭიროა გვერდითი ქანების დანაპრა-ლიანება, დამსხვრევა, რაც ან წინასწარ უნდა იყოს მომხდარი, ან მაგმის აქტიურმა მოქმედებამ უნდა გამოიწვიოს, ანდა ეს მაგმური მოქმედების თანადროული დამანაოკებელი ძალების მოქმედების შედეგად უნდა მივიღოთ.

ძალების მოქმედებას სხვადასხვა ქანები სხვადასხვაგვარად უპასუხებს. მკვრივი კომპაქტური ქანები იმსხვრევა, ხოლო ელასტიური და პლასტიური ქანები უწყვეტ დეფორმაციას განიცდის. მეორე მხრივ მთელ რიგ ქანებში განწევრების მოვლენები დიდად უწყობს ხელს, ამ ძალების მოქმედებისას, ქანების დამსხვრევას.

ფიქლებრივი ქანები, ფიქლებრიობის გასწვრივ სუსტი შეცემენტების გამო, ამ მიმართულებით ადვილად ატარებს ქროლადებს, რომლითაც თანამედროვე წარმოდგენით, საკმაოდ მდიდარია გრანიტული მაგმა. ქროლადები ხსნიან არაქროლვადებსაც და შემდეგ მათ ფიქლებრიობა. სიბრტყეების გასწვრივ ლექავენ. ასე წარმოიშვება ფიქლებრიობის გასწვრივ ინეცირებული მეტამორფული ქანები.

ქროლადები პოულობენ რა გამოსავალს, ისინი სცილდებიან მაგმას, ამასთან ხდება სითბური ენერჯის დიდი რაოდენობით გატანა და მაგმის შინაგანი წნევის დაცემა. ეს იწვევს მაგმის მექანიკური მოქმედების უნარის შესუსტებას, რის შედეგადაც ფიქლები ცოტა თუ ბევრად ინარჩუნებენ თავის მთლიანობას.

მაშასადამე, ქანების ლითოლოგია და ფიზიკური მდგომარეობა სხვა თანაბარი პირობების შემთხვევაში განსაზღვრავს ამ ქანების ურთიერთობას მაგმასთან.

ამით უნდა აიხსნას ის ფაქტი, რომ ლოქის მასივის გრანიტოიდებში ძირითადად ფუჭე მაგმური ქანების ქსენოლითები გვხვდება და არა ფიქლების. თუქცა უკანასკნელნი კრისტალური ფიქლების და ფილიტების წყებაში ყველაზე უფრო დიდი გავრცელებით სარგებლობენ.

ზემოთ მოყვანილი ფაქტები საშუალებას იძლევა წარმოვიდგინოთ მასივის გაშიშვლებული ნაწილის ფორმა, რადგან მასივის სამხრეთ. დასავლეთ და ჩრდილო პერიფერიის დიდ ნაწილშიაც გვაქვს გრანიტოიდების პირვანდელი სახურავის უტყუარი ნაშთები. გასარკვევი რჩება, მხოლოდ აღმოსავლეთა მხარე, საიდანაც პალეოზოურ გრანიტოიდებს ბათური ინტრუზია საზღვრავს.

ახლა საჭიროა ძველი სახურავის ეს ნაშთები სივრცეში დავუყავშიროთ ერთიმეორეს. სოფ. ჯანდარის სამხრეთითა და სამხრეთ-დასავლეთით კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყების და გრანიტოიდების შესების ზოლი დაახლოებით 1700 მეტრიან იზოპიფსს მიყვება, რომელიც დასავლეთით თანდათან დაბლა ეშვება. ასევე დაბლა ეშვება ეს ზოლი სოფ. ჯანდარის აღმოსავლეთითაც. რაც შეეხება მასივის ჩრდილო პერიფერიას, აქ სახურავის ზონა

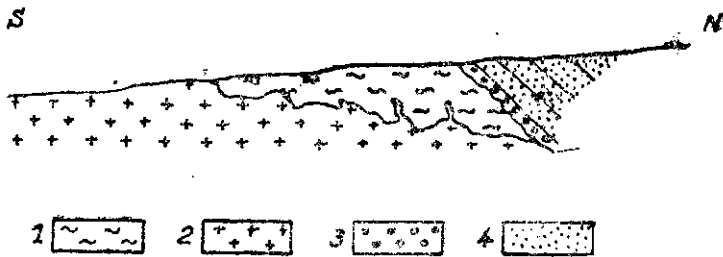
დაახლოებით 1000—1100 მეტრიან იზოპიფესებს შორის თავსდება. ამრიგად, ვიღებთ ერთგვარ ნახევართაღისებურ ფორმის სხეულს, რომელიც ჩრდილოეთისაკენ თანდათან დაბლა ეშვება.

იმის გასარკვევად თუ რა ემართება ლოქის მასივს სიღრმეში და როგორია შესაძლებლობანი მისი ახალგაზრდა ნალექების ქვეშ გავრცელებისა, საჭიროა გავეცნოთ ამ ნალექებისა და მასივის კონტაქტებს მასივის პერიფერიაზე გეოლოგიური კრილების შესწავლით, ხოლო შემდეგ კი მასივის მეზობელი რაიონების ტექტონიკის სურათებს.

დავიწყოთ მასივის ჩრდილო პერიფერიიდან:

1. ჭრალი ჯანდარის წყლის მარჯვენა შენაკადში (ეს შენაკადი ჯანდარის წყალს უერთდება მდინარე ფინაზაურიდან დაახლოებით 1,5 კმ დაშორებით (სურ 28).

შენაკადის სათავისაკენ (ჩრდილოეთისაკენ) სვლის დროს პირველად ლეაკოკრატული გრანიტოიდებია გამიშვლებული. იშვითად ვხვდებით გრანიტოიდების მიერ ფუძე ქანების გაკვეთის სურათებს და ასევე—გრანიტოიდების გამკვეთ მელანოკრატული ქანების ძარღვებს.



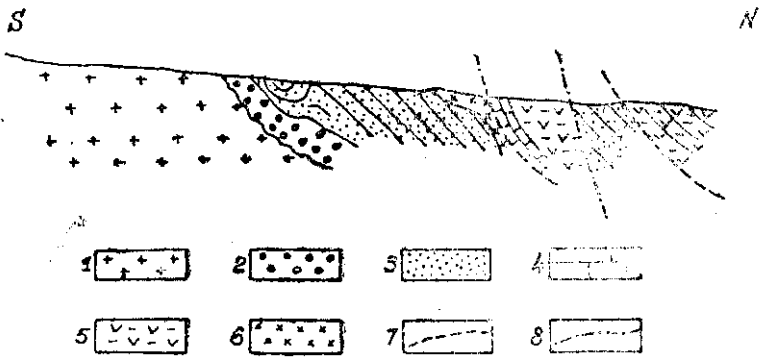
სურ. 27. 1 კრისტალური ფიქლები და ფილიტები. 2. გრანიტი. 3. კონგლომერატები და კვარცის ქვიშაქვები. 4. ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები

შენაკადის შესართავიდან დაახლოებით 1,2 კმ დაშორებით სათავისაკენ, გრანიტოიდებს მეტამორფული წყება მოსდევს. ამ წყებაში, რომელიც ხევის გასწვრივ 800 მეტრზე მეტს ვრცელდება (ხოლო ფერდობებზე ბევრად უფრო მეტს), ხშირად გვხვდება გრანიტოიდების გამკვეთი ძარღვები. ჩრდილოეთით მეტამორფულ წყებას თავზე ადევს ლიასური ნალექები, რომლებიც კვარცის ქვიშაქვებით იწყება; უშუალოდ ამ ნალექების ფუძეში მიკროკონგლომერატია, შემდეგ კი კვარცის ქვიშაქვა. მიკროკონგლომერატისა და კვარცის ქვიშაქვების სისქე ერთად 10 მ უდრის. დაქანება—NO—15°, < 40°; ზევით კვარცის ქვიშაქვებს მოსდევს ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები ასეთივე წოლის ელემენტებით; ისინი სათავისაკენ დაღზე ვრცელდება (სხვათა შორის, არსებულ გეოლოგიურ რუკებზე ლიასური ნალექების გავრცელება ამ რაიონში სწორად არაა ასახული. მათი საზღვარი კრისტალურ ქანებთან 1 კმ უფრო ჩრდილოეთით არის ნაჩვენები, ვიდრე სინამდვილეშია).

2. ჭრალი მდინარე ლოქის ხეობაში [29].

მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე მდინარე ლოქის ხეობაში რაქატყუარა-ბიოტიტიან გრანიტოიდებს უშუალოდ თავზე ადევს კონგლომერატებიცა და კვარცის ქვიშაქვების წყება, რომლის სისქე აქ დაახლოებით 35 მეტრს უდრის და რო-

მელიც დაქანებულია ჩრდილოეთისაკენ 60°-იანი კუთხით. კვარცის ქვიშაქვებს ასეთვე წოლის ელემენტებით თავზე ადევს (ჩრდილოეთისაკენ მოჰყვება) ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხაფიქლები. რომელთა დაქანება 60-ოდე მეტრის შემდეგ სამხრეთული ხდება. სინკლინური ნაოჭის გული ბეობაში კარგად არის გამოხატული. ამ პატარა სინკლინური ნაოჭის ჩრდილო ფრთა დაქანებულია სამხრეთისაკენ 80°-იანი კუთხით. ჩრდილოეთისაკენ სულ 50-ოდე მეტრის გავლის შემდეგ ციცაბოდ დაქანებულ ლიასურ ნალექებს უკვე ჩრდილოურა დაქანება ეტყობათ და ამის შემდეგ დაახლოებით 400 მ მანძილზე ამ ნალექებს დაქანება სულ ჩრდილოურია (მცირე გადახრებით დასავლეთისაკენ). ამასთან დაქანების კუთხე თანდათან მცირდება და 50°-მდე დადის.



სურ. 28. 1. გრანიტი. 2. კონგლომერატები და კვარცის ქვიშაქვები. 3. ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები, 4. კირქვები (სენომანი), 5. ზედაკარცის ვულკანოგენური ნალექები, 6. კვარცპორფირი 7. შეცოცება. 8. შესხლეტვა

ჩრდილოეთით ქარსიან ქვიშაქვებს თავზე ადევს კვარცპორფირი, რომელიც ფერდობებზე თითქმის პორიზონტალურად არის განლაგებული, ხოლო ხეობაში მისი გამკვეთი ძარღვები (აღმათ სადინარების) ვერტიკალურია. იგი ძლიერ გამოირჩევა ამ რაიონის ვულკანოგენური ქანებისაგან კვარცის მარცვლების სიუხვით, ღია მომწვანო ფერითა და იდეალური სეეტივური განწყევრებით. ხევში ის დაახლოებით 100 მეტრის მანძილზე ვრცელდება და მას მოსდევს სენომანური კირქვები. მათა უშუალო შეხება არ ჩანს. ცარცული კირქვები სისქით დაახლოებით 60 მეტრი, განამარხებულ ფაუნას შეიცავს; დაქანებულია ჩრდილოეთისაკენ ციცაბოდ. უფრო ჩრდილოეთით კირქვებს ზედა ცარცული ვულკანოგენური ნალექები მოჰყვება, რომელთა შორის ლიასური ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების ტექტონიკური გამოსავალია. ჩრდილოეთით ცარცული ნალექების დაქანების კუთხე თანდათან მცირდება და ხდება 30—25°-ის რივისა.

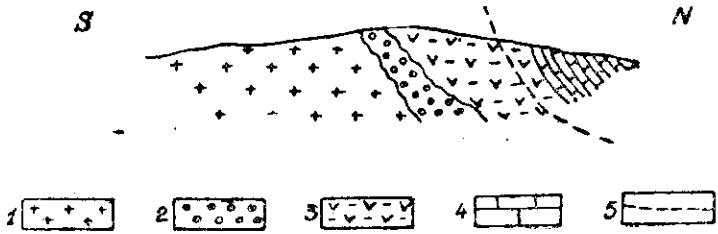
3. ჭრილი მდინარე ლოქის მარჯვენა შენაკადში.

ჭრილი მდინარე ლოქის მარჯვენა შენაკადში, რომელიც ამ მდინარეს ერთვის ადგილ ორთაფოსტასთან და თითქმის მერიდიანული მიმართულება აქვს, სრულიად ანალოგიურია მდინარე ლოქის ხეობის ჭრილისა. აქაც, გრანიტოიდებზე უშუალოდ განლაგებულია ჩრდილოეთისაკენ ციცაბოდ დაქანებული კონგლომერატებისა და კვარცის ქვიშაქვების წყება, ოღონდ მდინარე ლოქის ხევთან შედარებით. აქ, ეს წყება უფრო მძლავრია—დაახლოებით 80 მეტრის, გაშიშვლებაში ხარვეზის გამო კონტაქტი ჩრდილოეთით მომყოლ ქანებთან არ ჩანს.

კონგლომერატებსა და კვარცის ქვიშაქვებს ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები შოპყვება. აქაც მონოკლინურად დაქანებულ ლიასის ნალექებში პატარა სინკლინური ნაოჭია გამოსახული. ჩრდილოეთით დაქანებული ლიასური ნალექების დაქანების კუთხე სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ 70° -დან ეცემა 40° -მდე.

4. ჭრილი მდინარე აღ-სუს მარცხენა სათავისა და მდ. ლოქის აუზის წყალგამყოფზე (სურ. 29).

