

თ. ხანელიძე

საქვესიომის  
სამხრეთი უბლის  
ბეთსინკლის  
ფუნქსიონალი  
პროექტი

«მეტროპოლიტანი»

1969

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 22

Т. В. ДЖАНЕЛИДZE

**СРЕДНЕЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ  
ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЮЖНОГО СКЛОНА  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

(В БАСSEЙНАХ РЕК ИНГУРИ И ЦХЕНИСЦКАЛИ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»  
ТБИЛИСИ  
1969

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის  
გეოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 22

თ. ჯანელიძე

**კავკასიონის სამხრეთი უბრის  
გეოსინკლინის უაიუკული  
ვულკანიზმი**

(მდ. ენგურისა და ცხენისწყლის აუზებში)

გამომცემლობა „მეცნიერება“  
თბილისი  
1969

შრომში მოცემულია ბაიოსური ასაკის ვულკანური წარმონაქმნების დეტალური პეტროგრაფიული, მინერალოგიური და ქიმიური დახასიათება; შესწავლილია პოსტვულკანური მოვლენები; დადგენილია ვულკანური აქტივობის ხასიათი ბაიოსურ დროში, განხილულია სპილიტ-კერატოფირული ფორმაციის წარმოშობის საკითხი.

რედაქტორი გ. ძოწენიძე

### ავტორისაბან

კავკასიონის სამხრეთი ფერდის რაჭა-სვანეთის ფარგლებში რთული გეოლოგიური აგებულების გაშიფრვისა და სასარგებლო წიაღისეულის შემდგომი ძებნა-ძიებითი სამუშაოების რაციონალურად წარმართვის მიზნით საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიურმა ინსტიტუტმა საქართველოს სსრ მინისტრთა საბჭოსთან არსებულ გეოლოგიის სამმართველოსთან ერთად 1960—1965 წწ. კომპლექსურად შეისწავლა ამ რაიონის გეოსინკლინური ნაღებები. საერთო თემატიკიდან ავტორს დაევალა ენგურისა და ცხენისწყლის აუზების შუაიურული ვულკანოგენური წყების დეტალური პეტროგრაფიული გამოკვლევა, რომელიც ამ თვალსაზრისით ადრე შესწავლილი არ ყოფილა.

წინამდებარე ნაშრომში მოცემულია შესრულებული მუშაობის შედეგები.

## I. შუაიურული ვულკანოგენური წყების კვლევის მოკლე ისტორია

შუაიურული ვულკანოგენური წყების კვლევის ისტორია თითქმის ას წელს მოიცავს. პირველად ეს წყება მოიხსენია პ. აბინმა (1858) როგორც „მწვანე ქვისებრი, ეფუზური და დამსხვრეული ერთბაშის ქანები“ და მათი ასაკი ოქსფორდულად მიიჩნია. შემდგომში ს. სიმონოვიჩმა (1873, 1874) ოკრიბაში იგი გამოყო „პსეფიტური წყების“ სახელით და განიხილა როგორც წყალქვეშა ვულკანური აქტივობის შედეგი, ხოლო ასაკი განსაზღვრა არასწორად, კიმერიჯულად (ამის მიზეზი ის იყო, რომ ძირულის მასივზე პორფირიტული წყების ქვეშ მდებარე ლიასურ კირქვებში აბინმა ფორმა *Amaltheus margaritatus* Montf. შეცდომით განსაზღვრა, როგორც ოქსფორდული *Quenstedticeras alternas* v. *Buch.*).

უფრო გვიან ს. სიმონოვიჩი (1877) ენგურის ხეობაში გავრცელებული წყების ასაკს განსაზღვრავდა როგორც ოქსფორდულს, ხოლო მურის ხეობაში (მდ. ცხენისწყლის აუზი) — როგორც ლიასურს; პორფირიტების შიგაფორმაციულ განფენებს იგი მიიჩნევს უფრო ახალგაზრდა, ძარღვულ წარმონაქმნებად. ა. სოროკინის (1880), ვ. ფურნიეს (1896) და გ. სმირნოვის (1902) შრომები წყების ბუნების გარკვევის თვალსაზრისით არაფერს ახალს არ შეიცავს.

წყების ნამდვილი ვულკანურ-დანალექი ხასიათი ა. ჯანელიძემ დაადგინა რაჭის ფარგლებში 1925 წ., მანვე მიუთითა წყების გარკვეულ სტრატეგრაფიულ მდებარეობაზე; 1926 წ. ასაკი განსაზღვრა, როგორც ბაიოსური და უწოდა მას პორფირიტული სერია.

ბ. მეფერტი (1930) აღნიშნავდა, რომ პორფირიტულ წყებაში მთავარ როლს ასრულებს ვულკანოგენური მასალა (ტუფქვიშაქვები და ტუფბრექჩიები), ხოლო ეფუზივები დამორჩილებული რაოდენობითაა. მდ. რიონის აუზში (ლეხიღარა), ამ წყებაში მან იპოვა ზედაბაიოსური ამონიტი.

ამავე წყებაში, ოკრიბაში, ა. ჯანელიძემ შეაგროვა ფაუნა, რომლის შესწავლის საფუძველზე ი. კახაძე (1936) მივიდა დასკვნამდე, რომ ამ რაიონის პორფირიტულ წყებაში არის ბაიოსის სამი ზედა ზონა და არ არის გამორიცხული ყველაზე ქვედა მეოთხე ზონის არსებობაც.

შემდგომში ა. ჯანელიძემ (1940) მოგვცა ამ წყების დეტალური დახასიათება; ეყრდნობა რა ი. კახაძის დაკვირვებებს პორფირიტული წყების ასაკის შესახებ, იგი თვლის, რომ წყება მოიცავს მთელ ბაიოსის მის სულ ზედა პორიზონტებამდე.

ასეთი შეხედულება პორფირიტულ წყებაზე შემდეგში დაადასტურეს პ. გამყრელიძემ, ს. ჩიხელიძემ, გ. ჩხოტუამ, ვ. კუროჩინმა, ი. კახაძემ და სხვებმა.

პორფირიტული წყება პეტროგრაფიულად დეტალურად შეისწავლა გ. ძოწენიძემ ჯერ რაჭისა და სამხრეთ ოსეთის ფარგლებში (1938), შემდეგ კი საქართველოს სხვა რაიონებში: მდ. მოქვის აუზში, მდ. ლალიძგის აუზში, ძირულის მასივის ჩრ. პერიფერიაზე, ჭაუხის დიაბაზური მასივი ხევსურეთში (1941), ჭუთხაროს დიაბაზური მასივი რაჭაში. ამ მასალების საფუძველზე შეადგინა შემაჯამებელი შრომა საქართველოს პორფირიტულ წყებაზე.

გ. ძოწენიძემ პირველმა დაადგინა, რომ შუაიურული ვულკანოგენური წყება წარმოადგენს სპილიტ-პორფირიტულ ფორმაციას, რომელიც დამახასიათებელია საერთოდ ნაოჭა სისტემებისათვის. წყების დიდი ნაწილი წარმოადგენილია ლავეებით და პიროკლასტოლითებით, თუმცა ზოგ უბანში მნიშვნელოვნადაა გავრცელებული ნორმული დანალექი ქანები; ლავური ამონთხევეები იძლეოდა სხვადასხვა პორფირიტებს, მაგრამ მათში მთავარია სპილიტები და ფუძე პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები; დიაბაზური ქანები გვხვდება, როგორც თვით ვულკანოგენურ წყებაში, ასევე კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინის ლიასურ ნალექებში; ძარღვული დიაბაზები იმავე ასაკისაა, რაც პორფირიტული წყება და წარმოადგენს შუაიურული ვულკანური ამოფრქვევების მხოლოდ სილურ ფაციესს. ეფუზივების შუაიურულ სერიას აქვს მკვეთრად გამოხატული კირ-ტუტე ხასიათი.

როგორც გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული მონაცემები, ასევე ქიმიზმი დამაჯერებლად აჩვენებს, რომ ხსენებული სერია ტიპობრივი ოროგენული წარმონაქმნია.

მანვე დაადგინა ბაიოსურ დროში ვულკანურ ამოფრქვევათა ხასიათი, ცალკეული ვულკანური ფაზების მორიგეობა, მეტამორფიზმის პროცესების ხასიათი და სხვა.

მოკლე ცნობებს პორფირიტული წყების პეტროგრაფიის შესახებ გვხვდება აგრეთვე გ. ჩხოტუას, ვ. ედილაშვილის, ვ. თაბაგარის, ვ. არგვაძის, ე. გორბაჩენკოს, ი. ნაზაროვის, ა. ალენიკოვას, გ. ბარკალიას, შ. ნაცვლიშვილის, ვ. არგვაძის, ნ. ასტახოვის, ვ. კუროჩინის, გ. ბელიანკინის და ვ. პეტროვის, დ. ყუფარაძის, ვ. ზუზბაიას, გ. ჩხრაძისა და სხვა შრომებში.

## II. რაიონის გეოლოგიური აბეზულება

ცხენისწყლისა და ენგურის მდინარეთაშუეთი მოიცავს ჩრდილო სამეგრელოსა და ლეჩხუმის დასავლეთი ნაწილის ტერიტორიას; აღმინისტრაციულად შედის ლენტეხის, ცაგერის, გეგეჭკორის, ჩხოროწყუს, წალენჯიხისა და მესტიის რაიონებში. იგი წარმოადგენს კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ მთისწინეთს, მოიცავს სამეგრელოს ქედს და ლეჩხუმის ქედის დასავლეთ ნაწილს, ხასიათდება ძლიერ დასერილი რელიეფით და აბსოლუტური ნიშნულების მკვეთრი მერყეობით 200 მ-დან (მდ. ცხენისწყალი სოფ. ხიდთან) — 3486,6 მ-მდე (მთა წიქურა).

რაიონი დასერილია მდინარეებით: ცხენისწყლით, ტეხურით, ხობისწყლით, ენგურითა და მათი მრავალრიცხოვანი შენაკადით. ეს მდინარეები ხასიათდება სწრაფი დინებით ვიწრო ხეობებში, ხშირია კანიონები და წყალგარდნილები.

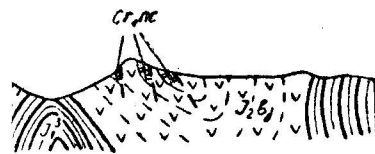
### სტრატიგრაფია

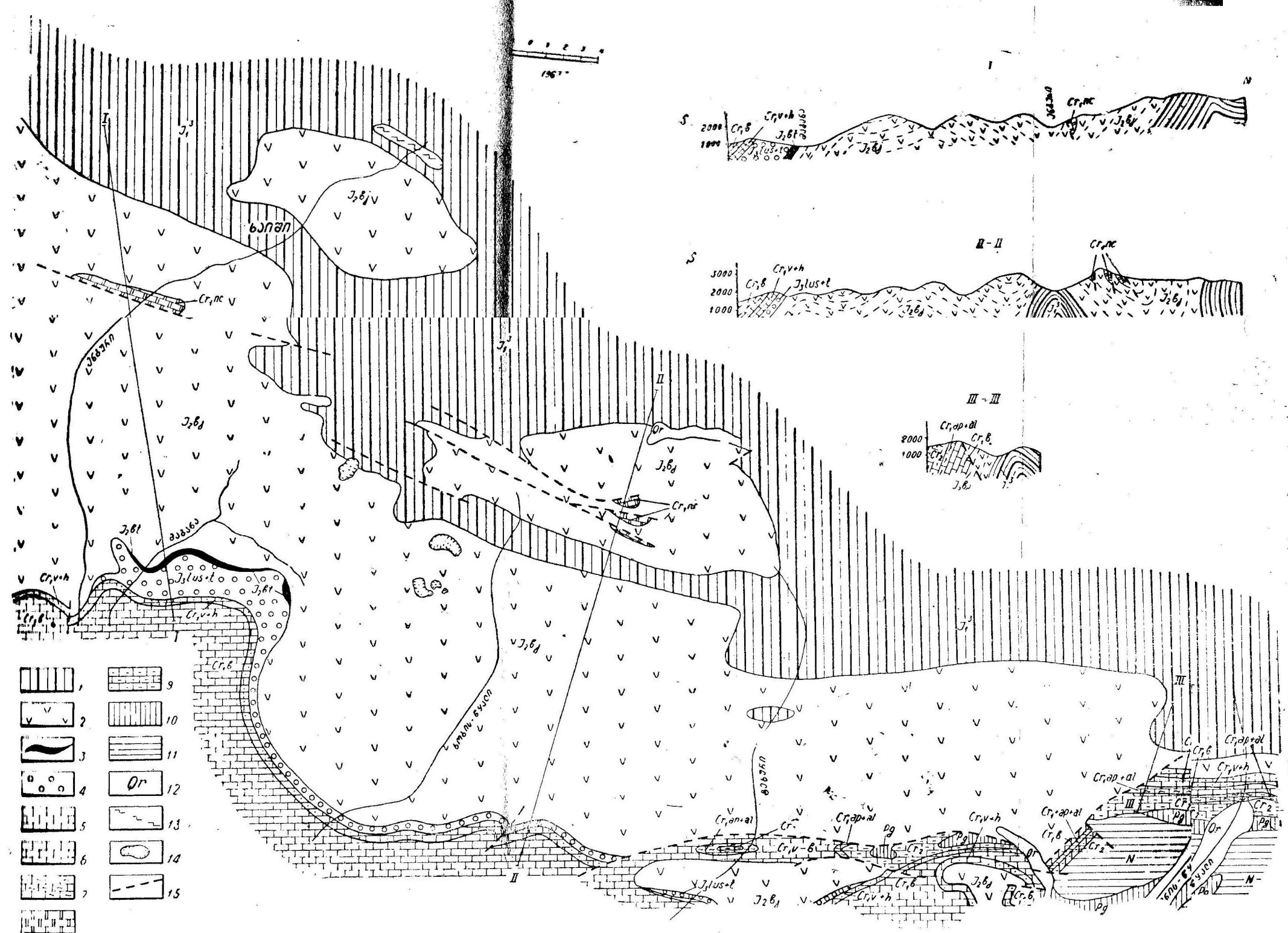
რაიონის ტერიტორია აგებულია იურული, ცარცული, ნაწილობრივ პალეოგენური და ნეოგენური ნალექებით (ნახ. 1).

ყველაზე ძველია ზედალიასური ასაკის ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყება, რომელიც წარმოდგენილია მუქი თიხა-ფიქლების და ქარსკვარციანი ქვიშაქვების შრეების მორიგეობით; ზედა ჰორიზონტებში ვულკანოგენური მასალა გამოერევა. ხილული სიმძლავრე იცვლება 200—1000 მ ფარგლებში. წყებაში ხშირად გვხვდება დიაბაზების და პორფირიტების დაიკები.

ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყების ასაკი ფაუნისტურად ზედალიასურადაა განსაზღვრული (ჯანელიძე, 1940; კახაძე, 1947).

ბაიოსი წარმოდგენილია ვულკანოგენური პორფირიტული წყებით, რომელიც რაიონის მთელ ტერიტორიაზე თანხმობით აგრძელებს ზედალიასურ ნალექებს.





ნახ. 1. ენგურ-ცხენისწყლის მდინარეთაშუეთის სტრუქტურული გეოლოგიური რუკა (შედგენილია: ე. ვახანიას, გ. გუჯაბიძის, შ. გეგუჩაძის, ე. გამყრელიძის მონაცემების მიხედვით). 1. ზედალიასური ქვიშაქვებიან-ფიქლებიანი წყება; 2. შუაიურული ვულკანოგენური წყება; 3. ბათური ქვიშაქვები და თიხიანი ფიქლები; 4. ლუზიტანურ-ტიტონური ფერადი წყება; 5. ვალანჯინურ-პოტრიველი დოლომიტები და კირქვები; 6. ბარემული ურგონული კირქვები; 7. აპტ-ალბური მერგელები და კირქვები; 8. ნეოკომური კირქვები; 9. ზედაცარტული კირქვები და მერგელები; 10. პალეოგენური ნალექები; 11. ნეოგენური ნალექები; 12. შლინარეული ნალექები; 13. იურული გაბრიოდები; 14. მცინვარები; 15. დიუნქტიურა დისლოკაციები

აქაც, ისევე როგორც საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე, დადგენილია ბაიოსის სამი ზონა (კახაძე, 1947; ზესაშვილი, 1962): *Emileia sauzei*, *Witchellia romani* და *Garantiana garantiana*. რაც შეეხება *Witchellia laeviuscula* ზონას, იგი საქართველოში დადგენილი არ არის, მისთვის ადგილი რჩება მხოლოდ ზოგ ჭრილში *Emileia sauzei* შრეების ქვევით. წყების სიმძლავრე 3000 მ აღწევს.

ზედაბაიოსური ნალექები აღმავალ ჭრილში სავსებით თანხმობით გადადის ნახშირიან წყებაში, რომელიც პირობითად ბათურს მიეკუთვნება (ძოწენიძე, სხირტლაძე, 1961); წარმოდგენილია მომწვანო-ნაცრისფერი, თხელ და სქელშრებებიანი ქვიშაქვებით, თიხიანი და ნახშირიანი ფიქლებით, რომელშიც ზოგჯერ გამოერევა კონგლომერატისა და ნახშირის შუაშრები. წყების სიმძლავრე იცვლება 60—80 მ ფარგლებში.

ზედა იურა წარმოდგენილია ლავუნურ-კონტინენტური ფერადი წყებით, რომელიც ტრანსგრესიულად ადევს ბაიოსურისა და ბათურის სხვადასხვა ჰორიზონტებს. ლითოლოგიურად წყება წარმოდგენილია ფერადი თიხებითა და ქვიშაქვებით, თაბაშირის შრეებით. წყების სიმძლავრე იცვლება 0—70 მ ფარგლებში. ასაკი განისაზღვრება როგორც ლუზიტანურ-ტიტონური (ჯანელიძე, 1940, 1960; კახაძე, 1947).

ქვედა ცარცი ტრანსგრესიულად ადევს ზედა და შუაიურულ წარმონაქმნებს; ლითოლოგიურად წარმოდგენილია დოლომიტიზებული კირქვებით, დოლომიტებითა და კირქვებით. კვარც-არკოზული მასალა გვხვდება ცხენისწყლის აღმოსავლეთით (გუჯაბიძე, 1959), სიმძლავრე აღწევს 150—200 მ. დათარიღებულია ფაუნისტურად (ჯანელიძე, 1940).

ნეოკომური კირქვები გვხვდება ასევე მთა ჩეგვალაზე და მდ. ლარაკვაკვას ხეობაში. ისინი წარმოადგენდნენ ერთ დროს მთლიანი ქვედაცარცული საფარის გათიშულ ეროზიულ ნაშთებს.

საკვლევ რაიონში, სამხრეთ პერიფერიის მთელ ზოლზე, ნეოკომურ ნალექებს თანხმობით აგრძელებს ზედაცარცული ნალექები, რომლებიც აღმავალ ჭრილში იცვლება მესამეული წარმონაქმნებით.

#### ბაქონიკა

საქართველოს გეოტექტონიკური დარაიონების თანამედროვე სქემის თანახმად (გამყრელიძე, 1966), ჩვენი კვლევის საგანი ეკუთვნის კავკასიონის სამხრეთი ფერდის დანაოჭებული სისტემის გაგრა-ჯავის ზონის ჩრდილო პორფირიტული იურის ქვეზონას.

ქვეზონა ძირითადად აგებულია ბაიოსის პორფირიტული წყებით, გაცილებით ნაკლებად — ლიასის ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყებით,

უმნიშვნელო გავრცელებით სარგებლობს ქვედაცარცული კირქვების ეროზიული ნაშთები (ჩეგვალა, ლარაკვაკვა).

ტექტონიკურად ქვეზონისათვის დამახასიათებელია საზობრივი, სამხრეთისაკენ გადახრილი ნაოჭები, უფრო ნაკლებად — რღვევები. შეკუმშვის ხარისხი და ნაოჭთა გადახრა სამხრეთისაკენ კლებულობს. ნაოჭთა ღერძებს, როგორც წესი, აქვთ საერთო კავკასიური NW—SO მიმართულება.

აღნიშნულ რაიონში სხვადასხვა მკვლევარმა დეტალურად შესწავლა აქ გავრცელებული სტრუქტურები. ამ მხრივ საყურადღებოა პ. გამყრელიძის (1945), ს. ბუკიას (1948, 1955, 1956), ე. ვახანიას (1953) შრომები, რომლებშიც მოცემულია სტრუქტურათა დეტალური დახასიათება; დეტალური პეტროგრაფიული კრილების შედგენას დროს უსარგებლოდით სწორედ ამ მონაცემებით.

### III. შუაიურული ვულკანოგენური წყების

#### ძირითადი მონაცემების მოკლე დახასიათება

შუაიურული ვულკანოგენური წყების დეტალური შესწავლის მიზნით შევადგინეთ კრილები მდინარეების: ცხენისწყლის, ტეხურის, ხობისწყლის, ენგურისა და მათი შენაკადების ხეობებში, ასევე სამეგრელოს ქედის სამხრეთი განშტოების თხემის გასწვრივ.

#### ჰობალიასკარის მონილი

კრილი შედგენილია კორტანამ-წიფურის დელიდან 100 მ ზევით მდ. ტეხურის წყალადმა, უწყარო-პოპორსუკის ანტიკლინის ჩრ. ფრთაში (ანტიკლინის ჩრდილო ფრთა განლაგებულია ნორმალურად, დაქანების აზიმუტი NW—350°,  $\pm$  50—60°).

კრილში პორფირიტული წყების ფუძე და ზედა ნაწილი გამოიშვლებული არ არის. ხილული ნაწილის სიმძლავრე 1060 მეტრია; აქედან ლავურ წარმონაქმნებზე მოდის კრილის სიმძლავრის 65%, ხოლო ტუფებზე — 35%<sup>1</sup>.

კრილში მკაფიოდ გამოიყოფა ორი ჰორიზონტი: ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებისა და ჰიპერსტენიანი ბაზალტების.

პირველი მათგანი ავებულია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების განფენებითა და ლავური ბრექჩიებით, რომლებიც მორიგეობენ უსამიტური, ლითოკლასტური და კრისტალოკლასტური ტუფების

<sup>1</sup> ლავური და ტუფური წარმონაქმნების ჯამური სიმძლავრეები სხვადასხვა კრილში მოყვანილია ცხრ. 19.

სხვადასხვა სიმძლავრის დასტებთან. ქანები ზოგჯერ გაცვეთილია იგივე შედგენილობის დაიკებით. ჰორიზონტის ზედა ნაწილში გამოერევა პლაგიოკლასიანი პორფირიტის ორი განფენი. ამავე ნაწილში ჰორიზონტი გაცვეთილია ჰიპერსტენიანი ბაზალტის 30 მ სიმძლავრის დაიკით.

ავგიტ-ლაბრადორიანი ჰორიზონტის ხილული სიმძლავრეა 436 მ.

ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტი წარმოდგენილია ჰიპერსტენ-ლაბრადორიანი და ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტების განფენებით, რომლებიც მორიგეობენ იმავე შედგენილობის ლავურ და ტუფურ ბრექჩიებთან. აღნიშნულ ჰორიზონტში ჰიპერსტენიან ბაზალტებთან და მის ვულკანოკლასტოლითებთან მორიგეობს ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ორი განფენი და ლავური ბრექჩია. თუ ჰიპერსტენიანი ბაზალტების და მისი ვულკანოკლასტოლითების სიმძლავრე 200 მ აღწევს, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების სიმძლავრე მხოლოდ 60 მეტრია.

ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტის საერთო სიმძლავრე კრილში უდრის 260 მ.

მეორადი პროცესებიდან ამ კრილში გავრცელებულია: ალბიტიზაცია, ქლორიტიზაცია, კარბონატიზაცია, პრენიტიზაცია, სილიფიკაცია, ცეოლითიზაცია, პელიტიზაცია. ამათგან ყველაზე უფრო გავრცელებულია ალბიტიზაცია და ქლორიტიზაცია; პირველი ძალზე ინტენსიურია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტის ქვედა ნაწილებში, ზევით იგი სუსტდება და ბოლოს თითქმის აღარც შეინიშნება; ამ ნაწილში უკვე ადგილი აქვს ინტენსიურ კარბონატიზაციას. ქლორიტიზაცია დამახასიათებელია კრილის ყველა დონისათვის.

ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტი გაცალბით საღია; მეორადი პროცესები აქ ნაკლები ინტენსივობით ხასიათდება და უმთავრესად გამოიხატება ქლორიტიზაციასა და პელიტიზაციაში.

#### ლახანის მონილი

კრილი შედგენილია მდ. ენგურის ხეობაში დარჩის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში (დაქანების აზიმუტი W—270°,  $\pm$  70—90°) სოფ. ლახანიდან წყალადმა სინკლინის ღერძამდე; ამ კრილში პორფირიტული წყება სრული თანხმობით აგრძელებს ზედალიასური ასაკის ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყებას. პორფირიტული წყების სულ ზედა ნაწილი გადაარეცხილია. ხილული ნაწილის სიმძლავრე 1640 მ უდრის. აქედან ლავური წარმონაქმნები შეადგენს 41%, ხოლო ტუფები — 59%.



ჭრილში გამოიყოფა სამი ჰორიზონტი: სპილიტური, ავგიტ-ლაბ-  
რადორიანი პორფირიტების და ჰიპერსტენიანი ბაზალტების.

სპილიტური ჰორიზონტი წარმოადგენს პორფირიტული წყების  
სულ ქვედა ნაწილს; იგი თანხმობით ადევს ზედალიასურ წარმო-  
ნაქმნებს. ჰორიზონტი აგებულია სპილიტური დიაბაზებით, რომლე-  
ბიც მორიგეობს სპილიტური პორფირიტის ლავურ და ტუფურ ბრექ-  
ჩიებთან. ჰორიზონტის სიმძლავრეა 151 მ.

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტი უშუალოდ  
აგრძელებს სპილიტურ ჰორიზონტს. აგებულია მანდელშტაინური, ავ-  
გიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფებისა და ტუფბრექჩიების მო-  
რიგეობით, რომელშიც შეჭრილია იმავე შედგენილობის დიაბაზის  
შრე-ძარღვები. ჰორიზონტის სიმძლავრე 890 მ-ია.

ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტი თავზე ადევს წინა ჰო-  
რიზონტს. აგებულია ავგიტ-ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ლავური  
ბრექჩიების და ტუფების დასტების მორიგეობით. ტუფის ერთ შრეში  
გვხვდება როგორც ჰიპერსტენიანი ბაზალტის, ასევე ავგიტ-ლაბრა-  
დორიანი პორფირიტის ნატეხები; ჭარბობს პირველი. ჰორიზონტის  
ზედა ნაწილში გამოიყოფა ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფ-  
ბრექჩიის 20 მ სიმძლავრის შრე. ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორი-  
ზონტის სიმძლავრე 570 მ-ია.

მეორადი პროცესებიდან გავრცელებულია ალბიტიზაცია, ქლორი-  
ტიზაცია, კარბონატიზაცია, გრანატიზაცია, პრენიტიზაცია, ეპიდოტი-  
ზაცია, ცეოლითიზაცია.

სპილიტურ ჰორიზონტში გავრცელებულია კარბონატიზაცია,  
ქლორიტიზაცია, ზოგჯერ ცეოლითიზაცია. ამათგან პირველი ინტენ-  
სიურია; ზოგჯერ ქანის მთელი უბნებია კარბონატით გაყვანილი.

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტის ქვედა და  
შუა ნაწილისათვის დამახასიათებელია კარბონატიზაცია და ძლიერი  
ალბიტიზაცია, ეს უკანასკნელი ზევით სუსტდება და უკვე წამყვანია  
კარბონატიზაცია. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ უშუალოდ სპილიტუ-  
რი ჰორიზონტის მომდევნო შრეებში, გარდა ალბიტიზაციისა, მკაფიოდ  
არის გაშობატული ეპიდოტიზაცია და პრენიტიზაცია, ეს უკანასკნელი  
ზევით მდებარე შრეებშიც არის გავრცელებული. იმავე ჰორიზონტის  
ზედა ნაწილში ადგილი აქვს გრანატიზაციის მოვლენებს.

ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტში გვხვდება სუსტი ალბი-  
ტიზაცია და სერიციტიზაცია; უფრო ინტენსიურია ქლორიტიზაციის  
პროცესი.

საერთოდ ქლორიტიზაცია და კარბონატიზაცია ყველა დონეზე  
გავრცელებული პროცესებია.

ჭრილი შედგენილია მდ. ენგურის ხეობაში, დარჩის სინკლინის  
სამხრეთ ფრთაში (დაქანების აზიმუტი — NO—70°,  $\alpha$  45—50°),  
დაბა ხაიშიდან წყალაღმა.

ჭრილში ბაიოსური პორფირიტული წყება თანხმობით აგრძელებს  
ზედალიასური ქვიშაქვებისა და ფიქლების წყებას. პორფირიტული  
წყების სულ ზედა ნაწილი გადარეცხილია. ხილული ნაწილის სიმძლავ-  
რე უდრის 1630 მ; აქედან ლავურ წარმონაქმნებზე მოდის სიმძლავ-  
რის 46%, ხოლო ტუფებზე — 54%.

აქაც, ისევე როგორც წინა ჭრილში, სამი ჰორიზონტი გამოიყო-  
ფა, რომელიც მათი ანალოგიურია.

პირველი, სპილიტური ჰორიზონტი, რომელიც პორფირიტული  
წყების სულ ქვედა ნაწილს შეადგენს, წარმოადგენილია სპილიტური  
პორფირიტებით, მანდელშტაინური სპილიტური პორფირიტებითა და  
მათი ტუფებისა და ტუფბრექჩიების მორიგეობით; აქვე არის სპილა-  
ტური დიაბაზ-პორფირიტის შრეძარღვიც.

სპილიტური ჰორიზონტის სიმძლავრე 310 მ-ია.

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტი წარმოადგენი-  
ლია შესაბამისი ლავებისა და მათი ვულკანოკლასტოლითების მორი-  
გეობით. ცალკეული ლავების სიმძლავრე 125 მ აღწევს; აქ შეიძლება  
საქმე გვექონდეს რამდენიმე განფენის ურთიერთდადებასთან, რომელ-  
თა გამყოფი ზედაპირი ველზე არ ჩანს.

ამ ჰორიზონტის სიმძლავრე 1000 მ-მდეა.

მესამე — ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტი შედგება ავ-  
გიტ-ჰიპერსტენიანი ბაზალტების, მისი ლავური ბრექჩიებისა და ტუ-  
ფებისაგან. სულ ზედა ნაწილში მათ თავზე ადევს შეცვლილი, ავგიტ-  
ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფბრექჩია.

ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტის სიმძლავრე 320 მეტ-  
რამდეა.

მეორადი პროცესებიდან გავრცელებულია ალბიტიზაცია, ქლო-  
რიტიზაცია, კარბონატიზაცია, სილიფიკაცია, სერიციტიზაცია, ცეო-  
ლითიზაცია, გრანატიზაცია

ალბიტიზაცია ინტენსიურია ჭრილის შუა დონეზე, კერძოდ ავ-  
გიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში, უფრო ზევით თითქმის არ გვხვდებ-  
ა. ქლორიტიზაცია უფრო დამახასიათებელია ჭრილის შუა და ზედა  
დონისათვის, ე. ი. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებისა და ჰიპერ-  
სტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტისათვის. კალციტიზაცია უმეტესად  
გავრცელებულია ქვედა და შუა დონეზე. ზევით იგი ნაკლებადაა. გრა-

ნატიზაციის მოვლენებს ადგილი აქვს მხოლოდ გაალბიტებულ ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში, უფრო ზუსტად ამ პორიზონტის შუა დონეზე, რაც შეეხება კვარც-ეპიდოტის ძარღვებს, ისინი გვხვდებიან ჰაპერსტენიან ბაზალტებში და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პორიზონტის ზედა ნაწილში.

#### მცა-მაგანის ზრილი

ჭრილი იწყება მდ. ენგურის ხეობაში ეცა-მაგანის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში (დაქანების აზიმუტი SW—220°,  $\alpha$  80—90°) მდ. ეცასა და ენგურის შესართავთან, გრძელდება წყალღამა სოფ. ხულონამდე.

ამ ჭრილში პორფირიტული წყების ფუძე, ასევე სულ ზედა ნაწილი, გაშიშვლებული არ არის. ჭრილის სიმძლავრე 2920 მ-ია; აქედან ლავური წარმონაქმნები შეადგენს სიმძლავრის 12%, ხოლო ტუფური — 88%.

აქ გამოვყოფთ ორ პორიზონტს: პირველი, სპილიტური პორიზონტი, რომელიც ჭრილის სულ ქვედა ნაწილს აგებს, წარმოდგენილია სპილიტური კრისტალოკლასტური და ლითოკლასტური ტუფის დასტებით, აქა-იქ მცირე რაოდენობით ურევია კვარცის მასალა: სულ ქვედა დასტაში სპილიტურ ტუფებთან მორიგეობს გრაუფაკულ-არკოზული ქვიშაქვების მცირე სიმძლავრის შრეები.

სპილიტური პორიზონტის სიმძლავრე 340 მ-მდეა.

მეორე, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პორიზონტი წარმოდგენილია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის კრისტალოკლასტური და ლითოკლასტური ტუფების დასტებით, იმავე შედგენილობის განფენით და ლავური ბრეჭჩიებით. პორიზონტის სულ ქვედა ნაწილში, გაალბიტებულ ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფებში გამოერევა რქატყუარიანი პორფირიტის პსამიტური ტუფის 70 მ სიმძლავრის დასტა. ამავე პორიზონტის ზედა ნაწილში, ლითო-კრისტალოკლასტურ ტუფებში, ჩნდება ნახშირის ჩანართები; ზოგი შრე გამდიდრებულია პირიტით.

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პორიზონტის სიმძლავრე 2580 მ-ია.

ჰაპერსტენიანი ბაზალტების პორიზონტი აქ არ გამოიყოფა. შესაძლოა ამ ჭრილში ქანების ინტენსიური შეცვლის გამო რომელიღაც პირობების არაა შემორჩენილი.

მეორადი პროცესებიდან გვხვდება: კარბონატიზაცია, ალბიტიზაცია, ქლორიტიზაცია, პელიტიზაცია, პრენიტიზაცია, ეპიდოტიზაცია, სილიფიკაცია, ლიმონიტიზაცია.

კარბონატიზაცია ძალზე ინტენსიურია, იგი გვხვდება ჭრილის შუა და ზედა დონეზე, ქვევით — ნაკლებად; არ არის თითქმის არც ერთი შრე, რომელიც სხვადასხვა ხარისხით არ იყოს გაკარბონატებული, ხშირად შეუძლებელიცაა ქანის პირველადი შედგენილობის გარკვევა. ალბიტიზაცია ინტენსიურია ჭრილის შუა დონეზე, ზევით იშვიათად გვხვდება. ქლორიტიზაციას ადგილი აქვს ჭრილის ყველა დონეზე, შედარებით ნაკლებია ქვედა დონეზე. პრენიტიზაცია და ეპიდოტიზაცია დამახასიათებელია გაალბიტებული პორფირიტებისა და მისი ვულკანოკლასტოლითებისათვის, გვხვდება ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პორიზონტის ქვედა ნაწილში. პელიტიზაცია განსაკუთრებით ინტენსიურია ჭრილის შუა დონეზე, იშვიათად — ზევითაც. რაც შეეხება ლიმონიტიზაციას, იგი გვხვდება ქანგვის ზოლებში, არგილიტიზაციასთან და სილიფიკაციასთან ერთად.

#### საჰერია-ვისკიბულის ზრილი

ჭრილი შედგენილია მდ. ტეხურის ხეობაში, საქერია-ვისკიბულის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში; იწყება პოკვასა და ტეხურის შესართავიდან 200 მ ქვევით და გრძელდება წყალღამა (სინკლინის ფრთა ყირაზე დამდგარი, მიმართება W—270°). ბაიოსური ვულკანოგენური წყება თანხმობით აგრძელებს ზედალიასური ფიქლებისა და ქვიშაქვების წყებას.

ჭრილში გაშიშვლებულია პორფირიტული წყების ქვედა ნაწილი. ჭრილის სიმძლავრე 900 მ-მდეა; აქედან ლავებზე მოდის სიმძლავრის 17%, ხოლო ტუფებზე — 83%.

ჭრილის ქვედა ნაწილი აგებულია სპილიტური პორიზონტით, წარმოდგენილია სპილიტური კრისტალოკლასტური და ლითოკლასტურ ტუფების დასტებით, კერატოფირის განფენითა და მათ შორის მოქცეული გაალბიტებული ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის პსამიტური ტუფის მძლავრი შრით. სტრატეგრაფიულად ცოტა ზევით სპილიტურ პორიზონტში კიდევ გამოერევა გაალბიტებული ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ვულკანოგენები.

სპილიტური პორიზონტის სიმძლავრე 420 მ-ია.

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის პორიზონტი წარმოდგენილია ამავე შედგენილობის განფენებითა და ლითოკლასტური ტუფებით; პორიზონტის ქვედა ნაწილში გამოერევა სპილიტური განფენი. სტრატეგრაფიულად ზევით (30 მ) ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პორიზონტში მოქცეულია რქატყუარიანი პორფირიტის ალექსანდრიტული, კრისტალოკლასტური ტუფის დასტა. ჭრილის ზედა ნაწილში

**ში კვლავ ჩნდება რქატყუარაიანი პორფირიტის ლითოკლასტური ტუფის შრეები, რომელიც მორიგეობს გაალბიტებულ ალევრიტულ ტუფებთან.**

ასრიადა, ამ ჭრილში გაშიშვლებულია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტის ქვედა ნაწილი; მისი სიმძლავრე 640 მ-ია.

