

საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო საჯარო  
სამართლის იურიდიული პირი ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის  
ინსტიტუტი

რუსუდან ჩაგელიშვილი

კავკასიის შიდა მასივის ძირულის კრისტალური  
შვერილის რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის  
პეტროლოგია და გეოქიმიური თავისებურებანი

გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა კანდიდატის  
სამეცნიერო ხარისხის მოსაპოვებლად წარმოდგენილი

დ ი ს ე რ ტ ა ც ი ა

04.00.02-გეოქიმია

სამეცნიერო ხელმძღვანელი - გეოლოგიის მეცნიერებათა დოქტორი  
ავთანდილ ოქროსცვარიძე

თბილისი  
2006

## ს ა რ ჩ ე ვ ი

შესავალი.

თავი 1. ძირულის კრისტალური შვერილის შესწავლის მოკლე ისტორია და ზოგადი გეოლოგიური დახასიათება.

1.1. შესწავლის მოკლე ისტორია.

1.2. ზოგადი გეოლოგიური დახასიათება.

თავი 2. ძირულის კრისტალური შვერილის პეტროლოგიური დახასიათება.

თავი 3. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის გეოლოგიური დახასიათება და პეტროგრაფია.

3.1. რკვიის ინტრუზივი.

3.2. ბერეთისას ინტრუზივი.

თავი 4. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის პეტროქიმია.

თავი 5. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის გეოქიმია.

5.1. მადნიანი და იშვიათი ელემენტები.

5.2. იშვიათი მიწაელემენტები.

თავი 6. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის Sm-Nd, Rb-Sr და  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -იზოტოპური სისტემები და ასაკები.

თავი 7. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ფორმირების  
თერმოზარული პირობები.

დასკვნა.

ლიტერატურა.

## შესავალი

ძირულის კრისტალური შვერილის ჩრდილო ნაწილში შიშვლდება რკვიის გრანიტოიდული ინტრუზივი, რომელიც კავკასიის ნაოჭა სისტემაში ერთ-ერთ მძლავრ და საინტერესო მაგმურ სხეულს წარმოადგენს. მისი პეტროლოგიური კვლევა გასული საუკუნის 30-იან წლებში ჩატარდა. რკვიის ინტრუზივის მეცნიერული შესწავლა კვლევის თანამედროვე მეთოდების გამოყენებით დღემდე არ ჩატარებულა, სწორედ ამან განაპირობა ჩვენი არჩევანი - დეტალურად შეგვესწავლა ეს ინტრუზივი.

საველე-გეოლოგიური, პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური და გეოქიმიური მონაცემების ანალიზმა გვიჩვენა, რომ რკვიის ინტრუზივი და მის აღმოსავლეთით, სოფ. ბერეთისასთან გაშიშვლებული პორფირისებრი გრანიტები და პეგმატიტები ერთიან გენეტიკურ წარმონაქმნებია, რის გამოც ჩვენ ისინი გავაერთიანეთ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიულ კომპლექსში, რაც ნაშრომის ამ სახელწოდებიდანაც კარგად ჩანს.

### თემის აქტუალობა

თანამედროვე გეოლოგიურ მეცნიერებაში გრანიტოიდული ქანების დეტალურ შესწავლას მნიშვნელოვანი ყურადღება ექცევა, რადგანაც მას აქვს, როგორც დიდი თეორიული, ისე პრაქტიკული მნიშვნელობა. სადავო არ არის, რომ გრანიტოიდების პეტროგენეზისის გარკვევის გარეშე შეუძლებელია აღვადგინოთ კონტინენტური ქერქის ფორმირებისა და ევოლუციის სრულყოფილი სურათი. გრანიტოიდების შესწავლა გან-

საკუთრებულ მნიშვნელობას იძენს შუა პროტეროზოულიდან, მას შემდეგ, რაც გრანიტოიდული მდნარების გენერაციამ და შესაბამისად კონტინენტური ქერქის ფორმირების პროცესებმა ლოკალიზაცია განიცადა სუბდუქციურ ზონებში. ამასთან ერთად, გრანიტოიდულ მდნარების კერების ფორმირებასა და ევოლუციასთან ხშირ შემთხვევაში მჭიდროდაა დაკავშირებული ფერად და კეთილშობილ ლითონთა მადანწარმქმნელი პროცესები, რაც პრაქტიკული თვალსაზრისითაც დიდ მნიშვნელობას ანიჭებს მათ შესწავლას. გარდა ამისა, თვით გრანიტოიდები საუკეთესო მოსაპირკეთებელი და სამშენებლო მასალაა და ამ კუთხითაც ისინი მნიშვნელოვან წარმონაქმნებს წარმოადგენენ.