აქ გრანიტებს ჩრდილოეთით მოპყვება (თავზე ადევს) კონგლომერატებისა და კვარცის ქვიშაქვების წყება. ცუდი გამიშვლებების გამო მისი წოლის ელემენტების განსაზღვრა არ ხერხდება, მაგრამ ეჭვი არაა, რომ იგი ჩრდილოეთისაკენ არის დაქანებული დიდი კუთხით. ეს წყება დაქანების მიმართულებით დაახლოებით 100 მეტრზე გრძელდება და მას ჩრდილოეთით თავზე ადევს ტუფოპრექჩიები და ტუფოქვიშაქვები, რომლებსაც კვარცის ქვიშაქვების ნატეხებიც



სურ. 29 1. გრანიტი. 2. კონგლომერატები. და კვარცის ქვიშაქვები. 3. ცარცის ვულკანოგენური ნალექები. 4. კირქვები (სენოზანი), 5. შეცოცება

გვხვდება. ეს ნალექები ჩრდილოეთისაკენ 200 მ მანძილზე გრძელდება. ცუდი გამიშვლების გამო დასაწყისში ამ წყების წოლის ელემენტების განსაზღვრა არ ხერხდება. ჩრდილოეთით ტუფოგენურ ქვიშაქვებს თავზე ადევს 200 მ სისქე ცარცული კირქვები, რომლებიც განმარხებულ ფაუნას შეიცავენ. კირქვებსა და ტუფოგენურ ქვიშაქვებს შორის გადასვლა თანდათანობით არის. ტუფოგენური ქვიშაქვები ზევით კარბონატული ხდება, ხოლო კირქვების ქვედა პორიზონტები შეიცავს ტუფოგენურ მასალას. კირქვების დაქანება $NW 340^{\circ} \rightarrow 70^{\circ}$; უფრო ჩრდილოეთით გამიშვლებაში ხარვეზია, ამის გამო ჭრილის გაცნობა არ ხერხდება. უფრო ჩრდილოეთით სუსტად დაქანებული ზედა ცარცული ნალექები არის განვითარებული.

ზემოთ აღწერილი ჭრილებიდან ჩვენ აქ ყურადღებას მივაქცევთ შემდეგ ფაქტებს:

- ა) მასივზე განლაგებული ნალექები დიდი კუთხით არის დაქანებული ჩრდილოეთისაკენ.
- ბ) ცარცული ნალექები, რომლებიც ლიასურს მოსდევს ციცაბოდ არის დაქანებული ჩრდილოეთისაკენ და მდინარე ლოქის ხეობაში უფრო დიდი კუთხით, ვიდრე მის ქვეშ მდებარე ლიასური ნალექები.

ცარცული ნალექების დაქანების კუთხე ჩრდილოეთისაკენ თანდათან მცირდება (ეს შემცირება შედარებით სწრაფად ხდება) და ვიღებთ გაშლილ სინკლინურ ნაოჭს, რომლის ქვეშ მაგარი სხეულის არსებობა ეჭვს არ იწვევს.

ცარცული ნალექების დიდი კუთხით დაქანება მასივის ჩრდილო პერიფერიიზზე, საერთოდ ყურადღებას იქცევს. ყველგან, სადაც კი მოსახერხებელია

გაზომვა, სენომანური კირქვები უფრო დიდი კუთხით არის დაქანებული, ვიდრე მის ქვეშ მდებარე წყებები. ეს მოვლენა იმ კიდური შეცოცების შედეგია, რომელიც მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე გვაქვს. ამ შეცოცების ერთ-ერთი სიბრტყე სწორედ კირქვების ქვეშ უნდა გადიოდეს.

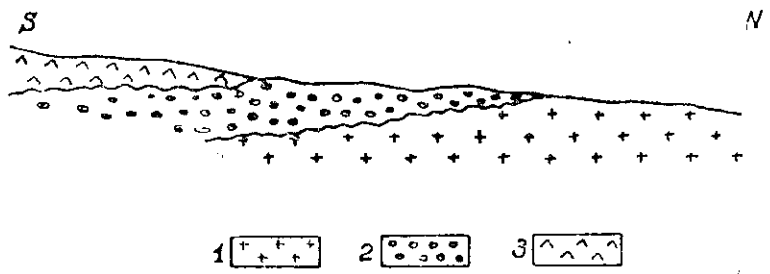
ლოქის მასივს აღმოსავლეთის მხრიდან ახალგაზრდა გრანიტული ინტრუზია საზღვრავს, რომელიც იურული ნალექებისაგან აგებული ანტიკლინური ნაოჭის გულშია შეჭრილი. ეს ნაოჭი საკმაოდ დამახინჯებულია ინტრუზიის შემოჭრის შედეგად. ლიასური ნალექები მხოლოდ ანტიკლინის გულში შიშვლდება და ისიც ნაოჭის აღმოსავლეთ ნაწილში. ამიტომ, აქ ძნელია გადაჭრით იმისი თქმა, თუ რა ბუნებისაა ნაოჭი ლიასურ ნალექებში.

უფრო დეტალურად ამ ნაოჭის ხასიათს რაიონის ტექტონიკური განხილვისას შევეხებით. რაც შეეხება ცარცულ ნალექებს მასივის აღმოსავლეთით, აქაც ისინი სუსტად არიან დანაოჭებული, და აქაც, როგორც მასივის ჩრდილოეთით, ცარცული ნალექების ქვეშ მაგარი სხეული უნდა გვქონდეს.

მასივის ჩრდილო პერიფერიასთან შედარებით სრულიად განსხვავებულ სურათს იძლევა მასივის სამხრეთი პერიფერია. განვიხილოთ აქ რამდენიმე ჭრილი.

5. ჭრილი მდინარე ჯანდარის წყლის სათავეში (სურ. 30).

აქ გრანიტოიდებს უშუალოდ თავზე ადევს (სამხრეთის მხრიდან მოჰყვება) კონგლომერატების და კვარცის ქვიშაქვების წყება, რომლის ზედა ნაწილში ქარსიანი ქვიშაქვების შრეებიც გამოერევა. ლიასური ნალექების ქვედა პორიზონტების დაქანების აზიმაუტი სამხრეთულია ან სამხრეთიდან მცირედ აღმოსავლეთისაკენ გადახრილი. დაქანების კუთხე 10°-ს უდრის. ლიასური ნალექები ხეობის გასწვრივ მდინარის სათავისაკენ აქ თითქმის 1 კმ ვრცელდება და მათ სამხრეთით თავზე ადევს ეოცენის ვულკანოგენური წყება, რომელიც თითქმის პორიზონტულად არის განლაგებული.



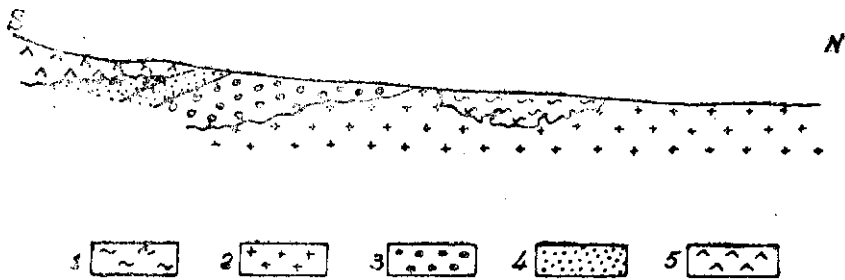
სურ. 30. 1. გრანიტი. 2. კონგლომერატი და კვარცის ქვიშაქვები. 3. ეოცენის ვულკანოგენური წყება

6. ჭრილი სოფ. ჯანდარიდან ლოქის გადასასვლელისაკენ მიმავალ გზაზე (სურ. 31).

სოფ. ჯანდარის სამხრეთით, უშუალოდ სოფლის გარეუბანში მეტამორფული წყებაა გაშიშვლებული. ამ წყების ზოლი, რომელსაც დაახლოებით განედური მიმართულება აქვს, აქ როგორც სამხრეთი, ისე ჩრდილოეთი მხრიდან გრანიტოიდებშია მოქცეული. გზაზე, რომელიც პირველ ხანებში მდინარე ლოქისა და მდინარე ჯანდარის წყლის წყალგამყოფს მიყვება, მეტამორფული წყების

სიგანე 350 მეტრს აღწევს, ხეობებში კი ის ბევრად ვიწროა. გრანიტოიდები, რომლებიც სამხრეთი მხრიდან მოსდევს ამ წყებას, გზით დაახლოებით 120 მეტრის მანძილზე გრძელდება, და მას თავზე ადევს კვარცის ქვიშაქვების შრეები. ეს შრეები დასაწყისში დაქანებულია ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ (დაქანების აზიმუტია $NO-45^\circ$) 25° -იანი კუთხით. დაახლოებით 150 მეტრის გავლის შემდეგ დაქანების აზიმუტი ხდება $NO-50^\circ$, დაქანების კუთხე კი -20° ; კიდევ ასეთივე მანძილის გავლის შემდეგ დაქანების აზიმუტია $SO-130^\circ$, $<20^\circ$; აქ უნდა შევნიშნოთ, რომ გზის გასწვრივ გაშიშვლებებში ხშირად ხარვეზი გვაქვს, ხოლო ზოგჯერ მასიური სქელშრეებრივი კვარცის ქვიშაქვების მცირე სიდიდის გაშიშვლებები გვხვდება და მათი წოლის ელემენტების განსაზღვრა ვერ ხერხდება.

კვარცის ქვიშაქვებს ზევით ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები მოსდევს, რომლებიც უკვე სამხრეთისაკენ არიან დაქანებული 20° -იანი კუთხით (იზომება ცუდად). დაახლოებით 200 მეტრის გავლას შემდეგ ქარსიან ქვიშაქვებს ეოცენის ვულკანოგენის წყება ადევს თავზე, რომელიც თითქმის ჰორიზონტალურად არის განლაგებული.



სურ. 31. 1. კრისტალური ფიქლები და ფილიტები. 2. გრანიტი. 3. კონგლომერატები და კვარცის ქვიშაქვები. 4. ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები. 5. ეოცენის ვულკანოგენური ნალექები.

გზას, რომლის გასწვრივაცაა ეს კრილი შედგენილი, დაახლოებით მერიდიანული მიმართულება აქვს.

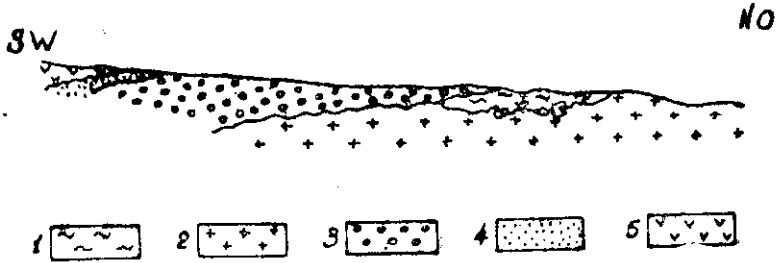
7. კრილი მდინარე ლოქის მარჯვენა სათავეში (1,5 კმ აღმოსავლეთით ჯანდარიდან სურ. 32).

სათავისაკენ სვლისას (SWS მიმართულებით) გრანიტოიდებს მეტამორფული წყება მოსდევს. ხეობის გასწვრივ ეს წყება 70 მეტრზე ვრცელდება. შემდეგ გაშიშვლებაში მცირე ხარვეზით მას მოჰყვება კვარცის ქვიშაქვები; დაქანება სამხრეთული, $<30^\circ$. დაახლოებით 150 მეტრის გავლის შემდეგ იწყება თხელშრეებრივი (0,3—0,1 მ სისქე) კვარცის ქვიშაქვებისა და ქარსიანი ქვიშაქვების მორიგეობა. დაქანების აზიმუტი თანდათან იცვლება და ხდება $SO-120^\circ$; დაქანების კუთხე თანდათან მცირდება 10° -მდე. შემდეგში კი დაქანების აზიმუტი აღმოსავლური ხდება, დაქანების კუთხე ისევ მცირეა. უფრო ზევით ქარსიანი ქვიშაქვები ბატონდება, დაქანების აზიმუტია $SO-130^\circ$, კუთხე -15° . კვარცის ქვიშაქვების ეს წყება ხევში ერთ კილომეტრზე მეტ მანძილზე შიშვლდება. ზევით მას თავზე ადევს ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების წყება, რომლის წოლის ელემენტები სრულიად ისეთივეა, როგორც კვარცის ქვიშაქვების ქარსიანი ქვიშაქვები აქ ორასი მეტრის მანძილზე გრძელდება. მათ თავზე ბაიოსური

ვულკანოგენური წყების ნალექები ადევს, რომელთა წოდის ელემენტები აქ არ იზომება.

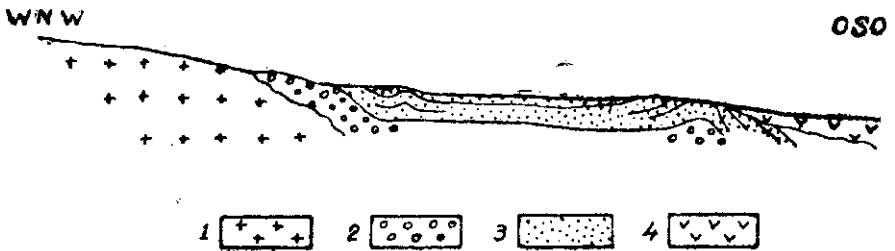
8. კრილი გულ-მაჰმედ-ჩაის მარცხენა შენაკადში (შენაკადი მდინარეს ერთგის თამარას ხიდიდან დაახლოებით 4 კმ დაშორებით (სურ. 33).