მეორადი პროცესებიდან გვხვდება ქლორიტიზაცია, ალბიტიზაცია, პრენიტიზაცია, სერიციტიზაცია, იშვიათად სილიფიკაცია და პელიტიზაცია.

კარბონატიზაცია და ქლორიტიზაცია გავრცელებულია ჭრილის ყველა დონეზე. პრენიტიზაცია, ალბიტიზაცია და სერიციტიზაცია უპირატესად გვხვდება ჭრილის ზედა ნაწილში, გაალბიტებულ ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში და რქატყუარაიან პორფირიტებში. სილიფიკაცია და პელიტიზაცია სპორადულად გვხვდება სხვადასხვა დონეზე.

#### კალანდიასკარის ზრილი

ჭრილი შედგენილია მდ. ტეხურის ხეობაში, უწყარო-პოპორსუკის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში (გადმოყირავებულია სამხრეთით,  $\rightarrow 80^\circ$ ). ჭრილი იწყება ადგილ კალანდიასკარის ზევით 600 მ-ზე, გრძელდება წყალდაღმა.

აქ გაშიშვლებულია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტის ქვედა ნაწილი, რომელიც წარმოდგენილია გაალბიტებული ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის განფენებით, ამავე შედგენილობის ტუფბრეჭიებითა და ლითოკლასტური ტუფებით (ამ უკანასკნელში ურევია სპილიტური პორფირიტის ნატეხებიც), დიაბაზ-პორფირიტების შრეძარღვებით; უფრო ზევით ჩნდება რქატყუარაიანი პორფირიტის ტუფები, რომელსაც მოსდევს ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის განფენები და მიკროტუფბრეჭიის შრე, რქატყუარაიანი პორფირიტის და პლაგიოკლაზიანი პორფირიტის შერეული ტუფბრეჭი და ბოლოს პლაგიოკლაზიანი პორფირიტის განფენი.

ჭრილის სიმძლავრე უდრის 473 მ; აქედან ლავებზე მოდის 52%, ხოლო ტუფებზე — 48%.

მეორადი პროცესებიდან გავრცელებულია ალბიტიზაცია, კარბონატიზაცია, ქლორიტიზაცია, სილიფიკაცია, სერიციტიზაცია, პრენიტიზაცია, ეპიდოტიზაცია, ცეოლითიზაცია.

კარბონატიზაცია და ქლორიტიზაცია დამახასიათებელია ჭრილის ყველა დონისათვის; ალბიტიზაცია ინტენსიურია ჭრილის ქვედა ნა-

წილში, ზევით სუსტდება. სხვა პროცესების გავრცელებაში კანონზომიერება არ ჩანს.

#### ნალოზარის ზრილი

ჭრილი შედგენილია მდ. ცხენისწყლის ხეობაში; სოფ. რცხმელურის ქვევით 400 მ გაშიშვლებულია ბაიოსური ქანებით აგებული ანტიკლინური ნაოჭი, რომლის ჩრდილო ფრთა ტექტონიკურად ეხება ზედალიასურ ქანებს, ხოლო სამხრეთი ფრთა ასევე ტექტონიკურად — ცარცულ ნალექებს. ჭრილი შედგენილია სამხრეთ ფრთაში (დაქანების აზიმუტი  $NO-10^\circ$ ,  $\rightarrow 40^\circ$ ).

ჭრილში გაშიშვლებულია პორფირიტული წყების, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტის ქვედა ნაწილი, წარმოდგენილი მანდელშტაინური ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებით, ამავე შედგენილობის ლავური და ტუფური ბრეჭიებით და ტუფებით, რომლებთანაც მორიგეობს რქატყუარაიანი პორფირიტის ლითოკლასტური ტუფის შრეები.

ჭრილის სიმძლავრე 460 მ-მდეა; აქედან ლავები შეადგენს 9%, ხოლო ტუფები — 91%.

მეორადი პროცესებიდან გავრცელებულია კარბონატიზაცია, ქლორიტიზაცია, ალბიტიზაცია; გვხვდება კვარც-ეპიდოტ-პრენიტის ძარღვები; ხშირია ცეოლითიზაციის, პელიტიზაციისა და ლიმონიტიზაციის მოვლენები.

#### ჯონოულას ზრილი

ჭრილი შედგენილია მდ. ცხენისწყლის მარჯვენა შენაკადის ჯონოულას ხეობაში, იწყება იქ, სადაც ჯონოულას ხეობა მკვეთრად ვიწროვდება, წიფერის ბილიკის დასაწყისში, გრძელდება წყალდაღმა — სოფელ ქულბაქამდე (აქ უწყარო-პოპორსუკის ანტიკლინის სამხრეთი ფრთა გადაყირავებულია სამხრეთით და ვარდება ჩრდილოეთით  $30-60^\circ$ ).

ჭრილში გაშიშვლებულია პორფირიტული წყების ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტი; წარმოდგენილია რქატყუარაიან-ლაბრადორიანი პორფირიტების განფენებით, გამკვეთი სხეულებით, რომლებიც მორიგეობენ ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტების ლავებთან, ტუფურ და ლავურ ბრეჭიებთან, ლითოკლასტურ ტუფებთან.

ჭრილის სიმძლავრე 1100 მ-ია; აქედან ლავები შეადგენს 8%, ხოლო ტუფები — 92%.

2. თ. ჯანელიძე

ქეორადი პროცესებიდან გავრცელებულია ქლორიტიზაცია, კალციტიზაცია, ალბიტიზაცია, პელიტიზაცია, სილიფიკაცია, ეპიდოტიზაცია.

კარბონატიზაცია და ქლორიტიზაცია ინტენსიურია, გვხვდება ყველა დონეზე, ალბიტიზაცია შედარებით სუსტადაა გამოხატული და გვხვდება მხოლოდ აქა-იქ. კვარც-ეპიდოტის ძარღვები დაკავშირებულია ნაპრალებთან და გავრცელებულია ჭრილის ზედა ნაწილში. რაც შეეხება პელიტიზაციას იგი შედარებით იშვიათია და გვხვდება ჭრილის შუა დონეზე.

საკვლევი ტერიტორიის მაღალმთიან რაიონებში, კერძოდ მდ. ხობისწყლის ზედა წელში, სტრატეგრაფიული ჭრილების შედგენა არ მოხერხდა, რადგან გაშიშვლებულია მხოლოდ ცალკეული გამოსავლები. ქვემოთ მოკლედ მოგვყავს აქ გავრცელებული ქანების რაობა:

1. მდინარე ხობისწყლის ხეობაში, ადგილ შეღეთის ჩრდილოეთით, პირველ მარცხენა შენაკადში გაშიშვლებულია ბაიოსური ქანების, დაახლოებით 120 მ სიმაღლის დასტა, რომელიც წარმოდგენილია გაცეოლითებული, გაალბიტებული, გაქლორიტებული, ზოგჯერ გაპრენიტებული და გასერიციტებული კრისტალოკლასტური და ლითოკლასტური ტუფებით; ცალკეული შრეები დასერილია კალციტის და ალბიტის ძარღვებით; ზოგ შრეში გამოყრევა სპილიტური პორფირიტის ნატეხები, შრეთა სიმაღლაკრე ცვალებადობს 1—10 მ ფარგლებში.

2. მდინარე ხობისწყლის ხეობაში ადგილ შეღეთის სამხრეთით, წყალდაღმა, ლეკუდელის ანტიკლინისა და სინკლინის ფრთებში გაშიშვლებულია ბაიოსური ქანები. გვხვდება რქატყუარიანი პორფირიტის ლითოკლასტური ტუფები; გაქლორიტებული კრისტალო-ლითოკლასტური ტუფები; ლაბრადორიანი პორფირიტის გაქლორიტებული, გალიმონიტებული ტუფები; სპილიტური პორფირიტები და მათი ვულკანოკლასტოლითები; ჰიპერსტენიანი ბაზალტები; დიაბაზ-პორფირიტები.

3. მდინარე ხობისწყლის ხეობაში, უწყარო-პოპოროსუკის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში, ადგილ ლუგელადან წყალაღმა, გაშიშვლებულია ბაიოსური ქანები. აქ გვხვდება გაალბიტებული ლაბრადორიანი პორფირიტის ლავური ბრეჩიები და ლითოკლასტური ტუფები (ისინი უმეტესად შეცვლილია: გაცეოლითებული, გაქლორიტებული, გათიხებული, გაკალციტებული, გასერიციტებული); რქატყუარიან-ლაბ-

რადორიანი პორფირიტები (რქატყუარა გაქლორიტებული და გაბიოტიტებული) და მათი ტუფები.

4. სამეგრელოს ქედის სამხრეთი განშტოების თხემის გასწვრივ გაშიშვლებულია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები, მათი ლავური ბრეჩიები და ლითოკლასტური ტუფები. ტუფები ზშირად გაპრენიტებულია, გაცეოლითებული, გაკალციტებული, გაკვარცებული, ზოგჯერ დასერილი კვარც-პრენიტის ძარღვებით; გვხვდება სპილიტური პორფირიტები და მათი ვულკანოკლასტოლითები, აგრეთვე გაალბიტებული ტუფის დასტები.

შუაიურული ვულკანოგენური წყების ჭრილების აღწერიდან და მათი შედარებიდან ჩანს, რომ წყება გარკვეულად სტრატეგრაფიკურებულია (ნახ. 2).

ყველგან, სადაც კი პორფირიტული წყების ფუძე გაშიშვლებულია, მისი სულ ქვედა ნაწილი წარმოდგენილია სპილიტებით (ხაიშის, ლახანის, ეცა-მაგანის, საქერია-ცისკიბულის ჭრილები). ერთ შემთხვევაში სპილიტურ პორიზონტში გამოყრევა ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის გაალბიტებული განფენი და ტუფები (საქერია-ცისკიბულის ჭრილი, დასტები 3, 5, 6 და 7).

სივრცობრივად ისინი დაკავშირებული არიან სპილიტური პორიზონტის ზედა ნაწილთან.

სპილიტური პორიზონტის სიმაღლაკრე სხვადასხვა ჭრილებში ცვალებადობს 150—420 მ ფარგლებში.

პორფირიტული წყების მნიშვნელოვანი, კერძოდ შუა და ნაწილობრივ ზედა ნაწილი, წარმოდგენილია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პორიზონტით.

პორიზონტის ქვედა ნაწილი ინტენსიურად არის გაალბიტებული, ზევით ალბიტიზაციის ხარისხი კლებულობს. სწორედ გაალბიტებულ ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებთან სივრცობრივად დაკავშირებულია რქატყუარიანი პორფირიტების განფენები, გამკვეთი სხეულები და ტუფები; მათი ჯამური სიმაღლაკრე ცვალებადია, არ აღემატება 100 მ.

რქატყუარიანი პორფირიტები ლოკალურად არის გავრცელებული, ისინი წარმოშობილი უნდა იყვნენ ცალკეულ ვულკანურ კერებში მაგმის თავისებური დიფერენციაციის შედეგად აქროლადების სიჭარბის პირობებში. რქატყუარიან პორფირიტებს ცალკე პორიზონტად არ გამოყვოფთ; თუმცა, როგორც უკვე ითქვა, ისინი სივრცობრივად დაკავშირებული არიან ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტე-

ბის ჰორიზონტის ქვედა დონესთან და მათი გამოყენება ამ უკანასკნელის დასაწინააღმდეგებლად შესაძლოა მიზანშეწონილი იყოს.

ქობალიასკარის ჭრილში ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ზედა ნაწილს სივრცობრივად უკავშირდება პლაგიოკლასიანი პორფირიტები.

ჰიპერსტენიან ბაზალტებს უჭირავს პორფირიტული წყების ზედა ნაწილი, ამ ჰორიზონტის სიმაღლავრე 260—570 მ ფარგლებში ცვალებადობს; მათში გამოიყვება ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების 20—60 მ სიმაღლავრის ვულკანური წარმონაქმნები; როგორც ვხედავთ, ეს უკანასკნელი მკვეთრად დამორჩილებული რაოდენობითაა.

ამრიგად, შესწავლილ ტერიტორიაზე ვულკანოგენური წყება სამ ჰორიზონტად არის დანაწევრებული: სპილიტური ჰორიზონტი, რომელიც ქმნის წყების სულ ქვედა ნაწილს; ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტი — აგებს პორფირიტული წყების შუა და ნაწილობრივ ზედა ნაწილს, და ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ჰორიზონტი, რომლითაც აგებულია წყების ზედა ნაწილი.

კრისტალური მასივების გადარეცხვის პროდუქტები შესწავლილ ტერიტორიაზე, როგორც წესი, არ გვხვდება.

კვარციანი და მუსკოვიტიანი შრეები მცირე რაოდენობით გვხვდება ეცა-მაგანის რაიონში. გაცილებით ფართოდაა გავრცელებული ქანები, რომლებიც წარმოიშენენ ვულკანური კუნძულების გადარეცხვის ხარჯზე. ისინი შედგებიან პორფირიტების, ტუფებისა და მათი მინერალების ცოტად თუ ბევრად დამუშავებული მასალისაგან.

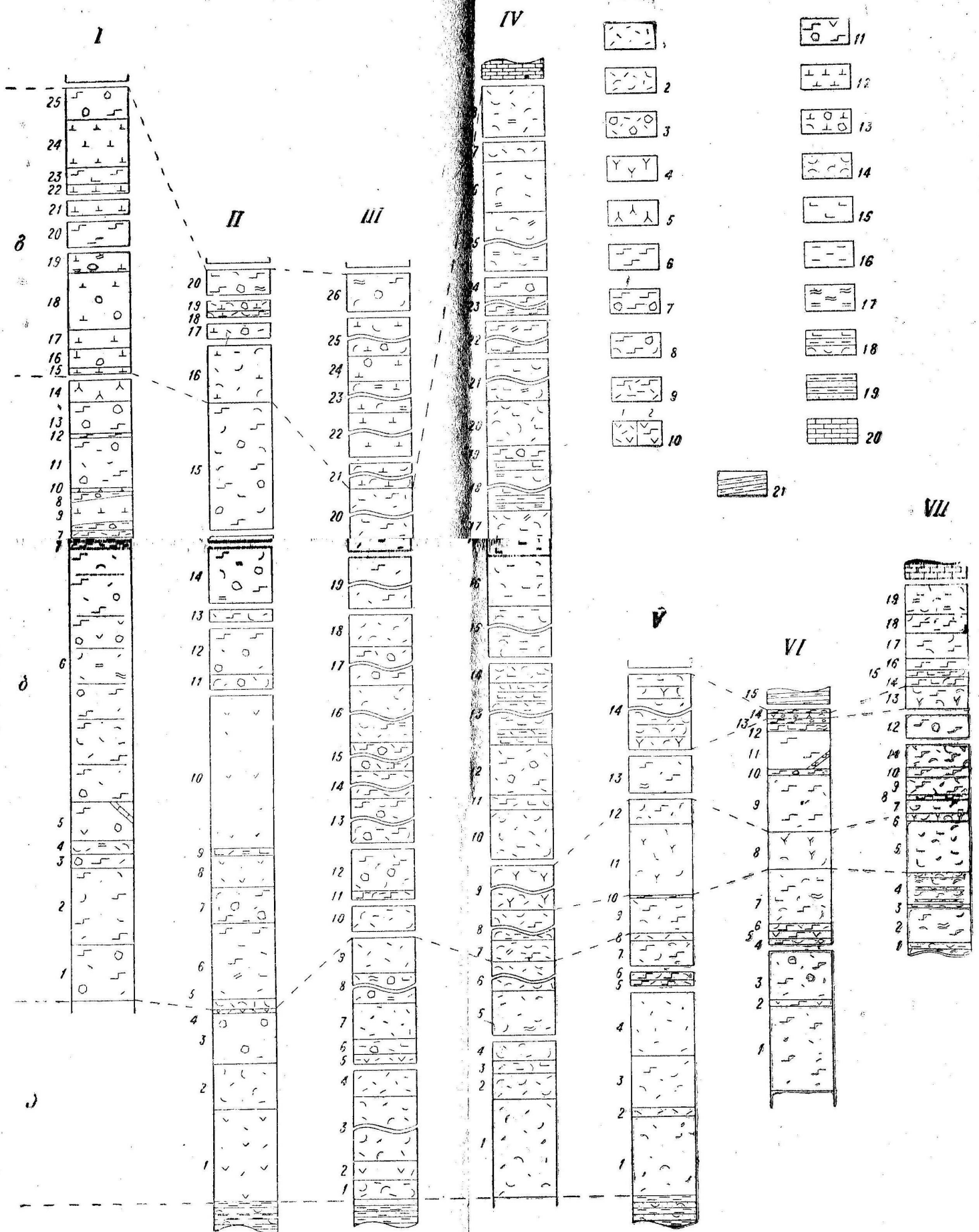
#### IV. ვულკანოგენური წყების შემადგენელი ქანების პეტროგრაფია

სპილიტები, კარბოფირები, გაალბიტებული პორფირიტები

როგორც ჭრილების აღწერისას იყო ნაჩვენები, ენგურსა და ცხენისწყალს შორის პორფირიტული წყების ქვედა ნაწილი წარმოადგენილია სპილიტებით, კერატოფირებით, გაალბიტებული პორფირიტებითა და მათი ვულკანოკლასტოლითებით.

საერთოდ ეს წყება წარმოადგენს ტიპობრივ გეოსინკლინურ ფორმაციას, რომელშიც სპილიტები, კერატოფირები, გაალბიტებული პორფირიტები, საშუალო და ფუძე პლაგიოკლასის შემცველი პორფირიტები, მათი თანმხლები ვულკანოკლასტოლითები და ნორმული დანალექი ქანები წარმოადგენს პარაგენეტურად ურთიერთდაკავშირებული ქანების კანონზომიერ კომპლექსს.

ამრიგად, სპილიტები და კერატოფირები გეოსინკლინური მაგმური ფორმაციის დამახასიათებელი წევრებია.



ნახ. 2. შუაიურული ვულკანოგენური წყების პეტროგრაფიული ტრილები: I — ქობალისკარი; II — ლახანი; III — ხაიში; IV — ეცა-მაგანი; V — საქერია-ცისკიბული; VI — კალანდიასკარი; VII — ნალომარი. 1. სპილიტები; 2. სპილიტური ტუფები; 3. სპილიტური ლავური ბრექჩიები; 4. რქატყუარაიანი პორფირიტები; 5. პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები; 6. ლაბრადორიანი პორფირიტები; 7. ლაბრადორიანი პორფირიტის ლავური ბრექჩიები; 8. ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფბრექჩიები; 9. გაალბიტებული ლაბრადორიანი პორფირიტები; 10. დიაბაზები და დიაბაზ-პორფირიტები; 11. ფუქე დიაბაზებისა და დიაბაზ-პორფირიტების ლავური ბრექჩიები; 12. კიპერსტენიანი ბაზალტები; 13. კიპერსტენიანი ბაზალტების ტუფები და ბრექჩიები; 14. ალვიტული, პელიტური ტუფები; 15. გაყარბონატული ქანები; 16. გათიხებული ქანები; 17. გაქლორბიტული, გასერიციტებული ქანები; 18. ქანების შორიფეოზა; 19. ლიასური ნალექები; 20. ცარცული ნალექები; 21. ფერადი წყება.

ა) სპილიტური პორფირიტები; ბ) ავიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პორფირიტები; გ) კიპერსტენიანი ბაზალტების პორფირიტები

სანამ ქანების პეტროგრაფიულ დახასიათებას შევუდგებოდეთ, საჭიროდ მიგვაჩნია შევეხოთ სპილიტის განმარტებას:

მკვლევრები სხვადასხვანაირად განსაზღვრავენ ტერმინ სპილიტს; ზოგის აზრით, სპილიტი გაალბიტებულ ქანსაც შეიძლება ვუწოდოთ, გ. ძოწენიძის (1963) მიხედვით, სპილიტები უნდა ეწოდოს მხოლოდ ისეთ ფუძე და საშუალო (ბაზალტური და ანდეზიტური შედგენილობის) ქანებს, რომლებიც წარმოიშვნენ გეოსინკლინის დაძირვის დროს წყალქვეშა ამოფრქვევების შედეგად და იჩენენ მინერალური შედგენილობის გარკვეულ ანომალიას, რაც გამოიხატება ალბიტის გაჩენით იქ, სადაც ნორმალურად ლაბრადორი ან ანდეზინი უნდა იყოს.

სპილიტის ამგვარი განმარტება უფრო გეოლოგიურია, იგი შეესაბამება სპილიტების როლს გეოსინკლინურ ვულკანოგენურ ფორმაციაში და სწორად გამოიხატავს სპილიტების შემცველი წყებების გაჩენის პირობებს.

კერატოფირები ვენეტურად დაკავშირებული არიან სპილიტებთან, მათში პლაგიოკლაზი ალბიტითაა წარმოდგენილი და სპილიტებისაგან განსხვავდებიან გაზრდილი მქავიანობითა (საშუალო რივის) და ტუტეანობით.

სპილიტები. ჩვენი კვლევის რაიონში შეუიჯრულ ვულკანოგენურ წყებაში სპილიტები გავრცელებულია მდინარეების — ენგურის, ზობისწყლის, ტეხურის, ყვედრიშის ხეობებში და აქაც ისევე, როგორც მდ. ჯეჯორის აუზში, უჭირავს პორფირიტული წყების სულ ქვედა ჰორიზონტები; სპილიტური ლავები და ლავური ბრექჩიები ქმნის განფენებს და გავრცელებულია რაიონის ჩრდილო ნაწილში, ვულკანოკლასტოლითები კი — რაიონის სამხრეთ ნაწილში. როგორც ლავების ცალკეული განფენის, ისე ვულკანოკლასტოლითების შრეთა დასტების სიმძლავრე ცვალებადია და მერყეობს 1—40 მ ფარგლებში.

მაკროსკოპულად სპილიტები მომწვანო-მონაცრისფრო მკვრივი ქანებია. ფენოკრისტალები თვალთ ყოველთვის არ ჩანს. განფენება ზედა და ზოგჯერ ქვედა ნაწილში მანდელშტაინური აღნაგობისაა.

ძირითადი მასა უმეტეს შემთხვევაში კრისტალურ-მარცვლოვანი, ჰიალომილიტური და ინტერსერტალურია. ერთ შემთხვევაში აღინიშნება პერლიტური ძირითადი მასაც. იგი შედგება ალბიტის ლეისტების, ავგიტის პრიზმული მიკროლითებისა და გაქლორიტებული მინისაგან (სურ. 1). ხშირად გვხვდება მაგნეტიტის წვრილმარცვლოვანი ჩანაწინწკლები.

ფენოკრისტალები სპილიტებში საერთოდ ცოტაა და ჩვეულებრივ წარმოდგენილია ალბიტითა და ავგიტით. ზოგჯერ გვხვდება რქა-ტყუარაც.

ალბიტი ქმნის 0,2—2,5 მმ<sup>2</sup> ზომის ფირფიტისებრ ფენოკრისტალებს, ზოგჯერ გვხვდება გლომეროპორფირული დანაგროვები. ალბიტი მეტ-ნაკლებად ყოველთვის შეცვლილია, გაპელიტებულია. ამის გამო იგი საერთოდ უფერო ან სუსტად მონაცრისფერია, ზოგჯერ რუხიც. ხანდახან ალბიტი ქლორიტითა და მაგნეტიტითაა ჩანაცვლებული, ზოგჯერ ქლორიტი და პრენიტი იძლევა ფსევდომორფოზებს ალბიტის მიმართ.

იმერსიულ სითხეებში გაზომვებმა მოგვცა გარდატეხის მაჩვენებლის ცვალებადობა 1,535—1,539 ფარგლებში, რაც შეესაბამება № 1—12 ალბიტს.

პიროქსენი სპილიტებში ყოველთვის მონოკლინურია და უმეტესად ავგიტითაა წარმოდგენილი; გვხვდება რამდენიმე შემთხვევა, როდესაც გვაქვს დიოპსიდი. როგორც წესი, პიროქსენი დამორჩილებული რაოდენობითაა, თუმცა არის გამონაკლისებიც. იგი ქმნის 3 მმ<sup>2</sup>-მდე ზომის იდიომორფულ კრისტალებს, უფეროა, სრულიად სადი, ზოგჯერ გაქლორიტებული. ავგიტის cNg ცვალებადობს 40—45° ფარგლებში, ხოლო 2V—52—58° ფარგლებში.

რქატყუარა სპილიტებში იშვიათად გვხვდება (მდ. ენგურის ხეობა); შლიფში იგი მწვანე ფერისაა, პლეოქროული—მუქი მწვანიდან ღია მოყვითალო, თითქმის უფერომდე, ქმნის გრძელ პრიზმულ კრისტალებს. Ng' = 1,670, Np' = 1,656, cNg = 20°—ჩვეულებრივი რქატყუარაა. გარდა ამისა, გვხვდება ურალიტური რქატყუარა, წარმოშობილი პიროქსენის ხარჯზე.

მინდალინები სპილიტებში წარმოდგენილია ქლორიტით, კალციტით, ცეოლითით, კვარცით, იშვიათად პრენიტით და ეპიდოტით. მინდალინების ფორმა სხვადასხვანაირია: წაგრძელებული, უწესო ნიჟარისებრი, მრგვალი; ისინი სხვადასხვა ზომისაა. ჭარბობს r = 0,5—0,6 მმ ზომის მინდალინები. ქლორიტი ხშირად გვხვდება კალციტთან ან ცეოლიტთან ერთად. ამ შემთხვევაში მას ყოველთვის გარე ზონა უჭირავს. პრენიტს ზოგჯერ აქვს მაღალი, მწვანე, იისფერი ინტერფერენციული ფერები, Ng' = 1,636, Np' = 1,612. კალციტის მინდალინებს ხშირად გარს აკრავს ლიმონიტის თხელი არშია. კვარცი გვხვდება როგორც ცალკე, ისე ეპიდოტთან ერთად; ეპიდოტი ამ შემთხვევაში მინდალინის ცენტრში ზის და წარმოდგენილია წვრილ-აგრეგატული, მოყავისფრო-ჩალისფერი სახეობით.

კერატოფირები. მდ. ტეხურის ხეობაში ლიასურ ქვიშაქვებსა და ფიქლებს, ისევე როგორც სხვაგან, სრული თანხმობით მოსდევს კრისტალოკლასტური და ლითოკლასტური ტუფების 65 მ სიმძლავრის დასტა; ამ უკანასკნელს თავზე ადევს კერატოფირის 7 მ

სიმძლავრის ფანფენი; მას მოსდევს 40 მ სიმძლავრის გაალბიტებული პსეფიტური ტუფი, რომელშიც არის ლაბრადორის რელიქტები. ამ ტუფს თავზე ადევს კერატოფირის მეორე განფენი, რომლის სიმძლავრე 50 მ-ია. სხვაგან კერატოფირები ლავების სახით არსად არ აღინიშნება. გვხვდება მხოლოდ მათი ნატეხები ყვედრიშის, ხობისწყლისა და ენგურის ხეობებში გავრცელებულ სხვადასხვა ვულკანოკლასტოლიტებში.

კერატოფირები მაკროსკოპულად წარმოდგენს მკვრივ მონაცრისფრო მომწვანო ქანებს. ფენოკრისტალები არ ჩანს. გარეგნულად სპილიტების მსგავსია.

ძირითადი მასა პრიზმულ-მარცვლოვანია, იგი უმთავრესად პლაგიოკლასის ლეისტებითაა წარმოდგენილი. ძირითად მასაში მცირე რაოდენობით გვხვდება ამორფული ბაზისი და მაგნეტიტის მარცვლები.

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია ალბიტით, დიოპსიდით, ჩვეულებრივი რქატყუარით, ბიოტიტით.

ალბიტი ქმნის 0,2—1,5 მმ<sup>2</sup> ზომის ფენოკრისტალებს, გვხვდება გლომეროპორფირული დანაგროვებაც.

ფედოროვის მაგიდაზე გაზომვა იძლევა: PNg = 75,5°, PNm = 17,0°, PNp = 81,5°, მრჩობლის კანონი—[001], 2V = +80° (X), —pl № 8.

ალბიტის ზოგი ფენოკრისტალი სუსტადაა გაპელიტებული, ზოგი ინტენსიურად. ალბიტის ლეისტების გარდატეხის მაჩვენებლები ასეთია: Ng' = 1,532, Np' = 1,527.

დიოპსიდი დამორჩილებული რაოდენობითაა, ზომით 0,8—2,5 მმ<sup>2</sup>; cNg = 32°, 2V = +74° (X), Nm' = 1,714, Np' = 1,698, Nm'—Np' = 0,016, პლეოქროიზმი — Ng — მუქი ფისტის ფერი, Np — მონაცრისფრო-მწვანე. ვ. ტრეგერის (1958) მიხედვით, ასეთი კონსტანტებით ხასიათდება დიოპსიდ-ჰედენბერგიტის რიგის წევრი ფერისალიტი, სადაც CaMg შემადგენელი 45%-ია, ხოლო CaFe — 55%. პიროქსენი, როგორც წესი, საღია.

ბიოტიტი უმეტესად ქმნის წაგრძელებულ ფირფიტებს, თუმცა გვხვდება იზომეტრული ფორმებიც. cNg = 0°, პლეოქროიზმი — მუქი მოყავისფროდან ღია მოყვითალო-მომწვანომდე. ბიოტიტის ფირფიტები ხშირად დაკლავნილია (სურ. 2).

ქანში არის რქატყუარით გამდიდრებული შლირები, სადაც ცალკეული ფენოკრისტალების ზომა აღწევს 1,5×3 მმ<sup>2</sup>, Ng' = 1,687, Np' = 1,670, Ng'—Np' = 0,017, cNg = 17°, Ng — მურა ჩალისფერი, Np — ჩალისფერი ყვითელი, Ng > Nm > Np — ჩვეულებრივი რქატყუარა.



ქლორიტს უკავია ინტერსტიციები. იგი ღია მწვანე ფერისაა; პლეოქროიზმი — ღია მწვანიდან თითქმის უფეროდ.  $N' = 624$ ,  $Ng - Np = 0,003$ , მიეკუთვნება დიაბანტიტს.

მინდალინები წარმოდგენილია ქლორიტით, კვარცით, პრენიტით, კალციტით.

კვარცთან ერთად მინდალინის კიდეებში არის აქტინოლოიტის წვრილი, გრძელი კრისტალების დრუზები,  $Nm' = 1,672$ ,  $Np = 1,660$ ; ცენტრში ზის დიაბანტიტის დაგრეხილი, ჭიკაყელასებრი წარმონაქმნები (სურ. 3).

კალციტის მინდალინებში არის აპატიტის წაგრძელებული კრისტალები და მაგნეტიტის იზომეტრული მარცვლები.

გაალბიტებული პორფირიტები ივარცელებულია მდინარეების: ცხენისწყლის, ხობისწყლის, ენგურის ხეობებში, გან-

ცხრილი 1

სპილიტების, კერატოფირების, გაალბიტებული პორფირიტების ქიმიური ანალიზები

ქანგვეულები	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47,84	47,97	45,85	50,16	58,67	56,80	49,54	50,64
TiO <sub>2</sub>	1,32	1,04	1,04	1,23	0,49	0,44	0,94	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,22	14,75	19,67	15,87	18,88	18,69	19,80	18,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,34	5,98	4,27	4,99	2,72	1,87	3,23	4,25
FeO	3,02	5,97	6,33	5,61	2,73	3,70	5,32	4,05
MnO	0,15	0,21	0,21	0,19	0,12	0,15	0,17	0,12
MgO	4,92	4,89	3,92	8,32	1,02	3,01	4,11	5,39
CaO	9,26	8,61	10,27	2,86	4,10	3,48	7,82	7,50
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,73	3,05	5,34	4,14	4,35	4,92	2,34
K <sub>2</sub> O	3,05	2,25	1,10	0,89	5,22	5,37	0,46	2,29
SO <sub>3</sub>	არ არის	არ არის	არ არის	არ არის	არ არის	არ არის	არ არის	არ არის
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,40	0,12	0,20	0,20	0,20	0,11	0,30
სინესტე	0,37	0,35	0,39	0,79	0,23	0,13	0,42	0,45
ხურ. ნაკარგი	3,37	3,72	3,72	3,55	1,46	1,80	2,96	2,97
ჯ ა მ ი	99,87	99,87	99,94	99,80	99,98	99,99	99,80	99,84

ანალიტიკოსი ზ. კობიაშვილი

საკუთრებით მდინარე ტეხურის ხეობაში; გვხვდება 1—2 მ სიმაღლეს არის განფენების სახით, ჩვეულებრივ გაალბიტებულ ლავურ ბრექჩიებთან და ლითოკლასტურ ტუფებთან ერთად. სტრატოგრაფიულად ისინი განლაგებული არიან სპილიტებისა და კერატოფირების ზევით. მაკროსკოპულად წარმოდგენენ მკვრივ ღია ან მუქ ნაცრისფერ ქანებს.

ეს განფენები ერთნაირი მინერალური შედგენილობისაა. მათთვის დამახასიათებელია პილოტაქსიტური, უფრო იშვიათად ჰიპოლოპიტური ძირითადი მასა. პლაგიოკლაზი არის როგორც ალბიტის, ასევე ანდეზინ-ლაბრადორის რიგის, პლაგიოკლაზი სმირად გაცეოლითებულია. პიროქსენი უმთავრესად სალია, წარმოდგენილია როგორც ავგიტით, ასევე დიოპსიდით (სურ. 4).

მინდალინებში გვხვდება ცეოლითი, ქლორიტი, პრენიტი, მათი რაოდენობა ჭარბობს სახურავ გვერდში.

ცხრილი 2

რიცხვითი მახასიათებლები

	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	a:c	Q
1	18,2	3,2	25,3	53,3	38,4	31,4	30,2	42,5	2,0	26,3	5,7	-33,0
2	14,4	4,7	25,7	58,2	43,2	32,3	24,5	71,4	1,5	20,3	2,4	-11,1
3	9,2	10,0	22,2	58,6	49,3	33,2	17,5	80,3	1,7	18,5	0,9	-33,6
4	13,0	3,2	25,4	58,4	37,9	54,6	a'=75	89,5	1,8	16,4	4,1	-12,2
5	11,0	4,9	8,2	75,6	68,2	23,4	8,4	92,9	0,6	31,8	2,2	24,9
6	17,6	3,8	11,0	67,6	49,1	47,1	3,8	55,1	0,5	15,2	4,6	-3,8
7	12,5	8,0	18,2	61,3	46,8	41,1	12,1	94,1	1,4	16,2	1,6	-10,4
8	9,8	6,2	22,3	62,6	37,0	47,5	15,5	60,7	1,1	17,1	1,6	0,9

- მანდელშტაინური სპილიტური პორფირიტი. მდ. ენგურის ხეობა. ნიშ. 1025.
- სპილიტური პორფირიტი. მდ. ენგურის ხეობა. ნიშ. 1039.
- სპილიტური პორფირიტის ლავური ბრექჩია. სამეგრელოს ქედის სამხრეთ განშტოება. ნიშ. 1401.
- სპილიტური პორფირიტის ტუფი. მდ. ენგურის ხეობა. ნიშ. 1149.
- კერატოფირი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 1550.
- კერატოფირი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 846.
- გაალბიტებული, გაცეოლითებული (ტომსონიტი) მანდელშტაინური პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 551.
- გაალბიტებული პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 850.

ზემოთ მოგვყავს აღწერილი ქანების სრული სილიკატური ანალიზები (ცხრ. 1) და ა. ზავარიცკის (1950) მეთოდით გადათვლილი რიცხვითი მახასიათებლები (ცხრ. 2).

რამაზუარანი კონფირირება

რამაზუარანი პორფირიტები შესწავლილი რაიონის პორფირიტული წყების ქანებს შორის შედარებით ნაკლებადაა გავრცელებული. ისინი გვხვდებიან მდინარეების: ჯონოულას, ხობისწყლის ხეობებში, ქოჯოხეთას დელეში (მდ. ცხენისწყლის მარჯვენა შენაკადი), ხოლო

მათი ვულკანოკლასტოლითები გვხვდება მდინარეების: ცხენისწყლის, ტეხურის, ხობისწყლისა და ენგურის ხეობებში.

მაკროსკოპულად რქატყუარაიანი პორფირიტი მკვრივი, ნაცრისფერი ან ღია ნაცრისფერი ქანია, ზოგჯერ გადაკრავს მოიისფრო ფერა.

მიკროსკოპში პილოტაქსიტური, მიკროკრისტალურ-მარცვლოვანი, ზოგჯერ განკრისტალებული ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლასის მიკროლითების, ნაკლები რაოდენობით ამფიბოლის, პიროქსენის მცირე ზომის პრიზმების, მაგნეტიტის მარცვლებისა და გაქლორიტებული-გაპელიტებული მინისაგან.

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლასით, ამფიბოლით და პიროქსენით.

პლაგიოკლასი ქმნის იდიომორფულ ფირფიტისებრ კრისტალებს ზომით მიკროფენოკრისტალებიდან 4,5 მმ<sup>2</sup>-მდე. წარმოდგენილია ლაბრადორით № 57—65. ზოგჯერ გაალბიტებულია ( $Ng' = 1,540$ ), კარგად ჩანს ფუტე პლაგიოკლასის რელიქტები ( $Ng' = 1,566$ ). გვხვდება ზონალური პლაგიოკლასიც, ზოგჯერ ზონების რიცხვი ათამდე აღწევს.

პლაგიოკლასია ფენოკრისტალები სხვადასხვა ხარისხით გაპელიტებულია, თანაბრად გასერიციტებული, გაქლორიტებული. ზოგჯერ მიკროკრისტალები მოქცეულია ამფიბოლში (სურ. 5), ამ შემთხვევაში იგი სავსებით საღია, წარმოდგენილია ლაბრადორ № 60—65-ით.