### **სამუშაოს მიზნები და ამოცანები**

რკვიის ინტრუზივის საზღვრების დაზუსტება და მისი ხასიათის განსაზღვრა; ბერეთისას ინტრუზივის კონტურების დადგენა და მისი იდენტიფიკაცია რკვიის ინტრუზივთან; მათი ფორმირების გეოდინამიკური პირობების განსაზღვრა, პროთოლითის თავისებურებების აღდგენა და მაგმის გენერაციის მექანიზმის დადგენა; გრანიტოიდული მდნარების კრისტალიზაციის თერმობარული რეჟიმის გამოკვლევა და ზოგადად ინტრუზიული კომპლექსის პეტროგენეტიური მოდელის შექმნა; ინტრუზიული კომპლექსის პრაქტიკული მნიშვნელობის განსაზღვრა.

### **კვლევის მეთოდიკა და ფაქტიური მასალა**

საველე სამუშაოები ემყარებოდა ტრადიციულ გეოლოგიურ პრინციპებს, დეტალური გეოლოგიური ჭრილების შედგენით და ქვიური მასალის შეგროვებით. საველე სამუშაოების დროს დაზუსტდა რკვიის

ინტრუზივის საზღვრები, დადგინდა შემცავი ქანებისა და კონტაქტების ხასიათი. პირველად შემოკონტურდა და შეიქმნა ბერეთისას ინტრუზივის რუკა. კამერალური სამუშაოების დროს შესწავლილი იქნა 150 მეტი გამჭვირვალე შლიფი. ნაშრომში გამოყენებულია ქანთა 50 სრული სილიკატური ანალიზი. 63 ნიმუშში განისაზღვრა 17 იშვიათი და მადნიანი ელემენტის კონცენტრაცია. 9 ნიმუშში განისაზღვრა იშვიათი მიწაელემენტების 14 ელემენტის შემცველობა. 5 ნიმუშში ჩატარდა Sm-Nd, Rb-Sr და  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური სისტემების და ასაკების შესწავლა. მიკროზონდ "JOEL-960" საშუალებით მოხდა რკვიის ინტრუზივის ბიოტიტების, მუსკოვიტების და კალიუმის მინდვრის შპატების ქიმიური შედგენილობის შესწავლა. (ნაწილი მასალისა გადმოცემულია ა. ოქროსცვარიძის მიერ).

### სამეცნიერო სიახლე

საველე-გეოლოგიურ, პეტროგრაფიულ, პეტროქიმიურ და გეოდინამიკურ მონაცემებზე დაყრდნობით დაშვებულია, რომ რკვიისა და ბერეთისას ინტრუზივები იდენტურ გენეტურ წარმონაქმნს წარმოადგენენ და გაერთიანებულნი არიან რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის სახით; გეოლოგიური, პეტროქიმიური, გეოქიმიური და იზოტოპური მახასიათებლებით დადგინდა, რომ იგი მიეკუთვნება ზედაქერქულ ანატექტურ კუნძულთა რკალურ S ტიპის წარმონაქმნს.  $\Sigma_{\text{Nd}}$  იზოტოპურ პარამეტრზე დაყრდნობით გამოთვლამ გვიჩვენა, რომ ინტრუზიულ კომპლექსში, მიუხედავად მისი ზედაქერქული გენერაციისა, მანტიური მასალის წილი 5%-დან 25%-მდე ინტერვალის ფარგლებში მერყეობს; პლაგიოკლაზების, კალიშპატების, ბიოტიტების და

მუსკოვიტების მიკროზონდულ ანალიზებზე დაყრდნობით, სხვადასხვა გეოთერმოზომეტრების გამოყენებით დადგინდა, რომ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის მაგმური სისტემის კრისტალიზაცია დაიწყო დაახლოებით  $670-690^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურის და 7,5-8,5 კბ. წნევის პირობებში, ხოლო იგი საბოლოოდ გამოკრისტალდა  $400-450^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურის და 3,5-4,5 კბ. წნევის რეჟიმის პირობებში; რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის Rb-Sr და  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური ასაკების შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ამ კომპლექსის მაგმა ზედაპროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებში შეიჭრა და კრისტალიზაცია დაიწყო ადრეპერცინულ ტექტონიკურ-მაგმური პროცესების დროს დაახლოებით  $352\pm 21$  მლნ. წლის წინ (Rb-Sr იზოტოპური ასაკი), ხოლო გვიანპერცინული ტექტონიკურ-მაგმური პროცესების დროს, დაახლოებით  $302\pm 2$  მლნ. წლის წინ ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური ასაკი), ინტრუზიული კომპლექსი გაცივდა  $300-350^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურამდე.

### **შრომის პრაქტიკული მნიშვნელობა**

საქართველოსთვის დიდი მნიშვნელობა გააჩნია მოსაპირკეთებელი და სამშენებლო ქვის ინდუსტრიის განვითარებას. რკვია-ბერეთისის ინტრუზიული კომპლექსს კი ამ კუთხით მნიშვნელოვანი პოტენციალი გააჩნია, რადგანაც ეს ინტრუზიული კომპლექსი ერთერთი დიდი გრანიტოიდული წარმონაქმნია საქართველოში. როგორც ცნობილია, იგი იკვეთება როგორც საავტომობილო, ასევე სარკინიგზო მაგისტრალით და ამასთან ერთად, ნაკლებად დასახლებული რეგიონია, რაც გაადვილებს მის სამრეწველო დამუშავებას.