ამ შენაკადის სათავეებში ორქარსიანი გრანიტოიდებია გაშიშვლებული. გრანიტოიდებს თავზე ადევს 4—5 მეტრის სისქე კონგლომერატის შრე. კონგლომერატი აქ უფრო წვრილმარცვლოვანია, ვიდრე აღმოსავლეთ რაიონში.



სურ. 32 1. კრისტალური ფიქლები და ფილიტები. 2. გრანიტი 3. კონგლომერატები და კვარცის ქვიშაქვები. 4. ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები. 5. ბაიოსური ვულკანოგენური ნალექები

კონგლომერატებს თავზე ადევს კვარცის ქვიშაქვები. ყველა ამ ნალექის დაქანება აღმოსავლურია, დაქანების < 45°. ხევში კვარცის ქვიშაქვები 200 მეტრზე შიშვლდება. ზედა ნაწილში მას ქარსიანი ქვიშაქვები გამოერევა და შემდეგ ქარსიანი ქვიშაქვები თიხებთან ერთად მოლანად ბატონდება. დაქანების აზიმუტი ისევ აღმოსავლურია, დაქანების კუთხე 45°; ამის შემდეგ 17-ოდე მეტრის მანძილზე ქარსიანი ქვიშაქვების დაქანება ჩრდილოურია, ხოლო მას სამხრეთული დაქანება სცვლის და ასეთი დაქანება (მცირე გადახრებით აღმოსავლეთისაკენ) მთელი ერთი კილომეტრის მანძილზე გვაქვს. დაქანების კუთხე 45°-დან 25°-მდე მცირდება. ამის შემდეგ ქარსიან ქვიშაქვებში ბატარა ანტიკლინური ნაოჭია გამოხატული, შრეების დაქანება არის ჩრდილოური, დაქანების < 30°; სულ 30-ოდე მეტრის მანძილზე დაქანება კიდევ სამხრეთულია, დაქანების კუთხე 60°. ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები ასეთა წოდის ელემენტებით ხეობის გასწვრივ 150 მეტრის მანძილზე შიშვლდება, შემდეგ კი იფარება ბაიოსური ვულკანოგენური წყებით, რომელიც უთანხმოდ არის მასზე განლაგებული. ამ



სურ. 33. 1. გრანიტი. 2. კონგლომერატები და კვარცის ქვიშაქვები. 3. ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები. 4. ბაიოსური ვულკანოგენური ნალექები

წყების ნალექები დაქანებულია აღმოსავლეთისაკენ, დაქანების კუთხე 15—30°-ს შორის ცვალებადობს.

მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე ჩვენ მიერ განხილული ჭრილების დასავლეთით, მასივზე ეოცენის ვულკანოგენური წყებაა განლაგებული, რომელიც კ. გაბუნისა და პ. გამყრელიძის მონაცემების მიხედვით, დაქანებულია სამხრეთისაკენ 10—15°-იანი კუთხით.

ზემოთ განხილული ჭრილებიდან ჩვენ ყურადღებას მივაქცევთ შემდეგ გარემოებას:

ლიასური და ბაიოსური ნალექები მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე სუსტად არის დანაოჭებული და ზოგადად სამხრეთით ან სამხრეთ-აღმოსავლეთით არის დაქანებული მცირე კუთხით. მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის შენაკადში ჩვენ აღვწერეთ ვიწრო ანტიკლინები და გაშლილი სინკლინი.

ჭრილები უფლებას გვაძლევს ვთქვათ, რომ იურული ნალექები მასივას სამხრეთ პერიფერიაზე უშუალოდ კრისტალურ სუბსტრატზე არის დანაოჭებული.

ამრიგად, ჩვენ მიერ ზემოთ განხილული მასალის საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ ლოქის ვრანტიოიდული მასივი წარმოადგენს ბათოლითურ სხეულს, რომელიც ზედაპირზე ელიფსური ფორმის გაშიშვლებას იძლევა, დასავლეთისაკენ ის თანდათანობით მეტამორფული წყების ქვეშ იძირება და შემდეგ, თავის სახურავთან ერთდ, მეზოზოური ნალექების ქვეშ მიდის. სამხრეთისაკენ ის სრულიად ნელა, თანდათანობით იძირება ახალგაზრდა წყებების ქვეშ. ასეთავე სურათია სამხრეთ-აღმოსავლეთით, ხოლო აღმოსავლეთით ვიწრო ზოლში მისი საზღვარი ახალგაზრდა გრანიტოიდულ ინტრუზივთან გადის.

სრულიად განსხვავებული სურათია მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე. ჩრდილოეთით ეს ბათოლითური სხეული შედარებით სწრაფად იძირება და ექცევა ლიასური და ცარცული ნალექების ქვეშ, რომლებიც მასივის ჩრდილო ამოშვერილ ნაწილზეა მონაოჭებული.

ლოქის მასივის ნალექი საფარის ტექტონიკა

ლოქის მასივი სომხეთის ბელტის ნაწილს წარმოადგენს. მასივში აღნიშნული ბელტის უძველესი ქანებია გაშიშვლებული.

ვ. რენგარტენის მიერ მოცემულ კავკასიის გეოტექტონიკურ რუკაზე [67] ლოქის მასივი მოთავსებულია ამიერკავკასიის სუსტად დანაოჭებული ზონის სომხით-აზერბაიჯანის ქვეზონაში.

ი. კახაძეს [45] ლოქის მასივი, ისევე როგორც საქართველოს სხვა ძველი მასივები, მიაჩნია იურულამდე ოროგენეტულ ციკლებში შემტკიცებული ბელტური ბუნების სხეულად, რომელიც სხვა ასეთ სხეულებთან ერთად კავკასიის ერთ მთლიან იურულისწინა გეოსინკლინშია მოთავსებული. იურული ოროგენეტული ფაზისებით ხდება ამ ბელტების მნიშვნელოვანი გაზრდა და აგრეთვე სხვადასხვა ბელტების ერთ დიდ ბელტად შემტკიცება. ამ ავტორის მიხედვით, ლოქისა და ხრამის მასივებს შორის მოთავსებული გეოსინკლინური როფი ბათურმა ოროგენეტულმა ფაზისმა დაანაოჭა და მტკიცე, ბელტური ბუნების სხეულად აქცია, რის შედეგადაც ლოქისა და ხრამის მასივები ერთ მთლიან ბელტური ბუნების სხეულად გაერთიანდა.

3. გამყრელიძის [25] მიხედვით, ლოქის, ხრამისა და ართვინის მასივები ერთი მთლიანი ართვინ-სომხითის ბელტის გაშიშვლებულ ნაწილებს წარმოადგენს. შუა ცარცამდე ამ ბელტთან ერთად მთლიანობაში იყო საქართველოს ბელტიც და მხოლოდ შუა ცარცში მათ შორის ისახება გეოსინკლინური ჩაღრმავება, რომელიც საწყისს აძლევს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემას. მაშასადამე, ეს ავტორი აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის სამხრეთით გულისხმობს ერთი მთლიანი ძველი ართვინ-სომხითის ბელტის არსებობას.

ლოქის მასივის ფორმის განხილვისას ძველი მასივის და მასზე განლაგებული ნალექების ურთიერთდამოკიდებულების გარკვევის მიზნით, ჩვენ გავეცანით რამდენიმე ჭრილს მასივის ჩრდილოეთ და სამხრეთ პერიფერიებზე, და ვნახეთ, რომ მასივი სამხრეთისაკენ თანდათანობით შედის ახალგაზრდა ნალექების ქვეშ, ხოლო ჩრდილოეთით შედარებით სწრაფად ეშვება ძირს. მასივის სამხრეთით მომყოლი ბაიოსური წყება სუსტად არის დანაოჭებული. ეს უფლებს გვაძლევს ბაიოსური ნალექების ქვეშ მაგარი სხეული წარმოვიდგინოთ.

ლიასური ტრანსგრესიის დასაწყისში ლოქის მასივზე მასალა აღმოსავლეთის ნხრიდან მოდის, რაც გვაფიქრებინებს, რომ ამ დროისათვის მასივის აღმოსავლეთით ბელტური ბუნების სხეული უნდა არსებობდეს.

ლოქისა და ხრამის მასივებს შორის მოთავსებული რაიონი მთლიანად ზედა ცარცული ნალექებით არის წარმოდგენილი. ზედა ცარცის ამ მძლავრ წყებაში განვითარებულია მცირე ამპლიტუდიანი ტალღური ხასიათის ნაოჭები. სრულიად ასეთივე ბუნების არის შუა ეოცენური ნალექების დანაოჭება მასივის დასავლეთით და სამხრეთ-დასავლეთით.

მაშასადამე, ზედა ცარცული ნალექების ქვეშ ხრამისა და ლოქის მასივებს შორის მაგარი სხეულია მოთავსებული, რომელთან ერთად ლოქისა და ხრამის მასივები ერთ მთლიან ბელტური ბუნების სხეულს ქმნის.

მაგრამ, რას წარმოადგენს ეს სხეული აღნიშნულ მასივებს შორის? ის არის ძველი კრისტალური მასივი, რომლის გაშიშვლებული ნაწილები ლოქისა და ხრამის მასივების სახელით არის დღეს ცნობილი, თუ იურულ ოროგენეტურ ფაზისების მიერ შემტკიცებული სხეული, რომელმაც ერთ დიდ ბელტად გაერთიანა აღნიშნული მასივები და მათი მომიჯნავე რაიონები.

ის სამუშაოები, რომელიც ჩვენ ლოქის მასივის აღმოსავლეთი ნაწილის შესასწავლად ჩავატარეთ, არ გვაძლევს აქ დასმულ საკითხებზე რაიმე გარკვეულის თქმის საშუალებას, ამიტომ ჩვენ ამ საინტერესო საკითხზე არ შევჩერდებით.

რაიონის ტექტონიკის აღწერისას ჩვენ გამოვდივართ იქიდან, რომ ლოქის მასივის ირგვლივ წარმოდგენილი ნალექები მაგარ სხეულზე დანაოჭებულია და როგორი წარმოშობისაც არ უნდა იყოს ეს ბელტური ბუნების სხეული, ის ამაჟამად დაკვირვებისათვის ხელმისაწვდომ ნალექებზე უფრო ძველია.

ლოქის მასივი სამხრეთ საქართველოს აღმოსავლეთი ნაწილის ტექტონიკაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს. მასივი ქმნის განედურად წაგრძელებული ფორმის ანტიკლინურ ამაღლებას. მის პერიფერიებზე განლაგებული ახალგაზრდა ნალექები მასივიდან პერიკლინურად არის დაქანებული. მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე განლაგებული ლიასური ნალექები დაქანებულია ჩრდილოეთისაკენ (მცირე გადახრით). უშუალოდ მასივთან ამ ნალექების დაქანების კუთხე 45°-დან 70°-მდეა, ხოლო მასივიდან დაცლებით თანდათან კლებულობს,

ამ მონოკლინურად დაქანებულ ლიასურ ნალექებში მდინარე ლოქის ხეობაში მცირე სიდიდის სინკლინური ნაოჭია გამოსახული, რომელიც აღმოსავლეთით მდინარე ლოქის შენაკადშიც ჩანს, ხოლო შენაკადიდან უფრო აღმოსავლეთით და მდინარე ლოქის დასავლეთით ეს ნაოჭი აღარ ჩანს.

ლოქის მასივის აღმოსავლეთით ლიასური ნალექები ანტიკლინურ ნაოჭს ქმნის. ამ ნაოჭის ღერძი დაახლოებით განედური მიმართულებისაა. ის მდინარე აღ-სუს ზემო ნაწილში იწყება და მთა ყარა-დაღით მდინარე ყარა-სუმდე გრძელდება, სადაც ეს ანტიკლინი პერიკლინური დაქანებებით ცარცული ნალექების ქვეშ იფარება. ამ ანტიკლინის გულში მოთავსებულია ფოლადურის ახალგაზრდა ინტრუზია, რის გავლენითაც ნაოჭი საკმაოდ დამახინჯებული ფორმისაა.

აღნიშნული ნაოჭის დასავლეთ ნაწილში, მდინარე აღ-სუს ხეობაში ახალგაზრდა გრანიტოიდები ჩრდილოეთის მხრიდან ცარცული ნალექებით არის გადაფარული, ხოლო სამხრეთით ბაიოსურ ნალექებს ეხება. ლიასური ნალექები (კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები) აქ მხოლოდ მცირე, ხშირად საკმაოდ შეცვლილი ქანების ნარჩენების სახით გვხვდება. მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის შესართავთან, ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში ლიასური ნალექების მცირე სიდიდის გამოსავალია და მხოლოდ მდინარე ფოლადურის აღმოსავლეთით ბარიტის ზევის გასწვრივ, მთა ყარადაღზე და მდინარე ყარა-სუს ხეობაში არის ფართოდ წარმოდგენილი ლიასური ნალექები.

ანტიკლინის ღერძულ ნაწილში კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები შიშვლდება, რომლებიც მთა ყარა-დაღის აღმოსავლეთ ფერდობზე პერიკლინურად უხვევენ. მათ თავზე ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები მოსდევს. უფრო აღმოსავლეთით ნაოჭი ჩრდილო-აღმოსავლურ მიმართულებას იღებს, ამასთან ერთად ნაოჭის ღერძის კვლავ ზევით ამოწევა ხდება, რის გამო მდინარე ფორთფორთის, ყარა-სუსა და ბარიტის ხევის წყალგამყოფზე ისევ კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები გამოჩნდება, რომლებსაც აღმოსავლეთით ქარსიანი ქვიშაქვები მოჰყვება. უფრო აღმოსავლეთით ნაოჭი ცარცული ნალექებით იფარება.