ამფიბოლი გვხვდება გრძელპრიზმული და ფირფიტისებრი იდიომორფული კრისტალების სახით, კარგად ჩანს ტიპობრივი ამფიბოლური კვეტები დამახასიათებელი პრიზმული ტყეჩადობით, მარცვლების ზომა ცვალებადობს 4,5 მმ<sup>2</sup>-დან მიკროფენოკრისტალებამდე.

ფედოროვის მაგიდაზე გაზომვა გვიჩვენებს, რომ საქმე გვაქვს ჩვეულებრივ რქატყუარასთან ( $cNg = 14-24^\circ$ ;  $2V = (-)64^\circ - (-)84^\circ$ ; პლეოქროიზმის ხასიათი —  $Ng$  — მუქი მწვანე,  $Nm$  — მომწვანო-მოყვითალო,  $Np$  — ღია მწვანე მოყვითალო); ერთ შემთხვევაში მახვილ ბისექტრისას  $Ng$  წარმოადგენს,  $2V = 74^\circ$ , რაც ჩვეულებრივი რქატყუარისათვის არ არის დამახასიათებელი. მხოლოდ ა. ვინჩელს (1953) აქვს აღნიშნული პარგასიტი, რომლის  $2V = 63^\circ$  და ედენიტი  $2V = 60^\circ$ . ყველა სხვა შემთხვევაში მახვილ ბისექტრისას  $Np$  წარმოადგენს. ერთ შლიფში გვაქვს ბაზალტური რქატყუარა, იგი გადადის ჩვეულებრივ რქატყუარაში და პირველი ჩანს ფენოკრისტალების მხოლოდ ცენტრულ უბნებში რელიქტების სახით.

საერთოდ რქატყუარა საღია, ზოგჯერ გაქლორიტებული. განფენებში რქატყუარა ყოველთვის ოპაციტიზებულია სხვადასხვა ხარისხით; გამკვეთ სხეულებში კი ოპაციტიზაციის არავითარი ნიშნები არ

ჩანს. განსაკუთრებით ძლიერ არის ოპაციტიზებული ბაზალტური რქატყუარა.

რქატყუარიან პორფირიტებში პიროქსენი გვხვდება გაცილებით ნაკლები რაოდენობით, ვიდრე ამფიბოლი. ჩვეულებრივ ქმნის მცირე ზომის კრისტალებს, ზოგჯერ აღწევს 1,5—4,5 მმ<sup>2</sup> ( $cNg = 39-45^\circ$ ,  $2V = 44-48^\circ$ ), უფეროა, უმეტესად სალი, ხანდახან უბან-უბან გაქლორიტებული ან გაქლორიტებული.

ქანში მცირე რაოდენობით გვხვდება აპატიტი, წვრილი იდიომორფული მარცვლების სახით; მოკლე პრიზმული კრისტალები გვხვდება როგორც ძირითად მასაში, ასევე ფენოკრისტალებში ჩანართების სახით.

მაგნეტიტი ქმნის ოქტაედრებსა და იზომეტრულ მარცვლებს, ზოგჯერ დენდრიტულ და ნებისმიერ უწყსო ფორმებს.

გვხვდება კვარცის მცირე ზომის გამონაყოფები; მათში ზოგჯერ ზის აქტინოლითის უწყვრილესი, გრძელპრიზმული კრისტალები.

ცხრილი 3

რქატყუარიანი პორფირიტების ქიმიური ანალიზები

ქანვეულები	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	57,09	48,72	57,32	52,92
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,44	0,62	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,08	18,02	18,40	18,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,34	9,04	2,12	4,44
FeO	2,25	2,52	3,24	3,75
MnO	0,42	0,22	0,52	0,45
MgO	2,57	5,38	2,14	3,42
CaO	4,38	6,08	7,14	7,00
Na <sub>2</sub> O	4,16	3,30	2,62	2,92
K <sub>2</sub> O	1,50	2,82	2,30	2,00
SO <sub>2</sub>	0,18	0,40	0,59	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,34	0,39	0,27
სინესტე	0,33	0,44	—	0,15
ზურ. ნაკარგი	3,89	2,38	2,58	3,01
ჯ ა მ ი	99,73	100,2	99,98	99,65

ანალიტიკოსი ნ. ნაფეტვარიძე

ზოგჯერ ქანი გაკვეთილია ძარღვებით, რომელთა შუა ნაწილი წარმოდგენილია ეპიდოტ-ციოზიტით, შემდეგი ზონა კვარცისაა, ხოლო ბოლო ზონა წარმოდგენილია პენინით. გვხვდება ასევე პრენიტისა და ცეოლითის 1 სმ სიმძლავრის ძარღვები, კალციტის ძარღვისებრი დანაგრძობები; ზოგჯერ კალციტში მოქცეულია ქლორიტი.

რიცხვითი მახასიათებლები

	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	a:c	Q
1	12,1	5,7	13,4	68,8	49,5	34,4	a'-16,1	80,9	0,5	29,0	2,1	7,7
2	12,1	6,9	21,7	59,3	50,3	45,0	4,7	63,8	0,6	37,6	1,8	12,5
3	9,8	8,4	10,7	71,1	54,2	36,8	9,0	63,6	0,8	18,1	1,2	24,0
4	10,1	8,3	15,7	65,9	54,3	39,6	6,1	69,1	0,8	26,5	1,2	3,3

1. რქატყუარაინი პორფირიტი. ჯოჯოხეთას ღელე (მდ. ცხენისწყლის აუზი), ნიმუში. 1447.
2. რქატყუარაინი პორფირიტი. მდ. ხობისწყლის ხეობა. ნიმ. 1357.
3. რქატყუარაინი პორფირიტის ლავური ბრექჩია. მდ. ცხენისწყლის ხეობა. ნიმ. 1476.
4. რქატყუარაინი პორფირიტი. მდ. ჯონოულის ხეობა. ნიმ. 258.

აღწერილი ქანების ქიმიური ანალიზები (ცხრ. 3) და ა. ზავარიცკის მეთოდით გადათვლილი რიცხვითი მახასიათებლები (ცხრ. 4) მოგვყავს შემოთ.

პლაგიოკლაზიანი კორფირიტები

პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში პირველად აღწერა გ. ძოწენიძემ (სამხრეთ ოსეთი). მან აღნიშნა, რომ ამ ქანებში სრულიად არ არის მუქი სილიკატი, არც ფენოკრისტალების სახით, არც ძირითად მასაში, ასევე არ არის ფსევდომორფოზები მუქი სილიკატისადმი.

ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონში პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები მცირედაა გავრცელებული ისინი გვხვდებიან მდ. ტეხურის ხეობაში კალანდიასკარის მიდამოებში, ქმნიან 1—2 მ სიმძლავრის განფენებს. ერთ შემთხვევაში განფენის სიმძლავრე 15 მ აღწევს, ზოგჯერ მათ ქვეშ უდევთ ტუფები და ტუფბრექჩიები, რომლებიც შედგებიან პლაგიოკლაზიანი, ავგიტ-ლაბრადორიანი და რქატყუარ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ნატეხებისაგან. საერთოდ შესწავლილ რაიონში პლაგიოკლაზიანი პორფირიტის ტუფებიც მცირედაა გავრცელებული. მაკროსკოპულად ისინი წარმოადგენენ მონაცრისფრო-მომწვანო ფერის მკვრივ ქანებს. მიკროსკოპში ახასიათებთ პორფირული სტრუქტურა და პილოტაქსიტური ძირითადი მასა, რომელიც შედგება პლაგიოკლაზის მიკროლითების, ვულკანური მინისა და მაგნეტიტის ჩანაწინწყლებისაგან, ზოგჯერ გვხვდება პირიტიც (სურ. 6).

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია მხოლოდ პლაგიოკლაზით. პლაგიოკლაზი ქმნის 0,3—2,2 მმ ზომის ფირფიტისებრ კრისტალებს. სხვადასხვა სხეულებში პლაგიოკლაზი წარმოდგენილია ალბიტი (Ng'=1,539, Ng'=1,531), ოლიგოკლაზით № 25 და ლაბრადორით. ლაბრადორი ცვალებადობს № 57-დან 68-მდე. ალბიტის პორფირიტებში ალბიტი გაბელიტებულია და აქვს მეორადი მინერალის იერი (იშვიათად ალბიტში ჩანს უფრო ფუტე პლაგიოკლაზის რელიქტები).

პლაგიოკლაზი გასერიციტებულია, გაქლორიტებული, სუსტად გაქლოციტებული.

მეორადი მინერალებიდან ამ ქანებში გვხვდება ქლორიტი, კალციტი, კვარცი, ალბიტი (სურ. 7).

ქლორიტი ქმნის მინდალინებს (r=1,5 მმ), ღია მწვანეა, ხასიათდება მუქი მოლურჯო ინტერფერენციის ფერებით. N'=1,572, წარმოადგენს პენინს. შედარებით იშვიათად არის დელესიტიც, N'=1,618.

ზოგჯერ ქლორიტი გვხვდება კვარცთან ან ალბიტთან ერთად. ალბიტი ზის მინდალინის ცენტრში, კვარცი ჩვეულებრივ პერიფერიულ ნაწილშია მოქცეული. ალბიტი არის ცალკე მინდალინების სახითაც (r=0,6 მმ). გვხვდება პატარა ძარღვებშიც.

პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების ქიმიური ანალიზები

ქანეულები	1	2
SiO <sub>2</sub>	56,69	58,12
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,03	16,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,19	2,82
FeO	4,32	5,04
MnO	კვალი	კვალი
MgO	3,33	3,72
CaO	3,08	3,08
Na <sub>2</sub> O	4,00	4,00
K <sub>2</sub> O	0,64	2,10
SO <sub>3</sub>	არ არს	არ არს
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11
სინესტე	1,04	0,40
ხურ. ნაკარგი	7,12	3,32
ჯ ა მ ი	100,15	99,70

ანალიტიკოსი ე. ვერსამია

კვარცის მინდალინების ზომა აღწევს 0,3—0,4 მმ; იგი შეადგენს ქანის მოცულობის 2—5%.

კალციტის მინდალინები ზოგჯერ აღწევს  $r=3$  მმ ზომას.

ცხრილი 6

რიცხვითი მახასიათებლები

№	a	c	b	s	f'	m'	a'	n	t	φ	a:c	Q
1	10,3	4,0	17,0	68,7	47,5	34,7	18,8	91,5	0,8	22,0	2,6	13,8
2	12,1	3,8	16,2	67,9	44,8	39,7	15,5	74,7	0,8	14,6	3,2	7,8

1. პლაგიოკლაზიანი პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 509.
2. გავარცხელი პლაგიოკლაზიანი პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 593.

ზემოთ მოგვყავს პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების ქიმიური ანალიზები (ცხრ. 5) და ა. ზავარიცკის მეთოდით გადათვლილი რიცხვითი მახასიათებლები (ცხრ. 6).

პლაგიოკლაზიანი პორფირიტებში Mn ძალზე ცოტა რაოდენობითაა. ეს იმით აიხსნება, რომ ამ ქანებში ფერადი მინერალი არაა და ამდენად მდნარის კრისტალიზაციის დროს Mn ბუნებრივია ვერ შევიდოდა ფერადი მინერალის კრისტალურ მესერში და დარჩებოდა ნარჩენ ხსნარში.

პორფირიტული წყების სხვა ქანებისაგან განსხვავებით, პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები თიხამიწითაა გადაჯერებული (მახასიათებელი a<sup>1</sup>).

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები

შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში ყველაზე ფართოდ გავრცელებულია ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები და მათი ვულკანოკლასტოლითები. სპილიტების ზევით პორფირიტული წყების თითქმის ყველა დონეზე მათ ხშირად უჭირავთ წამყვანი ადგილი.

განფენების სიმძლავრე სხვადასხვანაირია და ცვალებადობს 1—90 მ ფარგლებში. ხშირია ასევე 0,5—6 მ სიმძლავრის დაიკები. ტუფების დასტების სიმძლავრე აღწევს 40 მ.

მაკროსკოპულად ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები წარმოდგენს ღია მომწვანო-მონაცრისფრო მკვრივ ქანებს, ზოგჯერ ისინი მანდელშტაინური აღნაგობისა არიან.

მიკროსკოპში აქვთ პორფირული სტრუქტურა. ძირითადი მასა უმეტეს შემთხვევაში ჰიალოპილიტური ან პილოტაქსიტურია, უფრო იშვიათად ჰიალინური; შედგება პლაგიოკლაზის მიკროლითებისა და მავნეტიტის ჩანაწინწყლებისაგან, ზოგჯერ გვხვდება მავნეტიტის იზომეტრული კრისტალებიც.

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზითა და პიროქსენით (სურ. 8).

პლაგიოკლაზი ქმნის მრავალრიცხოვან, ფირფიტისებრ, ხანდახან პრიზმულ კრისტალს, ზომით მიკროფენოკრისტალებიდან 6 მმ<sup>2</sup>-მდე, წარმოდგენილია ფუძე სახესხვაობებით, ცვალებადობს ანდეზინ № 43-დან ბიტოვნიტ № 76-მდე. ყველაზე გავრცელებულია ლაბრადორი № 60—70.

ხშირია ალბიტური, უფრო იშვიათად კარლსბადის მრჩობლები, აღინიშნება მანებახური და ალბიტ-ესტერელის კანონით შემრჩობლების ერთეული შემთხვევები.

უმეტეს შემთხვევაში პლაგიოკლაზი შეცვლილია, თუმცა ზოგჯერ გვხვდება სალი, მიკროტინული კრისტალებიც. შეცვლა გამოიხატება სხვადასხვა ხარისხით გაპელიტებაში, გასერიციტებაში; ხანდახან გაკალციტებაში; აღინიშნება ასევე პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალების გაქლორიტება და რამდენიმე შემთხვევაში გაეპიდოტება. შეცვლის პროცესებიდან ყველაზე უფრო გავრცელებულია გაპელიტება და გასერიციტება.

ცხრილი 7

ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ქიმიური ანალიზები

ქანგულები	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50,28	51,13	50,40	51,88	45,54
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,68	0,64	0,55	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,40	16,32	17,68	19,55	19,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	4,06	3,90	3,25	8,04
FeO	1,80	5,40	5,40	4,32	1,44
MnO	0,17	კვალი	კვალი	0,03	0,10
MgO	2,48	5,24	5,04	4,13	4,79
CaO	11,38	10,08	9,94	10,36	8,55
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,60	3,40	2,40	1,88
K <sub>2</sub> O	1,08	0,60	0,60	0,40	1,08
SO <sub>3</sub>	კვალი	—	კვალი	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,05	0,09	0,12	0,02
სინესტე	1,55	0,68	0,75	0,59	4,21
ხურ. ნაჟ.	2,41	2,28	1,96	2,29	3,69
ჯ ა მ ი	99,84	100,12	99,82	99,87	99,06

ანალიტიკოსი ი. ვაშაქიძე

პიროქსენი წარმოდგენილია ავგიტით. ქმნის 2,3—3 მმ<sup>2</sup> ზომის კრისტალებს, თითქმის უფერო, ზოგჯერ გადაკრავს სუსტი მომწვანო-ჩალისფერი. პლაგიოკლაზთან შედარებით დამორჩილებული რაოდენ-

ნობითაა. კონსტანტები ცვალებადობს შემდეგ ფარგლებში  $2V-48-68^\circ$ ,  $cNg=39-42^\circ$ .

პიროქსენი ზოგჯერ შეიცავს გაქლორიტებული ძირითადი მასის ჩანართებს, უმეტესად სალია, ზოგჯერ მას ანაცვლებს ქლორიტი ან კვარც-პლაგიოკლაზიან-ქლორიტოვანი მასა. ერთ შემთხვევაში პიროქსენი ოპაციტიზებულია და მთლიანად ჩანაცვლებულია პენინით. იშვიათად გვხვდება კალციტის ფსევდომორფოზები პიროქსენისადმი.

მადნეული მინერალი წარმოდგენილია მაგნეტიტით, იშვიათად გვხვდება პირიტის თირკმელისებრი წარმონაქმნები.

ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში მინდალინები შედარებით იშვიათია. გვხვდება პენინის, დელუსიტის, კალციტის, ძალზე იშვიათად ალბიტისა და ანალციმის მინდალინები. ზოგჯერ ქლორიტთან ერთად არის ეპიდოტი ან პრენიტი, გვხვდება პრენიტ-ეპიდოტის მინდალინებიც. ხანდახან ქანი დასერილია პრენიტ-კვარცის ძარღვებით.

ცხრილი 8

№	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	a:c	Q
1	9,8	10,2	15,9	64,1	38,6	29,0	32,4	81,5	0,8	25,7	0,96	-1,6
2	9,0	6,7	23,9	60,4	37,2	38,2	24,6	90,6	1,0	15,2	1,3	-3,9
3	8,8	8,1	22,3	60,8	39,5	39,9	20,6	90,1	0,9	15,4	1,1	-4,1
4	6,4	11,1	17,8	64,7	42,6	42,6	14,8	90,6	0,8	17,6	0,6	5,6
5	6,7	11,6	20,1	61,6	49,2	47,6	3,2	71,4	1,2	40,0	0,6	-1,8

1. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 219.
2. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. მდ. ხობისწყლის ხეობა. ნიმ. 1351.
3. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 624.
4. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 468.
5. შეცვლილი ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 224.

ზემოთ მოგვყავს ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ქიმიური ანალიზები (ცხრ. 7) და ა. ზავარიცკის მეთოდით გადათვლილი რიცხვითი მახასიათებლები (ცხრ. 8).

ლიაბაზები და ლიაბაზ-პორფირიტები

შესწავლილი რაიონის შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში ლიაბაზები და ლიაბაზ-პორფირიტები შედარებით ნაკლებადაა გავრცელებული. ისინი უმეტესად მდინარე ენგურის ხეობაში გვხვდებიან, ჩვეულებრივ წარმოდგენილი არიან შრეძარღვების სახით, რომელთა სიმძლავრე ცვალებადობს 5-70 მ ფარგლებში, გვხვდება მცირე, 3-4 მ სიმძლავრის გამკვეთი სხეულებიც.

ლიაბაზები და ლიაბაზ-პორფირიტები გარეგნულად მსგავსია, წარმოდგენს მკვრივ, ნაცრისფერ-მომწვანო ქანებს, ზოგჯერ ოდნავ მოიისფრო იერიც გადაკრავს.

მდინარე ენგურის ხეობაში სოფელ ლახანთან ბაიოსური ქანების ფუძეში მდებარეობს 72 მ სიმძლავრის ლიაბაზის შრეძარღვი, ქვევით მას უდევს ლიასური ქვიშაქვებისა და ფიქლების დასტა, ხოლო ზევით სპილიტური შედგენილობის კრისტალოკლასტური წვრილმარცვლოვანი ტუფები (36 მ) და სპილიტური ლავური ბრექჩია (40 მ). ამ უკანასკნელს მოსდევს ლიაბაზის 3 მ სიმძლავრის მეორე შრეძარღვი.

მიკროსკოპში ქანს აქვს ლიაბაზური სტრუქტურა, შედგება პლაგიოკლაზის, პიროქსენის, ქლორიტის, ბიოტიტისა და მადნეული მინერალისაგან (სურ. 9).

პლაგიოკლაზი ქმნის 0,16-0,4 მმ<sup>2</sup> ზომის წაგრძელებულ, პრიზმულ კრისტალებს. გამავალ სინათლეში აქვს მორუხო ფერი, შეცვლილია: გაპელიტებული, გასერიციტებული, სუსტად გაცეოლითებულია.

ფედოროვის მაგიდაზე გაზომვებმა დაგვანახა, რომ პლაგიოკლაზი წარმოდგენილია ალბიტით (N<sub>6</sub>N<sub>6</sub> 5-9); გარდატეხის მაჩვენებლებია: N<sub>g</sub>'=1,528-1,530, N<sub>p</sub>'=1,521-1,522.

პლაგიოკლაზის კრისტალებში ჩართულია პიროქსენისა და, უფრო იშვიათად. ბიოტიტის მცირე ზომის წარმონაქმნები.

პიროქსენი მონოკლინურია, გვხვდება 0,15-0,2 მმ<sup>2</sup> ზომის, იდიომორფული კრისტალების, ასევე გლომეროპორფირული დანაგროვების სახით. თითქმის უფეროა. გადაკრავს ბაცი მწვანე ფერი. პიროქსენის კონსტანტები ცვალებადობს  $cNg=35-46^\circ$ ,  $2V-40-48^\circ$  ფარგლებში, ამის მიხედვით პიროქსენი ეკუთვნის დიოპსიდ-ავგიტის ჯგუფს. პიროქსენი განიცდის გაქლორიტებას. გვხვდება როგორც ქლორიტის სრული ფსევდომორფოზები პიროქსენისადმი, ასევე ნაწილობრივ შეცვლილი უბნებიც. შეცვლისას პიროქსენის თანდათანობითი გადასვლა ქლორიტში არა ჩანს, გვხვდება პიროქსენის საესეებით სალი რელიქტები მოქცეული ქლორიტში; მათი კონტაქტები ყოველთვის მკვეთრია, ზოგჯერ ქლორიტის ფსევდომორფოზები დასერილია კალციტის წვრილი ძარღვებით; ტყეჩადობის ბზარები კარგად არის შემონახული.

ქლორიტი მწვანე ფერისაა, ხასიათდება სუსტი პლეოქროიზმით, ჩვეულებრივ ავსებს სივრცეს პლაგიოკლაზსა და პიროქსენს შორის, თუმცა ზოგჯერ უწყესო დანაგროვების სახითაც გვხვდება; გარდატეხის მაჩვენებელი N'=1,609, ახასიათებს ანომალური მოშავო-მოლურჯო ინტერფერენციული ფერები; ამ თვისებებით იგი პენინს მიეკუთვნება.

ბიოტიტი გვხვდება მცირე ზომის ფირფიტების სახით, ზოგჯერ აღწევს 0,1—0,15 მმ<sup>2</sup>. ჩაქრობა სწორი აქვს, ხასიათდება ძლიერი პლუოქროიზმით მუქი ყავისფერიდან Ng ღია მოყავისფრო ყვითლამდე Np, ბიოტიტი ჩვეულებრივ მოქცეულია პლაგიოკლაზის გრძელპრიზმულ კრისტალებს შორის, ზოგი მარცვალი ჩართულია პლაგიოკლაზის კრისტალში. ბიოტიტის ფირფიტების უმეტესობა გადასულია ქლორიტში.

ქანში აქა-იქ გვხვდება ცეოლითის რადიალურ-სხივოსნური, იზოტროპული აგრეგატები.

აპატიტი გვხვდება გრძელი პრიზმების სახით, იგი ხშირად მოქცეულია ფენოკრისტალებში, გვხვდება ძირითად მასაშიც, ზოგჯერ კვეთს ორივეს ერთად.

მადნეული მინერალი წარმოდგენილია მაგნეტიტითა და ილმენიტით.

ქანის რაოდენობრივ-მინერალური შედგენილობა შემდეგია:

პლაგიოკლაზი	63,0%
პიროქსენი	18,8%
ქლორიტი	13,8%
ბიოტიტი	1,2%
ცეოლითი	0,7%
მადნეული	2,6%

დიაბაზის აღწერილი სხეულის სტრატეგრაფიულად 140 მ ზევით არის 25 მ სიმძლავრის შრეძარღვი, რომელიც მცირე გამონაკლისებს გარდა, პირველის ანალოგიურია. პლაგიოკლაზი აქ წარმოდგენილია ალბიტით და ოლიგოკლაზ-ალბიტით ( $Ng' = 1,535—1,544$ ,  $Np' = 1,524—1,537$ ). პიროქსენის გაზომვები იძლევა შემდეგ სურათს: 1)  $cNg = 40^\circ$ ,  $2V = 60^\circ$ ; 2)  $cNg = 40^\circ$ ,  $2V = 56^\circ$ ; 3)  $cNg = 46^\circ$ ,  $2V = 70^\circ$ . სხეული დასერილია კალციტის ძარღვებით. გაჭედულია კალციტის და ალბიტის ( $Ng' = 1,538$ ,  $Np' = 1,531$ ,  $Ng' - Np' = 0,007$ ) მინდალინებით.

სტრატეგრაფიულად 6 მ ზევით კვლავ გვხვდება 120 მ სიმძლავრის სხეული, მისი ცენტრალური ნაწილი სრულკრისტალურია. პერიფერიებზე კი პორფირული. ზემოთ აღწერილი ქანებისგან განსხვავებით, აქ გვხვდება რქატყუარის გრძელპრიზმული წარმონაქმნები ( $Ng' = 1,699$ ,  $Np' = 1,680$ ,  $cNg = 9—16^\circ$ , წაგრძელება უარყოფითი — ჩვეულებრივი რქატყუარა). იგი გვხვდება სხეულის ცენტრალურ ნაწილში, პერიფერიებზე კი არა. უნდა ვიფიქროთ, რომ აქროლადები იოლად გააღწევს გარეთ მაგმური სხეულის პერიფერიული ნაწილებიდან, ხოლო ცენტრალურ ნაწილში იგი რჩება ადგილზე, მოქმედებს

უკვე გაჩენილ მინერალურ ფაზებზე და ხელს უწყობს რქატყუარის წარმოშობას.

საგები და სახურავი გვერდები მანდელშტაინურია, მინდალინები წარმოდგენილია: კალციტით, ალბიტით (ზოგჯერ ორივე ერთად), ქლორიტით, ანალციმით, ეპიდოტით (ზოგჯერ საშივე ერთად), კალციტით და მაგნეტიტით, პრენიტით.

ქანი დასერილია ანალციმის ( $N' = 1,482$ , უფერო, იზოტროპული) და ეპიდოტ-კოიზიტის ძარღვებით.

მდ. ტენურის ხეობაში, უწყარო-პოპორსუკის ანტიკლინის ამგებ შეცვლილ გაალბიტებულ ქანებში გვხვდება დიაბაზ-პორფირიტის ორი დაიკა, ერთი მათგანის სიმძლავრე უდრის 5 მ, ხოლო მეორესი — 6 მ. სტრატეგრაფიულად ისინი ერთმანეთისაგან 100—110 მეტრითაა დაშორებული. მაკროსკოპულად ისინი ზემოთ აღწერილი დიაბაზების მსგავსი არიან.

მიკროსკოპში აქვთ პორფირული სტრუქტურა, დიაბაზური ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზის, პიროქსენისა და მაგნეტიტის მარცვლებისაგან.

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზითა და პიროქსენით, პლაგიოკლაზი დიდი რაოდენობითაა 0,4—0,76 მმ<sup>2</sup> ფირფიტისებრი კრისტალების სახით. იგი შეცვლილია, გაალბიტებულია და გასერიციტებული. შემორჩენილი სალი რელიქტების გარდატეხის მაჩვენებლები  $Ng' = 1,572$ ,  $Np' = 561$ , რაც პასუხობს ლაბრადორ № 65—68-ს; შეცვლილ უბნებში პლაგიოკლაზის გარდატეხის მაჩვენებელი ცვლებადობს  $N' = 1,540—1,570$ -ის ფარგლებში.

პიროქსენი ნაკლები რაოდენობით გვხვდება ( $cNg = 39^\circ$ ,  $2V = 60^\circ$ ), უმეტესად სალია, გვხვდება შეცვლილი ინდივიდებიც, გადასული ქლორიტულ-თიხოვან იზოტროპულ მასაში. პიროქსენი ზოგჯერ კალციტითაც არის ჩანაცვლებული.

მადნეული მინერალი გვხვდება მაგნეტიტის სახით.

მდ. ხობისწყლის ხეობაში, ხობისწყალსა და ლუნჯის შესართავთან გვხვდება 80 მ სიმძლავრის სხეული. აქ პლაგიოკლაზი ზონალურია, იგი გაპელიტებული, გასერიციტებული, უბან-უბან გასერპენტიცებულია.

პიროქსენი ( $cNg = 48^\circ$ ) განიცდის ძლიერ შეცვლას, კრისტალების უმეტესობა მთლიანად გადასულია სერპენტიტში, აქა-იქ ჩანს პიროქსენის რელიქტები, სხვა მხრივ ეს ქანი სრულიად ანალოგიურია ზემოთ აღწერილ დიაბაზ-პორფირიტებისა.

ლიბაზების ქიმიური ანალიზები (ცხრ. 9) და ა. ზავარიცის მე-  
თოდით გადათვლილი რიცხვითი მახასიათებლები (ცხრ. 10) მოყვანი-  
ლია ქვემოთ.

ცხრილი 9

ლიბაზების ქიმიური ანალიზები

ქანგეულები	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	46,02	44,30	47,55	43,66	50,14
TiO <sub>2</sub>	1,15	1,35	1,15	0,80	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	13,26	16,49	18,36	16,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	5,71	3,54	2,93	6,82
FeO	5,84	4,32	7,76	9,18	4,50
MnO	0,21	0,17	0,10	0,24	0,14
MgO	8,23	4,65	5,27	5,25	4,87
CaO	9,44	14,16	9,73	11,44	6,49
Na <sub>2</sub> O	2,56	3,58	3,32	2,60	3,78
K <sub>2</sub> O	4,12	2,00	2,00	0,60	1,60
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,43	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,27	0,27	0,09	0,02
სინესტუ ხურ. ნაჯ.	0,81 3,75	0,04 5,52	0,36 2,60	0,74 3,28	0,59 3,07
ჯ ა მ ი	100,33	99,33	100,14	99,60	99,75

ანალიტიკოსი ი. ვაშაყიძე

ცხრილი 10

რიცხვითი მახასიათებლები

№	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	a:c	Q
1	11,9	5,1	28,4	54,6	26,1	50,4	23,5	48,2	1,9	54,3	2,3	-19,7
2	11,0	3,8	31,8	53,4	30,0	25,5	44,5	73,0	2,2	16,0	2,9	-19,0
3	10,5	6,2	26,1	57,2	41,4	35,6	23,0	71,6	1,8	11,9	1,7	-12,8
4	7,2	9,9	27,7	55,2	45,2	35,2	19,6	87,5	1,4	9,8	0,7	-13,9
5	11,2	6,3	21,7	60,8	50,2	40,1	9,7	78,2	1,1	28,6	1,8	-7,1

- სპილიტური ღიაბაზი. მდ. ენგურის ხეობა. ნიმ. 18615 (პლაგიოკლაზი გასერიცი-  
ტებულია).
- მანდელშტაინური ღიაბაზ-პორფირიტი. მდ. ენგურის ხეობა. ნიმ. 894.
- მანდელშტაინური ღიაბაზ-პორფირიტი. მდ. ენგურის ხეობა. ნიმ. 898.
- გაალბიტებული ლაბრადორიანი ღიაბაზ-პორფირიტი დაიკიდან. მდ. ტეხურის  
ხეობა. ნიმ. 497.
- ანდუზინიანი ღიაბაზი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 627.

ჰიპერსტენიანი ბაზალტები

შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში დღემდე ცნობილი იყო ჰი-  
პერსტენიანი პორფირიტების მცირე გამოსავლები ტუფების, ტუფ-  
ბრეჭიების, მცირე ვანფენების და გამკვეთი სხეულების სახით. ისინი  
აღწერილი აქვს გ. აგალინს (1928) მდ. ლალიძგის აუზში, გ. ძოწენიძეს  
(1948) — მდ. მოქვის ხეობაში, შ. კიტოვანს (1949) და თ. ბაგრატი-  
შვილს (1954) — მდინარეების რიონისა და ცხენისწყლის აუზში.

რომბული პიროქსენი — ჰიპერსტენი ფართოდაა გავრცელებული  
საქართველოს ახალგაზრდა ლავებში (სხირტლაძე, 1958).

ადრე გაბატონებული იყო აზრი, რომ ჰიპერსტენიანი პორფირი-  
ტები არ გვხვდება იურულ, ცარცულ და პალეოგენურ ვულკანოგენურ  
წყებებში და რომ რომბული პიროქსენი — ჰიპერსტენი, დამახასიათებე-  
ლია მხოლოდ პოსტპალეოგენური ეფუზივებისათვის (სმირონოვი, 1946).  
შემდეგში გ. ძოწენიძემ (1951) დაადგინა ჰიპერსტენიანი ქანების არ-  
სებობა მეზოზოური ვულკანიზმის პროდუქტებში და აღნიშნა, რომ  
შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში თუმცა იშვიათად, მაგრამ მაინც  
გვხვდება ჰიპერსტენიანი პორფირიტები.

შესწავლილ ტერიტორიაზე ჰიპერსტენიანი ქანები შედარებით  
ფართოდაა გავრცელებული.

მდ. ტეხურის ხეობაში ჰიპერსტენიანი ქანები გაშიშვლებულია  
ტეხურის მარჯვენა შენაკად ლეკუდელი-გალის და მარცხენა შენაკად  
ჩხოროწყუს შორის, ლეკუდელის სინკლინის მულდაში; ის წარმოდგე-  
ნილია შავი ფერის, ტუფური და ლავური ბრეჭიებით, უკანასკნელს  
მეტწილად ახასიათებს სფერული გამოფიტვა. სიმძლავრე აღწევს  
260 მ. მდ. ხობისწყლის ხეობაში ჰიპერსტენიანი ქანები გვხვდება ად-  
გილ შელეთის ქვევით 100—200 მ-ზე, შქვიცელამ-ნატოლების სინ-  
კლინის მულდაში. აქ გაშიშვლებები ცუდია და აღინიშნება მხოლოდ  
ცალკეული, 10—15 მ სიმძლავრის გამოსავლები. წარმოდგენილია  
ისეთივე ქანებით, როგორც მდ. ტეხურის ხეობაში.

მდ. ენგურის ხეობაში ჰიპერსტენიანი ქანები გვხვდება ორ ადგი-  
ლას, ერთი — სოფლების ტოტანისა და ბარჯაშს შორის ყვავის  
სინკლინის მულდაში; გაშიშვლებები აქაც ცუდია, ამის გამო სიმძლავ-  
რის ზუსტად დადგენა არ ხერხდება. მეორე გამოსავალი ზაიშის ჩრდი-  
ლოეთით 2 კილომეტრზეა. აქ ჰიპერსტენიანი ქანები გაშიშვლებულია  
დარჩის სინკლინის მულდაში. მათი სიმძლავრე 600 მ აღწევს. ტეხუ-  
რისა და ხობისწყლის ანალოგიური ქანებისაგან განსხვავებით ნაკლე-  
ბად მელანოკრატული, უფრო მსხვილკრისტალურია, რომბული პირო-  
ქსენის ხვედრითი წონა ქანში აქ უფრო ნაკლებია, ხოლო მონოკლი-  
ნური პიროქსენის როლი გაზრდილია.

მდ. ცხენისწყლის ხეობაში სოფ. ზუბთან და ღვედთან შ. კიტო-  
ვანს აღწერილი აქვს ჰიპერსტენიანი ქანები, წარმოდგენილი პორფი-  
რიტებით, ლავური და ტუფური ბრექჩიებით, დაიკვებით.

მდინარეების ტეხურისა და ენგურის ხეობებში, ჰიპერსტენიანი  
ქანების ჰორიზონტში გამოიკვება ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი  
და მისი ვულკანოკლასტოლითების ცალკეული შრეები, რომელთა  
სიმაღლა 20—60 მეტრია.

ჰიპერსტენიანი ქანების გამოსავლები მდ. ცხენისწყალზე, ტეხურ-  
ზე, ხობისწყალზე, ბარჯაშზე განლაგებულია ერთ ზოლზე, რომელიც  
საფსებით თანხვედება ნაოჭთა საერთო კავკასიურ მიმართულებას  
(270—310°). რაც შეეხება ხაიშის გამოსავალს, რომელიც აღნიშნული  
ზოლის ჩრდილოეთით მდებარეობს, უნდა ვიფიქროთ, რომ იგი წარ-  
მოადგენს ჰიპერსტენიანი ქანების ჰორიზონტის გაგრძელებას.

ჰიპერსტენიანი პორფირიტები მაკროსკოპულად მკვრივი, შავი,  
ცხიმოვანი ელვარების მქონე ქანებია. პორფირიტული წყების სხვა ქა-  
ნებისაგან მკვეთრად გამოირჩევა თავისი მელანოკრატული იერით.

მიკროსკოპში მუქი, მონაცრისფრო ჰიალოპილიტური ძირითადი  
მასა შედგება პლაგიოკლაზის წვრილი მიკროლითების, მაგნეტიტის  
ძარცვლებისა და მომწვანო-მონაცრისფრო ვულკანური მინისაგან.  
ფენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, პიროქსენით,  
ზოგჯერ ოლივინით.

პლაგიოკლაზი ქმნის მრავალრიცხოვან 0,5—6,5 მმ ზომის ფირფი-  
ტისებრ ფენოკრისტალებს (სურ. 10); როგორც წესი, სალია, მიკრო-  
ტინული; ზოგჯერ ფენოკრისტალები ზონალურია. პლაგიოკლაზი წარ-  
მოდგენილია ფუძე სახესწავლობებით, იცვლება ლაბრადორ № 65-დან  
ბიტოენიტ № 82-ის ფარგლებში. ყველაზე ხშირია პლაგიოკლაზი  
№ 72—76, გავრცელებულია კარლსბადის მრჩობლები [001], ხშირია  
აგრეთვე პეროკლინური კანონით [010] შემრჩობლილი, პოლისინთე-  
ტური ინდივიდები; იშვიათად გვხვდება მანებახური  $\perp$  [001] და მანე-  
ბახესტერელის  $\frac{\perp [100]}{001}$  კანონებით დამრჩობლილი ინდივიდები.

პლაგიოკლაზი ხშირად შეიცავს ვულკანური მინის ჩანართებს,  
რომლებიც განლაგებული არიან ფენოკრისტალის მთელ ფართზე;  
მინა ზოგჯერ გაქლორიტებულია ან გამდიდრებული რკინის ქანგით.

პლაგიოკლაზის ზოგი კრისტალი შეცვლილია მეორადი პროცესე-  
ბით, რომელთაგან ყველაზე ხშირია გასერიციტება და გაელიტება,  
უფრო იშვიათია გაალბიტება და გაქლორიტება. აქა-იქ პლაგიოკლაზის  
ფენოკრისტალი ჩანაცვლებულია კვარც-ქლორიტ-ცეოლითიანი მა-

სით, ან გაპირიტებულია; პირიტი ჩონჩხისებრია, საინტერესოა, რომ  
იგი ყოველთვის ფენოკრისტალებშია მოქცეული და ძირითად მასაში  
არ გვხვდება.

შეცვლის პროცესები უფრო ინტენსიურად გამოხატულია ვულ-  
კანოკლასტოლითებში.

პიროქსენები წარმოდგენილია როგორც რომბული, ასევე მონო-  
კლინური სახესწავლობებით. ისინი პლაგიოკლაზთან შედარებით და-  
შორჩილებული რაოდენობითაა, ქმნიან 0,7—4,8 მმ<sup>2</sup> პრიზმულ ფენო-  
კრისტალებს; იშვიათად გვხვდება მცირე ზომის კრისტალების გლო-  
მეროპორფირული დანაგროვებიც.

რომბული პიროქსენი წარმოდგენილია როგორც ჰიპერსტენით,  
ასევე ენსტატიტით. ჰიპერსტენის cNg ცვალებადობს 0—18° ფარგ-  
ლებში, 2V—(—) 52°—(—) 80°-ის ფარგლებში, ენსტატიტის cNg—  
5—20°, 2V—70—80°. ჰიპერსტენი პლეოქროულია ღია მომწვანოდან  
მომწვანო-მოვარდისფრომდე. ადსორბციის სქემა — Ng > Nm ≅ Np.

რომბული პიროქსენის დახასიათებისათვის დიდი მნიშვნელობა  
აქვს მათი რკინიანობის განსაზღვრას. ამისათვის აქ გამოყენებულია  
ვ. სობოლევის (1950) დაზუსტებული დიაგრამა, რომელიც განსაზ-  
ღვრავს რკინიანი კომპონენტის, ფერისილიტის შემცველობას გარდა-  
ტების მაჩვენებლის მიხედვით. ეს უკანასკნელი აღწერილ ქანებში  
ცვალებადობს 1,692—1,714 ფარგლებში, შესაბამისად ფერისილიტის  
შემცველობა რომბულ პიროქსენებში 20—42%-ია. ჩვეულებრივ  
FeSiO 28% შეადგენს.

რომბული პიროქსენის ფენოკრისტალები ხშირად შეიცავს ძირი-  
თადი მასისა და მაგნეტიტის ნებისმიერი ფორმის ჩანართებს (სურ. 11).  
რომბული პიროქსენი საერთოდ სალია, ხანდახან უბან-უბან გაქლორი-  
ტებული ან გასერიციტებული. ზოგჯერ პიროქსენის ხარჯზე გაჩენი-  
ლია მეორადი ბიოტიტი, იგი ჩვეულებრივ პიროქსენის ფენოკრისტა-  
ლის გარშემო ჩნდება; მოყავისფრო-მოყვითალოა, პლეოქროული. უნ-  
და ვიფიქროთ, ესაა ლეპიდომელანი ან სიდეროფილიტი.

მონოკლინური პიროქსენი წარმოდგენილია თითქმის უფერო,  
არაპლეოქროული დიოპსიდ-ავგიტით; cNg ცვალებადობს 36—45°-ის  
ფარგლებში, 2V—40—80°.

ზოგჯერ დელესიტი ქმნის ფსევდომორფოზებს პიროქსენისადმი,  
ხასიათდება მაღალი ინტენსივობის ფერებით, გამავალ სინათლე-  
ში მოყვითალო-ოქროსფერია.

ქანში გვხვდება სერპენტინის ფსევდომორფოზები ოლივინისად-  
მი. ისინი დამორჩილებული რაოდენობითაა, ნაკლებია როგორც პლა-  
გიოკლაზზე, ასევე პიროქსენზე.



რიცხვითი მახასიათებლები

ქანი	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	a:c	Q
1	7,1	8,5	22,2	62,2	41,6	41,6	16,8	85,4	1,2	22,4	0,8	2,0
2	6,6	9,7	23,8	59,9	40,9	40,9	18,2	97,8	1,6	19,8	0,7	— 3,1
3	7,4	7,4	29,2	56,0	33,9	38,4	27,7	75,5	1,4	76,4	1,0	— 10,2
4	10,0	7,3	23,3	59,4	39,5	48,3	12,2	98,9	1,7	20,4	1,4	— 8,5
5	6,4	3,1	31,6	58,9	32,1	45,5	22,4	95,5	1,9	15,2	2,1	1,9
6	5,6	8,2	25,0	61,2	38,8	42,7	18,5	97,5	1,2	7,9	0,7	3,0
7	7,9	9,0	21,8	61,3	45,2	35,0	19,8	96,4	1,5	17,2	0,9	— 2,2
8	8,3	9,3	20,7	61,7	58,8	33,9	14,3	93,0	1,4	90,9	0,9	— 2,5
9	7,0	6,5	24,4	62,1	44,3	30,0	25,7	82,6	1,5	16,7	1,1	3,7
10	5,8	8,9	23,3	62,0	40,1	42,0	17,9	97,6	1,1	9,7	0,7	3,5
11	7,1	8,7	23,7	60,5	41,4	41,4	17,2	87,3	1,4	15,3	0,8	— 1,9
P	6,0	5,5	30,4	58,1	26,6	49,5	23,9	76,1	1,7	4,7	1,09	— 1,3
12	8,6	6,2	19,6	64,9				73,6				4,3

მინდალინები განფენებში თითქმის არ აღინიშნება, შეგვხვდა მხოლოდ ტეხურის ხეობაში. აქ 20 მ სიმაღლის განფენში არის  $r=0,1-2$  მ შომის მინდალინები, წარმოდგენილი ქლორიტით, კალციტით, ცეოლითით, კვარცით. ზოგჯერ მინდალინაში სამი მინერალი არის გამოყოფილი. ენგურის ხეობაში ვულკანოკლასტოლითები ხასიათდება კალციტის, ქლორიტის (ჰენინი), ქალცედონის, ცეოლითის, ალბიტის, სერიციტის, ებიდოტ-ცოიზიტის მრავალი მინდალინით.

მადნეული მინერალი წარმოდგენილია მადნეტიტით, რომელიც მცირე ზომის იზომეტრული მარცვლების სახით ჩაწინწკლულია ძირითად მასაში, იშვიათად გვხვდება პირიტიც.

აღწერილი ქანების ქიმიური ანალიზები (ცხრ. 11) და ა. ზავარიცკის მეთოდით გადათვლილი რიცხვითი მახასიათებლები (ცხრ. 12) წარმოდგენას იძლევა ქანთა ამ ჯგუფის ქიმიურ ბუნებაზე.

ა. ზავარიცკის კლასიფიკაციის სქემაში აღწერილი ქანები თავსდება მე-4 კლასის მე-15 ჯგუფის a ქვეჯგუფში ( $6 > Q = 0,8 > (-) 6 - SiO_2$ -ით გაჯერებული,  $\frac{3}{2} > \frac{a}{c} = 1,9$  — ტუტეებით ძალზე ღარიბი,  $b = 23,7 < 45$  — ლეიკომელანოკრატული ქანები).

ცხრილი 11

ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ქიმიური ანალიზები

ქანგეულები	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	50,41	47,98	47,59	49,21	47,61	51,83	50,36	50,44	48,49	51,90	49,58
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,00	0,90	1,10	1,15	0,75	1,00	0,95	0,95	0,80	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,66	18,02	16,16	17,54	15,33	15,98	18,39	18,90	18,19	17,00	17,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	5,08	2,58	5,16	5,33	2,32	4,11	2,05	4,33	2,48	3,88
FeO	4,14	4,68	7,02	4,32	5,22	7,74	5,94	8,46	7,12	7,02	6,07
MnO	0,12	0,22	0,22	0,22	0,12	0,22	0,22	0,30	0,30	0,22	0,21
MgO	5,07	5,32	6,50	6,35	7,95	6,13	4,27	3,91	3,94	5,58	5,50
CaO	9,38	10,72	12,46	7,99	7,80	10,28	10,38	9,48	9,53	10,43	9,84
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,74	2,50	4,00	2,60	2,40	3,26	3,26	2,36	2,50	2,82
K <sub>2</sub> O	0,66	0,14	1,22	0,46	0,24	0,14	0,18	0,36	0,78	0,14	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,20	0,03	0,05	0,05	0,09	0,07	0,07	0,03	0,07
სინესტი	2,37	2,15	0,49	1,10	3,80	0,80	0,52	1,23	2,17	0,54	1,52
ხურ. ნაჟ.	2,53	1,39	1,81	2,18	2,36	1,00	0,72	0,21	2,37	0,90	1,55
ჯ ა მ ი	100,13	99,51	99,65	99,66	99,56	99,64	99,44	99,62	99,60	99,54	99,62

ანალიტიკოსი ლ. ლაბარტყავა

ქიმიური შედგენილობის ცხრილებიდან ჩანს, რომ ეს ქანები, პორფირიტული წყების ქანებთან შედარებით, ხასიათდება მეტი ფუ-

1. ჰიპერსტენ-ლაბრადორიანი ბაზალტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 1423.
2. ენსტატიტ-ლაბრადორიანი ბაზალტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 591.
3. ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. მდ. ენგურის ხეობა. ნიმ. 933.
4. ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. მდ. ხობისწყლის ხეობა. ნიმ. 1603.
5. ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. მდ. ხობისწყლის ხეობა. ნიმ. 1604.
6. ოლივინიანი ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 599.
7. ოლივინიანი ავგიტ-ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი (მიკროგაბროს ჩანარებით — Pl № 80, Py მონოკლინური და რომბული). მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 1425.
8. ოლივინიანი ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. მ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 613.
9. ჰიპერსტენ-ლაბრადორიანი ბაზალტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 621.
10. ოლივინიანი ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიმ. 596.
11. საერთო საშუალო ზემოთ მოყვანილი 10 ანალიზისა. P. ჰიპერსტენიანი დიამაზი (როზენბუმის მიხედვით).
12. პორფირიტული სერიის ყველა ქანების საშუალო.

ძიანობითა და ფემური შემადგენელის გაზრდილი მნიშვნელობით. ეს გარემოება ვლინდება მინერალურ შედგენილობაშიც (ბიტოვნიტი, რომბული პიროქსენი, ოლივინი).

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ჰიპერსტენიანი ქანები შუაიურული პორფირიტული წყების სხვა ქანებისაგან მკვეთრად გამოირჩევა თავისი სისადით, უფრო მელანოკრატულია და აქვს კრატოტიული იგრა.

ცნობილია, რომ მკვლევართა დიდი ნაწილი, ი. ბილიბინი (1946), ტ. ბარტი (1931), ს. ცუბოი (1932), ვ. სობოლევი (1936), ს. ფენერი (1929), ა. პოლდერვარტი და ჰ. ჰესი (1951), იმ აზრისაა, რომ რომბუ-

ლი და მონოკლინური პიროქსენის პარალელურ კრისტალიზაციას აღ-  
გილი აქვს დიდი წნევის, ე. ი. დიდი სიღრმეების პირობებში.

ყოველივე ზემოთქმულიდან გამოდის, რომ ჩვენ მიერ აღწერილი  
ქანების ბუნება მათ უფრო სიღრმულ წარმომადგენელს ლაპარაკობს; აქე-  
დან გამომდინარე, ისმის კითხვა: როგორ უნდა აიხსნას ასეთი ქანების  
გაჩენა ძლიერ შეცვლილ და საერთოდ „მწვანე ქვის ფორმაციის“ ქან-  
თა შორის?

ჩვენი აზრით, ეს უნდა წარმოვიდგინოთ შემდეგნაირად: დაახ-  
ლოებით ზედა ბაიოსში, ქერქვეშა ღრმა ჰორიზონტიდან სწრაფად  
ამოვიდა არადიფერენცირებული ბაზალტური მანძი, რომელმაც მოგვ-  
ცა ჰიპერსტენიანი ქანების მთელი ჰორიზონტი; ამავე ღრვს გრძელ-  
დება გეოსინკლინური ვულკანური აქტივობაც, რომელიც იძლევა  
პორფირიტული წყების ტიპობრივ ქანებს; ამით უნდა აიხსნას ჰი-  
პერსტენიანი და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების მორიგეობა  
ცალკეულ ჭრილში.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ, ჩვენი აზრით, უფრო სწორი იქნება,  
თუ ზემოთ აღწერილ ქანებს ვუწოდებთ არა ჰიპერსტენიან პორფი-  
რიტებს, არამედ ჰიპერსტენიან ბაზალტებს.

კვარციანი პორფირიტის ტუფი

შესწავლილ რაიონში მკაფიო ქანი შეგვხვდა მხოლოდ მდ. ტეხუ-  
რის ხეობაში, სადაც მას ერთვის მარჯვენა შენაკადი მდ. ლეჭეხა;  
მდინარის აღმა 1000—1200 მ-ზე სპილიტური ტუფებისა და განფენე-  
ბის დასტაში მოქცეულია 18 მ სიმძლავრის ტუფის შრე კვარციანი  
პორფირიტის შედგენილობისა. მაკროსკოპულად ღია ნაცრისფერი მო-  
თეთრო, მკვრივი, წვრილმარცვლოვანი ქანია.

მიკროსკოპში აქვს კლასტური სტრუქტურა. შედგება დიდი რაოდენობით  
კვარცის, პლაგიოკლაზის, შეცვლილი პორფირიტების და-  
კუთხული ნატეხებისაგან, რომელიც შეცემენტებულია კვარც-კარბონ-  
ნატული მასით.

პლაგიოკლაზის პოლისინთეტურ კრისტალთა ნატეხები გააღბი-  
ტებული (Pl № 5—8), გაბელიტებული, ზოგჯერ სუსტად გასერიცი-  
ტებული, უმეტესად გაკარბონატებულია.

კვარცი ყოველთვის ხასიათდება თანაბარი ჩაქრობით, რეზორბი-  
რებული ნაპირებითა და ძირითადი მასის ჩანართებით (სურ. 12).

ფერადი მინერალები არ არის შემორჩენილი, ისინი ყოველთვის  
ჩანაცვლებულია კალციტით.

ქვემოთ მოგვყავს კვარციანი პორფირიტის ტუფის ქიმიური ანა-

ლიზები (ცხრ. 13), ა. ზავარციის მეთოდით გადათვლილი რიცხვითი  
მახასიათებლები (ცხრ. 14).

როგორც ქიმიური ანალიზებიდან ჩანს, კვარციანი პორფირიტები  
წარმოადგენს ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ყველაზე მკაფიო წევ-  
რებს.

ცხრილი 13

კვარციანი პორფირიტის ტუფის ქიმიური ანალიზები

ქანგულები	1	2
SiO <sub>2</sub>	65,93	62,74
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,37	12,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	1,83
FeO	1,44	1,62
MnO	კვალი	კვალი
MgO	1,31	1,61
CaO	7,56	5,32
Na <sub>2</sub> O	1,40	2,20
K <sub>2</sub> O	0,80	0,80
SO <sub>3</sub>	—	2,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05
სინესტე	0,51	0,59
ხურ. ნაკ.	8,93	8,51
ჯ ა მ ი	99,71	100,04

ანალიტიკოსი ე. გერსამია

ცხრილი 14

რიცხვითი მახასიათებლები

№	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	a:c	Q
1	4,7	5,2	9,4	80,7	24,8	24,8	50,4	—	71,9	0,5	9,3	0,9	46,8
2	6,7	5,8	7,8	79,7	43,1	39,2	17,7	—	79,5	0,5	21,6	1,2	40,2

1 კვარციანი პორფირიტის ტუფი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 722.

2. კვარციანი პორფირიტის ტუფი. მდ. ტეხურის ხეობა. ნიშ. 725.

ვულკანოკლასტოლითვაი

ვულკანოკლასტოლითები პორფირიტულ წყებაში ფართოდაა გავრ-  
ცელებული და, როგორც წესი, ბევრად ჭარბობს ლავებს, თუმცა  
ცალკეულ ჭრილებში ისინი დამორჩილებული არიან (ცხრ. 19).

მინერალური შედგენილობის მიხედვით გვხვდება ყველა ტიპის  
პორფირიტების: სპილიტური, რქატყუარაიანი, პლაგიოკლაზიანი, ავ-

გიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების, ჰიპერსტენიანი ბაზალტების შე-  
საბამისი ვულკანოკლასტოლითები, ე. ი. ყველა ვულკანურ ფაზას მეტ-  
ნაკლებად თან ახლავს ვულკანოკლასტოლითები; რადგან ლავების დე-  
ტალური პეტროგრაფიული აღწერა ტიპების მიხედვით ზემოთ იყო  
მოყვანილი, არ შევუდგებით ვულკანოკლასტოლითების მინერალო-  
გიურ-პეტროგრაფიულ დახასიათებას; აღვნიშნავთ მხოლოდ შემდეგს:  
მასალა, რომლითაც აგებულია პორფირიტული წყების კლასტური  
ქანები ორგვარი წარმოშობისა: 1) ვულკანოკლასტური, ვულკანების  
ძიერ ამოსროლილი ფხვიერი მასალა და 2) ტერიგენული — ხმელე-  
თის გადარეცხვის შედეგად წარმოშობილი მასალა. გ. ძოწენიძე  
(1948) ტერიგენული კლასტოლითების მკვებავ წყაროდ სამ პროვინ-  
ციას იხილავს: 1) საქართველოს ბელტი, აგებული ძირითადად გრანი-  
ტოიდული ინტრუზივებით; 2) კავკასიონის გეოსინკლინის კორდი-  
ლიერები, რომელთა გადანარეცხი მასალა ისეთივე ხასიათისა უნდა  
ყოფილიყო, როგორც ბელტიდან მოტანილი მასალა და 3) ბაიოსური  
ზღვის მრავალრიცხოვანი ვულკანური კუნძულები, რომელთა გადა-  
რეცხვა იძლეოდა დიდძალ მასალას ნალექწარმოშობისათვის.

ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონში, ძირულის მასივის, ასევე კავკა-  
სიონის გეოსინკლინის კორდილიერების გადარეცხილი მასალა, გარდა  
ერთი-ორი გამონაკლისისა, არ გვხვდება. როგორც ჩანს, კვების ეს  
ორი წყარო საკმაოდ დამორებული იყო შესწავლილი რაიონიდან და  
მასალა აქამდე ვერ აღწევდა. ამრიგად, კლასტოლითების ერთადერთ  
ძირითად წყაროს საკვლევი ტერიტორიისათვის წარმოადგენდა ბაი-  
ოსური ზღვის ვულკანური კუნძულები.

ქვემოთ მოგვყავს ჩვენს რაიონში გავრცელებული ვულკანოკლას-  
ტოლითების საერთო დახასიათება.

ლ ა ვ უ რ ი ბ რ ე ქ ი ე ბ ი შედგება ლავის ნატეხებისაგან, შე-  
ცემენტებულია იმავე შედგენილობის ლავით.

ლავური ბრექჩიების ნატეხების ზომა უპირატესად 10—20 სმ,  
იშვიათ შემთხვევაში 70—80 სმ აღწევს.

შედგენილობის მიხედვით გვხვდება სპილიტური, ნაწილობრივ  
გაალბიტებული პორფირიტების, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტე-  
ბისა და ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ლავური ბრექჩიები. ქანის ნა-  
ტეხები ხშირად მანდელშტაინურია. მინდალინებში ხშირია მეორადი  
მინერალები: კალციტი, ანალციმი, ცეოლითი; ქანი ხშირად გათიხე-  
ბულია, ზოგჯერ გამდიდრებულია მაგნეტიტით.

ლავური ბრექჩიების სიმძლავრე ცვალებადობს 12—15 მ ფარგ-  
ლებში.

ტ უ ფ უ რ ი ბ რ ე ქ ი ე ბ ი შედგება პორფირიტების დაკუთხუ-  
ლი ნატეხებისაგან, შეცემენტებულია პსამიტურიდან პელიტურამდე  
ტუფური მასალით. პორფირიტების ნატეხების ზომა აღწევს 40 სმ-  
მდე, უმეტესად მანდელშტაინური აღნაგობისაა.

შედგენილობის მიხედვით გვხვდება სპილიტური პორფირიტე-  
ბის, გაალბიტებული პორფირიტების, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფი-  
რიტებისა და ჰიპერსტენიანი ბაზალტების ტუფური ბრექჩიები.

ტუფური ბრექჩიების შრეთა სიმძლავრე ცვალებადობს 10—60 მ  
ფარგლებში, ზოგჯერ გვხვდება უფრო მძლავრი შრეებიც.

ლავური და ტუფური ბრექჩიები პორფირიტულ წყებაში საკ-  
მაოდ გავრცელებულ ქანთა რიცხვს მიეკუთვნება.

ლითოკლასტური ტუფები შედგება პორფირიტების  
დაკუთხული ნატეხებისაგან, შეცემენტებულია პელიტური ტუფური  
მასალით. მინერალების ნატეხები გვხვდება უმნიშვნელო რაოდენო-  
ბით. როგორც წესი, მკვრივი, მარცვლოვანი ქანებია.

შედგენილობის მიხედვით გვხვდება ვულკანოგენურ წყებაში  
გავრცელებული ყველა ტიპის ქანების შესაბამისი ტუფი. ხშირად ერთ  
შრეში გვხვდება სხვადასხვა შედგენილობის პორფირიტების ნატეხე-  
ბი. ასე, მაგ., ნალომარის ჭრილში (ცხენისწყლის ხეობა) გვხვდება  
ლითოკლასტური ტუფის 18 მ სიმძლავრის შრე, რომელშიც წარმოდ-  
გენილია შეცვლილი რქატყუარაიანი პორფირიტის და მანდელშტაინუ-  
რი ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ნატეხები თითქმის ერთნაირი  
რაოდენობით.

ლითოკლასტურ ტუფებში ნატეხების ზომა უპირატესად 0,1—  
2 მმ-ია, ე. ი. თავსდება პსამიტურ ფარგლებში, ხანდახან აღწევს  
3—5 მმ და ამ შემთხვევაში მიეკუთვნება წვრილმარცვლოვან ბრექ-  
ჩიებს.

ცემენტი, როგორც აღნიშნული იყო, წარმოდგენილია პელიტური  
ტუფური მასალით, რომელიც ხშირად ჩანაცვლებულია კალციტით,  
ქლორიტით, ცეოლითით.

პსამიტური ლითოკლასტური ტუფები პორფირიტული წყების  
ქანთა შორის ყველაზე გავრცელებული ტიპია.

კ რ ის ტ ა ლ ო კ ლ ა ს ტ უ რ ი ტ უ ფ ე ბ ი მკვრივი, წვრილმარ-  
ცვლოვანი, ზოგჯერ საშუალო მარცვლოვანი ქანებია, შედგება კრის-  
ტალთა დაკუთხული ნატეხებისაგან, რომლებიც შეცემენტებულია  
პელიტური ტუფური მასალით. კრისტალთა ნატეხები წარმოდგენილია  
პლაგიოკლაზით, ავგიტით, ჰიპერსტენით, რქატყუარით, მცირე რაო-  
დენობით გვხვდება პორფირიტების წვრილი ნატეხები. ნატეხების ზო-  
მა უმთავრესად 0,1—1,5 მმ-ია (სურ. 13).

ცემენტი — პელიტური, ქლორიტულ-თიხოვანი ტუფური მასალა, ხშირად ჩანაცვლებული კალციტით. შედგენილობის მიხედვით გვხვდება ყველა ტიპის პორფირიტების შესაბამისი კრისტალოკლასტური ტუფები, ლითოკლასტურ ტუფებთან ერთად, წარმოადგენს პორფირიტულ წყებაში ფართოდ გავრცელებულ ქანებს.

ლითოკლასტალოკლასტური და კრისტალოლოკლასტური ტუფები წარმოადგენს წინა ორი ტიპის მასალის შერევის შედეგს. იმის მიხედვით, თუ რომელი კომპონენტი ჭარბობს, იგი დასმულია მეორე ადგილზე (მაგ., კრისტალო-ლითოკლასტური — წამყვანი რაოდენობით არის ლითოკლასტური მასალა, კრისტალოკლასტური მასალა ურევია მნიშვნელოვანი, მაგრამ დამორჩილებული რაოდენობით). ხშირ შემთხვევაში ქანების და კრისტალოკლასტები თანაბარი რაოდენობითაა.

ისევე, როგორც წინა ორი ტიპის ქანი, სარგებლობს მნიშვნელოვანი ფავრცელებით.

ვიტროკლასტური ტუფები შედგება ვულკანური მინისათვის დამახასიათებელი ფორმის ნატეხებისაგან; მცირე რაოდენობით ურევია მინერალთა ნატეხებიც; ვულკანური მინა უმთავრესად გაცეოლითებულია ან გაქლორიტებული; ქმნის მცირე სიმძლავრის შრეებს (40 სმ-მდე). საკვლევ რაიონში გვხვდება შედარებით იშვიათად.

ალევიტული და პელიტური ტუფები მკვრივი, ნაცრისფერი, რუხი, ზოგჯერ მოლურჯო ფერის ქანებია. პელიტური ტუფები ზოგჯერ არგილიტებს ან ფიქლებს ჰგავს. შედგება პორფირიტული წყების მინერალთა წვრილი ნატეხებისაგან. ცემენტი შედგება ძალზე წვრილი მასისაგან, რომელიც ვულკანურ ფერფლს უნდა წარმოადგენდეს.

ცალკეულ შრეთა სიმძლავრე ცვალებადობს ერთეული სანტიმეტრიდან 50—60 სმ-მდე. მიეკუთვნება პორფირიტულ წყებაში საკმაოდ გავრცელებულ ქანთა ტიპს.

ტერიგენული კლასტოლითები. კრისტალური მასივების გადარეცხვის პროდუქტები შესწავლილ ტერიტორიაზე, როგორც წესი, არ გვხვდება. არკოზული მასალა მცირე რაოდენობით გვხვდება ეცა-მაგანის რაიონში როგორც მინარევი ტუფებსა და გრავიულ ქვიშაქვებში. ეს უკანასკნელნი გაცილებით ფართოდაა გავრცელებული (სურ. 14), მათი წარმოშობა ვულკანური კუნძულების გადარეცხვის ხარჯზე ხდებოდა. ისინი მაკროსკოპულად მწვანე, ნაცრისფერი, რუხი ან მოშავო ფერის ქანებია და შედგებიან პორფირიტების,

ტუფებისა და მათი მინერალების ცოტად თუ ბევრად დამუშავებული ნატეხებისა და მარცვლებისაგან.

## V. შუაიურული ვულკანობიური წყების ქანების ქიმიზმი

### საერთო ქიმიური დახასიათება

პორფირიტული წყების ქანების ქიმიზმის დასახასიათებლად გვაქვს სალი ქანების 36 სრული სილიკატური ანალიზი. აქედან სპილიტების — 4, კერატოფირიტების — 2, გაალბიტებული პორფირიტების — 2, რქატყურაიანი პორფირიტების — 4, პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების — 2, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების — 5, დიაბაზებისა და დიაბაზ-პორფირიტების — 5, ჰიპერსტენიანი ბაზალტების — 10, კვარციანი პორფირიტის ტუფის — 2. ეს უკანასკნელი პორფირიტული წყების ქანებს შორის 1% არ შეადგენს, ამიტომ საშუალო რიცხვითი მახასიათებლის გამოყვანის დროს ვიძლევიტ ციფრებს პორფირიტული წყების ყველა ქანებისათვის კვარციანი პორფირიტის ტუფის გარეშე (ცხრ. 15). აქვე მოგვყავს პორფირიტული წყების ქანების საშუალო მახასიათებლები საქართველოს სხვა რაიონებისათვის გ. ჰოწენიძის მიხედვით. რიცხვითი მახასიათებლები შუაიურული ქანებისათვის შემდეგია (ცხრ. 16).

შუაიურული ქანების ქიმიური ანალიზები მოცემულია მათი პეტროგრაფიული აღწერისას, ამიტომ აქ ისინი აღარ გავიმეორეთ.

ცხრილებიდან (ცხრ. 1—16) ჩანს, რომ: 1) დიაბაზები და ჰიპერსტენიანი ბაზალტები შეადგენს აღნიშნულ ქანთა ყველაზე ფუჭე წევრებს. ჰიპერსტენიანი ბაზალტები თავის მხრივ ზასიათდება ფემური შემადგენლის გაზრდილი მნიშვნელობით, რაც მინერალ-გიურად თავს იჩენს რომბული პიროქსენის ფაჩენაში. თავისი შედგენილობით ეს ქანები პასუხობს საშუალო ბაზალტს ა. ზავარიცკის (1950) მიხედვით; 2) პორფირიტები მცირედ განსხვავდებიან დიაბაზებისაგან c-ს ოდნავ გაზრდილი და b-ს შემცირებული მნიშვნელობით; 3) კვარციანი პორფირიტის ტუფი შედგენილობით პასუხობს ანდეზიტ-ლაციტს, a-ს შემცირებული მნიშვნელობა ანდეზიტ-ლაციტურ ლავასთან შედარებით გამოწვეულია იმით, რომ მოცემულ შემთხვევაში საქმე გვაქვს ტუფთან; 4) შუაიურული ასაკის ყველა ქანის საშუალო შედგენილობა, ისევე როგორც საქართველოს სხვა რაიონებში, პასუხობს საშუალო ანდეზიტ-ბაზალტს, რომელიც დიფერენციაციის პირობებში გვაძლევს განსხვავებულ ქანებს.

პორფირიტული წყების ქანების საშუალო რიცხვითი მახასიათებლები (ენგურ-ცხენისწყლის მდინარეთაშუეთი)

	ქ ა ნ ე ბ ი	რიცხვითი მახასიათებლები												
		a	c	s	b	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	arc	Q
1	სპილიტები	14,1	4,7	22,5	58,7	41,7	39,7	24,1	10,9*	76,3	1,6	20,0	4,3	19,7
2	კერატოფირები	14,3	4,4	9,6	71,6	55,9	35,2	6,1		70,4	0,6	23,5	3,4	10,6
3	რქატყუარაიანი პორფირიტები	11,0	7,3	15,4	66,2	52,0	38,9	6,6	16,1**	69,3	0,7	27,8	1,6	22,5
4	გალობიტეული პორფირიტები	11,8	5,2	18,9	64,4	42,9	37,9	21,8	11,5**	82,1	1,0	16,7	3,1	5,9
5	პლაგიოკლასიანი პორფირიტები	9,4	5,9	20,5	64,2	47,7	36,1	15,8	17,1*	89,2	1,2	16,4	1,9	16,2
6	ავგიტ-ლამპრონიანი პორფირიტები	7,7	8,9	19,3	64,0	42,5	39,0	19,1	14,9**	83,4	1,0	24,5	1,0	5,8
7	პორფირიტების საშუალო	11,4	6,1	17,7	64,8	47,1	37,8	15,6		78,4	1,4	21,5	2,8	5,0
8	პორფირიტების ბაზალტები	7,1	8,7	23,7	60,5	41,4	41,4	17,2		87,3	1,4	15,3	0,8	1,9
9	კვარციანი პორფირიტის ტუფი	11,3	5,8	26,2	56,5	39,1	36,0	24,8		76,3	1,5	22,6	2,3	15,5
10	პორფირიტული წყების ყველა ქანის საშუალო კვარციანი პორფირიტის ტუფის ვარგე (1+2+3+4+5+6+7+8)	5,7	5,5	8,6	80,2	34,0	32,0	34,0		75,7	0,5	15,4	1,1	43,5
11	პორფირიტული წყების ყველა ქანის საშუალო გ. დო-წინძის მიხედვით	10,8	6,4	19,5	63,2	45,4	38,0	16,9		79,2	1,1	20,8	2,3	12,3
12	პორფირიტული წყების ყველა ქანის საშუალო ალბიტო-ფორების ვარგე გ. მიწინძის მიხედვით	8,0	6,2	19,6	64,9					73,6				4,3
		8,0	7,4	22,9	60,5					76,0				5,3

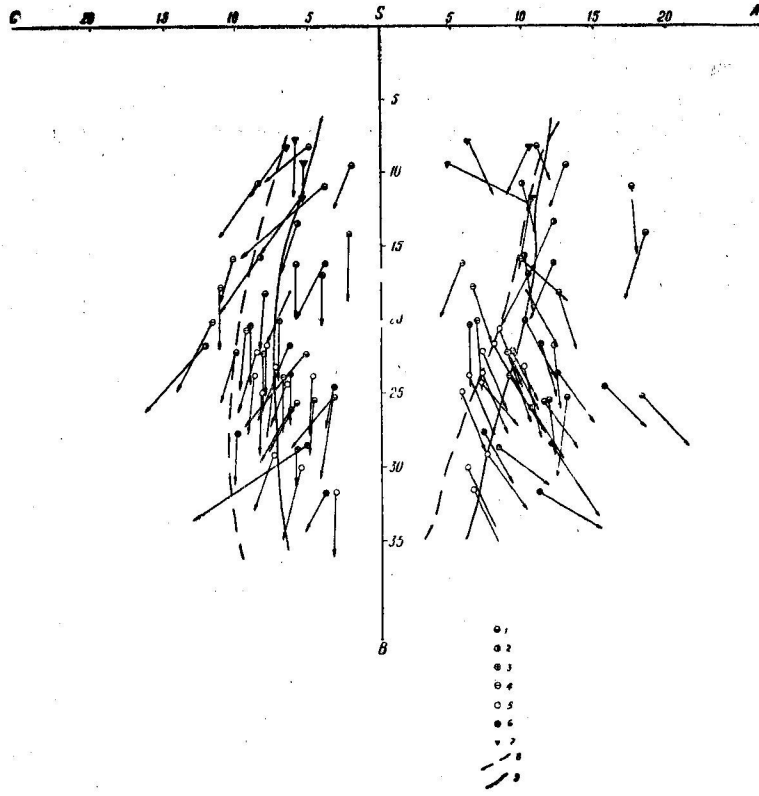
შესაღებულად მოგვეყვას საშუალო ქანების რიცხვითი მახასიათებლები ა. ზავარიცკის მიხედვით (ცხრილი 16), რომელთა მსგავსი შედგენილობა აქვთ ზემოთ მოყვანილ ქანებს.

\*) ა' — გვხვდება მხოლოდ ორ ანალიზში  
 \*\*) ა' — გვხვდება მხოლოდ ერთ ანალიზში

ცხრილი 16

	ქ ა ნ ე ბ ი	რიცხვითი მახასიათებლები												
		a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	arc	Q
საშუალო ბაზალტი		9,2	6,1	26,8	57,9	41,6	39,8	18,6		75,8	2,0	17,6	1,5	8,7
საშუალო ანდეზიტ-ბაზალტი		10,2	6,3	19,4	64,2	46,7	40,2	13,1		75,6	1,5	21,2	1,6	1,8

ქიმიური შედგენილობის დიაგრამაზე (ნახ. 3) პორფირიტული წყების ქანების ვექტორთა საწყისი წერტილები განლაგებულია თითქმის ვერტიკალურ ხაზზე, რომელიც გადის  $a=8$  და  $a=12$  შორის. აღნიშნული ხაზი უმნიშვნელოდ და თანაბრად დახრილი SB ღერძისკენ; ეს ნიშნავს, რომ ქანების მქაჯიანობის მომატებას ახლავს ტუტია-



ნახ. 3. პორფირიტული წყების ქანთა ქიმიზმის შეჯამებული დიაგრამა (ენგურ-ცხენისწყლის მდინარეთაშუეთი). 1. სპილიტები, კერატოფირები, გალობიტეული პორფირიტები; 2. რქატყუარაიანი პორფირიტები; 3. პლაგიოკლასიანი პორფირიტები; 4. ავგიტ-ლამპრონიანი პორფირიტები; 5. პიპერსტენიანი ბაზალტები; 6. დიბაზები, დიბაზ-პორფირიტები; 7. კვარციანი პორფირიტები და მათი ტუფები; 8. პელე-ლასენ-პიკის ტიპის ქანთა ასოციაციის ღერძული ხაზი; 9. პორფირიტული წყების ქანთა ღერძული ხაზი

ნობის უმნიშვნელო ზრდა; ვექტორები სიმეტრიულადაა განლაგებული ღერძულ ხაზთან, მათი უმრავლესობა მოთავსებულია დიაგრამის 4. თ. ჯანელიძე

შუა და ქვედა ნაწილში, რაც მიუთითებს საშუალო და ფუძე შედგენილობის ქანების უპირატეს გავრცელებაზე ქანთა მოყვანილ ასოციაციაში.

ASB პროექციაზე, შუა და ქვედა ნაწილში, ვექტორებს აქვს თითქმის ერთნაირი სიგრძე, მოპართულია დაბლა და მარჯვნივ, რაც მიუთითებს რკინის უანგისა და მაგნეზიის ერთნაირ რაოდენობაზე და თავისუფალი კირის უმნიშვნელო როლზე მეტასილიკატებში. ვექტორების მნიშვნელოვანი ნაწილი დიაგრამის შუა და ზედა ნაწილში გადახრილია დაბლა და მარცხნივ; ეს მეტყველებს იმაზე, რომ როგორც მყავე, ასევე საშუალო რიგის ქანთა ზოგიერთი წარმომადგენელი გადაჭრებულა თიხა-მიწით. გ. ძოწენიძე ამას ხსნის პლაგიოკლასის ალბიტისადაც, რომლის დროსაც თიხამიწის მეტი ნაწილი, რომელიც განთავისუფლდა ანორთიტის მოლეკულის დაშლის დროს, დარჩა ქანში.