ანტიკლინის ღერძულ ნაწილში ლიასური ნალექები დიდი კუთხით არის დაქანებული. ნაოჭის ჩრდილო ფრთაში შრეების დაქანების აზიმუტი NO—10—15°-ია, ზოგჯერ კი დაქანება უფრო აღმოსავლური ხდება. ბარიტის ხევიში, სადაც შესაძლებელია ნაოჭის ჩრდილო ფრთაზე დაკვირვება, დაქანების კუთხე 40—50°-ს შორის ცვალებადობს, მაგრამ იქ, სადაც ლიასის წყებაში ახალგაზრდა ინტრუზიაა შემოჭრილი. ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების შრეები ყირაზე დვას და ხშირად შრეების თავები ჩრდილოეთისაკენ არის გადახრილი. ბარიტის ხევისა და ფორთფორთის წყალგამყოფზე (ნაოჭის ღერძიდან უფრო დაცილებით) ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების დაქანების კუთხე უფრო მცირდება, მაგრამ 30—35°-ზე ნაკლები არ ხდება.

ბარიტის ხევის სათავისაკენ ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების შრეები იწყებს მოხვევას სამხრეთისაკენ. მთა ყარადაღის წვერზე კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატებია გამოშვლებული. მათი დაქანების აზიმუტია SO — 110°, $\leq 40^\circ$; მთის აღმოსავლეთ ფერდობზე კვარცის ქვიშაქვებზე ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები მოსდევს, რომელთა დაქანება აღმოსავლურია. აღნიშნული ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები უშუალოდ ებმის ბარიტის ხევის ასეთივე ქანებს.

მთა ყარა-დაღის სამხრეთ ფერდობზე ლიასური ნალექები უკვე სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ არის დაქანებული 30—35°-იანი კუთხით.

როგორც ვხედავთ, ნაოჭი ამ რაიონში პერიკლინურად უხვევს და უფრო აღმოსავლეთით ცარცული ნალექების ქვეშ იფარება.

სოფ. ჯანდარის სამხრეთით ლიასური ნალექების დაქანება ცვალებადობს სამხრეთულიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისა და აღმოსავლურისაკენ. დაქანების კუთხე აქ საშუალოდ 15—20°-ია, და იშვიათად აღწევს 35°-მდე. აღმოსავლური დაქანებები, გარდა ლიასური ნალექებისა ბაიოსურ ნალექებსაც ახასიათებს, რაც მასივის ცენტრალური ნაწილის აწევასთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

ლოქის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მარცხენა შენაკადებში გრანიტოიდებზე უშუალოდ განლაგებული კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ არის დაქანებული. აქ მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის იმ შენაკადში, რომელიც ამ მდინარეს ერთ-ვის თამარის ხილიდან დაახლოებით 4 კმ დაშორებით, ლიასური ნალექები შენაკადის გასწვრივ კილომეტრნახევარ მანძილზეა გაშიშვლებული. ეს ნალექები კვარცის ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებით იწყება. უშუალოდ გრანიტულ მასივთან შეხებისას ისინი დაქანებულია აღმოსავლეთისაკენ 45°-იანი კუთხით. კვარცის ქვიშაქვებსა და კონგლომერატებს ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები მოსდევს, რომელთა შრეების მიმართების აზიმუტი დაახლოებით განედური ხდება. ამ ნალექებში განედური მიმართების ორი პატარა ანტიკლინია გამოსახული და ამ ანტიკლინებს შორის გაშლილი სინკლინი, რომელიც 0,5 კმ სიგანის არის. ანტიკლინის ღერძთან ახლოს დაქანების კუთხეები 60—45°-ია, ხოლო სინკლინში ეს კუთხე 25—30°-ს უდრის.

სხვაგან ლიასურ ნალექებში ნაოჭები შემჩნეული არ ყოფილა.

ზემოთ აღწერილი სურათებიდან ჩანს, რომ ლოქის მასივი ერთგვარ ანტიკლინურ ამალღებას ქმნის, მის ირგვლივ განლაგებული ლიასური ნალექები მასივზე მორგებულია და მისგან პერიკლინურად არის დაქანებული.

სრულიად ასეთივეა ბაიოსური და ცარცული ნალექების ტექტონიკა. ეს ნალექები ლიასურ წყებებზე ტრანსგრესიულად არის განლაგებული და ხშირად კრისტალურ მასივამდეც აღწევს.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ბაიოსური ნალექები მასივის სამხრეთით არის წარმოდგენილი მდინარე ფოლადაურისა და მის შენაკად გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობებში. მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის მარცხენა შენაკადებში ბაიოსური წყება კუთხური უთანხმოებით არის განლაგებული ლიასურ ნალექებზე და ხშირად ის ძველ კრისტალურ ქანებსაც ადევს თავზე. მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის სათავეებში მასივის მეზობლად ბაიოსურ ნალექებს სამხრეთ-აღმოსავლური და აღმოსავლური დაქანებები აქვს, რაც როგორც ჩანს, სინკლინური ნაოჭის (ალ-კერპის სინკლინი) ღერძის მაღლა აწევით უნდა იყოს გამოწვეული. თვით სინკლინის ღერძის მაღლა აწევა კი ამ რაიონის მაღლა ამოწვევის გამო უნდა ხდებოდეს.

უფრო აღმოსავლეთით უშუალოდ მასივთან მეზობლობაში, სადაც კი შესაძლებელია დაკვირვება, ბაიოსური ნალექები ყველგან მასივიდან არის დაქანებული. დაქანების კუთხე მცირეა, მეტ შემთხვევაში 15—30°-ს შორის ცვალებადობს.

ვ. ზესაშვილის მასალების მიხედვით, მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაის ხეობაში გვაქვს ერთი დიდი სინკლინი (ალ-კერპის სინკლინი), რომელსაც დაახლოებით განედური მიმართულების ღერძი აქვს. ამ სინკლინის ჩრდილო-ფრთაში ორი პატარა, ტალღური ხასიათის ნაოჭია შემჩნეული.

აღსანიშნავია, რომ ვ. კომარმა და ბ. ვისოცკიმ მდინარე გულ-მაჰმედ-ჩაისა და მდინარე ფოლადაურს შორის აღ-კერპის სინკლინის ჩრდილოეთით პატარა, თალისებური ფორმის ანტიკლინური ნაოჭი გამოყვეს. უფრო გვიან ასეთი ნაოჭის არსებობა დაადასტურა ნ. კანდელაკმა.

ცარცული ნალექები მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე წარმოდგენილი. ეს ნალექები ტრანსგრესიულად არის განლაგებული ლიასურსა და ბაიოსურ წყებებზე (ლოქის მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში, მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ბაიოსური ნალექების მხოლოდ მცირე ნარჩენები გვხვდება ცარცული ნალექების ქვეშ).

ცარცული ნალექები, ისევე როგორც იურული, მასივიდან არის დაქანებული. ამ ნალექების დაქანება ზოგადად ჩრდილოურია და ცვალებადობს მასივის ფორმის ცვლასთან ერთად. ამასთან, აქ ცარცულ წყებაში განვითარებულია შრეთაშორის ცოცვები, რომლებსაც კიდური ტექტონიკის ხასიათი აქვს. ამის გამო უშუალოდ მასივთან ახლოს ცარცული ნალექების ქვედა პორიზონტებში შრეები აყირავებულია და ციცაბოდ 60—80°-იანი კუთხით არის მასივიდან დაქანებული. ჩრდილოეთით ცარცული ნალექების დაქანების კუთხე სწრაფად მცირდება და მასივთან სულ ახლოს უკვე 25—30°-ის რიგის ხდება. უფრო ჩრდილოეთით დაქანების კუთხე კიდევ უფრო კლებულობს და ამ ნალექებში მცირე ამპლიტუდიანი ტალღური ნაოჭები იჩენს თავს.

აქ აღსანიშნავია, რომ ცარცული ნალექების ტექტონიკა მხოლოდ ჰველ მასივზე კი არ არის მორგებული, ის მორგებულია ფოლადაურის ახალგაზრდა ინტრუზივზედაც მდინარე აღ-სუს გასწვრივ, სადაც ეს ინტრუზივი განედურად წაგრძელებულ შტოკისებური ფორმის სხეულს ქმნის, ცარცული ნალექების მიმართულებაც განედურია. მდინარე ფოლადაურის მარჯვენა ნაპირზე, სადაც ინტრუზიული სხეული ფართოვდება, ცარცული შრეები მკვეთრად შემოუხვევენ ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ და უფრო აღმოსავლეთით ისევ განედური მიმართების ხდებიან. ასეთი მიმართება აქვს მათ მდინარე ფორთფორთის სათავეებამდე, სადაც იურულ ნალექებთან ერთად საერთო მოხვევას განიცდიან სამხრეთისაკენ.

ღიზუნქტიური დისლოკაციებიდან პირველ რიგში აღსანიშნავია მასივის მთელ ჩრდილო პერიფერიაზე ცარცული ნალექების შეცოცება იურულ წყებებზე, რაც მასივს მთელ სიგრძეზე გაყვება და ჩვენი რაიონის ფარგლებს სცილდება როგორც აღმოსავლეთით, ისე დასავლეთით. ეს შეცოცება პირველად კ. გაბუნიასა და პ. გამყრელიძის მიერ იყო დადგენილი [1]. შეცოცების ზოლში რამდენიმე შრეთაშორისი ცოცვა შეიმჩნევა, მაგრამ შეცოცების მთავარი სიბრტყე სენომანური კირქვების ქვეშ უნდა გადიოდეს, რადგან სწორედ კირქვის ეს შრეებია აყირავებული და ყოველთვის უფრო დიდი კუთხით არის დაქანებული, ვიდრე მის ქვეშ მდებარე ქანები (მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ეს კუთხე 60—80°-ს შორის ცვალებადობს). როგორც ჩანს, შრეთა მოძრაობის დროს ამ შრეების თავები გადაარეცხილი იყო, ხოლო მასივი მალა ამოწეული. ამან განაპირობა აქ კიდური შეცოცების წარმოშობა. ეს შეცოცება დახასიათებულია კ. გაბუნიასა და პ. გამყრელიძის შრომაში [1], ამიტომ ჩვენ აქ ამაზე არ შევჩერდებით. აღნიშნავთ მხოლოდ, რომ მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ამ შეცოცების გასწვრივ კირქვებს ლინზების სახით არ ვხვდებით, როგორც ეს აღნიშნულ შრომაშია მოცემული. კირქვების შრეებს ცარცული ნალექების

ქვედა ჰორიზონტები უკავია და მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში ეს შრეები უწყვეტლივ გრძელდებიან ადგილ ორთაფოსტიდან მდინარე ფორთფორთის სათავეებამდე. მთელ ამ მანძილზე ცოცვის სიბრტყე ჩვენი დაკვირვებით სწორედ ამ კირქვების და ზოგჯერ მის ქვეშ მდებარე ტუფოგენურ ქანების ქვეშ უნდა გადიოდეს.

აქ უნდა შევნიშნოთ, რომ ვ. კომარა და ბ. ვისოცკიმ შეცოცების ეს ხაზი მათ მიერ შედგენილ გეოლოგიურ რუკაზე არ გაატარეს და სრულიად დაუსაბუთებლად უარყვეს აქ შეცოცების არსებობა. მასივის დასავლეთ ნაწილში ამ ავტორებს აღწერილი აქვთ ქვეშეცოცება (подцвиг), რაც დამაჯერებლად არ გამოიყურება.

ზემოთ აღნიშნული შეცოცების ჩრდილოეთით, მდინარე ლოქის ხეობაში სენომანური კირქვების თავზე, ზედა ცარცულ ვულკანოგენურ წყებაში ლიასური ნალექებია გამოჩენილი. ეჭვს გარეშეა, რომ ლიასური ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების შეხება ცარცულ ნალექებთან ტექტონიკურია. არსებულ გეოლოგიურ რუკებზე ეს სურათი არ არის ნაჩვენები. ამ რუკებზე ან ლიასური ნალექების სამხრეთით ბაიოსურ ნალექებს უჩვენებენ და ჩრდილოეთიდან ცარცული ნალექებით გადაფარულ ნაოქს ხატავენ, ან ლიასურ ნალექებს ახალგაზრდა გრანიტიდებს შორის აქცევენ, რაც არ არის სწორი. ამ ადგილას მდინარე ლოქის ხეობაში და მის ფერდობებზე, არც ძველი და არც ახალი გრანიტიდების გამოსავალი არ არის, და ლიასურ ნალექებს ყოველმხრივ ცარცული ვულკანოგენური ნალექები საზღვრავს. რაც შეეხება ლიასური ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების სამხრეთით ბაიოსური ნალექების ჩვენებას, ჩვენი დაკვირვებით ეს არ გამართლდა. თუმცა ქარსიან ქვიშაქვებსა და თიხებს სამხრეთით ვულკანოგენური ნალექები მოსდევს (რომელიც სხვათა შორის ჩრდილოეთით არის დაქანებული და, მასასადამე, ლიასურ ნალექებს ქვეშ ექცევა), მაგრამ ეს ვულკანოგენური ქანები ცარცული არის და მათი ბაიოსურში შერევა არ შეიძლება, რადგან მასში კირქვის შრეებიც გვხვდება, ხოლო კიდევ სამხრეთით ამ ვულკანოგენურ ქანებს ქვეშ უდევს 60 მეტრის სისქე სენომანური ფაუნის შემცველი კირქვები.