CSB პროექციაზე ვექტორების ღერძული ხაზის შუა ნაწილი გამოხეილია SB ღერძის მიმართ. დიაგრამის ქვედა ნაწილში ვექტორებს აქვს თითქმის ვერტიკალური მიმართულება, მიუთითებს რა ნატრიუმის ჭარბ როლზე ტუტეებში; ზევით ვექტორთა ნაწილი იხრება მარცხნივ, რაც ნიშნავს კალიუმის როლის ზრდას ამ ქანებში.

მთლიანად შუაიურული ქანების ეს ასოციაცია ხასიათდება კირტუტე ბუნებით, ტუტეების სიღარიბითა და ნატრიუმის სიჭარბით კალიუმზე.

შუაიურული ქანების ვექტორების ჯგუფის ღერძული ხაზი თითქმის მთლიანად ემთხვევა ა. ზავარიცკის დიაგრამის № 1 ხაზს, იგი შეესაბამება მკვეთრად გამოხატული კირ-ტუტე ქანების ყველაზე განაპირა წევრს, კერძოდ პელე-ლასენ-პიკის ტიპს, რომელიც დამახასიათებელია ოროგენული ზოლებისათვის. ვანსხვაგვება იმაში, რომ შუაიურული ქანების მახასიათებელი a ოდნავ გადიდებული მნიშვნელობისაა, ეს სხვაობა მყავე წევრებიდან უფრო ფუძისაკენ იხრდება და ღერძული ხაზის ბოლო წერტილში აღწევს მაქსიმუმს, აქ პელე-ლასენ-პიკის ტიპის ღერძული ხაზი SB ღერძიდან დაშორებულია 3 სმ-ით ( $a=3$ ), ხოლო შუაიურული ქანების ღერძული ხაზის ბოლო წერტილი იმავე ღერძიდან დაშორებულია 6 სმ-ით ( $a=6$ ). ღერძული ხაზების შედარება ხაზს უსვამს იმ გარემოებას, რომ შუაიურულ ქანებში მყავიანობის მატებას თან ახლავს ტუტეიანობის უმნიშვნელო ზრდა.

ამრიგად, შესწავლილ რაიონში პორფირიტული წყება ხასიათდება ისეთივე ქიმიური შედგენილობით, როგორც საქართველოს სხვა რაიონებში.

ბოლო წლებში დიდი ყურადღება ექცევა მიკროელემენტების გავრცელებას ინტრუზიულ წარმონაქმნებში. იგივეს ვერ ვიტყვით ეფუზურ ქანებზე. შევისწავლეთ მიკროელემენტების გავრცელების ხასიათი შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში მდინარეების ცხენისწყლისა და ენგურის შუა ტერიტორიაზე. მოგვყავს აღნიშნული კვლევის ზოგიერთი შედეგი.

ხელთ გვქონდა შედარებით სალი ქანის — 42, გაპროპილიტებულ ქანის — 9, უანგვის ზონის ქანის — 52 და გათიხებული ქანის — 21 ნახევრად რაოდენობრივი სპექტრული ანალიზი<sup>1</sup>.

ამასთან ისაზღვრებოდა 40 ელემენტის შემცველობა: Si, Al, Mg, Ca, Na, K, Fe, Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Ta, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, In, Yb, Y, La, Ce, Sc, Ba, Be, Sr, Te.

ყველაზე უფრო გავრცელებული ელემენტები Si, Al, Ca, K, Na, Mg, Mn, Ti, Fe არ არის განხილული, რადგან ისინი წარმოადგენენ წამყვან ქანმაშენ ელემენტებს და მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდებიან ყველა ანალიზებულ ნიმუშში.

სპექტროსკოპულად არ იყო დადგენილი W, Hf, Nb, Ta, Sb, Bi, As, Cd, Sn, Ge, In, Te, Hg;

ამრიგად, განვიხილავთ მხოლოდ 19 ელემენტის განაწილების ხასიათს: Ni, Co, V, Cr, Zr, Mo, Cu, Pb, Ag, Ga, Zn, La, Ce, Yb, V, Ba, Sr, Sc, Be (ცხრ. 17).

ამ ელემენტებისათვის სპექტრული მეთოდის მგრძობიარობა პროცენტებში შემდეგია: Ni — 0,001, Co — 0,001, V — 0,001, Cr — 0,006, Zr — 0,006, Mo — 0,001, Cu — 0,006, Pt — 0,001, Ag — 0,0003, Zn — 0,01, Ga — 0,001, La — 0,01, Ce — 0,1, Yb — 0,0001, Y — 0,003, Ba — 0,03, Sr — 0,001, Sc — 0,003, Be — 0,0001.

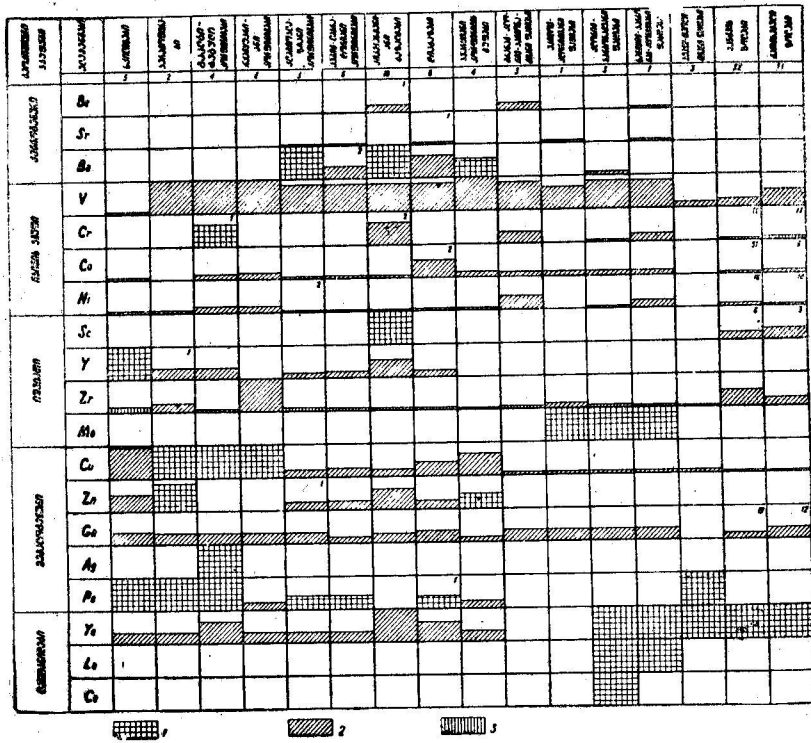
სპექტრული ანალიზების ყველა მონაცემი შევადარეთ შესაბამისად ფუძე საშუალო და მყავე ამოფრქვეული ქანების კლარკებს ა. ვინოგრადოვის (1956) მიხედვით<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> სპექტრული ანალიზები შესრულებულია საქართველოს გეოლოგიური სამსახურის სპექტრული ანალიზის ლაბორატორიაში (ანალიტიკოსი ვ. ბენდიაშვილი), კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტის ფიზიკო-ქიმიური მეთოდებით კვლევის განყოფილებაში (ანალიტიკოსი ნ. ლუღუშაური).

<sup>2</sup> აქვე მინდა შევნიშნო, რომ, მართალია, ნახევრად რაოდენობრივი სპექტრული ანალიზი არ იძლევა მიკროელემენტების ზუსტად განსაზღვრის საშუალებას, მაგრამ ზოგადი წარმოდგენისათვის იგი მაინც მისაღებია.

თუ რომელიმე ელემენტის შემცველობა მეტია ერთი რიგით, ვიდრე კლარკი, ვთვლით, რომ ამ ელემენტის შემცველობა კლარკზე მეტია და, პირიქით, თუ შემცველობა კლარკზე ნაკლებია ერთი რიგით — ელემენტის შემცველობა კლარკზე დაბალია.

მიღებული შედეგების საილუსტრაციოდ შედგენილია დიაგრამა (ნახ. 4), სადაც აბსცისათა ღერძზე დატანილია პორფირიტული წყების



ნახ. 4. მიკროელემენტების განაწილება შუაიურული ვულკანოგენური წყების ქანებში. 1. შემცველობა კლარკის ზევით; 2. კლარკული შემცველობა; 3. შემცველობა კლარკის ქვევით. ციფრი უჯრაში უჩვენებს რამდენ ანალიზში გვხვდება ელემენტი

სხვადასხვა ქანი და აღნიშნულია შესრულებული ანალიზების რაოდენობა, ხოლო ორდინატთა ღერძზე დატანილია ელემენტები. ელემენტები დაყოფილია ჯგუფებად ა. ზავარიცის (1950) კლასიფიკაციის მიხედვით.

დიაგრამის ანალიზი გვაძლევს შემდეგ სურათს:

შუაიურული ვულკანოგენური წყების ქანთა მყავე წარმომადგენლები ხასიათდება Cu, Zn, Pb (კერატოფირები) და Ba-ს (კვარციანი პორფირიტები) კლარკის ზევით შემცველობით, ხოლო V, Ni, Y, Zr, Ga, Yb (კერატოფირებში) და V, Co, Ni, Zr, Cu, Ga, Pb, Yb (კვარციანი პორფირიტებში) გვხვდება კლარკული შემცველობით.

ვულკანოგენური წყების საშუალო მყავიანობის ქანები (რქატყუარიანი და გაალბიტებული პორფირიტები) ხასიათდება Cr, Cu, Ag, Ph, კლარკის ზევით შემცველობით; V, Ni, Co, Y, Cr, Ga, Yb — კლარკული შემცველობით, ზოგჯერ Y გვხვდება კლარკის ქვევითაც.

პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები, დიაბაზები და ჰიპერსტენიანი ბაზალტები ხასიათდება Y, Pb, Ba, Sc-ს კლარკის ზევით შემცველობით; V, Co, Ni, Ba (ზოგჯერ), Be, Cu, Zn, Ga, Yb, Cr — კლარკული შემცველობით, Zr, და Sr — კლარკის ქვევით შემცველობით.

როგორც ზემოთქმულიდან ჩანს, შუაიურული ვულკანოგენური წყების მყავე და საშუალო მყავიანობის წარმომადგენლებში არის Cr, V, Ni, Co, Y და სხვა ელემენტი, რომელიც ახასიათებს წყების უფრო ფუძე წარმომადგენლებს. ეს გარემოება მიუთითებს ამ ქანების გენეტურ კავშირზე, მათ წარმოშობაზე ერთიანი მაგმური კერის დიფერენციაციის შედეგად, კერძოდ, ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის შედეგად. როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, შუაიურული ვულკანოგენური ფორმაციის ქანების არც ერთ ანალიზში არ ყოფილა შემჩნეული W, Hf, Nb, Ta, Cd, Sn, In და ზოგი სხვა ელემენტი, რომელიც ახასიათებს გრანიტოიდულ მაგმებს. ამრიგად, ცხადია, რომ საქმე გვაქვს ბაზალტური მაგმის დიფერენციაციის პროდუქტებთან.

უნდა აღინიშნოს, რომ ზოგი ელემენტი მონაწილეობს თითქმის ყველა ქანში ვულკანური აქტიუობის მთელი პერიოდის განმავლობაში, ასეთებია: V, Co, Ni, Y, Ga, Yb. რაც შეეხება Cu და Zn და განსაკუთრებით Pb, ისინი კლარკის ზევით შემცველობით გვხვდებიან თითქმის ყველა ქანში და ზოგჯერ აღემატებიან მათ ხუთჯერ, ცხრაჯერ და ზოგჯერ 19-ჯერაც კი.

მათი ამდლებული შემცველობა, ჩვენი აზრით, მიუთითებს ვულკანოგენურ წყებასთან დაკავშირებულ შესაბამის გამადნებების გენეტურ კავშირზე იურულ ეფუზიურ ვულკანიზმთან.

აღნიშნული მოსაზრება უფრო საყურადღებოდ იგვეჩვენება, რადგან სომხეთის პალეოგენული ფორმაციების საფუძველზე რ. ჯარბაშიანი, ე. მაღხასიანი და ა. მნაცაკიანი (1963) იურულ ვულკანოგენურ ქანებში აღნიშნავენ Cu, Zn და Pb-ის შემცველობას კლარკის ზე-

მიკროელემენტების შემცველობა შუაიურული ვულკანოგენური წყების

ელემენტები	სპილტვები	კერატოფირები	გაღებულბუნებელი პორფირიტები	რქაქუარაიანი პორფირიტები	პლაგოკლასიანი პორფირიტები	ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები	ჰიპოტენიანი ბაზალტები
	ანალიზების						
	5	2	4	4	5	6	10
Be							0,0001
Sr					0,001— —0,009	>0,001— —0,009	
Ba					0,1	0,03	0,15
V	0,003	>0,01— —0,09	>0,01— —0,09	>0,01— —0,09	0,01— —0,09	0,01— —0,09	0,05
Cr			0,01				0,006
Co	0,001		0,001	<0,001	0,001	<0,001	0,001
Ni	0,003	0,001	0,001— —0,003	0,001— —0,003	0,001	<0,001	0,002
Sc							0,025
Y	0,08	0,003	0,003	0,0003	0,001— —0,003	0,001	0,003
Zr	0,0038— —0,0062	0,0032	0,0032— —0,0062	0,0032— —0,0062	0,0032	0,0032	0,0032
Mo							
Cu	0,03— —0,06	0,03	0,04	0,011	0,009	0,09	0,01
Zn	0,01— —0,03	0,01— —0,03			0,01	0,01	0,02
Ga	0,001— —0,003	0,001— —0,003	0,001— —0,003	0,002	0,002	0,001	0,002
Ag			0,003				
Pb	0,003— —0,006	0,006	0,028	0,001	0,001	0,001	
Yb	0,0001	0,0001	0,0001— —0,0003	0,0001	0,0001	0,0001	0,0003
La							
Ce							

ქანებში (ენგურ-ცხენისწყლის მდინარეთაშუეთი)

ღობაზები	კვარციანი პორფირიტის ტუფი	გრანაიტ-ქლორიტ-კარბონატიანი ასოციაცია	ეპიდოტ-ქლორიტ-ანი ასოციაცია	ქლორიტ-კარბონატიანი ასოციაცია	სერციტ-კარბონატ-ქლორიტ-ანი ასოციაცია	კვარც-ცეოლით-ანი ასოციაცია	ქანების ზონები	გაობიზებული ზონები
ანალიზების								
8	4	3	1	3	1	3	52	21
		0,001			0,001			
0,001— —0,009			0,001		0,002			
0,053	0,1			0,01				
0,01— —0,09	0,01— —0,09	0,05	0,04	0,05	0,05	0,01	0,016— —0,003	0,032— —0,008
		0,03		0,003	0,02		0,001	0,001
0,006	<0,001	0,002	0,002	0,002	0,002		0,005	0,003
0,004	0,001	0,02		0,006	0,01		0,005	0,0031
0,001								
0,0032	0,0032	0,006	0,01	0,005	0,007	0,003	0,03	0,016
			0,001	0,002	0,003			
0,02	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,006	0,0018	0,0015
0,01	0,01							
0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002		0,001	0,0011
							0,001	0,001
0,001	0,001					0,005		
0,00017	0,0001			0,001	0,001	0,003	0,001	0,001
				0,01	0,10			
				0,1				



ვით და მიუთითებენ იურული ვულკანიზმის პროდუქტების გეოქიმიურ სიახლოვეზე სომხეთის მთავარ კოლჩედანურ გამადნებასთან, რომელიც აგრეთვე იურული ასაკისაა (მაგაკიანი, 1964). ყურადღებას იქცევს ასევე Ag მაღალი შემცველობა გაალბიტებულ პორფირიტებში.

როგორც დიაგრამიდან ჩანს, Ba კლარკის ზევით შემცველობით არის მხოლოდ პლაგიოკლაზიან პორფირიტებში, კვარციანი პორფირიტის ტუფში, პიპერსტენიან ბაზალტებში, რომლებიც პორფირიტული წყების ქანთა შორის ნაკლებადაა გავრცელებული. სპილიტებში, კერატოფირებში, გაალბიტებულ პორფირიტებში, რქატყუარიაან პორფირიტებში, ნაწილობრივ — ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში, ე. ი. ქანებში, რომლებიც შეადგენენ წყების დიდ ნაწილს, Ba ან სრულიად არ არის, ან დაბალი კლარკული შემცველობით გვხვდება. ეს გარემოება მეტყველებს გ. ძოწენიძის (1948) მოსაზრების სასარგებლოდ, რომ პორფირიტული წყების ქანებში Ba არარსებობა არის მიზეზი წყებაში ბარიტის საბადოების წარმოშობისა (ერთი მხრივ, Na და Ca, ხოლო მეორე მხრივ, Ba იონურ რადიუსებში მნიშვნელოვანი განსხვავების გამო, ეს უკანასკნელი ვერ შედის კირ-ტუტე პლაგიოკლაზების შემადგენლობაში; თითქმის მთლიანად რჩება მაგმურ ხსნარში და გამოიყოფა ინტრუზიული მოქმედების პირობებში ფაზაში).

გაპროპილიტებული ქანები, ისევე როგორც ქანები ქანგვის და გათხების ზონებიდან, ხასიათდება Ba, V, Cr, Co, Zr, Cu, Ga კლარკული ან კლარკის ქვევით შემცველობით დანარჩენი ელემენტების არარსებობის დროს. აქ ყურადღებას იპყრობს Mo გაჩენა კლარკის ზევით შემცველობით ეპიდოტ-ქლორიტიან, ქლორიტ-კარბონატიან და სერიციტ-კარბონატ-ქლორიტიან ასოციაციებში მზარდი შემცველობით (კლარკზე მეტი შესაბამისად 7-ჯერ, 14-ჯერ და 21-ჯერ); გარდა ამისა, ქლორიტ კარბონატიან და სერიციტ-კარბონატ-ქლორიტიან ასოციაციებში კლარკის ზევით შემცველობით ჩნდება Yb, La, ხოლო Ce — ქლორიტ-კარბონატიან ასოციაციაში.

თუ ზემოთ თქმულს მოკლედ შევაჯამებთ, დავინახავთ, რომ:

1. შუაიურული ვულკანოგენური წყების ქანებისათვის და სხვადასხვა მინერალური ასოციაციისათვის დადგენილია მიკროელემენტების ასოციაციათა მემკვიდრეობა, რომელიც დამახასიათებელია საწყისი ბაზალტური მაგმისათვის.

2. ვულკანიზმის ევოლუციის მსვლელობაში ტუტიანობის შემცირებასა და ფუქიანობის და ფემური შემადგენელის ზრდასთან ერთად შეინიშნება მიკროელემენტების დიფერენციაცია.

ვულკანოგენური წყების ქვედა პორიზონტებისათვის (სპილიტები, კერატოფირები, გაალბიტებული პორფირიტები, რქატყუარიაან

პორფირიტები) შეინიშნება ზოგი მეტალოგენური ელემენტის: Cu, Pb, Zr, Ag ამაღლებული შემცველობა.

3. პოსტვულკანური პროცესების შედეგად გაიტანება Cu, Zn. ქანგვის ზოლებში ნაწილობრივ გაიტანება ასევე V, ხოლო შემოიტანება Sc, Zr.

გაქარბონატება, გაცეოლითება, გათხება იწვევს იშვიათ მიწათა ელემენტების: Yb, La, Ce-ს შემოტანას.

## VI. შუაიურული ვულკანიზმის ხასიათი

### ტუფური და ლავური მასალის შეფარდება

ზემოთ მოყვანილი ტრილებისა და პორფირიტული წყების ქანების აღწერიდან კარგად ჩანს, რომ ვულკანოგენური წყება არაერთგვაროვანია.

ლავური წარმონაქმნების (ლავური ბრექჩიების ჩათვლით) და ფხვიერი მასალის (ტუფების) ურთიერთდამოკიდებულების საილუსტრაციოდ მოგვყავს ცხრილი (18), სადაც ნაჩვენებია წყების სიმძლავრე ალბელ ტრილში და გაშიშვლებული ლავური და ტუფური წარმონაქმნების ჯამური სიმძლავრე.

ცხრილი 18

სიმძლავრე მეტრებში	ტ რ ი ლ ე ბ ი							
	ქობალის ქარის	ლაზანის	ხიშის	მცა-მაგბენის	საქრო-ცისკბულის	კალანდო-ასკარის	ნაღომარის	ჯონ-ულას
საერთო სიმძლავრე ლავები	1057	1634	1625	2921	895	473	511	1121
ტუფები	578	334	612	247	153	208	39	75
	240	355	728	1274	615	85	212	520

ცალკეული ტრილების მნიშვნელოვანი ნაწილი გაშიშვლებული არ არის, ამიტომ შევეცადეთ დაფარულ უბნებზე ნაყარის ხასიათის, გეომორფოლოგიური სურათის და ცალკეული მცირე გამოსავლების საშუალებით აღგვედგინა ლავური და ტუფური წარმონაქმნების ურთიერთობის მიახლოებითი სურათი. შედეგები მოგვყავს ქვემოთ ცხრილის (19) სახით.

როგორც ვხედავთ, ტუფები მკვეთრად ჭარბობს ლავებს; მხოლოდ ორ ტრილში არის შებრუნებული სურათი, სხვაგან კი ტუფების

შეფარდება ლავებთან იცვლება 1,17--13,95 ფარგლებში. საშუალო შეფარდება უდრის 5.

ცხრილი 19

სიმძლავრე მეტრებში	ჭ რ ი ლ ე ბ ი							
	ქობალო-სკარის	ლახანის	ხაშის	მცამა-ნის	საქვინ-ცისკ-ბულოს	კალანდი-სკარის	ნაღმა-რის	ჯონო-ლას
საერთო სიმძლავრე	1057	1634	1625	2921	895	473	511	1121
ლავები	578	334	612	247	153	208	39	75
ტუფები	240	355	728	1274	615	85	212	520
შეფარდება— ლავები	0,53	1,44	1,17	7,45	4,85	0,94	10,9	13,95

თუ მხედველობაში მივიღებთ, რომ ვულკანოგენური წყების გავრცელების სხვა რაიონებშიც დაახლოებით ასეთივე შეფარდებაა ტუფურ და ლავურ წარმონაქმნებს შორის, მაშინ შეგვიძლია საქართველოს შუაიურული ვულკანოგენური წყებისათვის საერთო შეფარდება 5-ის ტოლად მივიღოთ.

ენგურ-ცხენისწყლის მდინარეთაშუეთის ფართი (მდ. ენგურის მარჯვენა ნაპირის ჩათვლით) შეადგენს 1120 კმ<sup>2</sup>. პორფირიტული წყების საშუალო სიმძლავრე უნდა მივიღოთ 3 კმ. ამრიგად გამოდის, რომ პორფირიტული წყების მოცულობა უდრის 1120<sup>2</sup> × 3 კმ = 3360 კმ<sup>3</sup>. აქედან, ერთი მეექვსედი ნაწილი ანუ 560 კმ<sup>3</sup> მოდის ლავებზე, ხოლო 2800 კმ<sup>3</sup> — ექსპლოზიურ პროდუქტებზე.

ექსპლოზიური ინდექსი (რიტმანი, 1964) გამოითვლება ფორმულით  $E = 100 \frac{a}{b}$ , სადაც E — ექსპლოზიური ინდექსია, a — ექსპლოზიური პროდუქტები, b — მასალის საერთო რაოდენობა, რომელსაც ვიღებთ ამოფრქვევის დროს.

$$\text{ჩვენს შემთხვევაში } E = 100 \cdot \frac{2800}{3360} = 83,3\%$$

ამგვარად, ბაიოსური ვულკანიზმი ხასიათდება ძლიერი ექსპლოზიობით და ამ მხრივ, იგი ახლოსაა ანდების და ჩრდილო ამერიკის კორდილიერების ვულკანიზმთან, სადაც E = 90% (რიტმანი, 1964).

ვულკანური ცენტრების განლაგება

იმის გამო, რომ შუაიურული ვულკანოგენური წყება წყალქვეშა ვულკანური აქტივობის პროდუქტს წარმოადგენს და ამოფრქვევები

ძლიერი აფეთქებებით ხასიათდებოდა, ვულკანური ცენტრები და აპარატები თითქმის არ არის შემორჩენილი.

ბაიოსური ვულკანური ცენტრების ადგილმდებარეობის ვარაუდი შესაძლებელია მხოლოდ წყების დეტალური ლითოლოგიური და სტრუქტურული შესწავლის საფუძველზე. როგორც ჭრილების აღწერიდან და ვულკანური მასალის ანალიზიდან ჩანს, ბაიოსში ვულკანური ცენტრები განლაგებული იყო რამდენიმე პარალელური ზოლის გასწვრივ.

სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ ეს იქნება შემდეგი ზოლები: შელეთ-ქობალიასკარის ზოლი, ნაღმარ-საცხელოს ზოლი, ლახანის ზოლი.

აღნიშნულ ზოლებში ვულკანოგენური წყება წარმოდგენილია ლავური წარმონაქმნებით (პსეფიტური ლავური ბრექჩიები, განფენები); ზოლების ჩრდილოეთით და სამხრეთით მასალის ჩასათი იცვლება: მკვეთრად კლებულობს ლავური წარმონაქმნების სიმძლავრე და როლი და ბოლოს ისინი ქრებიან, ხოლო ვულკანოგენურ წყებაში მხოლოდ პსამიტური, ალევრიტული და ხშირად პელიტური ტუფებია გავრცელებული.

ლავების და ლავური ბრექჩიების ხასიათის, მათი სიჭარბისა და სიმძლავრეების მიხედვით თუ ვიმსჯელებთ, ყველაზე ინტენსიურ ვულკანურ აქტივობას ადგილი ჰქონდა შელეთ-ქობალიასკარის და ლახანის ზოლებში.

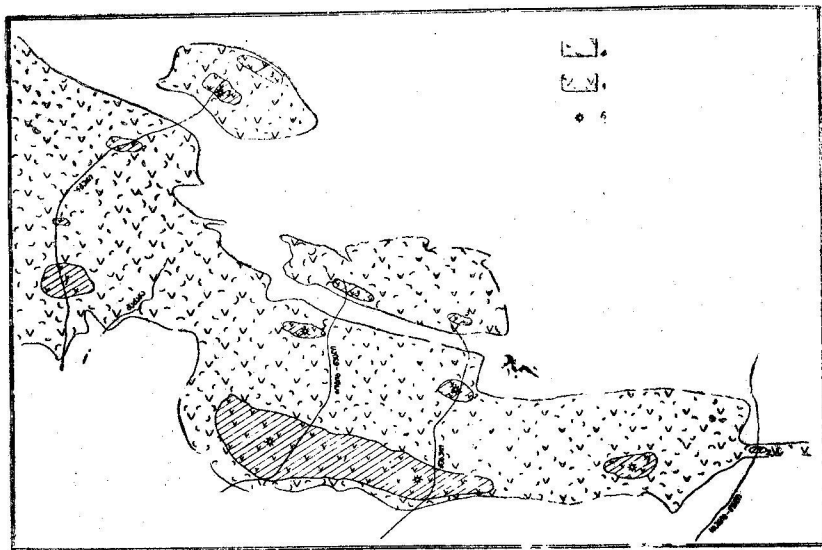
ვულკანური მასალის ჩასათისა და ვულკანოგენების სიმძლავრის ცვალებადობის საფუძველზე შევეცადეთ ამ ზოლებში ვულკანური ცენტრების მიახლოებითი ადგილმდებარეობა გაგვერკვია (ნახ. 5).

ლავური წარმონაქმნები განვითარებულია როგორც გეოსინკლინისა და ბელტის მოსაზღვრე ნაწილში, ასევე გეოსინკლინის ცენტრალურ არეში, უფრო ზუსტად, ვულკანოგენური გეოსინკლინის მიუღ ფართზე; ამრიგად, ცნობილი მოსაზრება, რომ გეოსინკლინისა და ბელტის მოსაზღვრე ზოლი ტექტონიკურად ყველაზე სუსტი იყო და ლავამ სწორედ აქ გაჩენილი ნაპარაკებიდან ამოაღწია მიწის ქერქის ზედაპირამდე, ბოლომდე ვერ ხსნის არსებულ მდგომარეობას.

როგორც ვხედავთ, ინტენსიური ვულკანიზმი გამოვლინდა კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინის პერიფერიულ ნაწილში, ანუ პერიფერიულ როფში; გ. ძოწენიძე მას ვულკანოგენურ გეოსინკლინს უწოდებს. ამასთან ლავური წარმონაქმნები (ლავები, ლავური ბრექჩიები) გავრცელებულია არა მარტო როფის სამხრეთ პერიფერიაზე, სადაც ის საქართველოს ბელტს ესაზღვრება, არამედ მის ჩრდილო პე-

რიფერიაზეც ფიქლებიანი გეოსინკლინის საზღვართან, აგრეთვე როფის ცენტრალურ ნაწილში.

ფიქლებიანი გეოსინკლინისაგან განსხვავებით, პერიფერიულ როფში ინტენსიურ ვულკანურ აქტივობას აქვს ადგილი, რომელიც გრძელდება გეოსინკლინის ამოვსებამდე (ძოწენიძე, 1964).



ნახ. 5. ბიოსური ვულკანური ცენტრების განლაგების სქემა. 1. შელეთ-ქობალიასკარის ზოლი; 2. ნაღობარ-საცხელოს ზოლი; 3. ლახანის ზოლი; 4. ლაფური წარმონაქმნების სიჭარბის არე; 5. ვულკანოკლასტოლითების სიჭარბის არე; 6. ვულკანური ცენტრები

დასაშვებია, რომ ვულკანოგენური გეოსინკლინის და ფიქლებიანი გეოსინკლინის სუბსტრატი თავისი სიმყიდის მიხედვით განსხვავებულია ერთმანეთისაგან: პირველ მათგანს ქვეშ უდევს უფრო ხისტი და მყიდე სუბსტრატი (და ეს უნდა იყოს საქართველოს ბელტის კიდე), ვიდრე ფიქლებიანი გეოსინკლინის.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინის განვითარების მთლიან პროცესში, გარკვეულ პერიოდში, დაძირვაში ჩაითრევა საქართველოს ბელტის კიდური ნაწილი (პერიფერიული როფის არე); ინტენსიური დაძირვის გამო აქ ჩნდება ღრმა რღვევები, საიდანაც ამოდის ფუძე ლავა და გვაძლევს ვულკანოგენურ წყებას.

როგორც ჭრილების აღწერიდან ჩანს, ჩვენს რაიონში, ისევე როგორც პორფირიტული წყების გავრცელების სხვა რაიონებშიც, ვულკანოგენური გეოსინკლინის ჩრდილო პერიფერიაზე გვხვდება

დიაბაზების მძლავრი სხეულები. „სწორედ ვულკანოგენური და ფიქლებიანი გეოსინკლინის გარდამავალ ზოლში ზშირად აღინიშნება თიხიანი ფიქლების, სხვადასხვა პორფირიტებისა და ტუფების, უმათვარესად პსამიტური და პელიტური, მორიგეობა და მათ შორის ჩნდება დიაბაზების შრეძარღვები“ (ძოწენიძე, 1963).

ამრიგად, კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინის ჩრდილო ზოლში, სადაც თხელ ზღვაში ზღებოდა ტერიგენული მასალის დალექვა, ბიოსური საუკუნეში ვულკანური აქტივობა გამოიხატა დიაბაზური ფორმაციის წარმოშობით, შრე და გამკვეთი სხეულების სახით.

#### ვულკანურ ამოფრქვევასთან დაკავშირებული

როგორც ზემოთ დავინახეთ, შუაიურული ვულკანოგენური წყების სულ ქვედა პორიზონტი წარმოდგენილია სპილიტ-კერატოფირული ფორმაციით.

საკვლევ ტერიტორიაზე, ისევე როგორც საქართველოს სხვა რაიონებში, სპილიტები ყოველთვის გვხვდება წყების ძირში.

სპილიტები ეკუთვნის ბიოსური ვულკანური აქტივობის პირველ სტადიას. ამასთან ვულკანური ამოფრქვევები ხდებოდა ცენტრული ტიპის აპარატებიდან, რასაც თან ახლდა მძლავრი აფეთქებები; ამ უკანასკნელზე მეტყველებს სპილიტური ტუფების დიდი სიმძლავრე. კერატოფირები ლავური განფენების სახით გვხვდება მხოლოდ მდ. ტენურის, ხოლო მათი ვულკანოკლასტოლითები ძალზე მცირედ — ყვედრიწის და ხობისწყლის ხეობებში; ეს გარემოება გვაფიქრებინებს, რომ კერატოფირების ამოფრქვევა ხდებოდა შედარებით წყნარ პირობებში და ამას არ ახლდა დიდი აფეთქებები.

მნიშვნელოვანი ფაზა, რომელმაც მოგვცა პორფირიტული წყების ქანების დიდი ნაწილი, არის ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ამოფრქვევის ფაზა. ამას თან ახლდა დიდძალი პიროკლასტური მასალა, რაც მიუთითებს მძლავრ აფეთქებებზე, რომლებსაც ამ დროს ჰქონდათ ადგილი. ლოკალურ უბნებში ამ ფაზის პირველი იმპულსების დროს ხდებოდა აგრეთვე რქატყუარიათი პორფირიტების ამოფრქვევა (როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ეს უკანასკნელი სივრცობრივად უკავშირდება ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ჰორიზონტის ქვედა ნაწილს). ამავე დროს კიდევ უფრო შეზღუდულ უბნებში ხდებოდა პლაგიოკლასტური პორფირიტების ამოფრქვევა.

დაბოლოს, მნიშვნელოვანი ფაზა, რომელმაც მოგვცა 600 მ-მდე სიმძლავრის ჰორიზონტი, არის პიპერსტენიანი ბაზალტების ფაზა. იგაიწყება, როდესაც ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ფაზა სუსტდ-

ბა, თუმცა შათი ამოფრქვევა კვლავ გრძელდება; ამაზე მეტყველებს ამ ქანების მორიგეობა, სადაც ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს მკვეთრად დამორჩილებული როლი უჭირავთ. ვულკანოკლასტოლითების შედარებით ნაკლები ხვედრითი როლი იმის მაჩვენებელია, რომ აქ აფეთქებები ნაკლები სიძლიერისა იყო, ვიდრე ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ფაზაში.

რაც შეეხება დიაბაზებს, ისინი, როგორც ნათქვამი იყო, წარმოადგენენ გეოსინკლინური ეფუზური ვულკანიზმის სილურ, უფრო იშვიათად დაიკურ ფაციესს.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინის მაგალითზე კარგად ჩანს, რომ ინტენსიური ვულკანური მოქმედება იწყება არა გეოსინკლინის ჩასახვისთანავე, არამედ უფრო გვიან (ძოწენიძე, 1963); ამასთან არა მთელ გეოსინკლინში, არამედ მის პერიფერიაზე (პერიფერიული როფი — ვულკანოგენური გეოსინკლინი), სადაც იგი ესაზღვრება მტკიცე მასივს.

## VII. პოსტვულკანური მოვლენები

ბაიოსური ვულკანოგენური წყების ქანები მეტწილად ინტენსიურადაა შეცვლილი; მეორადი პროცესებიდან აქ გავრცელებულია ალბიტიზაცია, ქლორიტიზაცია, კარბონატიზაცია, პელიტიზაცია, სერიციტიზაცია, სილიფიკაცია, ეპიდოტიზაცია, ცეოლითიზაცია, ლიმონიტიზაცია, პრენიტიზაცია, ამფიბოლიზაცია, გრანატიზაცია; პროცესები სხვადასხვა ჭრილში სხვადასხვა ინტენსივობით ხასიათდება, უმეტესად ორი ან რამდენიმე პროცესი ერთდროულად მიმდინარეობს ან ერთი ფარავს მეორეს; ყოველივე ეს საკმაოდ ართულებს მათ შესწავლას.

ზემოთ ჩამოთვლილი პროცესების ერთობლიობა ძირითადად წარმოადგენს პროპილიტიზაციას და მწვანექვისებრ შეცვლას, რომელთაც ხშირად ედება ნაპრაღახლო მეტასომატოზი; ეს უკანასკნელი უფრო ადრინდელ და ფართოდ გავრცელებულ პროპილიტიზაციის მოვლენებთან შედარებით ნაკლები გავრცელებით სარგებლობს.

ფ. ლევისონ-ლესინგი და ე. სტრუვე (1937), დ. კორჟინსკი (1948), ნ. ნაკონიკი (1954), თ. ივანიცკი (1959), ვ. ჟარიკოვი (1959) პროპილიტიზაციას განსაზღვრავენ, როგორც საშუალო და ფუქე შედგენილობის, ეფუზური ქანების საშუალო ტემპერატურულ, ჰიდროთერმულ მეტასომატურ პროცესს, რომელიც მიმდინარეობს მცირე სიღრმეებზე და რომლის დროსაც ხდება პირველადი მინერალების ჩა-

ნაცვლება ალბიტით, ქლორიტით, ეპიდოტით, კალციტით, კვარციტით, პირიტით.

საკვლევ რაიონში შეცვლილი ქანების დეტალური მიკროსკოპული და ქიმიური შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ჩვენ შემთხვევაში საქმე გვაქვს ძირითადად პროპილიტიზაციის პროცესთან.

დ. კორჟინსკი (1948) თვლის, რომ პროპილიტიზაცია გულისხმობს ვულკანოგენური წყებების ისეთ მწვანექვისებრ შეცვლას, რომელიც გენეტურად დაკავშირებულია მათი ფორმირების გეოლოგიურ ციკლთან: საშუალო და მყავე შედგენილობის ლავების და ტუფების ამოფრქვევას ყოველთვის მოსდევს ვულკანოგენური წყების რამდენადმე დეფორმაცია ან დანაოჭება, რასაც თან ახლავს მცირე ინტრუზივების შემოჭრა ვულკანოგენურ წყებაში. ამას მოსდევს აღმავალი პოსტმაგმური ხსნარები, რომლებიც იწვევენ წყებისა და თვით მცირე ინტრუზივების პროპილიტიზაციას. უფრო გვიანდელ შრომებში (1953) იგი აღნიშნავს, რომ პროპილიტიზაცია დაკავშირებულია მაგმური მოქმედების ველებთან და არა ცალკეულ მასივებთან. „ძალზე სუსტად გამოხატული ტემპერატურული ზონალობა გვაფიქრებინებს, რომ ქანების გახურება (საშუალო ტემპერატურული) უმეტესად გამოწვეულია თვით აღმავალი ხსნარებით. ვლინდება აგრეთვე პროპილიტიზებული ველების საერთო კავშირი ტექტონიკურ ზონებთან, მაგრამ ამასთან პროპილიტიზაცია თანაბრად არის განვითარებული რღვევების ყველა მხარეზე რამდენიმე ასეული მეტრის მანძილზე“ (კორჟინსკი, 1953).

თ. ივანიცკი გამოთქვამს მოსაზრებას, რომ პროპილიტიზაცია შეიძლება ხდებოდეს როგორც ეფუზურ-ვულკანოგენური წყებების ფორმირების ბოლო სტადიაში, ასევე რეგიონის განვითარების უფრო ბოლო ეტაპებზეც.

თანამედროვე ვულკანური მოვლენების შესწავლის საფუძველზე ს. ნაბოკო (1961) მიდის დასკვნამდე, რომ ვულკანური ქანების ინტენსიური ჰიდროთერმული მეტამორფიზმი მიმდინარეობს ხანგრძლივ პოსტვულკანურ სტადიაში გარკვეულ ჰიდროგეოლოგიურ და გეოთერმულ პირობებში, როდესაც ქანები უხვადაა გაჯერებული ვულკანური ექსპლაციებით გააქტივებული ვადოზური წყლებით; იგი ამ წყლებს უწოდებს სუბჰიდროთერმებს, სიღრმითი ჰიდროთერმებისაგან განსხვავებით, რომლებიც ინტრუზივებს გამოეყო; ხაზს უსვამს იმ გარემოებას, რომ სუბჰიდროთერმების ფორმირება მიმდინარეობს ზედაპირთან ახლო ჰორიზონტებში. ს. ნაბოკო გამოთქვამს აზრს, რომ მეტამორფული ქანების დიდი მასები ძველი ვულკანიზმის რეგიონებში შეიძლება წარმოშობილიყო სუბჰიდროთერმების მოქმედებით.

ჩვენი აზრით, ეს ორი შესხედულება ერთმანეთს არ გამორიცხავს: პროპილიტიზაცია შეიძლება იყოს გამოწვეული როგორც ერთი, ისე მეორე ფაქტორით ან ადგილი ჰქონდეს ორივე ფაქტორის ერთდროულ მოქმედებას.

პროპილიტებში სხვადასხვა ავტორი გამოყოფს მინერალურ ფაციესებს, თუ ტემპერატურულ საფეხურებს. ასე მაგ., ნ. ნაკოვნიკმა (1954) მინერალთა პარაგენეზისის მიხედვით გამოყო შემდეგი ფაციესები:

1. ამფიბოლ-ეპიდოტური (ალბიტი, ამფიბოლი, ეპიდოტი).
2. ეპიდოტ-ქლორიტული (ალბიტი, ეპიდოტი, ქლორიტი).
3. ქლორიტ-კარბონატული ან ქლორიტული (ალბიტი, ქლორიტი, კარბონატი, პირიტი).
4. სერიციტ-კარბონატული ან ქლორიტ-სერიციტული (კვარცი, კარბონატი, სერიციტი, პირიტი, სულფიდები).
5. კვარც-სერიციტული (კვარცი, სერიციტი, პირიტი, სულფიდები).

დ. კორჟინსკი (1948) პროპილიტებში არჩევს ორ ფაციესს: აქტინოლიტ-ეპიდოტურს (ალბიტი, აქტინოლიტი, ეპიდოტი); ქლორიტ-ეპიდოტურს (ალბიტი, ქლორიტი, ეპიდოტი).

ეს ფაციესები შეესაბამება ნ. ნაკოვნიკის პირველ ორ მინერალურ ფაციესს.

თ. ივანიცკიმ (1959) ჯგჯორის, შერისას, რეხა-გუჯარეთის და ზეკარის მადნეული ველების ფარგლებში, ასევე დამბლუდისა და ტეხურის საბადოებზე, მინერალური პარაგენეზისის მიხედვით პროპილიტებში პირობითად გამოყო ორი ფაციესი:

კარბონატ-სერიციტ-ქლორიტ-პირიტული (კალციტი, სერიციტი, ქლორიტი, პირიტი), კვარც-კარბონატ-სერიციტ-ქლორიტ-პირიტული (კვარცი, კარბონატი, სერიციტი, ქლორიტი, პირიტი).

ზემოთ აღნიშნულ ადგილებში პროპილიტიზაცია დაკავშირებულია იბიოსურ და შუაეოცენურ ვულკანოგენურ წყებებთან, მოიცავს რამდენიმე ათეულ კვადრატულ კილომეტრს; ქანების შეცვლის ხასიათი არ არის ერთნაირი პროპილიტიზაციის მთელ ფართზე.

გ. ბეჟანაშვილმა (1963) ლოქის მასივის მიდამოების პოლიმეტალური საბადოების შესწავლისას პროპილიტებში გამოყო შემდეგი მინერალური ფაციესები:

1. ეპიდოტ-ქლორიტ-კარბონატული (ეპიდოტი, ქლორიტი, ალბიტი, კარბონატი).
2. ქლორიტ-კარბონატ-სერიციტული (ქლორიტი, კარბონატი, სერიციტი, პირიტი).

3. სერიციტ-კარბონატული (სერიციტი, კარბონატი, კვარცი).

4. კვარც-სერიციტული (კვარცი, სერიციტი).

5. კვარც-სერიციტ-კაოლინიტური (კვარცი, კაოლინიტი, სერიციტი, პირიტი).

შუაიურული ვულკანოგენური წყების ჰრილებში შეცვლილი ქანების მიკროსკოპული და ქიმიური შესწავლა საშუალებას გვაძლევს მინერალების პარაგენეზისის მიხედვით გამოვყოთ შემდეგი ასოციაციები: 1. გრანატ-ქლორიტ კარბონატული; 2. ეპიდოტ-ქლორიტული; 3. ქლორიტ-კარბონატული; 4. ქლორიტ-კვარც-სერიციტული; 5. კვარც-ცეოლითური. გარდა ამისა გამოიყოფა პრენიტული და ცეოლითური ტემპერატურული საფეხურები.

ქვემოთ მოყვანილია მინერალების სია (ცხრ. 20), რომელიც დამახასიათებელია ამა თუ იმ ასოციაციისათვის. როგორც ცხრილიდან ჩანს, პროპილიტიზებული ქანების მინერალური შედგენილობა საკმაოდ მრავალფეროვანია.

ცხრილი 20

პროპილიტიზებული ქანების მინერალური შედგენილობა

მინერალური ასოციაციები	პოსტულკანური			რელიქტური
	მთავარი	მეორეხარისხოვანი	იშვიათი	
გრანატ-ქლორიტ-კარბონატული	ქლორიტი ალბიტი გრანატი კარბონატი	ეპიდოტი	პრენიტი	ავგიტი ლაბრადორი
ეპიდოტ-ქლორიტული	ალბიტი ქლორიტი ეპიდოტი კარბონატი	პირიტი	პუმპელიტი	ავგიტი
ქლორიტ-კარბონატული	ალბიტი ქლორიტი კარბონატი	სერიციტი	პრენიტი კვარცი პუმპელიტი	
სერიციტ-კვარც-ქლორიტული	ქლორიტი ალბიტი სერიციტი კვარცი	პრენიტი ეპიდოტი		ავგიტი
კვარც-ცეოლითური	კვარცი ცეოლითი ალბიტი	პრენიტი კარბონატი		

ქვემოთ მოგვყავს პოსტულკანური მინერალების მოკლე დახასიათება:

5. თ. ჯანელიძე

ალბიტი ფართოდ გავრცელებული მინერალია. იგი გვხვდება ყველა სტრატოგრაფიულ დონეზე, ყველა ასოციაციაში, გაალბიტებულ პორფირიტებში, დიაბაზებში, ბაზალტებში და ვულკანოკლასტოლითებში (აქ არ შევხვებით ალბიტს სპილიტურ-კერატოფირულ ფორმაციაში, მასზე ლაპარაკი გვექნება ქვემოთ), წარმოდგენილია 2 მმ-მდე ზომის, უწყესო, ხშირად მრგვალი მინდალინების, ძარღვების, ფენოკრისტალების სახით; ამ უკანასკნელში გვხვდება ასევე ფუძე პლაგიოკლასის რელიქტებიც, თუმცა ხშირია შემთხვევები, როცა ისინი არ არიან. ხშირად მინდალინებში ალბიტთან ერთად არის ქლორიტი, კალციტი, პრენიტი, ეპიდოტი. ზოგჯერ ქანს აქვს სფეროლითური სტრუქტურა და შედგება 0,2 მმ ზომის ერთმანეთზე მჭიდროდ მიჯრული ალბიტის სფეროლითებისაგან (სურ. 15). გვხვდება როგორც წვრილაგრეგატული, ასევე სექტორულ-რადიალური აგრეგატების სახით. იგი უმეტესად მღვრიეა, ხშირად მორუხა-მოწითალო ფერის. ზოგჯერ გვხვდება მიკროტინული სახეობებიც.

გარდატეხის მაჩვენებლები ცვალებადობს შემდეგ ფარგლებში:  $Ng' = 1,533-1,536$ ,  $Np' = 1,534-1,526$ , შესაბამისად —  $Ng' - Np' = 0,009-0,008$ . ზოგჯერ ქანში ერთდროულად არის ორი გენერაციის ალბიტი: ერთი — მღვრიე  $Ng' = 1,536$ ,  $Np' = 1,534$ ; მეორე — მიკროტინული  $Ng' = 1,536$ ,  $Np' = 1,528$ ; ეს უკანასკნელი კვეთს პირველს.

ქლორიტი, როგორც მეორადი მინერალი, ფართოდაა გავრცელებული. იგი გვხვდება ყველა სტრატოგრაფიულ დონეზე და ყველა ჭრილში. ვულკანოგენური წყების „მწვანე ქვის იერი“ უმეტესად გაპირობებულია მასში ქლორიტის ფართო გავრცელებით. იგი გვხვდება ეპიდოტ-ქლორიტულ, გრანატ-ქლორიტ-კარბონატულ, ქლორიტ-კარბონატულ ასოციაციებში. ზოგჯერ ტუფებში ქლორიტი ცემენტის როლსაც ასრულებს.

ქანში ქლორიტი გვხვდება უმთავრესად მრგვალი, ზოგჯერ უწყესო ფორმის მინდალინებისა და დანაგროვების სახით. ხშირად იგი ანაცვლებს პლაგიოკლასს და პიროქსენს. მინდალინებში ქლორიტი გვხვდება როგორც მარტო, ასევე პრენიტთან, კალციტთან, კვარცთან, გრანატთან.

ქლორიტის ფერი — მწვანე, მომწვანო-ჩალისფერი, მოყვითალო-მომწვანო, მომწვანო-ყვითელი-ოქროსფერი; გვხვდება წვრილაგრეგატული, ბოჭკოვანი, რადიალურ-სხივოსნური, სფეროკრისტალური, ჭიკაყელისებრი წარმონაქმნების სახით.

გარდატეხის მაჩვენებლები ცვალებადობს  $N' = 1,573-1,641$  ფარგლებში. ორმაგი შუქტეხა — 0-დან 0,17-მდე; ყველაზე ხშირად გვხვდება დაბალი ორმაგი შუქტეხის მქონე (0,001—0,004) ქლორიტები, რომ-

ლებთაც აქვთ მკვეთრი ანომალური, მუქი ლურჯი ინტერფერენციის ფერები. რამდენიმე ნიმუშში ძალიან ორმაგი შუქტეხა უნდა აიხსნას სამვალენტური რკინის კათიონების მაპოლარიზებელი ზემოქმედებით. რკინასთან ერთად Ni და Cr-ს იონები (ქრომოფორები, რომელთაც ძლიერი პოლარიზაცია აქვთ) მნიშვნელოვნად ამაღლებს ქლორიტების ორმაგშუქტეხას (სერდუჩენკო, 1953).

დ. სერდუჩენკომ (1953) რენტგენოსტრუქტურული, კრისტალოქიმიური, ოპტიკური და თერმული შესწავლის საფუძველზე მოგვცა ქლორიტების კლასიფიკაცია. ამ კლასიფიკაციის მიხედვით ჩვენ მიერ შესწავლილი ქლორიტები ეკუთვნის პროქლორიტ-კორუნდოფილიტის და პენინ-კლინოქლორის რიგებს, ანუ მაგნეზიალური და რკინა-მაგნეზიალური ქლორიტების ჯგუფს.

ეპიდოტი გვხვდება ეპიდოტ-ქლორიტულ და გრანატ-ქლორიტ-კარბონატულ ასოციაციებში. ყოველთვის დაკავშირებულია გაალბიტებულ ქანებთან: გავრცელებულია გაალბიტებულ პორფირიტებში, რქატყუარაიან პორფირიტებში, ლაბრადორიან პორფირიტებში, ჰიპერსტენიან ბაზალტებში, მათ ვულკანოკლასტოლითებში, ე. ი. სტრატოგრაფიულად სპილიტ-კერატოფირული პორფირიტის ზევით. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ სპილიტ-კერატოფირულ პორფირიტში ეპიდოტი, როგორც წესი, არ გვხვდება ან ძალზე იშვიათია. ჭრილებში, სადაც ჭარბობს ტუფი, ზოლო ლაგები ნაკლებია ან სულ არ არის, ეპიდოტი არ გვხვდება.

ქანში ეპიდოტი წარმოდგენილია უწყესო ფორმის დანაგროვების სახით, მინდალინებში ქლორიტთან ან ალბიტთან ერთად, გამკვეთრ წვრილი ძარღვების სახით, პლაგიოკლასის კრისტალების ცენტრში. ქლორიტისა და ალბიტის მინდალინებში ეპიდოტი ყოველთვის ზის ცენტრში, უშუალოდ ესაზღვრება ალბიტს, იშვიათად ქლორიტსა და კალციტს. გვხვდება კვარც-ეპიდოტის და პრენიტ-ეპიდოტის ძარღვები, ზოგჯერ პრენიტი გარს ერტყმის ეპიდოტს.

ეპიდოტი ქმნის ფირფიტისა და ჩხირისებრ კრისტალებს, ასევე რადიალურ-სხივოსნურ აგრეგატებს, გვხვდება უმცირესი ზომის წარმონაქმნებიც. შლიფში ჩვეულებრივ ღია ფისტის ფერია, მოყვითალო-მომწვანო, ზოგჯერ მწვანე; პლეოქროული; ახასიათებს ანომალური ინტერფერენციის ფერები.  $Ng' = 1,776-1,750$  ფარგლებში,  $Np' = 1,735-1,728$ ,  $Ng' - Np' = 0,017-0,041$ ,  $2V = (-) 76^{\circ} - (-) 77^{\circ}$ ; რკინიანი კომპონენტის  $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$  შემცველობა მერყეობს 21—23% ფარგლებში<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> გამოთვლილია 2 V-თი და გარდატეხის მაჩვენებლებით ვ. ტრეგერის (1958) მიხედვით.

კვარცი ნაკლებადაა გავრცელებული. გვხვდება მხოლოდ რამდენიმე ადგილას ქლორიტ-კვარც-სერიციტულ და კვარც-ციეოლითურ ასოციაციებში დანაპრალიანებულ, შეცვლილ ზოლებში. უმთავრესად გვხვდება ძარღვების სახით კალციტთან, ეპიდოტთან, სერიციტთან, ზოგჯერ მადნეულ მინერალებთან ერთად. არის ასევე უწყესო ფორმის მინდალინების სახით; ცენტრშია კალციტი, ხოლო გარშემო ვიწრო არმიის სახით — კვარცი; ზოგჯერ კვარცი ზის ცენტრში, გარშემო კი კალციტი აკრავს. სხვა შემთხვევაში კვარცს გარშემო აკრავს ქალციედონის წვრილაგრეგატული მასა; ხანდახან კვარცი ანაცვლებს პლაგიოკლასს, ხოლო ქალციედონის სფეროკრისტალები — პიროქსენს (სურ. 16). კვარცი გვხვდება მინდალინების მსგავსი მცირე გროვების სახითაც.

ხშირად სერიციტის წვრილი ძარღვები ვარდგარდმო ჰკვეთს კვარცის მცირე ნაპრალებს ან ავსებს მარცვალთაშორის სივრცეს. ეს გარემოება მიუთითებს, რომ სერიციტის გამოყოფა ხდებოდა რამდენადმე უფრო გვიან, ვიდრე კვარცისა.

კვარც-ეპიდოტის, კვარც-კარბონატის და კვარც-სერიციტის ძარღვები წარმოშობილი უნდა იყოს ინფილტრაციული მეტასომატური პროცესის შედეგად. აღმავალი ხსნარები, რომლებიც იწვევენ პრობლიტიზაციას, ყველაზე უფრო ინტენსიური ზემოქმედების დროს ნაპრალების გასწვრივ მთლიანად გამოტუტავენ გვერდით ქანებს, იწვევენ რა მათ გაკვარცებას. ქანის გამოტუტვის და ხსნარის ნეიტრალიზაციასთან დაკავშირებით ჩნდება გვერდითი ქანის ყველაზე უფრო ინტენსიური კომპონენტებით: თიხამიწით, რკინით და კალციტით გადიდრებული ზონა (კორჟინსკი, 1953). ეცა-მაგანის ჭრილში 15 მ სიმაღლის ქანგვის ზოლი დასერილია კვარც-კარბონატ-თიხიანი ძარღვებით, რომელთა წარმოშობა, ჩვენი აზრით, უნდა აიხსნას აღწერილი გზით.

სერიციტი შედარებით ნაკლებადაა გავრცელებული. გვხვდება ქლორიტ-კვარც-სერიციტულ და ქლორიტ-კარბონატულ ასოციაციებში, ვითარდება პლაგიოკლასებში, უფრო იშვიათად ძირითად მასაში. სერიციტის წვრილმარცვლოვანი წარმონაქმნები ზოგჯერ მთლიანად ანაცვლებს პლაგიოკლასს. ძირითად მასაში გვხვდება წვრილი ძარღვაკების ან უწყესო ფორმის მინდალინების სახით (სურ. 17). გარდატეხის მაჩვენებლები  $Ng' = 1,597$ ,  $Np' = 1,568$ ,  $Ng' - Np' = 0,029$ .

გრანატი პორფირიტული წყების ქანებში ლოკალურადაა გავრცელებული. იგი გვხვდება გრანატ-ქლორიტ-კარბონატულ ასოციაციებში (ხაიშის, ლახანის, ქობალიასკარის, ნაღომარის ჭრილებში).

იგი უმეტესად გვხვდება ქლორიტის მინდალინებში, მრგვალი 0,01—0,05 მმ ზომის გამონაყოფების სახით (სურ. 18); ზოგჯერ მინდალინა პრენიტით არის ამოვსებული, მის გარშემო ქლორიტის არშიაა, ამ უკანასკნელის დაგრეხილი წარმონაქმნები ცენტრში ზის, ხოლო ქლორიტში კი მოქცეულია გრანატის მცირე ზომის მრგვალი გამონაყოფები. აქ, როგორც ჩანს, ხდებოდა ჯერ ქლორიტის გამოყოფა, შემდეგ პრენიტის და კვლავ ქლორიტისა, რომელთანაც გრანატიც გამოყოფოდა; მინდალინის აგებაში ქლორიტთან და გრანატთან ერთად ხანდახან კალციტი და კვარცი იღებს მონაწილეობას; ზოგჯერ ტუფი ძლიერ გაქუნთილია ქლორიტით, რომელიც გაჭედებულია გრანატის სხვადასხვა ფორმის წარმონაქმნით და ხშირად ქვირითისებრი იერისაა.

არის შემთხვევები, როდესაც გრანატი ანაცვლებს პლაგიოკლასს და პიროქსენს და ქმნის სრულ ფსევდომორფოზებსაც კი; ჩანაცვლებაში გრანატთან ზოგჯერ მონაწილეობს ქლორიტი და პრენიტი ან კალციტი.

ზოგჯერ კალციტის მინდალინების ნაპირებზე გამოყოფილია გრანატის კრისტალები, კარგად ჩანს მათთვის დამახასიათებელი ფორმები, რომბული დოდეკაედრები (სურ. 19).

ყველა შემთხვევაში ჩამოთვლილი გრანატი ხასიათდება შემდეგი თვისებებით: ფერი — ბაცი მომწვანო-მოყვითალო ან უფერო, ძალზე მაღალი რელიეფი, იზოტროპული;  $N' = 1,789 \pm 0,002$ . ამ მაჩვენებლების მიხედვით იგი უნდა იყოს სპესარტინი.

პუშპელიტი ძალზე იშვიათი მინერალია, გვხვდება მხოლოდ ლახანის ჭრილში (მდ. ენგურის ხეობა) შეცვლილ ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებში. ჩვეულებრივ გვხვდება ალბიტის ან კალციტის მინდალინებში, ზოგჯერ თან ახლავს ქლორიტი და ეპიდოტი. ქმნის წაგრძელებულ პრიზმებს, ზოგჯერ გროვებისა და როზეტების სახით (სურ. 20).

კრისტალების ზომა აღწევს 0,04—0,06 მმ; წაგრძელებას თანხვდება ლერი  $Nm$ ;  $Ng' = 1,706 \pm 0,002$ ,  $Np' = 1,700 \pm 0,002$ . პლეოქროიზმი: მწვანე — ბალახის ფერიდან მომწვანო მოყვითალომდე; ჩაქრობა სწორი, ინტერფერენციის ფერები — დაბალი ნაცრისფერი.

ქვემოთ მოგვყავს მსოფლიოს სხვადასხვა რაიონიდან აღებული პუშპელიტიების ოპტიკურ თვისებათა ცხრილი (ცხრ. 21).

დ. კორჟინსკის მიხედვით (1948) პუშპელიტი აბისოფობური მინერალია და ფართო გავრცელება უნდა ჰქონდეს ქანთა ყველა კომპლექსში, რომელთაც მცირე სიღრმის პირობებში განიცადეს დაბალტემპერატურული მეტამორფიზმი. ა. უსპენსკი (1959) აღნიშნავს, რომ

პუმპელიტი

თვისებები	ჩრ. კავკასია. ნ. ლუპანოვა და ვ. კუდრიაცევი	შუა ურალი. ლ. კვაშა	ზემო ტბა. ზ. პელეში და გ. ვეისენი	იაპონია, ტიტი- ბუს რაიონი. ს. ცუბოი
შუქტება	Ng'=1,707 Np'=1,694	N=1,702±0,002	Ng=1,701 Nm=1,700 Np=1,698	Ng=1,698 Nm=1,690 Np=1,685
ორმაგი შუქ- ტება	Ng'-Np'=0,013	—	Ng-Np=0,010	Ng'-Np=0,012
კუთხე ოპტი- კურ ლერძთა შორის	2V=+~30°	2V=+51-35°	2V=+დიდი	2V=+36-40°
დისპერსია	ძლიერი ρ<V	ძლიერი ρ<V	ძლიერი ρ<V	ძლიერი ρ<V
ჩაქრობის კუთხე	cNp=~18°	სწორი	—	—
ტყევიადობა	—	—	სრული თითქმის ⊥ X—დმი (ბაზალური)	—
მარცვლების ფორმა	პრიზმული	—	ნემსისებური	პრიზმული
ფერი	Ng—ღია მოყვი- თალო Np—ზურმუხტის ფერი მწვანე Np>Nm>Ng	Nm—ზურმუხ- ტის ფერი Ng და Np—უფერო	მწვანე	Ng—Np—თითქ- მის უფერო Nm—ღია მწვანე

პრენიტი და პუმპელიტი წარმოიშობა 400—200° ტემპერატურულ ინტერვალში ქლორიტის შემდეგ, მაგრამ კვარცზე და ცეოლითზე ადრე; რადგან პრენიტი აღწერილ ქანებში პუმპელიტიზე ადრე წარმოიშვა, ამ უკანასკნელისათვის წარმოშობის ტემპერატურა უნდა ვიგულისხმობთ დაახლოებით 250°. პუმპელიტიზაცია კორეინსკის მიხედვით დამახასიათებელია რეგიონული მეტამორფიზმის დაბალტემპერატურული სტადიისათვის მცირე სიღრმეებზე. ნ. ელისევიცის (1959), ფ. ტერნერის და გ. ფერხუგენის (1961) მიხედვით, პუმპელიტი გვხვდება მწვანე ფიქლებში და მწვანე ქვის ქანებში რეგიონული მეტამორფიზმის ქლორიტულ ზონაში. ნ. ლუპანოვი და ვ. კუდრიაცევი (1962) პუმპელიტის წარმოშობას უკავშირებენ ზღვის ფსკერზე ამოფრქვეულ ფუძე და მკავე ქანების პოსტგულკანურ შე-

ობტიკური თვისებები

სამხრეთ ურალი, ურალინის რაიონი. ვ. ზავარიცვი	მთა ბლაგოდატი, შუა ურალი დ. კორეინსკი	ჩრ. აღმოსავლ. ყაზახეთი. ე. მილერი	შუაიურული ვულკანო- ნოგენური წყება, სვა- ნეთი. ქვეყნდება პირ- ველად
Ng=1,716 Nm=1,703 Np=1,693	Ng=1,712 Nm=1,700 Np=1,692 ± ±0,002	Ng=1,715 Np=1,698	Ng'=1,706 ± ±0,002 Np'=1,700 ± ±0,002
Ng-Np=0,018— —0,020	Ng-Np=0,020	Ng-Np=0,007	Ng'-Np'=0,006
2V=+50-65° ძლიერი r<V	2V=+57-5° r < V	2V=+მცირე —	2V=+~25° —
cNp=25°	Ng:(001)—21,5° (001)—სრული ~⊥(001)—დმი არასრული	სწორი ან 10° —	სწორი —
პრიზმული	ძელისებური (არა- უგრძეს 0,22 მმ) არის მრჩობლებიც	პრიზმული და ნემსისებური (0,15—0,2 მმ)	პრიზმული
Nm—მწვანე Ng და Np—უფერო	Nm—ღია მოცი- ფრო-მწვანე Ng—Np—უფერო	Nm—ზურმუხტოვანი მწვანე Np—სუ- სტად მწვანე	Ng—მწვანე Np—მო- მწვანე მოყვითალო

ცვლას. ისინი თვლიან, რომ პუმპელიტი წარმოიშვა მკავე და ფუძე ეფუზივებზე ცხელი ხსნარების ზემოქმედების შედეგად (~250°), რომელთაც მოაქვთ Ni, Si და აქროლადები B, F, Cl, CO<sub>2</sub> (ავტორების მიხედვით, ალბიტიზაცია მეტყველებს Na და Si შემოტანაზე, B არის ტურმალინში, რომელიც შეცვლილ პორფირიტებშია, Cl ეპიდოტში და აქტინოლითურ ასბესტშია განსაზღვრული, F — პუმპელიტში, ხოლო CO<sub>2</sub> — კარბონატებში, რომლებიც ქმნიან ძარღვებს და ძარღვაკებს და უდავოდ დკავშირებული არიან პუმპელიტიზე-ბულ ქანებთან).

ჩვენ მიერ აღწერილი მინერალი თავისი წარმოშობის პირობებით უახლოვდება ბოლო შემთხვევას და ჩვენც მას მივიჩნევთ პოსტგულ-



კანური ხსნარების მოქმედების შედეგად წარმოშობილ მინერალად.

პრენიტი გავრცელებული მინერალია. ჩვეულებრივ იგი გვხვდება გაალბიტებულ ქანებში ნებისმიერი ფორმის მინდალინების სახით; ზოგჯერ ქლორიტთან, კალციტთან, ეპიდოტთან ერთად ანაცვლებს პლაგიოკლასს და ქმნის ფსევდომორფოზებს. გვხვდება ასევე ძარღვების სახით როგორც ცალკე, ასევე კალციტთან, ზოგჯერ კვარცთან ერთად. პრენიტის ძარღვაკები კვეთს როგორც ქლორიტს, ასევე კალციტს. მინდალინებში პრენიტთან ერთად ხშირად არის ქლორიტი ან კალციტი; ყველა შემთხვევაში პრენიტი მინდალინის ცენტრშია; ზოგჯერ ტუფები მთლიანად გაყდენილია პრენიტით. ყოველივე ეს მიუთითებს მის გამოყოფაზე ბოლო სტადიაში.

როგორც მინდალინებში, ასევე ძარღვებში, პრენიტი ქმნის რადიალურ-სხივოსნურ, სექტორულ აგრეგატებს, ზოგჯერ შუბისებურ, ურთიერთგადახლართულ კრისტალებს.

$Ng'$  ცვალებადობს 1,644—1,635, ხოლო  $Np'$ —1.624—1,611 ფარგლებში.  $Ng'-Np'=0,020-0,026$ ,  $2V$  საკმაოდ მდგრადია  $=64-68^\circ$ ;  $Ee'''$  პრენიტის შემცველობა სხვადასხვა ნიმუშებში ცვალებადობს 0,6—3,2%, ე. ი. ჩვენ საქმე გვაქვს რკინით ღარიბ, ალუმინიან პრენიტთან.

ცეოლითები. საქართველოს ცეოლითები, მათ შორის შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში გავრცელებული, დეტალურად აქვს შესწავლილი გ. გვახარიას (1951); ცეოლითიზაციის რიგი საკითხები განხილული აქვს გ. ძოწენიძეს (1948).

ჩვენ მოკლედ დავახასიათებთ ცეოლითებს, რომლებიც გვხვდება შესწავლილ ტერიტორიაზე.

შუაიურულ ვულკანოგენურ წყებაში ცეოლითები საკმაოდ გავრცელებული მინერალებია. ჩვეულებრივ ისინი გვხვდებიან პორფირიტებსა და ტუფებში არსებულ ნაპრალებში, ქმნიან მცირე ძარღვებს და მინდალინებს; ხშირად ანაცვლებენ პლაგიოკლასებს. მათ არ ემჩნევათ რაიმე შემდგომი შეცვლის მოვლენები და თითქოს ამთავრებენ პოსტვულკანური შეცვლის პროცესების ციკლს.

ობტიკური და რენტგენოსტრუქტურული შესწავლის საფუძველზე დადგენილია, რომ პორფირიტულ წყებაში ვხვდებით შემდეგ მინე-

რალებს: ლომონტიტს — სარგებლობს უპირატესი გავრცელებით, ტომსონიტს; ჰეილანდიტს, შაბაზიტს, ჟისმონდინს, ე. ი. არსებითად კალციუმიან ცეოლითებს. ეს სავსებით ბუნებრივია, რადგან პორფირიტული სერია საერთოდ ხასიათდება კალციუმის სიმდიდრით და ტუტეების ნაკლებობით; ასეთი სურათი მიუთითებს მჭიდრო კავშირზე, რომელიც არსებობს შემცავი ქანების პეტროგრაფიულ ბუნებასა და მათში წარმოშობილ ცეოლითებს შორის. ამრიგად, მოცემულ შემთხვევაში სავსებით მტკიცდება გ. ძოწენიძის (1948) მოსაზრება, რომ საერთოდ ვულკანოგენური წყების ქანების ბუნება განსაზღვრავს ცეოლითების ბუნებას. როგორც წესი, კალციუმით მდიდარი ქანები, როგორცაა ბაიოსური ვულკანოგენური წყება, შეიცავს უპირატესად კალციუმიან ცეოლითებს, უმთავრესად ლომონტიტს და ჰეილანდიტს. ტურონული მთავრის წყება, რომელიც ნატრიუმითაა მდიდარი, შეიცავს ნატრიუმიან ცეოლითებს, ანალციმს და ნატროლიტს; ცეოლითებთან პარაგენეზისში გვხვდება კალციტი, პრენიტი, კვარცი. ისინი ჩვეულებრივ ვაკვეთილი არიან ცეოლითის ძარღვაკებით, რაც მეტყველებს ცეოლითის ბოლო საფეხურზე გამოყოფის სასარგებლოდ.

ცეოლითების წარმოშობა უნდა მიმდინარეობდეს ორი გზით: უშუალო გამოყოფით ჰიდროთერმული ხსნარებიდან (მინდალინები არა ალბიტიზებულ ქანებში) და ფუძე პლაგიოკლასის ალბიტიზაციით ჰიდროთერმების ზემოქმედების შედეგად; ამ შემთხვევაში განთავისუფლებული კალციუმი ხმარდება ცეოლითის წარმოშობას.

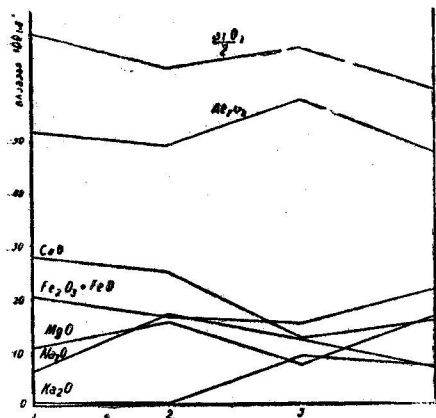
ანალციმი შედარებით იშვიათი მინერალია, იგი გვხვდება სულ რამდენიმე ადგილას: ნალომარის, კალანდიასკარის და ლახანის ჭრილებში. ჩვეულებრივ დაკავშირებულია გაალბიტებულ ქანებთან, გვხვდება ჰიპერსტენიან ბაზალტებშიც. მეტწილად მინდალინების ( $r=1,5$  მმ) ან მცირე ძარღვების სახით არის, ანაცვლებს პლაგიოკლასს, ზოგჯერ ქმნის სრულ ფსევდომორფოზებს მის მიმართ. ანალციმის მინდალინებს ხშირად გარს აკრავს კალციტის თხელი არშია, რომელიც ხანდახან ძარღვაკების სახით იჭრება მინდალინებში. ზოგჯერ მინდალინის ნახევარი ამოვსებულია კალციტით ან პრენიტით, ხოლო მეორე ნახევარი — ანალციმით. ერთ შემთხვევაში ანალციმის ძარღვი იცვლება კალციტით, შემდეგ ისევ ანალციმით, რომელიც კვეთს კალციტის მინდალინს. ანალციმი გვხვდება ასევე ცემენტის სახით ლითონ-კლასტურ ტუფებში.

ანალციმი ჩვეულებრივ უფეროა, იზოტროპული ან სუსტად ანიზოტროპული; გარდატეხის მაჩვენებელი არ განიცდის მკვეთრ ცვლი-

ლებებს  $N' = 1,487 - 1,488$ . გვხვდება ვარდისფერი იზოტროპული ანალციმიტი; იგი ჩვეულებრივ ავსებს უსწორმასწორო სივრცეებს, ერთ შემთხვევაში კვარცთან ერთად ანაცვლებს რომბულ პიროქსენს, გვხვდება ჰიპერსტენიან ბაზალტებში; მისი  $N' = 1,480$ .

ანალციმის წარმოშობა პოსტფულკანური მოქმედების ბოლო საფეხურზე, მისი კავშირი გააღბიტებულ ქანებთან გვაფიქრებინებს, რომ Na წყარო როგორც ალბიტიზაციისათვის, ისე ანალციმის გასაჩენად უნდა ყოფილიყო პოსტფულკანური აგენტები.

პროპილიტიზაციის დროს შეცვლას განიცდის თითქმის ყველა ქანმაშენი მინერალი. მათი შეცვლის რეაქციები მიმდინარეობს გარკვეული თანმიმდევრობით. პირველ რიგში იცვლება პიროქსენი და პლაგიოკლაზი. პირველ მათგანს ანაცვლებს ეპიდოტი და ქლორიტი ან ეპიდოტი და კვარცი, ზოგჯერ გრანატი; პლაგიოკლაზი კი განიცდის ალბიტით და ეპიდოტით ჩანაცვლებას. უფრო გვიან ალბიტს ანაცვლებს კვარცი და სერიციტი. პრენიტიზაცია, ცეოლითიზაცია და ანალციმიზაცია წარმოადგენს შეცვლის ბოლო საფეხურებს.

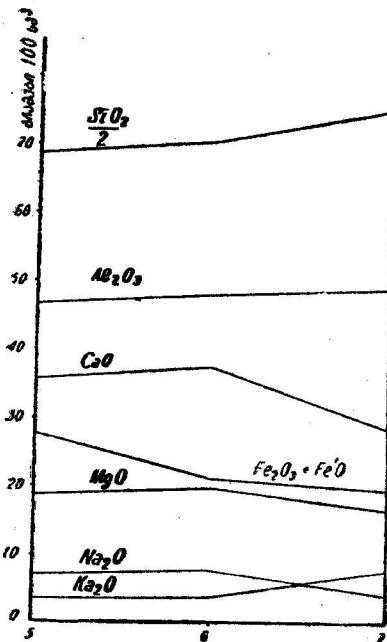


ნახ. 6. პროპილიტიზებული ქანების ქიმიურ შედგენილობათა ვარიაციის დიაგრამა: 1. ავგიტ-ლამპრონიანი პორფირიტი; 2. გრანატ-ქლორიტ-კარბონატული ასოციაცია; 3. ეპიდოტ-ქლორიტული ასოციაცია; 4. ქლორიტ-კარბონატული ასოციაცია

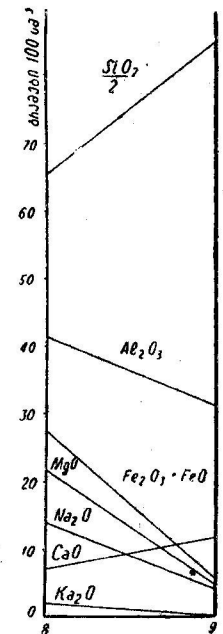
პროპილიტიზებული ქანების ქიმიური შედგენილობის ცვლილებათა თავისებურებების დასადგენად ქვემოთ მოგვყავს შედარებით საღი და პროპილიტიზებული ქანების სხვადასხვა ასოციაციების ქიმიური ანალიზები, გადათვლილი გრამებში ქანის 100 სმ<sup>3</sup>-ზე; მოგვყავს ნივთიერების შემოტანისა და გატანის ბალანსი (ცხრ. 22, 23, 24). ამის საფუძველზე შედგენილია პროპილიტიზებული ქანების ძირითადი კომპონენტების ვარიაციის დიაგრამები (ნახ. 6, 7, 8).