ამრიგად, აქ ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების ტექტონიკური შეხება ცარცულ ნალექებთან ეჭვს არ უნდა იწვევდეს.

რღვევის ხაზი, არც აღმოსავლეთითა და არც დასავლეთით დიდზე არ ვრცელდება და, მასასადამე, რღვევის ამპლიტუდა, როგორც ჩანს არაა დიდი. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ აქ საქმე გვაქვს შესხლტვასთან, რომლის წარმოშობის შემდეგ შრეთაშორის ცოცვებს კიდევ ჰქონია ადგილი.

აღნიშნულ ქარსიან ქვიშაქვებსა და თიხებს ჩრდილოეთიდან ცარცული ვულკანოგენური ქანები ადევს თავზე, რომელშიაც კირქვის თხელი შუაშრეებიც გვხვდება. როგორც ვხედავთ, აქ ცარცულ ნალექებს ქვედა კირქვებით წარმოდგენილი ნაწილი აკლია, რაც შრეთაშორის ცოცვით უნდა აიხსნას ასეთი ხასიათის ცოცვები აქ კიდევ უფრო ართულებენ ზემოთ აღწერილ სურათს.

ზემოთ აღწერილი სურათი სქემატურად მოცემულია სურ. 29-ზე.

მდინარე აღ-სუში განედური მიმართულების რღვევის ხაზი გვაქვს, რომელიც აქ ახალგაზრდა გრანიტიდებში გადის. როგორც ჩანს, მდინარეს სწორედ ამ ხაზით უსარგებლია თავისი ხეობის გასაჭრელად. რღვევის ამ ხაზის არსებობა შემდეგი ფაქტებით დასტურდება: მდინარე აღ-სუში მის მარცხენა

ფერდობზე კონგლომერატების სამხრეთისაკენ დაქანებული შრეა, რომელიც გრანიტოიდებს აწყდება. მათ შორის ტექტონიკური შეხება ექვს არ იწვევს; მდინარის კალაპოტში მარჯალ ადგილას ჩანს ტექტონიკური ბრექჩიები, შედგენილი გრანიტოიდებისა და ბაიოსური ძარღვის ქანების ნამსხვრევებისაგან. ამ რღვევის ხაზის ამპლიტუდი ჩვენთვის ცნობილი არ არის და ვფიქრობთ, რომ ის ათეული მეტრების რიგის უნდა იყოს. რღვევა ცარცულზე ახალგაზრდაა. დაწეულია ჩრდილოეთის ბაგე.

მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე ადგილ ფაფახჩი-ტალასთან ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები შეცოცებულია გრანიტულ მასივზე. ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ თავზე ადევს ჯერ კვარცის ქვიშაქვებსა და კონგლომერატებს, შემდეგ—კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყებას, და შემდეგ—გრანიტოიდებს. უფრო აღმოსავლეთით ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების ქვეშ ისევ კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატებია. ამ ფაქტის საფუძველზე აქ, ქარსიანი ქვიშაქვებისა და თიხების ქვეშ ჩვენ შეცოცების ხაზი გავატარეთ.

მდინარე ბარიტის ხევში, ახალგაზრდა გრანიტოიდების გამოსავლიდან ცოტა დასავლეთით, ჩვენ დავადგინეთ ნაწევი, რომელიც იურულ ნალექებში გადის. ამ რღვევის ხაზის მიმართულება $NO-30^{\circ}$; ჰორიზონტალური ამპლიტუდა დაახლოებით 150 მეტრს უდრის. ნაწევი დადგენილია შემდეგი ფაქტების საფუძველზე: ბარიტის ხევში იმ ადგილას, სადაც ჩვენ ნაწევს ვატარებთ, კვარცის ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების წყება მოულოდნელად წყდება და მას მიმართებაზე ქარსის ქვიშაქვები და თიხები აგრძელებს. ბარიტის ხევს ამ ადგილას ჩრდილოეთიდან პატარა, ვიწრო მშრალა ხევი ერთვის, რომლის დასავლეთ ფერდობზე დაახლოებით 60 მეტრის სისქის კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები შიშვლდება, რომლებსაც ჩრდილოეთით ქარსის ქვიშაქვები და თიხები ადევს თავზე. ხევის აღმოსავლეთ ფერდობზე მხოლოდ ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხებია, რომლებსაც ბარიტის ხევის სამხრეთით, ჩვენ მიერ გატარებული ნაწევის ხაზის აღმოსავლეთით, კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები უდევს ქვეშ. კვარცის ქვიშაქვები და კონგლომერატები ბარიტის ხევში თავისი წოლის ელემენტების მიხედვით თავზე ექცევა ქარსიან ქვიშაქვებსა და თიხებს. კვარცის ქვიშაქვებში ამ ადგილას და ბარიტის ხევის აღნიშნულ შენაკადში მრავალი სხლეტის სარკეა, რომელთაც NO —მიმართულება აქვს. იურულ ნალექებში აქ დიდი რაოდენობით გვხვდება ნაპრალება, რომელთა მიმართება უმეტეს შემთხვევაში $NO-30-35^{\circ}$ -ია. ბევრი მათგანი შევსებულია ძარღვის ჭანით, რომელიც ხშირად სულფიდებით გამაღწეულადაც არის. გარდა ამისა, გვხვდება ბარიტის ძარღვიც, რომელიც ბარიტის ხევის ჩრდილო ფერდობზეა, მისი მიმართულება $NO-30^{\circ}$, დაქანება ციცაბო, ძარღვის სისქე საშუალოდ 1 მეტრია. ამ ნაწევის დასავლეთ ბაგე გადაადგილებულია ჩრდილოეთისაკენ.

აღნიშნული ნაწევი ცარცულ ნალექებში აღარ ჩანს. ამიტომ ის ცარცზე ძველი უნდა იყოს. ამასთან ძარღვები და გამაღწეებები გვაფიქრებინებს, რომ ეს ნაწევი ფოლადურის ინტრუზიის შემოჭრასთან ერთად უნდა იყოს წარმოშობილი, ე. ი. ბათურ დროში.

გრანიტოიდებში ხშირად შეიმჩნევა რღვევის ხაზები, რაც ძირითადად გამოხატულია ცოცვის სარკეების გაჩენაში, გრანიტოიდების დამსხვრევებასა და

აშშ-ში. მაგრამ ეს მოძრაობები საერთოდ მცირე მასშტაბის არის და არსად არ ხერხდება მათი, თუნდაც ასეულ მეტრზე გაღვევა

რაიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორია

ზემოთ მოცემული მასალა შესაძლებლობას იძლევა, რომ ჩვენი რაიონის გეოლოგიური წარსულის სურათი სქემატური სახით შემოვხაზოთ, თუმცა დროის საკმაოდ დიდ შუალედებში მასივზე და მის მეზობლად შესაბამისი ნალექების უქონლობის გამო, თუ რა ხდებოდა ჩვენთვის საინტერესო რაიონში, თითქმის არაფერი არ ვიცით.

ის რაიონი, სადაც დღეს ლოქის მასივი გვაქვს, კამბრიულ დროში აშლილ-გეოსინკლინურ აუზს წარმოადგენდა, სადაც ნალექების ინტენსიურ დაგროვებას ჰქონდა ადგილი. ამ დროის ნალექები ძირითადად თიხებით არის წარმოდგენილი, გვხვდება არკოზული ქვიშაქვებიც, რაც უფლებას გვაძლევს დავუშვათ, რომ გეოსინკლინური აუზის მახლობლობაში ამ დროს გრანიტული ქანები განიცდიდა გადარეცხვას. აუზში, სადაც საამისო პირობები იყო, ტერიგენულ ნალექებთან ერთად კირქვებიც ილექება, რომელნიც ლინისებური ფორმის ახეულებს ქმნიან.

საერთო დაძირვით მოძრაობასთან ერთად აქვს ვულკანურ აქტივობას. ფუძე მაგმა იჭრება უკვე საკმაოდ ღრმად დაძირულ ნალექებში და აქ იძლევა შრე ძარღვებს, განფენებს და სხვადასხვა სიდიდის ინტრუზულ სხეულებს.

ასე გროვდება იმ ქანების საკმაოდ რთული შედგენილობის წყება, რომლიდანაც შემდეგში ლოქის მასივის მეტამორფული წყება წარმოიშვა.

ნალექების დიდი რაოდენობით დაგროვებისა და მათი ღრმად დაძირვის შედეგად ეს ნალექები მეტამორფიზმს განიცდიან. ქანების მეტამორფიზმს პირველად წნევისა და ტემპერატურის ზრდა იწვევს. ინექციებით შეცვლა შედეგებით გვიან ხდება. ამ წყების დანაოჭებას, რომელიც ალბათ პერციინულ-ოროგენეტულ ციკლში მოხდა, თან სდევს გრანიტული ინტრუზიის შემოჭრა, რომელიც შემცველი ქანების ძლიერ ინექციურ მეტამორფიზმს იწვევს. მეტამორფული წყება იმ სახეს იღებს, რომლითაც დღეს ჩვენ ძას ვიცნობთ.

პერციინული ოროგენეტული ციკლის დასასრულს ჩვენი რაიონი მტკიცე ბელტური ბუნების სხეულად იქცევა და ალბათ ზღვიდანაც თავისუფლდება.

ჩვენ არ ვიცით თუ რა ხდება ამის შემდეგ იურულ დრომდე. როგორც ჩანს, ახლად ჩამოყალიბებულმა ბელტმა საკმაოდ ძლიერი გადარეცხვას პროცესები განიცადა. ამასთან ზოგჯერ ეფუზურ აქტივობასაც ჰქონდა ადგილი. ყოველ შემთხვევაში პალეოზოურის დასასრულს ან მეზოზოურის დასაწყისში მკაფიო ეფუზივების ამოფრქვევა ძლიერი უნდა ყოფილიყო. ლოქის მასივი და მისი მეზობელი რაიონები ამ დროს ალბიტოფირების, კვარცპორფირებისა და მათი პიროკლასტოლითების წყებით უნდა დაფარულიყო. როგორც ჩანს, ამ წყებაში კვარციტებიც მნიშვნელოვანი რაოდენობით იყო და ეს წყება ალბათ ანალოგიური იყო ქვედა ტუფიტების წყებისა, რომელიც ხრამისა და ძირულის მასივებზეა წარმოდგენილი.

ლიასურის წინ ლოქის მასივი გაშიშვლებულია და გადარეცხვას განიცდის. მეტამორფული წყება, ნაწილობრივ, უკვე გადარეცხილია და გრანიტოიდები გაშიშვლებული.

ლიასური დრო ლოქის მასივზე ტრანსგრესიით იწყება. პირველ ხანებში ზღვა თხელია და ის მხოლოდ ნაწილობრივ ფარავს მასივს. ზღვაში უხეში მასალა შემოდის და ხდება კვარცის ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების წყება დალექვა. კონგლომერატების ნაგორები მასალა ძირითადად, მეზობელი, უფრო აღმოსავლეთით მდებარე რაიონებიდან მოდის და მას ქვედა ტუფიტების წყების მსგავსი წყება იძლევა. ცემენტისა და კვარცის ქვიშაქვების მასალას კი ძირითადად მასივი იძლევა, რომელიც ჯერ კიდევ მთლიანად არაა ზღვით დაფარული.

ტრანსგრესია კიდევ იზრდება და ქვედა ლიასშივე, როდესაც ქარსიანი ქვიშაქვები და თიხები იწყებს დალექვას, მთელი ლოქის მასივი უკვე ზღვით არის დაფარული.

ლიასურმა ზღვამ ამიერკავკასიის ვრცელი ტერიტორია დაფარა. საინტერესოა და ჯერ კიდევ გარკვეული არ არის, როგორი იყო და სკდ მდებარეობდა იმ მასალის წყარო, რომელიც ამიერკავკასიის მძლავრ ლიასურ წყებებს იძლევა მასალას. ი. კახაძეს აზრით [45] ლიასურ ზღვაში გაფანტული იყო პატარა კუნძულები, რომლებიც ზღვით არ დაფარულა. ამასთან ამ დროს ზღვით არ უნდა იყოს დაფარული ის ვრცელი ტერიტორია, რომელიც ახლა შავ ზღვასა და კოლხეთის დაბლობს უკავია. ეს რაიონი აღნიშნულ კუნძულებთან ერთად იძლეოდა მასალას ლიასური ნალექებისათვის.

ზედა ლიასური ორგენეტული ფაზისი ლოქის მასივს ანთავისუფლებს ზღვისკაგან. ამ დროს მასივზე განლაგებულ ლიასურ ნალექებში მცირე სიღრმის ნაოჭები ჩნდება.

ზედა ლიასურ რეგრესიას ბაიოსური ტრანსგრესია მოჰყვება. ჩვენ არ ვიცით თუ რა დროს მოაღწია ამ ტრანსგრესიამ ლოქის მასივამდე. ერთი კი ცხადია, რომ ამ ტრანსგრესიის წინ ლოქის მასივი გადარეცხვას განიცდიდა. ნაწილობრივ ეს მასივი უკვე ანთავისუფლებული იყო ლიასური ნალექების საფარისაგან. ამასთან მოიპოვება ფაქტები, რომლითაც ვაღგენთ, რომ ბაიოსური ტრანსგრესია მასივის აღმოსავლეთ ნაწილში შედარებით უფრო გვიან მოდის.