როგორც ცხრილებიდან და დიაგრამებიდან ჩანს, პროპილიტიზაციის დროს სხვადასხვა ასოციაციაში ხდება კომპონენტების ერთი ჯგუფის გატანა, ხოლო მეორე ჯგუფის შემოტანა.

გრანატ-ქლორიტ-კარბონატულ ასოციაციაში ხდება  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ ,  $SO_3$ ,  $P_2O_5$  შემოტანა, გაიტანება  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $H_2O$  (ქანში არის მეორადი  $CaO$  და, მაშასადამე, პირველადის გატანაზე ვერ ვიმსჯელებთ).



ნახ. 7. პროპილიტიზებული ქანების ქიმიურ შედგენილობათა ვარიაციის დიაგრამა. 5. ჰიპერსტენიანი ბაზალტი; 6. ქლორიტ-კარბონატული ფაციესი; 7. სერიციტ-კვარც-ქლორიტული ფაციესი



ნახ. 8. პროპილიტიზებული ქანების ქიმიურ შედგენილობათა ვარიაციის დიაგრამა. 8. სპილიტური პორფირიტი ტუფი; 9. კვარც-ცეოლითური ფაციესი

ეპიდოტ-ქლორიტიან ასოციაციაში ადგილი აქვს  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $SO_3$ ,  $P_2O_5$  შემოტანას, გაიტანება  $SiO_2$ ,  $FeO + Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $H_2O$ .

ქლორიტ-კარბონატულ ასოციაციაში, იმის მიხედვით, თუ რომელი ქანის შეცვლა ხდება, ნივთიერების გატანა-შემოტანაც სხვადასხვა-

პრობოლიტიზებული ქანების ქიმიური შედგენილობა და 100 სმ<sup>3</sup>-ზე ნივთიერების ბალანსი გრამებში

ქანგეულები	ავეიტ-ლამბრონი-ნი პორფირიტი		გრანატი-ქლორიტი-კარბონატული ასოციაცია		ქლორიტი-ქლორიტი-ტული ასოციაცია		შემოტანა (+), გატანა (-) გრამებში 100 სმ <sup>3</sup> -ზე		
	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	1-2	1-3	1-4
SiO <sub>2</sub>	51,88	140,60	46,50	127,41	51,02	135,71	45,12	119,57	-13,19
TiO <sub>2</sub>	0,55	1,49	1,08	2,96	0,72	1,92	0,73	1,93	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,55	51,90	17,90	49,05	21,69	57,70	18,26	48,39	1,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	8,80	0,89	2,44	1,15	3,06	3,47	9,20	2,85
FeO	4,32	11,70	0,13	0,36	0,13	0,35	0,16	0,42	6,36
MnO	0,03	0,08	0,13	0,36	0,13	0,35	0,16	0,42	5,74
MgO	4,13	11,19	5,76	15,78	3,16	8,40	6,33	16,77	2,49
CaO	10,36	28,07	9,17	25,12	4,69	12,48	6,16	16,32	0,28
Na <sub>2</sub> O	2,40	6,50	6,21	17,02	4,61	12,26	2,70	7,16	4,57
K <sub>2</sub> O	0,40	1,08	—	—	3,49	9,28	2,65	7,02	15,59
SO <sub>3</sub>	—	—	0,54	1,48	0,81	2,15	0,61	1,62	2,85
სინესტე	—	—	0,54	1,48	0,81	2,15	0,61	1,62	1,08
სურებით ნა-კარბი	—	—	1,05	2,88	0,56	1,49	0,35	0,93	5,76
ჯამი	0,59	1,60	0,36	0,99	0,53	1,54	1,44	3,82	2,20
მოცულობითი წონა	2,29	6,20	5,36	14,69	2,94	7,82	7,36	19,24	10,56
საერთო შედეგი	99,87	271	100,13	274	100,19	266	100,05	265	1,48
	2,71								2,56
									0,61
									0,06
									8,49
									1,62
									2,05
									6,00
									5,95

ნაირია. ასე შეგალითად, ავეიტ-ლამბრონიანი პორფირიტების შეცვლის შემთხვევაში შემოიტანება TiO<sub>2</sub>, FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, K<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, H<sub>2</sub>O; გაიტანება SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O; ხოლო ჰიპერსტენიანი ბაზალტების შეცვლისას ქლორიტი-კარბონატულ ასოციაციაში ხდება SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> და H<sub>2</sub>O შემოტანა, გაიტანება TiO<sub>2</sub>, FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO; ეს სავესებით

ცხრილი 23

პრობოლიტიზებული ქანების ქიმიური შედგენილობა და 100 სმ<sup>3</sup>-ზე ნივთიერების ბალანსი გრამებში

ქანგეულები	ჰიპერსტენიანი ბაზალტი		ქლორიტი-კარბონატული ასოციაცია		სერიციტი-კვარცხლიტი-ქლორიტიული ასოციაცია		შემოტანა (+), გატანა (-) გრამებში 100 სმ <sup>3</sup> -ზე	
	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	5-6	5-7
SiO <sub>2</sub>	47,59	137,06	48,82	141,09	52,56	151,37	+4,03	+14,31
TiO <sub>2</sub>	0,90	2,59	0,89	2,57	0,82	2,36	-0,02	-0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,16	46,54	16,68	48,20	17,00	48,91	+1,66	+2,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	7,43	0,87	2,51	1,53	4,41	-4,92	-3,02
FeO	7,02	20,22	6,33	18,29	5,25	15,12	-1,91	-5,10
MnO	0,90	2,59	0,08	0,23	0,12	0,35	-2,36	-2,24
MgO	6,50	18,72	6,77	19,57	5,68	16,36	+0,85	-2,36
CaO	12,46	35,88	12,95	37,43	9,94	28,63	+1,55	-7,26
Na <sub>2</sub> O	2,50	7,20	2,63	7,74	1,48	4,26	+0,54	-2,94
K <sub>2</sub> O	1,22	3,51	1,31	3,78	2,65	7,63	+0,27	+4,12
SO <sub>3</sub>	—	—	0,47	1,36	0,44	1,27	+1,36	+1,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,58	0,66	1,91	0,64	1,84	+1,33	+1,26
სინესტე	0,49	1,41	0,32	0,92	0,24	0,69	+0,34	-0,72
ხურებით ნაკარბი	1,81	5,21	1,16	3,35	1,84	5,30	-1,86	+0,09
ჯამი	100,26	288	99,99	288	100,19	288	+0,86	-0,40
მოცულობითი წონა	2,88		2,89		2,88			
საერთო შედეგი								

გასაგებია, რადგან ჰიპერსტენიანი ბაზალტები მდიდარია ფემური და ლარბია სალური შემადგენელით, ამდენად ქლორიტი-კარბონატული ასოციაციის წარმოქმნისათვის საჭიროა სწორედ სალური შემადგენლის შემოტანა, ხოლო ფემურის — გატანა, რასაც სინამდვილეში აქვს ადგილი.

სერიციტი-კვარცხლიტი-ქლორიტიული ასოციაციაში შემოიტანება SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; ხოლო გაიტანება TiO<sub>2</sub>, FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO,

MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O. კვარც-ცეოლითურ ასოციაციაში შემოიტანება მხოლოდ SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; ყველა დანარჩენი უანგულუ: TiO<sub>2</sub>, FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O — გაიტანება.

ცხრილი 24

პრობილიტიზებული ქანების ქიმიური შედგენილობა და 100 სმ<sup>3</sup>-ზე ნივთიერების ბალანსი გრამებში

უანგულუები	სპილიტური პორფირიტის ტუფი		კვარც-ცეოლითური ასოციაცია		შეტანა (+), გამოტანა (-) გრ. 100 სმ <sup>3</sup>
	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	წონითი %	გრამი 100 სმ <sup>3</sup>	
	8		9		8-9
SiO <sub>2</sub>	50,16	130,92	71,63	170,48	+39,56
TiO <sub>2</sub>	1,23	3,21	0,27	0,64	-2,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,87	41,42	13,10	31,18	-10,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,99	13,02	0,66	1,57	-11,45
FeO	5,61	14,64	1,80	4,28	-10,36
MnO	0,19	0,50	0,15	0,35	-0,15
MgO	8,32	21,72	2,05	4,88	-16,84
CaO	2,66	6,94	4,85	11,54	+4,60
Na <sub>2</sub> O	5,34	13,94	1,78	4,24	-9,70
K <sub>2</sub> O	0,89	2,32	—	—	-2,32
SO <sub>3</sub>	—	—	0,08	0,19	+0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,52	0,07	0,16	-0,36
სინესტეზური ნა-ბურები	0,79	2,06	0,05	0,12	-1,94
ჯამი	3,55	9,26	3,89	9,26	0,00
მოცულობითი წონა	99,80		100,38		
საერთო შედეგი	2,61		2,38		-21,58

ცხრილებში მოყვანილი ანალიზები არ არის მრავალრიცხოვანი, მაგრამ ზოგიერთი დასკვნის გაკეთება მაინც შეიძლება:

1. გარკვეულად ჩანს, რომ ქანების ჰიდროთერმული შეცვლის პროცესში ნივთიერების გატანა ჭარბობს მის შემოტანას, რადგან შედარების დროს 6 შემთხვევიდან 4 შემთხვევაში გვაქვს ქანების კომპონენტების გატანა. ეს გარემოება შეესაბამება შეცვლილი ქანების გაზრდილ პორიანობას საღ ქანებთან შედარებით.

2. SiO<sub>2</sub>-ის შემოტანისა და გატანის შემთხვევები ტოლია. ყველაზე ინტენსიურად SiO<sub>2</sub> შემოიტანება კვარც-ცეოლითურ ფაციესში ნაპარალასლო მეტამორფიზმის შედეგად.

3. ასევე ტოლია შეტანა-გამოტანის შემთხვევები Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ის შემთხვევაში. იმისდა მიხედვით, თუ რა საწყის ქანთან გვაქვს საქმე, ე. ი. როგორია მასში Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ის შემცველობა, ხდება მისი გატანა ან შემოტანა. ასე მაგალითად, ჰიპერსტენიან ბაზალტებში Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> შეადგენს მხოლოდ 16,16%, ამ უკანასკნელის ჰიდროთერმული შეცვლის შედეგად ხდება Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ის შემოტანა, ავგიტ-ლამპროდიტის პორფირიტებში კი, სადაც Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ის რაოდენობა აღწევს 19,55%-ს, ხდება ხსნარებით მისი გატანა.

4. მნიშვნელოვნად გაიტანება ასევე MgO, FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

5. რაც შეეხება ტუფ მეტალებს K<sub>2</sub>O და Na<sub>2</sub>O, აქ ასეთი სურათია: 6 შემთხვევიდან 4-ში K<sub>2</sub>O ინტენსიურად შემოიტანება, ხოლო 2-ში გაიტანება; Na<sub>2</sub>O სამ შემთხვევაში შემოიტანება, ხოლო 2 შემთხვევაში გაიტანება.

6. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O და CO<sub>3</sub>-ის შემოტანა მკვეთრად ჭარბობს გატანას.

7. ახალი მინერალური პარაგენეზისების წარმოშობა დაკავშირებულია არა მარტო ნივთიერების შემოტანასთან, არამედ პირველადი ქანმაშენი მინერალების ნივთიერების ინტენსიურ ქიმიურ დაშლასთან და ნივთიერების გადაჯგუფებასთანაც.

8. შესწავლილ ტერიტორიაზე ჰიდროთერმულად შეცვლილ ქანებში მეტასომატური ზონალობა დადგენილი არ არის.

ქანები მთელ ფართზე მეტ-ნაკლებად შეცვლილია, მაგრამ შეცვლის ინტენსივობა სხვადასხვა ჭრილში განსხვავებულია; იქ სადაც მარტო ავტომეტამორფიზმის პროცესები მიმდინარეობს, ქანები ნაკლებ შეცვლილია, ხოლო თერმების მოქმედების არეში შეცვლის პროცესები ინტენსიურია.

### VIII. სპილიტ-კერატოფირული ფორმაციის ბენეზისისათვის

სპილიტურ-კერატოფირული ფორმაციის წარმოშობის საკითხი რთულ პრობლემას წარმოადგენს; მის შესახებ დღეისათვის დიდძალი ლიტერატურა მოიპოვება როგორც საბჭოთა კავშირში, ასევე საზღვარგარეთ.

მნიშვნელოვან კერძო საკითხებს სპილიტების წარმოშობის პრობლემაზე წარმოადგენს სპილიტური ფორმაციის წარმოშობის გეოლოგიური პირობები, ალბიტის ბუნების საკითხი, ნატრიუმის და სილიციუმის წყარო.

მკვლევართა დიდ უმრავლესობას გადაწყვეტილად მიაჩნია სა-  
კითხი სპილიტურ-კერატოფირული ფორმაციის წარმოშობის გეოლო-  
გიური პირობებისა და გეოტექტონიკური ვითარების შესახებ; დიდ-  
ძალი ფაქტიური მასალა მეტყველებს, რომ სპილიტები გეოსინკლინებ-  
შია წარმოშობილი, მათი ფსკერის მდგრადი დაძირვის და მძლავრი  
ვულკანიზმის პირობებში. რაც შეეხება კერატოფირებს, აქ ფაქტიუ-  
რი მასალა ცოტა არის და მოსაზრებებიც ნაკლებადაა გამოთქმული.

ალბიტის წარმოშობაზე მრავალი შეხედულებაა, რომელიც საბო-  
ლოდ შეიძლება დაჯგუფდეს: 1. ალბიტი მაგმური მინერალია, რომე-  
ლიც უშუალოდ მამკვიდან გამოიყო; 2. იგი წარმოიშვა ფუძე პლაგიო-  
კლასის მეტასომატური ჩანაცვლების შედეგად. პირველ შეხედულე-  
ბას იზიარებენ: ფ. ლევისონ-ლესინჯი (1933), ნ. სუნდიუსი (1930),  
მ. ბატტი (1956), ვ. სადევცი-კარდოში (1961), გ. ამშტუცი (1960), ნა-  
წილობრივ ფ. ტერნერი და ჯ. ფერხუგენი (1961) და სხვა. ამ აზრის  
მომხრებებს საბუთად მოჰყავთ ალბიტის ერთგვაროვნება, სისადე, გამ-  
ჭვირვალობა, ქანის ოფიტური სტრუქტურა, ფუძე პლაგიოკლასის რე-  
ლიქტების არარსებობა, კალციუმშემცავ მინერალების — ეპიდოტის,  
კალციტის არარსებობა და სხვა.

მკვლევართა მეორე ნაწილი: ა. ზავარიცი (1961), დ. კორჟინსკი  
(1962), ჩ. პარკი (1946), ნაწილობრივ ფ. ტერნერი და ჯ. ფერხუგენი  
(1961) და სხვა, იმ აზრის არიან, რომ ალბიტი არამაგმური წარმოშო-  
ბისაა, ისინი მიუთითებენ სპილიტებისა და ნორმულ კირ-ტუტე ქანე-  
ბის ასოციაციაზე, ერთ განფენში ტიპობრივი სპილიტური და ბაზალ-  
ტური ქანების ერთდროულად არსებობაზე, ალბიტში ფუძე პლაგიო-  
კლასების რელიქტებზე, ალბიტიზაციის არათანაბარ ხასიათზე. ნატ-  
რიუმის წყაროდ ისინი მიიჩნევენ მაგმას, რომლიდანაც წარმოიშვა  
სპილიტები.

ა. ზავარიცი, ვ. ზავარიცი, ე. სადევცი-კარდოში და სხვ. თვლიან,  
რომ სპილიტებისა და კერატოფირების ალბიტიზაცია დაკავშირებუ-  
ლია ამ ლავების წყალქვეშა ამოფრქვევებთან. ა. ზავარიცი დიდ მნი-  
შვნელობას ანიჭებდა ზღვის წყალს, როგორც ელემენტების შემკრებს,  
სადაც ნატრიუმი და სილიციუმი შემოდის ფუმაროლების მეოხებით.  
მაგრამ ნატრიუმი საკმარისი რაოდენობითაა ზღვის წყალში და ისიც  
გარკვეულად მონაწილეობს ამ პროცესში.

ს. სადევცი-კარდოშის მიხედვით, ზღვის წყალი გავარვარებულ  
ლავის თბური მოქმედების შედეგად იქცევა ორთქლად, რომელიც დი-  
დი წნევის პირობებში შეაღწევს თხიერ ლავაში და ამდიდრებს მას  
აქროლადებით, დაბლა სწევს მისი კრისტალიზაციის ტემპერატურას.  
ამრიგად, ტრანსვაპორიზაციული წყლის მოქმედების შედეგად მდნა-

რის კრისტალიზაცია მთავრდება ტემპერატურის ჰიდროთერმულ პი-  
რობებში და ვიდრე სპილიტებს და დიაბაზებს პირველადი ქლორი-  
ტით, ალბიტითა და ანალციმით.

კორჟინსკი საერთოდ არ ეთანხმება სპილიტების წარმოშობის  
ტრანსვაპორიზაციის თეორიას. იგი ახალი ოკეანოლოგიური და ვულ-  
კანოლოგიური დაკვირვებების საფუძველზე ასკვნის, რომ ოკეანის  
ფსკერზე 5—7 კმ-ის სიღრმეზედაც კი არ ხდება მაგმის ტრანსვაპორი-  
ზაცია და ბაზალტური მაგმა იძლევა ჩვეულებრივ ბაზალტურ მინასა  
და ბაზალტებს, ე. ი. ოკეანის ფსკერზე არის არაალბიტიზებული ქა-  
ნები. შემდეგ იგი აღნიშნავს, რომ სპილიტიზაცია და პროპილიტიზა-  
ცია ყველაზე ინტენსიურადაა გამოხატული კოლჩედანური საბადოების  
რაიონში, რაც, მისი აზრით, ასაბუთებს იმას, რომ სპილიტიზაცია პოსტ-  
მაგმურ პროცესებთანაა დაკავშირებული.

ნატრიუმისა და სილიციუმის წყაროს შესახებ სხვადასხვა აზრი  
არსებობს, ერთნი თვლიან, რომ ნატრიუმი მაგმური წარმოშობისაა,  
კრისტალიზაციის მსვლელობაში იგი გროვდებოდა მაგმურ ნარჩენში,  
გადადიოდა ჰიდროთერმულ ხსნარებში, რომლითაც შემდეგ იქონთე-  
ბოდა და იცვლებოდა ლავა. მეორენი თვლიან, რომ ნატრიუმის წყა-  
როს წარმოადგენდა ზღვის გარემო, რომლიდანაც ლავა ნთქავდა ნატ-  
რიუმს. ვ. ლებედინსკი (1962) მიუთითებს, რომ ალბიტიზაცია მიმდი-  
ნარეობს ღია სისტემის პირობებში და ნატრიუმისა და სილიციუმის  
შემოტანის მთავარ გარეშე წყაროს წარმოადგენს მარილიანი ზღვის  
წყალი, ფუმაროლები, შლამის წყლები; ხსენებული ელემენტების გარ-  
კვეული რაოდენობა წარმოიშობა ვულკანური მინის და ნაკლებად  
მდგრადი ფერადი მინერალების დაშლის ხარჯზე. ამრიგად, ცხელი  
წყლის ხსნარები მოქმედებდა ლავაზე როგორც გარედან, ასევე შიგ-  
ნიდან, რაც საბოლოოდ იწვევდა პლაგიოკლასის სრულ ალბიტიზა-  
ციას.

1948 წ. გ. ძოწენიძემ საქართველოს ვულკანოგენური ფორ-  
მაციების შესწავლისა და ლიტერატურის ანალიზის საფუძველზე  
წამოაყენა მოსაზრება სპილიტების წარმოშობის შესახებ. გ. ძოწენიძის  
მიხედვით, გეოსინკლინის განვითარების გარკვეულ მომენტში მოქმე-  
დება იწყებს მის ქვეშ მდებარე მაგმური კერა. ამ მომენტამდე მაგ-  
მურ კერაში ბუნებრივად ხდებოდა მინერალიზატორების მიგრაცია  
კერის ზედა ნაწილისაკენ, რის შედეგადაც აქ მიმდინარეობს გაძლი-  
ერებული ალბიტიზაცია. ბაზალტური მაგმა გეოსინკლინის პირობებში  
გამოადნობს ადვილად ლღობად ნატრიუმს გეოსინკლინის ფუძის მე-  
ტამორფიზმის პროცესში მყოფი ქანებისაგან, რაც იწვევს სპილიტუ-  
რი მდნარის წარმოშობას კერის ზედა ნაწილში.

6. თ. ჯანელიძე

რომ ეს პროცესი ასე მიმდინარეობდა, ავტორს საბუთად მოჰყავს შემდეგი გარემოებანი: 1. როგორც საქართველოში, ასევე სხვაგანაც სპილიტ-პორფირიტულ ფორმაციებში სპილიტები ქმნის წყების ყველაზე ქვედა პორიზონტებს, ე. ი. ისინი ამონიხევიან პირველი და, მასასადამე, ამოფრქვევამდე იმყოფებოდნენ მაგმური კერის ზედა ნაწილში; 2. სპილიტები არ გვხვდება გეოსინკლინურ ზონებს გარეთ და ამდენად ლოგიკურია დავუშვათ, რომ თვით გეოსინკლინი გარკვეულ როლს ასრულებს ამ ქანების წარმოშობაში; 3. სპილიტები არ გვხვდება ლაბრადორიანი პორფირიტების ამოფრქვევის შემდეგ. ბოლო ფაქტი იმაზე მიუთითებს, რომ სპილიტური მდნარი წარმოიშვა გეოსინკლინის ქანებზე მინერალიზატორების ხანგრძლივი მოქმედების შედეგად და რომ უფრო ხანმოკლე მოქმედებას არ მიეყვარათ სპილიტური მდნარის წარმოშობამდე, ე. ი. პროცესი ვერ ასწრებს ბოლომდე მისვლას და ასეთ პირობებში წარმოიშობა გაალბიტებული ანდეზინ-ლაბრადორიანი პორფირიტები, რომლებიც ყოველთვის თან ახლავს სპილიტურ-პორფირიტულ ფორმაციას.

ჩვენი კვლევის რაიონში სპილიტები, როგორც ლავები, ასევე მათი ტუფები, ყველგან გვხვდება შუაიურული ვულკანოგენური წყების ფუძეში, გაალბიტებული პორფირიტები—წყების უფრო ზედა ნაწილში. გარდა ამისა, კიდევ მოიპოვება დამატებით საბუთები, რომლებიც ლაპარაკობენ ალბიტოზაციის სასარგებლოდ ქანის გამყარებამდე და არა მისი ჩამოყალიბების შემდეგ. ეს საბუთები შემდეგია:

1. მდ. ტეხურის ხეობაში, კერატოფირის ორ განფენს შორის მოქცეულია 40 მ სიმაღლის გაალბიტებული ლაბრადორიანი პორფირიტის პსეფიტური ტუფი. თუ დავუშვებთ, რომ ალბიტოზაცია მეორადი მოვლენაა, ე. ი. მას ადგილი ჰქონდა ქანის ჩამოყალიბების შემდეგ, ძნელი წარმოსადგენია, თუ რატომ განიცადა იგი მთლიანად ორმა მასიურმა, მკვრივმა განფენმა, ხოლო მათ შორის მოქცეულმა ტუფმა — მხოლოდ ნაწილობრივ.

2. კერატოფირების უშუალოდ ქვეშ მდებარე კრისტალოკლასტური ტუფების შრეების შეცვლა ხასიათდება კალიუმისა და ნატრიუმის გატანით და სილიციუმის შემოტანით (კერატოფირები კი ხასიათდება გაზრდილი ტუტიანობით).

3. სპილიტებში და კერატოფირებში ალბიტი ერთგვაროვანია, შეცვლის პროდუქტები ცოტაა, არ გვხვდება ალბიტის ძარღვები და მინდალინები.

ასახსნელია საკითხი, თუ როგორ მოხდა, რომ ლაბრადორიანი პორფირიტი მოექცა კერატოფირის ორ განფენს შორის?

ბოლო წლებში დაგროვილი ფაქტობრივი მასალა მიუთითებს, რომ ამგვარ მორიგეობას ადგილი აქვს სხვაგანაც, ასე მაგალითად, ვ. ლებედინსკი (1962) მსგავს მოვლენას აღწერს ყირიმის ტრიასულ და იურულ ვულკანოგენურ წყებებში. ჩვენ მიერ შესწავლილ რაიონშიც აღინიშნება ასეთი მორიგეობის რამდენიმე სხვა შემთხვევა. აქვე უნდა ითქვას, რომ ეს არცთუ ფართოდ გავრცელებული მოვლენაა, მაგრამ იგი მაინც მკაფიოდაა გამოხატული.

გ. ძოწენიძემ (1963) წამოაყენა მოსაზრება, რომელიც ამ მოვლენას ხსნის წყალქვეშა ვულკანიზმის თავისებურებებით: „წყალქვეშა ამოფრქვევების პირობებში, როდესაც ზემოთ მდებარე წყლის სვეტის წნევა აძნელებს ამოფრქვეული ლავიდან აირების და მასთან ერთად კათიონების (მათ შორის ნატრიუმისაც) გამოყოფას, ხდება ყველა ამ კომპონენტის ურთიერთმოქმედება უკვე გამოყოფილ მინერალებთან, სწორედ ამ დროს მიმდინარეობს ფუძე ლავების „სპილიტიზაცია“; რასაკვირველია, ამისათვის საჭიროა გარკვეული სიღრმეები, რადგან სიღრმის შემცირებამ შეიძლება გამოიწვიოს ლავიდან აირების შედარებით სწრაფი გამოყოფა და სპილიტიზაციას ასეთ პირობებში ან სრულიად არ ექნება ადგილი, ან იგი იქნება მხოლოდ ნაწილობრივი. ეს ალბათ, დამოკიდებული იქნება იმაზე, თუ რა სიღრმეზე ხდება ლავის ამოფრქვევა. ხოლო ზღვის ფსკერის მერყეობამ შეიძლება გამოიწვიოს სპილიტების შეცვლა ნორმული პორფირიტებითა და პირიქით.

როდესაც გეოსინკლინში დაგროვდება ვულკანოგენური ქანების საკმაოდ მძლავრი წყება და შესაბამისად შემცირდება ზღვის სიღრმეც, სპილიტების წარმოშობისათვის საჭირო პირობები უკვე აღარ არსებობს და წარმოიშობა ნორმული პორფირიტები; ამიტომ არის, რომ გეოსინკლინური წყებები, როგორც წესი, იწყება სპილიტებით და მთავრდება ნორმული პორფირიტებით. გეოსინკლინის იმ ნაწილში, სადაც სიღრმეები არ იყო საქმარისი, სპილიტები სულაც არ წარმოიშობა და ვულკანოგენური ფორმაცია იწყება პირდაპირ ნორმული პორფირიტებით“. მაგალითის სახით გ. ძოწენიძეს მოჰყავს საქართველოს იურული ვულკანოგენური გეოსინკლინი, რომლის ჩრდილო ნაწილში, ფიჭლებრივი გეოსინკლინის საზღვრებთან, წარმოიშვა მძლავრი სპილიტური წყება, რომელიც ზევით გადადის ნორმულ პორფირიტებში. ამავე დროს სამხრეთ ნაწილში, სადაც გეოსინკლინი ესაზღვრება საქართველოს ბელტს, მცირე სიღრმეების პირობებში სპილიტები სრულიადაც არ წარმოიშვა და ვულკანოგენური წყება წარმოადგენილია მხოლოდ ნორმული პორფირიტებით, რომელიც ზოგჯერ სუსტად არის გაალბიტებული.

კონტინენტური სპილიტური წყებების არარსებობასაც გ. კოწე-ნიძე ხსნის ზემოთ მოყვანილი შეხედულებებიდან გამომდინარე.

ჩვენი აზრით, ეს მეორე მოსაზრება კარგად ხსნის სპილიტური განფენების მორიგეობას ნორმულ პორფირიტებთან; ხოლო რაც შეეხება სპილიტური ტუფების მძლავრი დასტების არსებობას ვულკანოგენური წყების ფუძეში, აქ იგი ნაკლებ გამოსადეგია. ამ უკანასკნელს უკეთ ხსნის პირველი შეხედულება.

ჩვენი აზრით, ეს ორი შეხედულება სპილიტების წარმოშობის შესახებ ავსებს ერთმეორეს და თუ ერთი კარგად ხსნის მოვლენის ერთ მხარეს, მეორე უმჯობესია მოვლენის მეორე მხარის ასახსნელად.

## СРЕДНЕЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (В БАССЕЙНАХ РЕК ИНГУРИ И ЦХЕНИСЦКАЛИ)

### Резюме

Среднеюрская вулканогенная свита, широко распространенная в пределах Закавказья, известна в Грузии под названием порфиритовой свиты.

В исследованном районе порфиритовая свита согласно налегает на верхнелейасовую песчано-сланцевую свиту и в основном характеризуется таким же составом, как и в других районах Грузии.

Детальное изучение разрезов порфиритовой свиты и их сопоставление показало, что свита определенно стратифицирована. На исследованной территории она расчленена на три горизонта: спилитовый горизонт — слагает самую нижнюю часть свиты; горизонт авгит-лабрадоровых порфиритов, слагающий среднюю и частично верхнюю часть свиты и горизонт гиперстеновых базальтов, составляющий верхнюю часть свиты.

На исследованной территории свита петрографически представлена: спилитами, кератофирами, альбитизированными порфиритами, роговообманковыми порфиритами, плагиоклазовыми (безбисиликатными) порфиритами, авгит-лабрадоровыми порфиритами, диабазами и диабаз-порфиритами, гиперстеновыми базальтами и их вулканокластолитами. Кроме того, встречаются терригенные кластолиты. Кислые породы встречаются редко.

Петрохимические пересчеты, произведенные по методу А. Н. Заварицкого, показывают, что в целом данная ассоциация пород характеризуется известково-щелочной природой, бедностью щелочами и преобладанием натрия над калием. Осевая линия роя векторов почти полностью совпадает с линией № 1 диаграммы А. Н. Заварицкого, которая соответствует крайнему члену резко выраженных известково-щелочных пород, в частности — типу Пеле-Лассен-Пик, характерному для орогенных областей.

Установлена преемственность ассоциации микроэлементов, характерная для начальной базальтовой магмы; вместе с тем, в ходе эволюции вулканизма отмечается некоторая дифференциация микроэлементов.

Байосский вулканизм на изученной территории, так же как и доорогенный вулканизм других геосинклинальных областей, характеризуется сильной эксплозивностью; коэффициент эксплозивности  $E=83,3\%$ .

Основываясь на детальном литологическом, структурном и фациальном анализе свиты, предполагаем, что в байосское время вулканические центры были расположены вдоль нескольких субпараллельных полос: с юга на север это будут — Шелети-Кобалиаскарская, Нагомари-Сацхелойская и Лаханская полосы.

В пределах названных полос вулканогенная свита представлена лавовыми образованиями (псефитовые лавовые брекчии, покровы); по обе стороны этих полос (южнее и севернее) характер вулканического материала меняется — резко падает мощность лавовых брекчий и лав, а еще дальше они совсем исчезают и их место занимают псаммитовые, алевроитовые, зачастую пелитовые туфы.

Судя по характеру лавовых образований, их количеству и мощности, самая интенсивная вулканическая активность имела место в полосах Шелети-Кобалиаскари и Лахани.

Таким образом, лавовые образования байоса развиты не только на стыке Грузинской глыбы и геосинклинали Южного склона, но и внутри последней, концентрируясь вдоль упомянутых выше полос.

Область проявления байосской вулканической активности в пределах геосинклинали Южного склона Большого Кавказа представляет собой периферийный прогиб (вулканогенная геосинклинали), образовавшийся в байосе, т. е. позже, чем сланце-

вая геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа (Дзоцендидзе, 1964).

Следует полагать, что субстрат вулканогенной и сланцевой геосинклиналей несколько различен — в пределах первой из них это, по-видимому, краевая часть Грузинской глыбы.

В общем процессе развития геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, на определенном его этапе, в погружение втягивается краевая часть Грузинской глыбы. В результате интенсивного прогибания в сравнительно жестком субстрате появляются глубокие разломы, вдоль которых и прорывается основная магма, приводя к образованию вулканогенной свиты байоса.

В северной же полосе геосинклинали Южного склона (сланцевая геосинклиналь) вулканическая активность байосского века проявилась в образовании силлов и секущих тел диабазовой формации.

Породы среднеюрской вулканогенной свиты большей частью интенсивно изменены. Здесь развиты следующие процессы: альбитизация, хлоритизация, оглинивание, серицитизация, окварцевание, эпидотизация, цеолитизация, пренитизация, лимонитизация, амфиболитизация, гранатизация. Эти процессы в различных разрезах характеризуются разной интенсивностью, в большинстве случаев два и более процесса протекают одновременно или же один перекрывает другой.

Детальное микроскопическое и химическое исследование пород показало, что на изученной территории мы в основном имеем дело с процессами пропилитизации и зеленокаменного изменения, на которые зачастую накладывается околотрещинный метасоматоз, пользующийся меньшим распространением.

По парагенезису минералов нами выделены следующие минеральные ассоциации: 1) гранат-хлорит-карбонатная (хлорит, гранат, альбит, карбонат); 2) эпидот-хлоритовая (хлорит, альбит, эпидот, карбонат); 3) хлорит-карбонатная (альбит, хлорит, карбонат); 4) хлорит-кварц-серицитовая (хлорит, серицит, кварц, альбит); 5) кварц-цеолитовая (кварц, цеолит, альбит); кроме того, выделены пренитовая и цеолитовая температурные ступени.

В заключение рассматриваются вопросы генезиса спилит-кератофировой формации.

## THE MIDDLE JURASSIC VOLCANISM OF THE SOUTHERN SLOPE GEOSYNCLINE OF THE GREAT CAUCASUS

(Enguri-Tskhenistskali interfluve)

### Summary

The Middle Jurassic volcanic series is widely spread in the Caucasus. In Georgia this formation is known as porphyritic series. In the investigated region the porphyritic series conformably overlies the Upper Liassic Slate series. Three horizons are distinguished within the series: the horizon of spilitic porphyrites, composing the lower part of the series; the horizon of augite-labradorite porphyrites, building up its middle and partly upper parts and the uppermost horizon of hypersthene basalts. The volcanoclastic facies and normal sedimentary rocks widely participate in the composition of the formation.

This association of volcanic rocks belongs to the calc-alkali type and is characterised by low content of alkalis with predominance of sodium over potassium. The minor element content is typical for primary basic magma. Along with this certain differentiation of minor elements in the process of volcanic evolution is established.

The Bajocian volcanism in Georgia, similar to preorogenic volcanism of other geosynclinal regions is characterised by high explosiveness (explosion coefficient  $E=83,3\%$ ). The volcanic centres were localized along several lines of sublatitudinal strike. Lavas and lavabreccias are developed not only along the boundary of the Georgian block and the Southern Slope geosyncline but also within the latter and concentrate along the lines mentioned above.

Within the Southern Slope geosyncline the area of manifestation of the Bajocian volcanic activity represents a marginal trough (volcanic geosyncline) formed during the Bajocian i. e. somewhat later than the slate geosyncline of the Southern Slope of the Great Caucasus. It is supposed, that the volcanic geosyncline and the slate geosyncline are somewhat different also by the character of their substratum, the former being superimposed on the marginal part of the Georgian block. In the process of development of the Southern Slope geosyncline of the Great Caucasus as a whole, at a definite



stage the marginal part of the Georgian block was involved in the subsidence. As a result of an intense downwarping of the rigid basement several deep faults were formed, that brought up basic magma producing the Bajocian volcanic series. As to the northern part of the geosyncline the Bajocian volcanism here resulted in the facies of diabasic formations.

The rocks of porphyritic series are affected by propylitization, ophiolitic alteration and occasionally by the metasomatism near the joints.

As to the genesis of the spilite-ceratophytic formation the author supports the view that the spilitic melt originated as a result of the hysteromagmatic autometamorphism of the basaltic magma.

#### ლიტერატურა — LITERATURE

- Агалин Г. П. 1928. О горных породах Ткварчельского района. Тр. Геол. комитета, нов. сер., вып. 189.
- Багратишвили Т. Д. 1960. Минералогия баритовых месторождений Грузии. Геол. ин-т АН СССР.
- Белянкин Д. С. 1915. Опыт петрографической характеристики Бизингии и Балкании в Центральном Кавказе. Изв. Петроградского политехнич. ин-та, т. XXIII, вып. 2.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1941. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, М.-Л.
- Билибин Ю. А. 1946. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации. Зап. Всесоюз. минералогич. об-ва, ч. XXV, № 3.
- Варданянц Л. А. 1925. К петрографии Садонского рудоносного поля. Изв. Донского политехнического ин-та, Новочеркасск.
- Виноградов А. П. 1956. Распределение химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1.
- Винчелл А., Винчелл Г. 1953. Оптическая минералогия. Изд-во ИЛ, М.
- Гамкрелидзе П. Д. 1966. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. Глубинное строение Кавказа. Изд-во «Недра», М.
- Гвахария Г. В. 1951. Цеолиты Грузии. Ин-т геол. и минерал. АН СССР, Монографии, № 3, Изд-во АН СССР, Тбилиси.
- Джанелидзе А. И. 1926. Материалы для геологии Рачи. Бюлл. Тифлис. ун-та, т. VI.
- Джанелидзе А. И. 1940. Геологическое наблюдение в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Груз. филиал АН СССР.
- Джарбашян Р. П., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. 1963. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, геолог. и географ. науки, XVI, № 3.