ხმელეთის დაძირვითი მოძრაობას თან ახლავს აქტიური ვულკანური მოქმედება, რომელიც ბაიოსურ დროში მთელ ამიერკავკასიაში მეტად ძლიერი იყო. ამ დროს ჩამოყალიბდა მძლავრი ვულკანოგენური წყება.

ხმელეთის დაძირვითი მოძრაობას და ნალექების დაგროვებას ბათური ოროგენეტული ფაზისი მოსდევს, რომელიც მასივს ანთავისუფლებს ზღვისკაგან. ლიასურსა და ბაიოსურ ნალექებში ნაოჭების ჩამოყალიბება ძირითადად ამ ფაზისის გავლენით ხდება. ამავე ფაზისთან არის დაკავშირებული ფოლადაურის ახალგაზრდა ინტრუზიის შემოჭრა.

თუ როგორ ვითარდებოდა გეოლოგიური მოვლენები ამის შემდეგ სენო-მანურამდე, ჩვენთვის ცნობილი არ არის, რადგან არც ლოქის მასივზე და არც მის მეზობელ რაიონებში ზედა იურული და ქვედა ცარცული ნალექები არ გვაქვს.

ალბურის დასასრულს ხმელეთი კვლავ დაძირვით მოძრაობას განიცდის და ზღვა ფარავს ლოქის მასივის ჩრდილოეთითა და აღმოსავლეთით მდებარე ვრცელ ფართობს. შესაძლოა ამ დროს ლოქის მასივი მთლად არ იყოს ზღვით დაფარ-

რული. ყოველ შემთხვევაში მასივის სამხრეთით ცარცული ნალექები ცნობილი არაა, რაც შესაძლოა პირველადი მოვლენა იყოს.

ტრანსგრესიის დასაწყისში ჩვენს რაიონში ტერიგენული ქანები ილექება, რომელიც ძირითადად მასალას ბაიოსური ვულკანოგენური წყებიდან უნდა იღებდეს. სენომანური აუზი შედარებით წყნარია და ამ დროს კარბონატული ნალექები ილექება. ამის შემდეგ დაძირვითი მოძრაობა უფრო ძლიერდება, რასაც ძლიერი ვულკანური მოქმედება თან სდევს. მასივის ჩრდილოეთით მძლავრი ვულკანური წყება წარმოიშევა, რომელიც მყავე ეფუზივებისა და მისი პიროკლასტოლითებისაგან შედგება.

ზედა ცარცის (ტურონის) შემდეგ შუა ეოცენამდე სათანადო ნალექების უქონლობის გამო, არ ვიცით თუ რა ხდება ჩვენს რაიონში. შუა ეოცენის წინ ლოქის მასივი, როგორც ჩანს, ხმელეთს წარმოადგენდა და გადარეცხვას განიცდიდა. ამასთან ამ დროისათვის ძველი კრისტალური ქანები გაშიშვლებული უნდა ყოფილიყო.

შუა ეოცენის წინ ოროგენეტულ ფაზისს პქონდა ადგილი, რომელსაც შუა ეოცენური ტრანსგრესია მოსდევს. ლოქის მასივი ისევ წყლით იფარება და პირველ ხანებში ტერიგენული მასალა იწყებს დალექვას. დაძირვითი მოძრაობას კვლავ ვულკანური მოქმედების გამოცოცხლება მოსდევს და შუა ეოცენის მძლავრი ვულკანოგენური წყება წარმოიშევა. შუა ეოცენისა და ზედა ეოცენის საზღვარზე ისევ ოროგენეტული ფაზისი იჩენს თავს და ჩვენი რაიონი ზღვიდან თავისუფლდება.

თუ რა ხდება ჩვენს რაიონში ოლიგოცენსა და ნეოგენში, ამის შესახებ არავითარი მასალა არ მოგვეპოვება.

მეოთხეულ დროში, როდესაც მეზობლად მდებარე მდინარე მაშავერას ხეობაში ვულკანოგენური აქტივობაა, ლოქის მასივი, როგორც ჩანს, გადარეცხვის არეს წარმოადგენდა. გადარეცხვა საკმაო ინტენსივობით მიდის და მასივი თანდათან იღებს დღევანდელ სახეს. ამჟამადაც, ლოქის მასივი ინტენსიური დენუდაციის არეს წარმოადგენს.

Ш. И. Джавахишвили

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛОКСКОГО МАССИВА

Резюме

Из древних кристаллических массивов Грузии (Дзирульский, Храмский, Локский) Локский массив изучен меньше других. К. Локскому массиву и смежным с ним районам приурочены месторождения некоторых полезных ископаемых и поэтому изучение этого массива представляет наряду с теоретическим и практический интерес.

Локский массив расположен на южном склоне Сомхитского хребта (Грузинская ССР), примерно в 90 км к югу от города Тбилиси. Обнаженная часть массива, площадью около 100 кв. км, имеет форму эллипса, длинная ось которого ориентирована в широтном направлении.

Самые древние породы массива представлены т. н. метаморфической свитой. Эта свита состоит из различных кристаллических сланцев и филлитов, встречаются и мраморы, отмечают также гнейсы.

Кроме этого наблюдаются породы из семейства габбро-диабаз-порфири-тов, в разной степени измененные.

Метаморфическая свита в основном развита в западной части массива, в восточной же его части она образует узкую полосу вдоль южной периферии массива. Среди темных графитовых сланцев, составляющих преобладающую часть свиты, выделить разные их виды в поле не удастся. Лишь мусковит-серицитовые сланцы отличаются от других более светлым цветом и шелковистой поверхностью. Под микроскопом мы различаем графитовые, графит-серицитовые, графит-хлоритовые, андалузитовые, серицит-хлоритовые и мусковит-серицитовые сланцы. Все эти разновидности тесно связаны друг с другом и сильно обогащены кварцем.

Породы метаморфической свиты в большинстве случаев обладают хорошо выраженной сланцеватой текстурой и полосатой структурой; наблюдаются также гранобластовые, лепидогранобластовые и порфиробластовые структуры. В восточной части массива в основном развиты графит-серицит-хлоритовые глинистые сланцы, инъецированные либо кварцем, либо кварцем и полевым шпатом; при этом инъецированный материал часто преобладает над материалом материнских пород.

В состав сланцев входят кварц, плагиоклазы, графит, серицит, хлорит, мусковит, биотит, турмалин, андалузит, циркон, кальцит, рутил, рудный минерал и пелитовое вещество. Материал материнских пород сланцев представлен графитом и серицито-хлоритово-пелитовым веществом. Сюда же относится часть кварца. Циркон в этих породах частично перетолженный. Мусковит образовался в основном путем перекристаллизации серицита. Турмалин и андалузит, а также частично и циркон—контактового происхождения. Эти цирконы отличаются от цирконов материнских пород хорошо образованными кристаллами. Привнесенный материал в основном представлен кварцем, плагиоклазы присутствуют в нем реже, а калишпат вовсе не встречается.

В метаморфической свите, хотя и редко, встречаются также сравнительно слабо измененные песчаники. Обломочный материал песчаников в основном представлен кварцем и, в меньшем количестве, кислым плагиоклазом; цемент—серицит-хлоритовый. Существование в этой свите таких песчаников дает нам основание предполагать, что при образовании осадков, давших впоследствии метаморфические породы, размывались гранитоиды.

Кварц в андалузитовых сланцах не встречается. Андалузит образует порфиробластовые выделения, пространство между которыми заполнено графитом и пелитовым веществом. Андалузит слабо плеохроирует. Цвет по N_p —светло-розоватый, по остальным же направлениям андалузит бесцветен, $N_g - N_p = 0,008$; $2V = -76^\circ$ (по двум выходам); удлинение отрицательное.

В этой свите описывают амфиболиты, двуслюдяные сланцы, мусковитовые сланцы, полосатые габброиды, гнейсы, мраморы и кварциты. Однако эти слагающие метаморфической свиты Локского массива в восточной его части не встречаются.

Ввиду того, что метаморфические породы рассматриваемого массива образуют единый комплекс, все они инъецированы одними и теми же гранитоидами и плоскости сланцеватости в этих породах имеют одинаковые (СВ—ЮЗ) простирания, мы считаем более вероятным, что все члены метаморфической свиты образовались одновременно, претерпев один и тот-же региональный метаморфизм. Последний мы условно относим к герцинскому орогеническому циклу.

Мощность метаморфической свиты в восточной части массива измеряется несколькими десятками метров, но в западной части массива она значительно больше.

В этой свите встречаются измененные основные магматические породы, которые часто имеют форму секущих тел. Такие же породы встречаются и в палеозойских гранитоидах в виде небольших ксенолитов. Диаметр этих ксенолитов в восточной части массива меняется от нескольких сантиметров до десятков метров, изредка достигая сотен метров. Часто такие ксенолиты под влиянием гранитоидов настолько изменены, что определить их первичную природу не удается.

Все-же среди этих измененных ксенолитов можно различить амфиболиты, габбро, диабазы и порфириды.

Мелкие ксенолиты амфиболитов распространены на северной периферии массива. Они представлены темносерыми мелкозернистыми породами. Несмотря на то, что порода пропитана гранитоидным материалом, роговая обманка преобладает над другими минералами и представлена обыкновенной зеленой роговой обманкой с $СNg = 19\%$.

В измененных под влиянием гранитной магмы габбро-диабазы и порфиридах темные минералы почти всегда нацело хлоритизированы.

Плаггиоклаз ксенолитов разной кислотности (от № 30 до № 60) и, чем сильнее влияние гранитоидов на эти породы, тем кислее содержащийся в них плаггиоклаз.

Отмеченные породы отличаются друг от друга не только составом материнских пород, но и интенсивностью изменения под влиянием гранитной магмы. Часто эти породы настолько сильно видоизменены, что от вмещающих их гранитоидов отличаются лишь более темным цветом, представляя собой обогащенные железо-магнезиальными силикатами гранитоиды.

Все эти породы более или менее обогащены кварцем, который пропитывает породу и часто образует в ней тонкие прожилки и скопления мелких кристаллов. Плаггиоклаз в большинстве случаев сильно изменен — серицитизирован и пелитизирован. Калишпат встречается редко, хотя ксенолиты часто приурочены к гранитам и гранодиоритам. Циркон всегда приурочен к инъекционным участкам, а апатит встречается как в виде минерала материнской породы, так и в качестве новообразования.

Породы, подобные материнским породам ксенолитов, наблюдаются и в метаморфической свите, в большинстве случаев, в виде секущих ее тел. Учитывая, что метаморфическая свита прорвана гранитоидами, мы считаем, что внедрение основных пород, ксенолиты которых встречаются в гранитоидах, имело место при накоплении осадков, образовавшихся впоследствии метаморфическую свиту.

Отмеченные породы играют небольшую роль в строении Локского кристаллического массива; он в основном сложен палеозойскими гранитоидами. В восточной части массива в этих гранитоидах мы различаем две большие группы пород: лейкократовые гранитоиды и гранитоиды с темноцветными минералами. В первой группе мы объединяем аляскитовые, мусковитовые и двуслюдяные разновидности, а во второй — биотитовые и роговообманково-биотитовые. Двуслюдяные гранитоиды, которые мы включили в первую группу, представляют собой переходную фацию между лейкократовыми гранитоидами и гранитоидами, содержащими темноцветные минералы. Содержащие калиевого шпата сильно колеблется и среди этих гранитоидов встречаются все разновидности от кварцевого диорита до гранита.

Вопреки прежним представлениям о существовании разных возрастных типов среди древних гранитоидов Локского массива, при изучении его восточной части мы пришли к выводу, что здесь все петрографические разновидности древних гранитоидов являются разными фациями одной гранитоидной интрузии, имевшей свою аплитовую фазу.

Это заключение сделано на основании следующих фактов: все отмеченные выше гранитоиды постепенно переходят друг в друга и нигде не наблюдается пересечения одного типа гранитоидов другим; все эти разновидности гранитоидов содержат ксенолиты вышеописанных основных пород, секут метаморфическую свиту и, в свою очередь, секутся жилами диабаз-порфиров и альбитофиров.

Аляскитовые гранитоиды представляют собой породы розового цвета и в большинстве случаев крупно—или среднезернистые; изредка встречаются и мелкозернистые разновидности. Структура этих пород гипидиоморфно-зернистая, иногда встречаются гранит-порфиновые и катаклазовые структуры.

Порода состоит из кварца, калишпата и плагиоклаза. Из аксессуаров присутствуют апатит, циркон и рудный минерал. Редко наблюдаются мелкие чешуи биотита и, еще реже, гранат. В них обычно присутствует мусковит, но в незначительном количестве; из вторичных минералов встречаются серицит, хлорит, кальцит, рудный минерал, минералы эпидотовой группы, пелитовое вещество.

Иногда в этих породах количество мусковита увеличивается и образуются участки развития фации мусковитовых гранитоидов.

Наблюдается также заметное возрастание, наряду с мусковитом, и количества биотита, вследствие чего образуются участки, где интрузия представлена двуслюдяными гранитоидами.

Калишпат в лейкократовых гранитоидах представлен решетчатым или нерешетчатым микроклином. Количество микроклина колеблется в больших пределах, а иногда этот минерал вовсе отсутствует.

Плагиоклаз в этих породах представлен альбитом.

Средний минеральный состав лейкократовых гранитоидов, вычисленный по 30 образцам, отвечает банатиту.

Химические анализы наших образцов показали, что лейкократовые гранитоиды принадлежат к крайне кислым типам гранитоидных пород.

В некоторых участках зон, расположенных ближе к кровле интрузива, гранитоиды обогащены темноцветными минералами. На северной периферии массива в ущелье реки Локи встречаются роговообманково-биотитовые гранитоиды. В южном направлении роговая обманка в этих породах постепенно исчезает и темноцветный минерал представлен лишь биотитом, который частично или полностью хлоритизирован.

Участки биотитовых гранитоидов встречаются и в других районах восточной части Локского массива и во всех случаях эти гранитоиды постепенно переходят в лейкократовые разновидности.

Роговообманково-биотитовые гранитоиды являются гибридными породами. Гранитная магма сильно обогащается материалом основных пород, ксенолиты которых в большом количестве встречаются в этих гранитоидах. Поэтому, роговообманково-биотитовые гранитоиды резко отличаются от других гранитоидов.

Цвет роговообманково-биотитовых гранитоидов меняется от розовато-серого до серовато-розового. Порода крупно—или среднезернистая. Структура гипидиоморфно-микрпегматитовая или гранитпорфирово-микрпегматитовая. Кроме этого, в богатых ксенолитами участках наблюдаются и остаточные офитовые структуры.

Эти гранитоиды состоят из кварца, плагиоклаза, микроклина, роговой обманки и биотита. Из аксессуаров входят апатит, циркон, сфен и рудный минерал. Вторичными минералами являются хлорит, серицит, эпидот-цоизит, кальцит, рудный минерал и пелитовое вещество.

Калишпат представлен нерешетчатым микроклином. Плагиоклазы часто проявляют зональное строение, иногда они полностью альбитизированы. Плагиоклаз обычно из ряда олигоклаз-андезина, реже андезина (до № 40). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и образует мелкие, обычно ксеноморфные кристаллы с $СNg=18-20^{\circ}$; $2V=-77^{\circ}$ (по двум выходам); $N_{ш}-N_{р}=0,014$.

В собственно роговообманково-биотитовых гранитоидах биотит присутствует в сравнительно малом количестве, однако, по мере приближения к биотитовым гранитоидам, с уменьшением количества роговой обманки, увеличивается количество биотита.

Надо считать, что железо и магний, необходимые для образования роговой обманки и биотита, гранитоидная магма заимствовала из вмещающих пород. Обогащение плагиоклазов этих гранитоидов молекулами анортита также объясняется влиянием вмещающих пород.

Для роговообманково-биотитовых гранитоидов характерной является микропегматитовая структура. Иногда в этих породах мелкие разобщенные зерна кварца, имеющие одинаковую оптическую ориентировку и включенные в разные кристаллы полевого шпата, образуют полосу, окаймляющую крупные зерна кварца. Последний обладает той-же оптической ориентировкой, как и кварц, участвующий в закономерных срастаниях с полевыми шпатами. Часто в одном и том же кристалле полевого шпата наблюдаются две или три группы закономерно сросшихся кристаллов кварца с одинаковой оптической ориентировкой зерен каждой отдельной группы. В отдельных случаях в пегматитовых срастаниях кварц присутствует в большем количестве, чем полевой шпат.

На основании сказанного, мы приходим к заключению, что в пегматитовых срастаниях роговообманково-биотитовых гранитоидов на рост кристаллов кварца полевые шпаты не оказывали ориентирующего влияния. На основании того, что кварц часто врезается в полевой шпат, мы считаем, что микропегматитовые структуры в отмеченных породах образовались путем внедрения кварца в полевой шпат.

Средний минеральный состав роговообманково-биотитовых гранитоидов, вычисленный по 7 образцам, соответствует банатиту.

В биотитовых гранитоидах также, как и в роговообманково-биотитовых гранитоидах, встречаются плагиоклазы от альбита до андезина. В богатых биотитом породах плагиоклаз представлен андезином. По мере приближения к лейкократовым гранитоидам появляются все более кислые номера плагиоклазов.

Средний минеральный состав биотитовых гранитоидов, вычисленный по 15 образцам, соответствует банатиту.

Палеозойская гранитоидная интрузия Локского массива имеет свою аплитовую фазу, в результате которой образовались секущие тела аплитов. Последние в основном слагают жилы мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. Структуры этих пород паналлотриоморфные, паналлотриоморфно-микропегматитовые или гипидиоморфно-микропегматитовые—вообще мелкозернистые. В них встречаются те же минералы, что и во вмещающих их гранитоидах; они также принадлежат к крайним кислым членам гранитоидов.

В палеозойских гранитоидах восточной части Локского массива лейкократовые гранитоиды явно доминируют над гранитоидами, содержа-

щими железо-магнезиальные минералы. В этих гранитоидах количество микроклина колеблется в больших пределах. Химические анализы показали, что в гранитоидах, как правило, количество молекул K_2O меньше количества молекул N_2O . Из этих окислов, количества как первого, так и второго, взятые порознь, сильно варьируют, а суммарное количество этих молекул остается почти одинаковым (колеблется между 6 и 7 молекулярными процентами). Это явление мы объясняем влиянием той среды, в которой формировался гранитоидный массив.

При установлении физико-химического равновесия между формирующимся гранитоидным массивом и вмещающими породами, более подвижные элементы K и Na выносились из глубоких зон массива и, так как среда, в которой образовалось интрузивное тело, была неоднородной, этот вынос щелочей в породы кровли происходил различно; в частности, в богатые натрием породы вносился калий, а в богатые калием—натрий.

Влияние боковых пород на гранитоиды, в близких к кровле зонах, выражено в обогащении этих участков интрузива железо-магнезиальными силикатами и повышении содержания анортитовой молекулы в плагиоклазах.

Следует отметить, что в палеозойских гранитоидах вблизи аплитов, а также в пограничных зонах с молодыми гранитоидами, замечается слабо выраженный процесс микроклинизации.

При определении возраста гранитоидов мы опираемся лишь на два твердо установленных факта: гранитоиды секут метаморфическую свиту Локского массива, в которой существование кембрийских осадков установлено по аналогии с филлитовой свитой Дзирульского массива, а на гранитоиды трансгрессивно налегает лейас, в базальном конгломерате которого встречаются гальки гранитоидов. Таким образом, гранитоидная интрузия образовалась в промежутке между кембрием и лейасом. Мы условно приписываем ей герцинский возраст.

Палеозойские гранитоиды секутся жилами порфиритов и диабазов, мощность которых меняется от сантиметров до десятков метров, чаще всего 1—2 метра. Количество таких жил на некоторых участках массива довольно большое.

Мы различаем авгитовые, роговообманковые и кварцевые порфириты и порфириты, в которых темноцветный минерал полностью замещен хлоритом. Диабазы образуют такие же разновидности, как порфириты, и от последних отличаются лишь структурой. Больше других распространена разновидность диабазов, в которой темноцветный минерал целиком хлоритизирован.

Существование среди этих диабазов и порфиритов жил байосского возраста не вызывает сомнений, так как такие же жилы, сходные с байосскими породами, секут лейасовые осадки. Но поскольку жилы порфиритов и диабазов в гранитоидах присутствуют в гораздо большем количестве, нежели в лейасских отложениях, и при этом в гранитоидах наблюдается, что эти жилы секут друг друга, мы считаем, что среди них имеются и долейасские породы.

В палеозойских гранитоидах сравнительно редко встречаются секущие жилы кварцевых альбитофиров, мощность которых чаще всего измеряется единичными метрами. Мы им приписываем доюрский возраст, так как в основании лейасских осадков часто встречаются гальки подобных альбитофиров.

На восточной оконечности Локского массива обнажается молодая гранитоидная интрузия, которая нами именуется Поладаурской. Полада-

урская интрузия имеет форму штока и представлена двумя фациями—средне- или крупнозернистыми породами с гранитоидной структурой и мелкозернистыми породами аплит-микропегматитовой структуры.

Молодые гранитоиды, представляющие собой породы светло-розоватого цвета, состоят из кварца, ортоклаза и кислого плагиоклаза; иногда в них встречаются также биотит и мусковит. Из аксессуаров в их сложении участвуют апатит, циркон и рудный минерал; из вторичных—хлорит, серицит, кальцит, эпидот-цоизит, рудный минерал и пелитовое вещество. В породах часто встречаются мелкие прожилки кварца.

Средний минеральный состав пород, вычисленный по 35 образцам, отвечает гранодиориту (соотношение калишпата и плагиоклаза равно 37 : 63). По кислотности породы относятся к кислым членам семейства гранитоидов.

Мелкозернистая аплитовая фация Поладаурской интрузии распространена в западной ее части, в ущелье реки Аг-су. Мелкозернистые гранитоиды почти не содержат темных минералов. Интересную картину дает в этих породах взаимоотношение кварца и полевых шпатов. В микропегматитовых срастаниях с кварцем чаще, чем калишпат, встречается плагиоклаз. Линия контакта между кристаллами кварца и плагиоклаза неправильная, изрезанная и эти два минерала проникают друг в друга.

Для гранитоидов Поладаурской интрузии характерна сильная серицитизация, что придает им своеобразный характер.

Молодая интрузия обнажается в осевой части антиклинальной складки, сложенной юрскими отложениями. Гранитоиды секут как лейасские, так и байосские отложения и контактно видоизменяют их. Особенно сильно выражено контактное воздействие гранитоидов на нижние горизонты лейасских отложений, которые представлены конгломератами и кварцевыми песчаниками. Эти породы иногда полностью гранитизированы.

В ущелье реки Поладаури, около древнего моста, наблюдается постепенный переход от гранитоидов к песчаникам. Здесь более или менее округленные зерна кварца кварцевых песчаников сцементированы серицитом; при приближении к гранитоидам количество кварца в породе уменьшается и все чаще появляются его зерна изрезанной неправильной формы. Количество полевых шпатов увеличивается, а серицита становится все меньше, пока, наконец, он в качестве цементирующего материала не исчезает полностью, и взаимоотношение минералов становится таким-же, как в гранитоидах.

В молодых гранитоидах встречаются часто ксенолиты, измененные под влиянием гранитной магмы. Интрузивное тело содержит многочисленные ксенолиты гранитизированных пород. В ущелье реки Аг-су последние проявляют слоистую отдельность, являющуюся, по нашим наблюдениям, реликтом слоистости. Плоскости отдельности этих гранитизированных пород обладают здесь таким же падением, как и осадки лейаса; плоскости отдельности часто изогнуты так, как это характерно для слоев и, наконец, в породах этих участков часто наблюдается реликтовая песчаниковая структура.

Контактные явления в верхних горизонтах лейаса, представленных мелкозернистым песчаниками и глинистыми сланцами, выражаются в ороговиковании.

Диабаз-порфириновые жилы байоса секутся молодыми гранитоидами, при этом жилы часто сохраняют в теле интрузива свою жильную форму, оставляя с первого взгляда впечатление, будто они секут гранитоиды; но пересечение этих жил гранитоидами не вызывает сомнения, так как в них наблюдаются апофизы гранитоидов.

Мы считаем, что породы нижних горизонтов лейаса, которые под влиянием Поладаурской интрузии претерпели гранитизацию, также пересекались жилами диабаз-порфиров байоса, как это можно наблюдать в соседних районах. И, если они сохранили форму секущих тел, то благодаря тому, что процесс гранитизации оказал сильное влияние на песчаники, в которые растворы, исходившие из гранитной магмы, проникали легче, чем в плотные жилы диабаз-порфиров.

Влияние гранитоидов на байосские породы выражено в обогащении этих пород кварцем и сильной серицитизации плагиоклазов; кроме этого, в значительном количестве появляются минералы из группы эпидота.

Лейасские и байосские отложения вокруг Поладаурской интрузии секутся многочисленными жилами кварца, связь которых с молодыми гранитоидами не вызывает сомнения.

Молодые гранитоиды секут палеозойские и байосские отложения. С севера они перекрываются отложениями сеномана, на характере тектоники которых сильно сказывается наличие тела гранитоидного интрузива. В подошве меловых отложений, непосредственно на гранитоидах, залегает слой конгломерата, слагающийся как угловатыми обломками, так и хорошо окатанными гальками молодых гранитоидов. Поэтому внедрение Поладаурской интрузии должно было произойти между байосом и сеноманом и, так как за этот промежуток времени интрузивная активность в Грузии известна в батский век, мы этим молодым гранитоидам приписываем батский возраст.

Изучение взаимоотношений пород кровли и более молодых осадков с палеозойскими гранитоидами путем составления геологических разрезов дало нам возможность в общих чертах определить форму гранитоидного массива.

Локский гранитоидный массив представляет собой батолит, обнаженная часть которого имеет форму эллипса. В западном направлении он постепенно погружается под мегаморфическую свиту, а затем вместе с последней перекрывается мезозойскими отложениями. В южном направлении это интрузивное тело постепенно погружается под молодые свиты, а на востоке на небольшом участке граничит с молодыми гранитоидами Поладаурской интрузии.

Изучение разрезов дает нам право заключить, что в районе, прилегающем к массиву с юга, лейасские и байосские отложения налегают непосредственно на кристаллический субстрат. В северном же направлении гранитоидный массив быстро погружается под юрские и меловые отложения, которые круто падают на север.

Развитие волнообразных складок в мезозойских и третичных отложениях вокруг массива показывает, что эти отложения покоятся на твердом субстрате. Локский массив образует антиклинальное поднятие и развитые по его периферии молодые осадки обладают периклинальным падением.