- Дзоценидзе Г. С. 1938. Материалы к петрографии порфиритовой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия). Бюлл. Геол. ин-та Грузии, т. III, в. 3. Изд-во «Техника და შრომა». Тбилиси.
- Дзоценидзе Г. С. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минер., Моногр., № 1. Изд-во АН СССР, Тбилиси.
- Дзоценидзе Г. С. 1951. Гиперстеновые порфириды в продуктах мезозойского вулканизма Грузии. Сообщения АН СССР, т. XII, № 8.
- Дзоценидзе Г. С. 1958. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Матер. II Всесоюз. петрограф. совещания, Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент.
- Дзоценидзе Г. С. 1963. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. В кн.: Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород, посвященной Ф. Ю. Левинсон-Лессингу. Изв. АН СССР, М.
- Дзоценидзе Г. С. 1964. Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. МГК, XXII сессия. Доклады советских геологов. Изд-во «Недра», М.
- Дзоценидзе Г. С. 1966. Об особенностях подводного вулканизма. Тр. II Вулк. совещания на Камчатке, т. I, Совр. вулканизм.
- Дзоценидзе Г. С., Астахов Н. Е., Горбаченко А. С. 1941. Геолого-петрографический очерк и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Мокви в Абхазской АССР, Тр. ГГУ, вып. V.
- Дзоценидзе Г. С., Крестников В. Н. 1941. Геолого-петрографический очерк Южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсурети. Тр. ГГУ, в. V.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. 1961. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Зап. Грузии. Геол. ин-т АН СССР, Изд-во АН СССР, Тбилиси.
- Елисеев Н. А. 1959. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ.
- Жариков В. А. 1959. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ, в. 14, М.
- Заварицкий В. А. 1946. Спилито-кератофировые формации окрестностей месторождений Блявы на Урале. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 71, петрограф. сер. (24), Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Заварицкий А. Н. 1961. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М.
- Зарядзе Г. М. 1947. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопоявления. Изд. «Техника და შრომა».
- Зесашвили В. И. 1962. Зоны средней юры в Грузии и прилегающих районов Кавказа. В сб.: Стратиграфия юрской системы. Докл. совет. геологов к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Изд. АН СССР.

Иваницкий Т. В. 1959. Гидротермальный метаморфизм пород. Геология рудных месторождений. Ноябрь—декабрь, № 6.

Иваницкий Т. В. 1963. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Геол. ин-т АН СССР, Моногр., № 2, 1963.

Кахадзе И. Р. 1936. Байосские аммониты Западной Грузии. Изв. Геол. ин-та Грузии, I—II, вып. 2, Тбилиси.

Кахадзе И. Р. 1947. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН СССР, геол. сер., т. III (VIII).

Коржинский Д. С. 1948. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68.

Коржинский Д. С. 1953. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, изд. II.

Коржинский Д. С. 1962. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», М.

Лебедев А. П. 1950. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. Геол. ин-та, вып. 113, петрограф. сер. (№ 33), Изд-во АН СССР, М.

Лебедев А. П. 1955. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. I Всес. петрограф. совещания. Изв. АН СССР, М.

Лебединский В. И., Макаров Н. Н. 1962. Вулканизм Горного Крыма. Изд-во АН УССР, Киев.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1955. Избранные труды, т. IV, Изд-во АН СССР, М.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. 1933. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Изд-во АН СССР, М.-Л.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. 1937. Петрографический словарь. 2-ое изд., ОНТИ., Л.

Лупанова Н. П., Кудрявцев В. Т. 1962. Шумпеллит Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Лялин Ю. И., Миллер Е. Е. 1960. Эффузивы нижнего кембрия (бошекульская свита) Чингизского геосинклинального прогиба. Тр. Геол. ин-та АН Каз. ССР, т. 3.

Магакян И. Г. 1964. Сравнительная характеристика металлогении Малого Кавказа и Камчатско-Корякской зоны. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VII — Металлогения Кавказа и других альпийских складчатых областей. Изд-во «Наука», М.

Малеев Е. Ф. 1963. Вулканокластические горные породы. Гос. научн. техн. изд-во литературы по геологии и охране недр. М.

Мефферт Б. Ф. 1930. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 140.

Мефферт Б. Ф. 1930. Юрские отложения Имеретии (Окриба и бассейн Риони и Цхенискали). Изв. ГГРУ, т. 49, № 2.

Набоко С. И. 1959. Вулканические эксгаляции и продукты их реакции. Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 16, Изд-во АН СССР, М.

Набоко С. И. 1961. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Тр. лаб. вулканологии, вып. 19.

Наковник Н. И. 1954. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. ЗВМО, ч. 83, вып. II.

Нехорошев В. П. 1958. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, М.

Ритман А. 1964. Вулканы и их деятельность. Изд-во «Мир», М.

Садецкий-Кардош Е. 1961. О некоторых характерных миграционных движениях в процессах петрогенеза. В сб. физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I, Изд-во АН СССР, М.

Сердюченко Д. П. 1953. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. Геол. ин-та, вып. 140. Минералого-геохимич. серия (№ 14). Изд-во АН СССР, М.

Симонович С. Г. 1877. Геологические исследования в долине р. Ингури. Мат. для геологов Кавказа. Сер. I, кн. 7, Тифлис, 1877.

Симонович С. Г. 1873. Геологическое описание части Кутаисской губернии известной под именем «Окриби». Мат. для геологов Кавказа, сер. I, кн. IV, Тифлис.

Симонович С. Г., Сорокин А. И., Бациевич Л. Ф. 1874. Геологическое описание частей Кутаисского и Шорапанского уездов Кутаисской губернии с 4 таблицами. Мат. для геологов Кавказа, сер. I, кн. 4, Тифлис.

Смирнов Г. М. 1908. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губернии. Мат. для геологов Кавказа, сер. 3, кн. 7, Тифлис.

Смирнов Г. М. 1946. Некоторые замечания по стратиграфии минералогии и химии Закавказских и Центрально-Кавказских эффузий. ДАН СССР, т. II, № 9.

Соболев В. С. 1936. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктич. ин-та, т. X, III.

Соболев В. С. 1950. Значение железистости фемических минералов для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовского геол. об-ва, № 4.

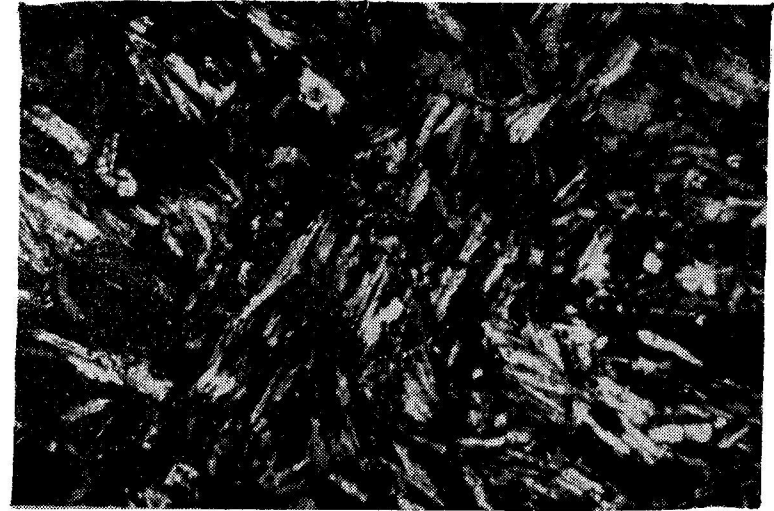
Сорокин А. И. 1880. Геологические наблюдения в местности между Ксани и Большой Лиахвой и в верховьях р. Квирилы. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 9.

Схиртладзе Н. И. 1958. Палеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геологический ин-т АН СССР, Моногр., № 8, Изд-во АН СССР.

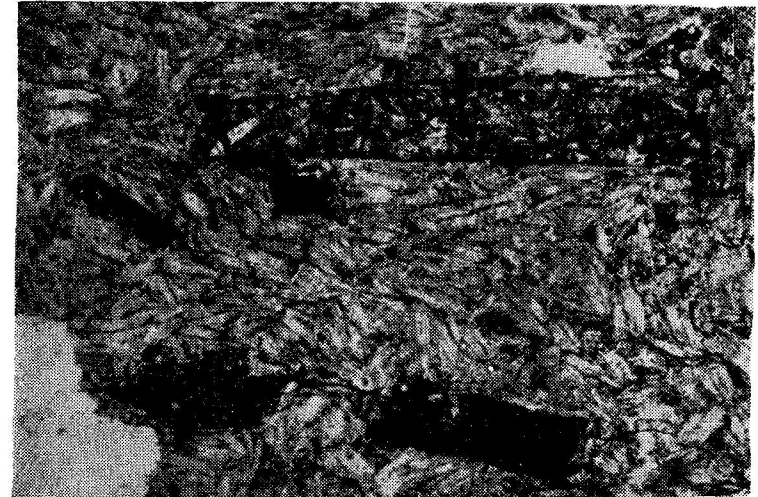
Твалчрелидзе Г. А. 1961. Эндогенная металлогения Грузии. Гостехиздат, М.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во ИЛ., М.

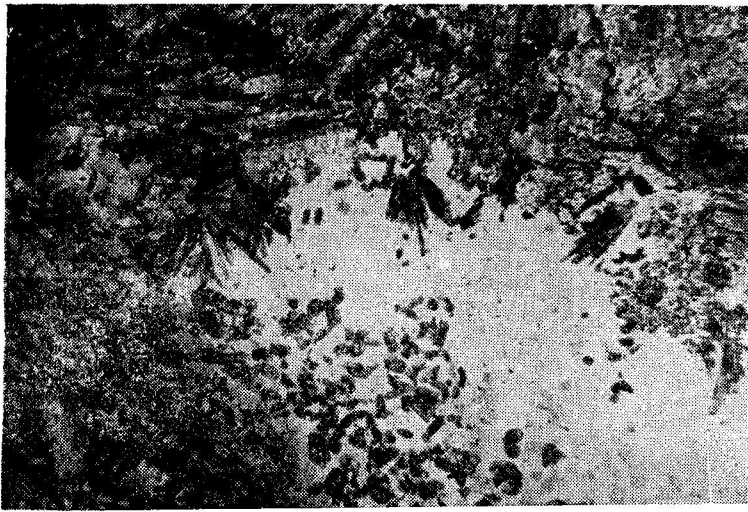
- Трегер В. Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Гос. научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, М.
- Успенский А. Н. 1959. Поствулканические изменения пумпелинито-содержащих базальтов центральной части Корякского хребта. Сб. статей по геол. Арктики, Тр. НИИ геол. Арктики, т. 102.
- Фаворская М. А. 1960. Связь эндогенного оруденения с эффузивами. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. II Всесоюзных петрограф. совещ. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Abich H. 1858. Prodrum einer Geologie der Kaukasischen Lander. Mem. d. l'Ac. d.Scidesst Petersb., ser. t. Petersb.
- Amstutz G. C. 1960. Genesis of the Spilit-Keratophyre association. Bull. Geol. Soc. America, 71, 12, Part 2.
- Barth T. 1931. Crystallisation of pyroxenes from basalts. Am. Miner. vol. 16, 5.
- Bathey M. N. 1955. Alkali metasomatism and the petrology of some Keratophyres. Geol. Mag. 1955, 92, 2. 104—116.
- Bathey M. N. 1956. The petrogenesis of spilitic rock series from New Zeland. Geol. Mag. 93,2.
- Johannsen A. 1949. A Descriptive Petrography of the igneous rocks. Vol. University of Chicago Press. Chicago. Yllinois (1937).
- Sundius N. 1930. On the spilitic rocks. Geol. Mag. 67, 1.
- Park C. F. The spilite and manganese problem of the olimpis Peneuncula. Waschingon, Amer., Journ., Sci., vol. 144.
- Poldervart A. Hess H. H. 1951. Pyroxenes in the Cristalisation of basaltic magma. Journ. of Geolog., vol. 59, 5.
- Raisin C. A. 1893. Variolite of the Lleyn and associated volcanic rocks. Quart. Journ. Geol. Soc., 49.
- Tsuboi S. 1932. On rhe course of crystallisation of pyroxenes from rock magmas. Japan journ. Geol. Geogr., vol. X, 1, 2.
- Fournier E. 1896. Description geologique du Caucase central Marseille.
- Fenner C. 1929. The Crustallisation of basalts. Am. Journ. Sci., vol. XV, 105.



სურ. 1. სპილიტური პორფირიტი. ძირითადი მასა აგებულია ალბიტის მიკროლითებით; ჩამქრალ უბნებში — ალბიტი და მცირე რაოდენობით ქლორიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. X 30. ნიკ. +



სურ. 2. კერატოფირი. კრისტალურ-მარცვლოვანი ძირითადი მასა წარმოდგენილია ალბიტით; ქვევით ჩანს ბიოტიტის კრისტალები. X 30. ნიკ. ||



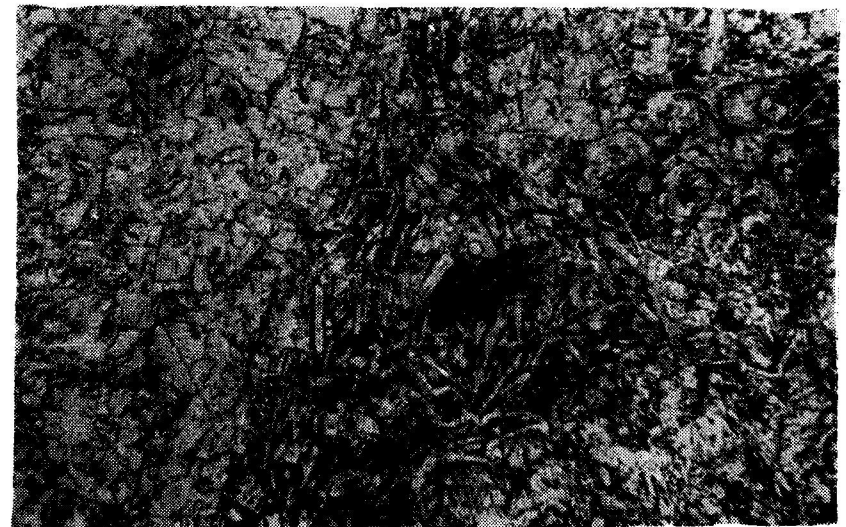
სურ. 3. კერატოფირი. კვარცის მინდალინა; ცენტრში — დიაბანტიტის კუიყელისებრი წარმონაქმნები; ზევით, მინდალინის კიდეში — აქტინოლიტის ღრუზები. მდ. ტეხურის ხეობა. X 72. ნიკ. || .



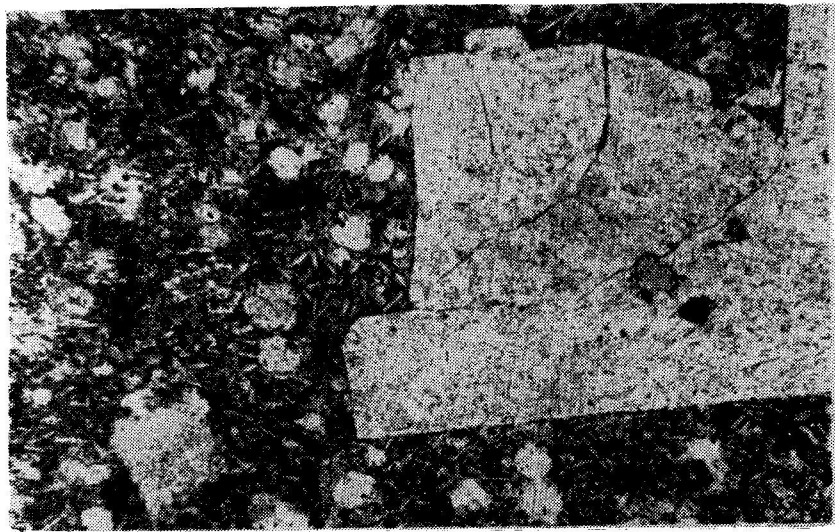
სურ. 4. გააღბიტებული პორფირიტი. მინდალინებში — ქლორიტი და კალციტი. მდ. ტეხურის ხეობა. X 30. ნიკ. +



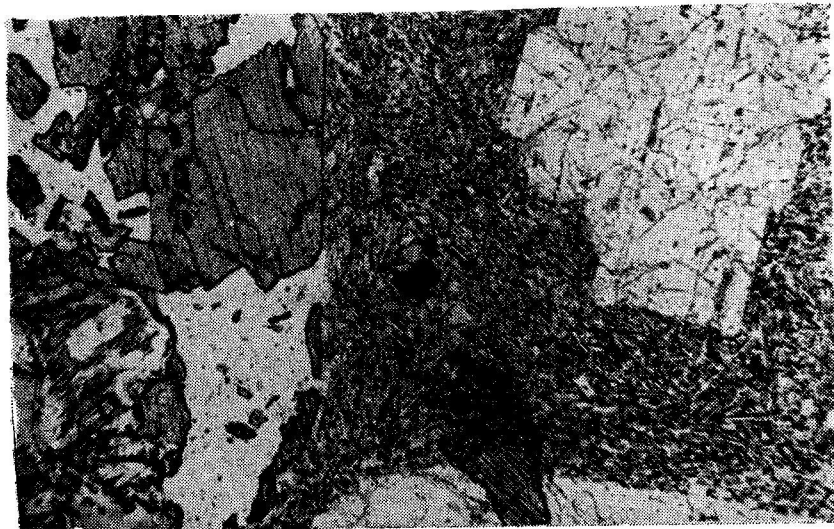
სურ. 5. რქატყუარიანი პორფირიტი. რქატყუარა ოპაციტიზებულია, მასში მოქცეულია ლაბრადორის მიკროფენოკრისტალები. მდ. ჯონოულას ხეობა. X 28. ნიკ. ||



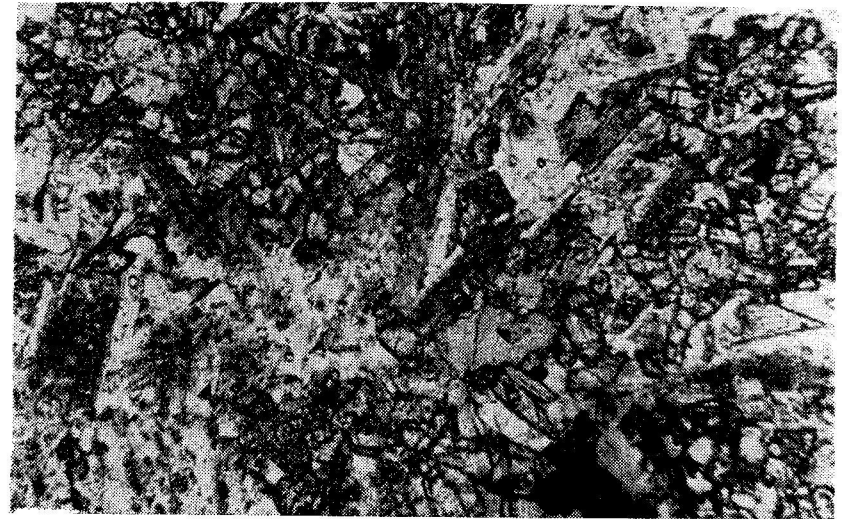
სურ. 6. პლაგიოკლაზიანი პორფირიტი. მარცხნივ — პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალი; ძირითადი მასა შედგება პლაგიოკლაზის მიკროლითებისა და ვულკანური მინისაგან; ცენტრში — პირიტი. მდ. ტეხურის ხეობა. X 40. ნიკ. || .



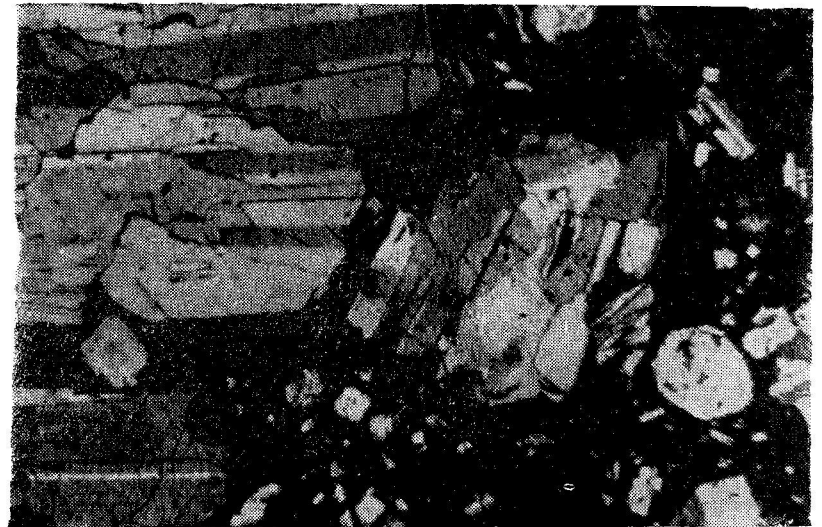
სურ. 7. გაკვარცებული პლაგიოკლაზიანი პორფირიტი. მარჯვნივ პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალი; ჩანს კვარცის და კალციტის მინდალინები. მდ. ტეხურის ხეობა. X 34. ნიკ. || .



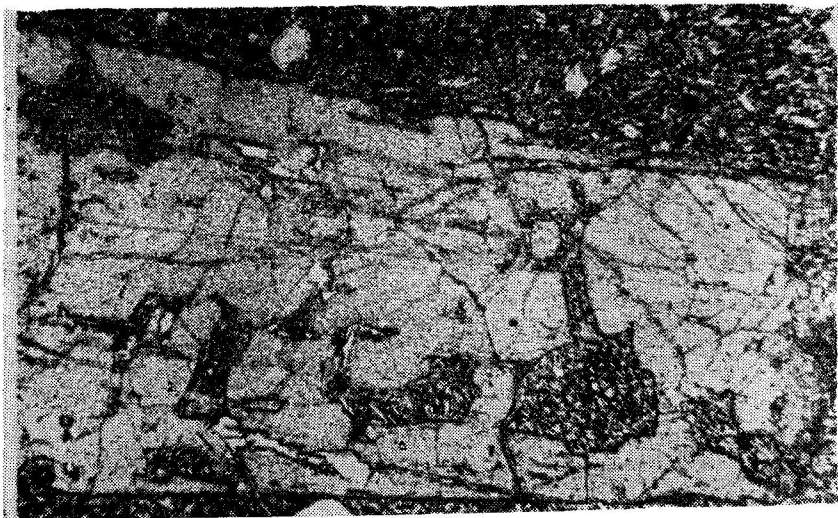
სურ. 8. ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. მარჯვნივ — ლაბრადორის ფენოკრისტალი; მარცხნივ — ავგიტი, ნაწილობრივ ჩანაცვლებულია ქლორით და კალციტით. მდ. ტეხურის ხეობა. X 40. ნიკ. || .



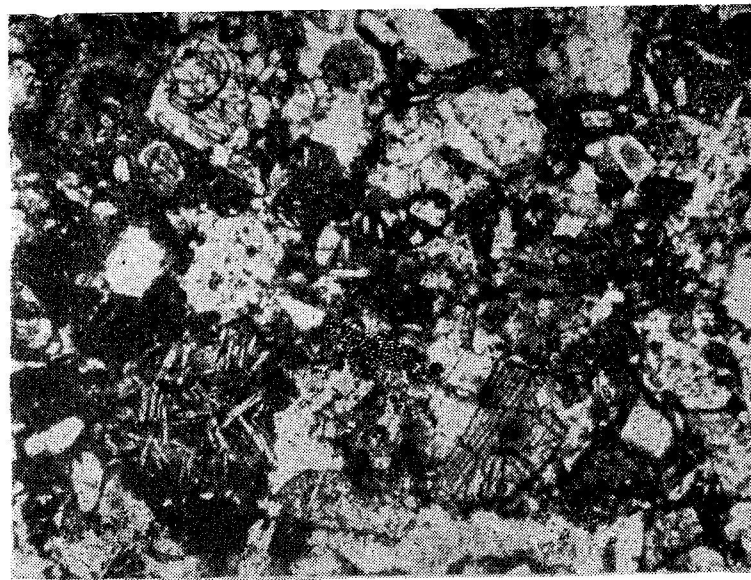
სურ. 9. სპილიტური დიაბაზი. შედგება ალბიტის, დიოპსიდ-ავგიტის, ქლორიტის, ბიოტიტის და მაგნეტიტის მცირე ზომის წარმონაქმნებისაგან. მდ. ენგურის ხეობა. X 40. ნიკ. || .



სურ. 10. ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. მარცხნივ დაბლა — ჰიპერსტენი. მდ. ტეხურის ხეობა. X 40. ნიკ. || .



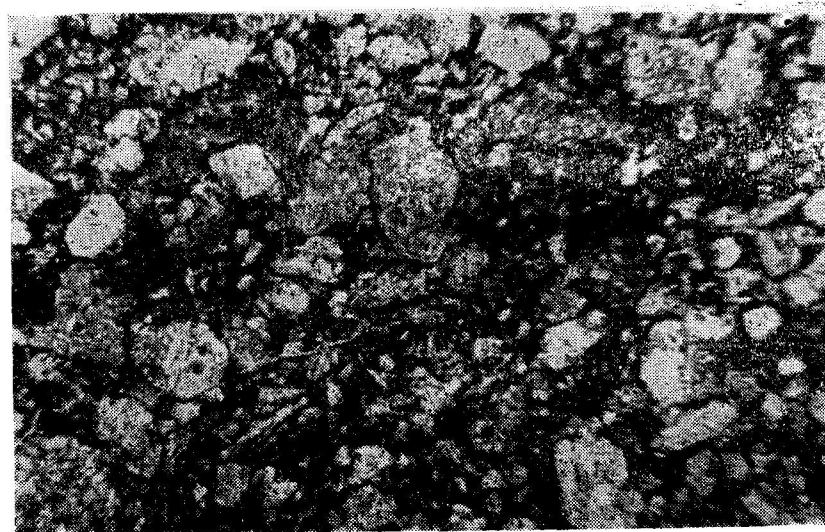
სურ. 11. ჰიპერსტენ-ბიტოვნიტიანი ბაზალტი. ჰიპერსტენის ფენო-კრისტალში ჩანს ძირითადი მასის და მაგნეტიტის ჩანართები. მდ. ტეხურის ხეობა. X 40 ნიკ. || .



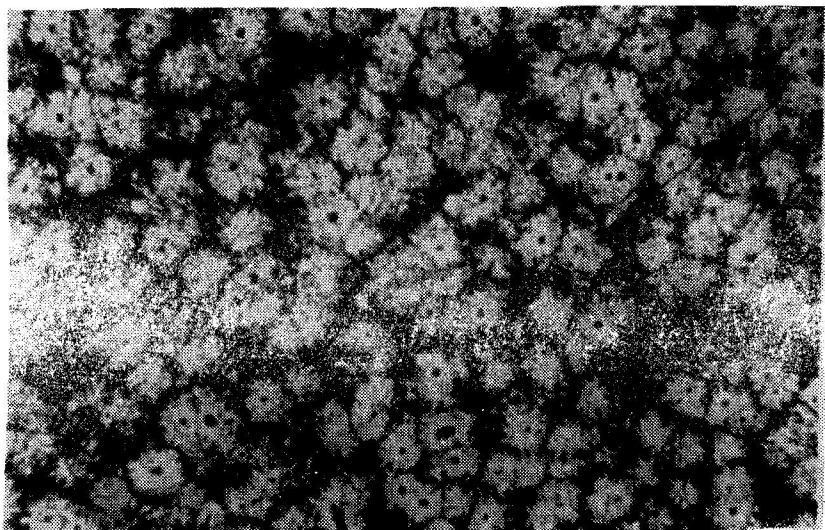
სურ. 13. სპილიტური კრისტალოკლასტური ტუფი. მარცხნივ დაბლა კერატოფირის ნატეხი. მდ. ენგურის ხეობა. X 40. ნიკ. +



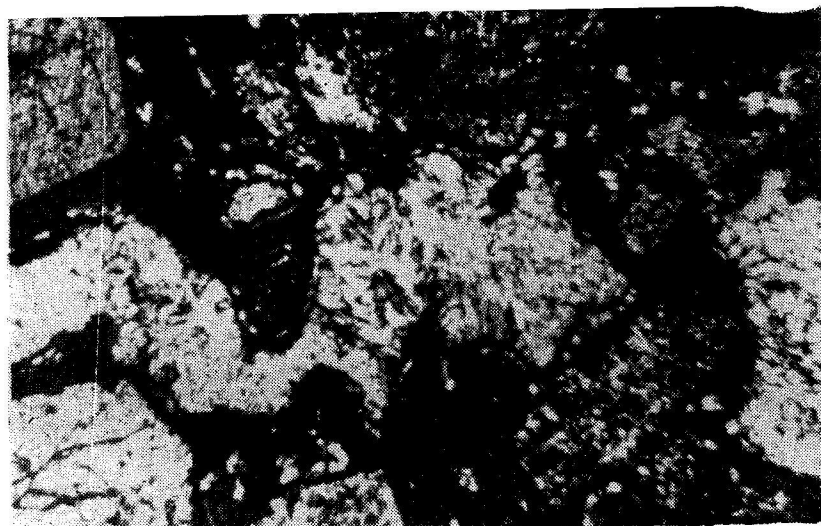
სურ. 12. კვარციანი პორფირიტის ტუფი. ჩანს კვარცის კრისტალი რეზორბირებული ნაპირებით და ძირითადი მასის ჩანართებით. მდ. ტეხურის ხეობა. X 40. ნიკ. +



სურ. 14. გრაუვაკული ქვიშაქვა. მდ. ტეხურის ხეობა. X 40. ნიკ. +



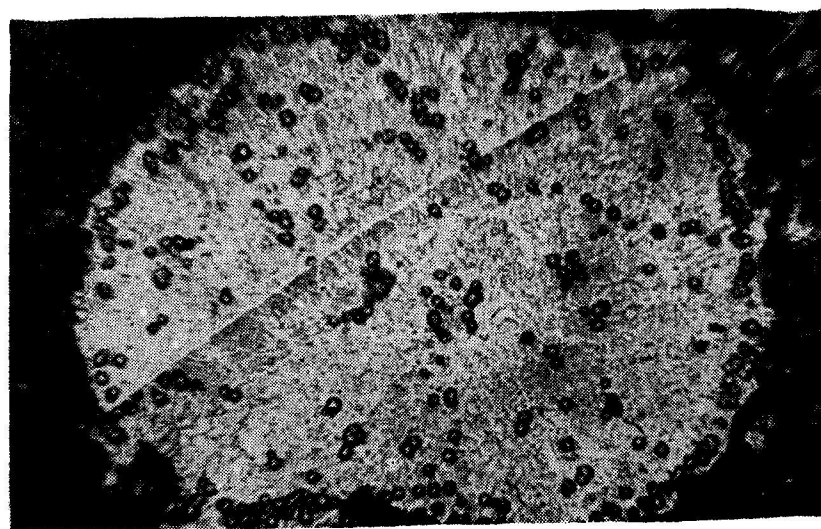
სურ. 15. შეცვლილი ქანი. ჩანს ალბიტის ერთმანეთზე მიჯრილი სფერული თეხები. მდ. ენგურის ხეობა.  $\times 40$ . ნიკ.  $\parallel$ .



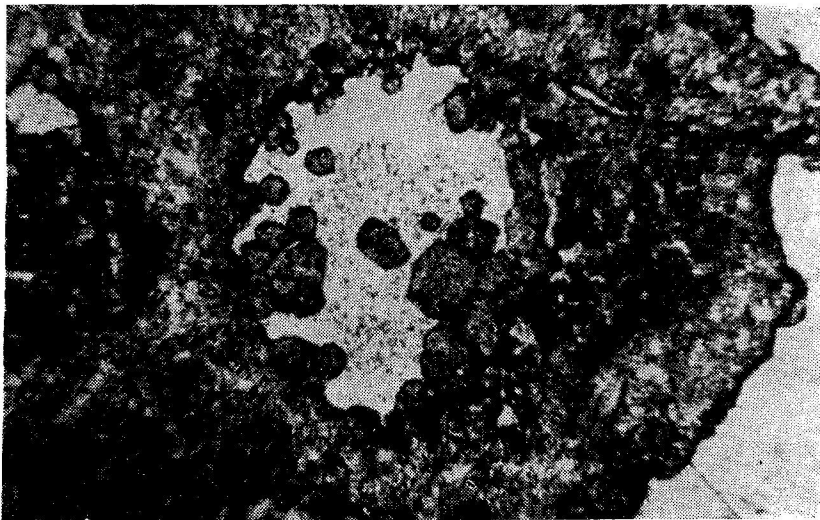
სურ. 17. გაალბიტებული ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. სერიციტის უწყესო ფორმის მინდალინა. მდ. ენგურის ხეობა.  $\times 35$ . ნიკ.  $+$



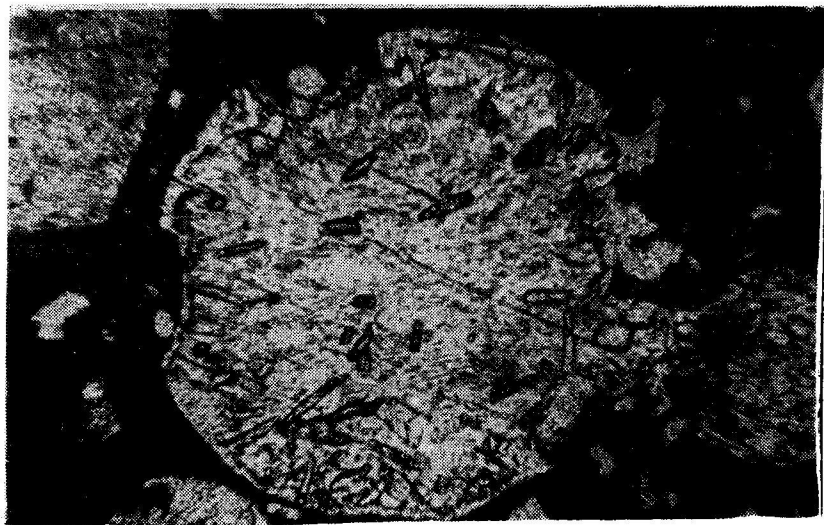
სურ. 16. გაალბიტებული ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტი. პიროქსენი ჩანაცვლებულია ქალცედონის სფეროკრისტალებით. მდ. ენგურის ხეობა.  $\times 100$ . ნიკ.  $+$



სურ. 18. გაალბიტებული ავგიტ-პიპერსტენიანი ბაზალტის ლითოკლასტური ტუფი. ქლორიტის მინდალინა; ჩანს გრანატის იზომეტრული გამონაყოფები. მდ. ენგურის ხეობა.  $\times 100$ . ნიკ.  $\parallel$ .



სურ. 19. მანდელშტაინური ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ლი-  
თოქლასტური ტუფი. კალციტის მინდალინაში ჩანს გრანატის კრისტა-  
ლები. მდ. ცხენისწყლის ხეობა. X 53. ნიკ. II .



სურ. 20. გალბიტეხული მანდელშტაინური პორფირიტის ტუფბრეკ-  
ჩის ლოდი. კალციტის მინდალინაში ზის პუმპელიტის კრისტალები. მდ.  
ენგურის ხეობა. X 100. ნიკ. II .

## სარჩევი

ავტირისაგან . . . . .	5
I. შუაიურული ვულკანოგენური წყების კვლევის მოკლე ისტორია . . . . .	6
II. რაიონის გეოლოგიური აგებულება . . . . .	8
სტრატეგრაფია . . . . .	8
ტექტონიკა . . . . .	9
III. შუაიურული ვულკანოგენური წყების ძირითადი კრილების მოკლე დახასიათება . . . . .	10
ქობაღისკარის კრილი . . . . .	10
ლახანის კრილი . . . . .	11
ხაშის კრილი . . . . .	13
ეცა-მაგანის კრილი . . . . .	14
საჭერია-ცისკიბულის კრილი . . . . .	15
კალანდიასკარის კრილი . . . . .	16
ნალომარის კრილი . . . . .	17
ჯონოულას კრილი . . . . .	17
IV. ვულკანოგენური წყების შემადგენელი ქანების პეტროგრაფია სპილიტები, კერატოფირები, გალბიტეხული პორფირიტები რქატყუარაინი პორფირიტები . . . . .	20
პლაგიოკლასიანი პორფირიტები . . . . .	25
ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები . . . . .	28
დიამანტები და დიამანტ-პორფირიტები . . . . .	30
პიპერსტენიანი ბაზალტები . . . . .	32
პიპერსტენიანი ბაზალტები . . . . .	37
კვარციანი პორფირიტის ტუფი . . . . .	42
ვულკანოკლასტოლითები . . . . .	43
V. შუაიურული ვულკანოგენური წყების ქანების ქიმიზმი . . . . .	47
საერთო ქიმიური დახასიათება . . . . .	47
მიკროელემენტების გავრცელება . . . . .	51
VI. შუაიურული ვულკანიზმის ხასიათი . . . . .	57
ტუფური და ლავური მასალის შეფარდება . . . . .	57
ვულკანური ცენტრების განლაგება . . . . .	58
ვულკანურ ამოფრქვევათა თანმიმდევრობა . . . . .	61
VII. პოსტვულკანური მოვლენები . . . . .	62
VIII. სპილიტ-კერატოფირული ფორმაციის გენეზისისათვის . . . . .	79
Среднеюрский вулканизм геосинклинали Южного склона Большого Кав- каза (в бассейнах рек Ингури и Цхенисцкали). Резюме . . . . .	84
The Middle Jurassic Volcanism of the Southern Slope Geosyncline of the Great Caucasus (Enguri-Tskhenistskali interfluve). Summary . . . . .	87
ლიტერატურა . . . . .	88
ტაბულები . . . . .	93