В этих отложениях намечаются и разрывные нарушения, которые в большинстве случаев выражены межпластовыми надвигами. На северной периферии массива меловые отложения надвинуты на юг, в сторону массива. Кроме этого, в молодых отложениях, непосредственно налегающих на массив, наблюдаются сдвиги и сбросы. В самих гранитоидах также обнаруживаются линии разрывов, но они на значительные расстояния не прослеживаются.

Схема истории геологического развития района Локского кристаллического массива такова:

1. В нижнепалеозойское время происходит накопление осадков и излияние габбро-диабазовой магмы.

2. В течение герцинского орогенического цикла внедряется гранитоидная интрузия и формируется метаморфическая свита Локского массива.

3. До лейаса имеет место излияние диабаз-порфирировой магмы, а затем следует образование кварцевых альбитофиров и кварцпорфиров.

4. Перед лейасом Локский массив обнажен и размывается; лейасское трансгрессивное море полностью покрывает район Локского массива; отлагается свита лейаса, представленная в нижних частях конгломератами и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, а в верхних частях—мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами.

5. Верхнелейасская орогеническая фаза освобождает район от моря. В байосе проявляются нисходящие движения этой части земной коры, начинается период сильной эффузивной деятельности порфирировой магмы; отлагается мощная вулканогенная свита.

6. В батское время проявляется орогеническая фаза. Локский массив освобождается от моря, лейасские и байосские отложения претерпевают складчатость; в восточной части массива происходит внедрение гранитоидной интрузии.

7. К концу альба (?) и в сеномане наступает трансгрессия; нисходящие движения усиливаются и начинаются интенсивные излияния кислой магмы, продолжающиеся и в туроне, когда отлагается мощная вулканогенная свита верхнего мела.

8. Перед средним эоценом Локский массив обнажен и размывается. В среднем эоцене вновь наступает море, эффузивная активность андезитовой магмы оживляется; отлагается среднеэоценовая вулканогенная свита.

9. После среднего эоцена район освобождается от моря и, как и в настоящее время, представляет собой область интенсивного проявления денудационных процессов.

ლიტერატურა - ЛИТЕРАТУРА

1. გაბუნია კ. და გამყრელიძე პ., ბორჩალოს რაიონის სამხრეთი ნაწილის გეოლოგია. საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე, ტ. 1 (6), 1, 1942.
2. ვახუშტი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა, თბილისი, 1941.
3. ზარიძე გ., გრანიტოიდული და კვარციანი მონცონიტური რიგის ქანების ოდენობით-მინერალური შედგენილობის მიხედვით კლასიფიკაციის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. IV, № 6, 1943.
4. ზარიძე გ. და თათრიშვილი ნ., მდ. დამბლეთის ხეობის გრანიტოიდების ასაკისათვის. საქართველოს სსრ მეც. აკადემიის მოამბე, ტ. IV, № 10, 1945.
5. თათრიშვილი ნ., საქართველოს ძველი გრანიტოიდების ასაკის შესახებ, საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. V, № 1, 1944.
6. თათრიშვილი ნ., საქართველოს ძველი ფუჟე და ულტრაფუჟე ქანების ასაკის შესახებ. საქართველოს სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. V, № 2, 1944.
7. კლასონია პ., ბარდახორის ინტრუზივის პეტროგრაფიისათვის. საქართველოს გეოლოგიის ინსტიტუტის შრომათა კრებული, 1951.
8. ჩიხელიძე ს., გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ-ნაწილში, საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, გეოლოგ. სერია, ტ. IV, IX, 3, 1948.
9. ჩიხელიძე ს., იურისწინა ნალექები საქართველოში, საქართველოს გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული სერია, ტ. 1, 1948.

10. ჯანელიძე ა., საქართველოს ბელტის პრობლემა. საქართველოს სსრ მეცნ. აკად. მოაზრებ., ტ. III, № 1—2, 1942.
11. Аби х Г., Геология Армянского нагорья. Зап. Кав. Отд. Импер. Географ. Об., кн. XXIII, 1902 г.
12. Асланян А. Т., Стратиграфия юрских отложений Северной Армении, Ереван, 1949.
13. Асланян А. Т., О возрасте Аллавердской туфопорфиритовой толщи и Локского гранитного массива. Доклады АН Армянской ССР, т. XI, № 4, 1950.
14. Афанасьев Г. Д., О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей. Изв. АН ССР, сер. геол. № 4, 1951.
15. Афанасьев Г. Д., К проблеме гранита, Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1953.
16. Барканов И., Геология и рудные месторождения северной части Степанованского района и соседних частей Аллавердского района ССР Армении и Башкичетского района ССР Грузии (реферат доклада). Проблемы Советской геологии, № 11, 1936.
17. Барсанов Г. П., Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР, № 9, 1931.
18. Белянкин Д. С., К выходу в свет сборника статей по проблеме происхождения гранитных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1950.
19. Белянкин Д. С., Накануне предстоящего совещания по петрографии магматических горных пород, Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1953.
20. Белянкин Д. С. и Петров В. П., Петрография Грузии, 1945.
21. Болдырев А. К., О морфологии, генезисе и классификации перититов и других полевошпатовых сростаний в связи с изучением тигирецких берилловых пегматитов. Тр. ЦНГРИ, вып. 12, 1934.
22. Вернадский В. И. и Курбатов С. М., Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. 1937.
23. Вологдин А., К открытию археоциат на Кавказе, Изв. ВГРО, вып. 100.
24. Габуния К. Е., Железо. Минеральные ресурсы ССР, Грузии, 1933.
25. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тезисы к диссертационной работе, 1948.
26. Грушевой В., Аллавердское медное месторождение в Закавказье, Тр. Ин-та цветных металлов, вып. I, 1930.
27. Грушевой В., Интрузивные породы Армянской ССР, Интрузивы Закавказья, Тр. Груз. геол. упр., 1941.
28. Делл Г. О. Изверженные породы и глубины земли. 1936.
29. Джанелидзе А. И., К вопросу о Локском лейассе. Сообщ. АН ГССР, т. VII, № 6, 1946.
30. Джанелидзе А. И., Территория Грузии в системе альпийского орогена. Тезисы доклада на XXVII научн. сессии Отд. математ. и естест. наук АН ГССР, 1950.
31. Дзоценидзе Г. С., Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Тбилиси, 1948.
32. Додин А. А., Геологическое строение Аллавердско-Садахлинского района ЭСФСР. Тр. ВНИМС, вып. 88, 1936.
33. Заварицкий А. Н., Пересчет химических анализов изверженных горных пород, 1941.
34. Заварицкий А. Н., Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
35. Заварицкий А. Н., О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Мин. Общ., ч. 76, вып. 1, 1947.

36. Заварицкий А. Н., Граниты и аплиты, Зап. мин. общ., сер. II, ч. 76, вып. 2, 1950.
37. Заварицкий А. Н., Введение в петрохимию изверженных горных пород, 1950.
38. Заридзе Г. М., Хевская неоиintrузия в Дзирульском массиве, Бюлл. геол. ин-та Грузии, 1938.
39. Заридзе Г. М., Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления, Тбилиси, 1947.
40. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., Введение в магматическую геологию Грузии, Тбилиси, 1947.
41. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О возрастных взаимоотношениях и генезисе кристаллических пород Дзирульского массива, Тр. ин-та геол. АН ГССР, т. 3, 1953.
42. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О возрастных взаимоотношениях кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива (Грузинская ССР). ДАН СССР, т. XXII, № 1, 1950.
43. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, Москва, 1953.
44. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О возрасте и генезисе древних гранитов Храмского массива. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1953.
45. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время. Тр. геол. ин-та АН ГССР т. III (VIII), 1947.
46. Киласония П. Ф., К вопросу о взаимоотношении гранитоидных пород Дзирульского массива, ДАН СССР, т. XXXII, № 4, 1952.
47. Котляр В. Н., О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа, Зап. ВМО, ч. 69, № 2—3, 1940.
48. Кропоткин П. Н., Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы, Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1953.
49. Кузнецов И. Г., Об открытии в Закавказье кембрийских отложений, Изв. ВГРО, т. 50, вып. 100, 1931.
50. Кузнецов И. Г., Докембрий, Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
51. Кузнецов И. Г., Палеозой Грузии, Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
52. Кузнецов И. Г., Докембрийские и палеозойские интрузии Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
53. Кузнецов Ю. А., К проблеме происхождения магматических пород. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1953.
54. Куплетский Б. М., Обзор современных взглядов на происхождение гранитов, Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1942.
55. Куплетский Б. М., Вопрос о происхождении гранитов в современной науке. Природа, № 8, 1948.
56. Лебедев Н., Золото на Кавказе, Мат. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 1, 1898.
57. Лебедев Н., Геологические исследования части Борчалинского уезда в пределах Сомхити, Мат. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 3, 1902.
58. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Проблемы магмы (статья первая). Ученые записки АГУ, № 17, 1937.
59. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Проблемы магмы (статья вторая). АН СССР, сер. геол. № 1, 1939.
60. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Петрография, 1940.
61. Лодочников В. Н., Главнейшие породообразующие минералы, 1947.

62. Освальд Ф. Ф., К истории тектонического развития Армянского нагорья. С предисловием, примечаниями и дополнениями В. В. Богачева. Зап. Кавк. отд. имп. русск. Географ. общ., ХХІХ, вып. 2, 1915.
63. Половинкина Ю. И. и группа авторов. Структуры горных пород, т. 1, II, III, 1948.
64. Проблемы образования грантов (сборник статей). Москва, 1949.
65. Проблема образования грантов (сборник статей). Москва, 1950.
66. Рейнольдс Д. Л., Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. Проблема образования гранитов, 1950.
67. Ренгартен В. П., Введение — Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
68. Ренгартен В. П., Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
69. Симонович С., К геологии Тифлисской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 4, 1902.
70. Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф. и Казахашвили Т. Г., Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Петр. Ин-та АН СССР, вып. 11, 1937.
71. Смирнов Г. М., Казахашвили Т. Г., Татришвили Н. Ф., Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Груз. Отд. ВИМС-а, вып. II, 1938.
72. Судовиков Н. Г., Метасоматические граниты. Вест. ЛГУ, № 10, 1950.
73. Татришвили Н. Ф., Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое, Тбилиси, 1948.
74. Устиев Е., Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. Тр. Петр. ин-та АН СССР, вып. 7—8, 1936.
75. Ферсман А. Е., Пегматиты, т. 1, 1940.
76. Фролова Н. В., О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме образования гранитов). Природа, № 9, 1950.
77. Фролова Н. В., О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
78. Шулукидзе Г. А., Геологическое исследование в области речных долин Алгетки и Храма. Мат. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 1, 1887.
79. Чхотуа Г. Р., К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев реки Кодора в Абхазии. Бюлл. геол. ин-та Грузии, т. III, вып. 1, 1938.
80. Эрн А., Чатахское месторождение железной руды. Мат. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 7, 1909.
81. Abich H., Mitteilungen aus dem Kaukasus. Verh. k-k geol. Reichsanst., № 2, 1887.

სარჩევი—ОГЛАВЛЕНИЕ

1. ალექსანდრე ანტონის ძე თვალჭრელიძე (ნეკროლოგი)	5
2. Г. В. Гвахария и Ю. И. Назаров. Вторичная зональность в барито-полиметаллическом месторождении Маднеули	7
3. Т. В. Иваницкий и Е. К. Везиришвили. К вопросу генезиса свинцово-цинковых оруденений Брдышхинской группы	25
4. Т. В. Иваницкий. К вопросу о содержании редких элементов в полиметаллических месторождениях Грузии	59
5. გ. ძოწენიძე, ნ. სხირტლაძე და ი. ჩეჩელაშვილი. მასალები ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს და მოსაზღვრე რაიონების ბათისწინა ფორმაციების ლითოლოგიისათვის	65
*Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили. Материалы к литологии добатских формаций Ткварчельского каменноугольного месторождения и смежных районов	104
6. გ. ძოწენიძე, ნ. სხირტლაძე და ი. ჩეჩელაშვილი. სრეით-მუხურის რაიონის ბათური ნალექების ლითოლოგია	107
*Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили. Литология батских отложений района Хрети-Мухури	151
7. Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили и Ш. И. Джавахишвили. Гранитоиды и кристаллические сланцы Большого Кавказа в пределах Клухорского района.	155
8. შ. ჯავახიშვილი. ლქის მასივის აღმოსავლეთი ნაწილის პეტროგრაფია და გეოლოგიური აგებულება	201
*Ш. И. Джавахишвили. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива	348

დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
სარედ.-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით

*

რედაქტორი მ. რუბინშტეინი
გამომცემლობის რედაქტორი ე. ბათიაშვილი
ტექნიკური ა. თოდუა
კორექტორი ლ. ჩხაიძე

გადაუცა წიგნ. 18.6.1957; ანაწილების ზომა 7×12 ; ხელმო-
წერილია დასაბეჭდად 8.4.1959; ქალაქის ზომა $70 \times 108^{1/16}$;
ქალაქის ფურცელი 11,875; საბეჭდი ფურცელი 32,6; საავტორო
ფურცელი 27,09; საადრიცხვო-საგამომცემლო ფურც. 27,73;
შეკვეთა 1069; უე 01465; ტირაჟი 500

ფასი 22 მან. 35 კაბ.

საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა
თბილისი, ა. წერეთლის ქ. 3/5