რკვიის ინტრუზივის ცენტრალური ნაწილის მდ. ყვირილის ჭრილის მარცხენა კარნიზების გასწვრივ, დაახლოებით 200 მ სიგრძეზე ჩვენს მიერ მიკვლეული იქნა გაკვარცეხული რკვიის ინტრუზივის ძირითადი ფაზის ქანები, რომლებიც მასიური ტექსტურის, მკვრივ, ღია ნაცრისფერი შეფერილობის, საუკეთესო მოსაპირკეთებელი ქვის ნედლეულს წარმოადგენენ. გარდა ამისა, ჩვენს მიერ მდ. ბუჯას ხეობაში აგეგმილი იქნა ფუძე და ულტრაფუძე შედგენილობის ახალგაზრდა ინტრუზიული სხეული, ე.წ. ბუჯას ინტრუზივი, რომელსაც თავისი საუკეთესო დეკორატიული თვისებების გამო შეუძლია ჩაანაცვლოს საქართველოში უკრაინიდან იმპორტირებული გაბრო. გარდა ამისა, ბუჯას ხეობაში რკვიის ინტრუზივის სამხრეთ პერიფერიაზე განვითარებული მძლავრი გრანიტოიდული პეგმატიტური ველი წარმოადგენს საუკეთესო ნედლეულს ფაიფურის წარმოებისთვის.

### **ძირითადი დასაცავი დებულებები**

1. რკვიისა და ბერეთისას ინტრუზივები ქანების პეტროგრაფიით და მათი სივრცეში განაწილების თავისებურებებით, პეტროქიმიური და გეოქიმიური კრიტერიუმებით და აგრეთვე ფორმირების გეოდინამიკური პოზიციით, იდენტურ გენეტურ წარმონაქმნებს წარმოადგენენ და ამდენად ჩვენ მათ განვიხილავთ, როგორც რკვია-ბერეთისას ინტრუზიულ კომპლექსს.
2. გეოლოგიური, პეტროქიმიური, გეოქიმიური და იზოტოპური მახასიათებლებით რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის მაგმურმა კერამ გენერაცია განიცადა კუნძულთა რკალის



გეოდინამიკური რეჟიმის პირობებში და წარმოადგენს კოლიზიურ წარმონაქმნს.

3. ინტრუზიული კომპლექსის ძირითადი ფაზის ქანები შეესაბამებიან ნორმული რიგის S ტიპის გრანიტებს ( $I_{Sr}=0,7083$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,9517$ ) რომლის მაგმური მდნარი პეტროქიმიური მონაცემებით პასუხობდა კირტუტე სერიას. მაგმურ სისტემაში ინტენსიურ ფრაქციირებას ადგილი არ ჰქონია, რადგანაც ინტრუზიულ მდნარს უკვე გააჩნდა ევტექტიკური გრანიტოიდული შედგენილობა.

4. ინტრუზიული კომპლექსის მაგმა ზედაპროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებში შეიჭრა ადრეჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმური პროცესების დროს, დაახლოებით  $352\pm 21$  მლნ. წლის წინ (Rb-Sr იზოტოპური მეთოდი), ხოლო გვიანჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმური პროცესების დროს იგი საბოლოოდ ჩამოყალიბდა და გაცივდა  $300-350^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურამდე დაახლოებით  $302\pm 2$  მლნ. წლის წინ ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური მეთოდი).

5. ინტრუზიულ კამერაში გრანიტოიდული კომპლექსის ძირითადი ქანთმაშენი მინერალების კრისტალიზაცია დაიწყო  $670-690^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურის და  $7,5-8,5$  კბ. წნევის პირობებში, ხოლო ეს პროცესი დასრულდა  $400-450^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურის და  $3,5-4,5$  კბ. წნევის პირობებში.

### **პუბლიკაციები და ნაშრომის აპრობაცია**

ჩატარებული გამოკვლევების ძირითადი სამეცნიერო და პრაქტიკული შედეგები მოხსენებული იქნა ალ.ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტის სამეცნიერო სემინარებზე და საქართველოს გეოლოგიური საზოგადოების სხდომაზე (2006წ). ნაშრომის ძირითადი დებულებები გა-

შუქებულია სხვადასხვა საერთაშორისო კონფერენციებზე (რუსეთი, აზერბაიჯანი). ავტორს გამოქვეყნებული აქვს 10 სამეცნიერო ნაშრომი, აქედან 5 შეეხება დისერტაციის თემას.

### ნაშრომის მოცულობა

დისერტაცია შედგება შესავლის, 7 თავისა, დასკვნისა და გამოყენებული ლიტერატურის სიისგან. ნაშრომის საერთო მოცულობაა – 127 გვერდი. ნაშრომს თან ახლავს 25 ცხრილი და 39 ნახაზი. ლიტერატურის სიაში 107 დასახელებაა.

შრომა მომზადდა საქართველოს ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის პეტროლოგიის განყოფილებაში. ავტორი უღრმეს მადლობას უხდის აღნიშნული განყოფილების ხელმძღვანელს, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის წევრ-კორესპონდენტს ბატონ დავით შენგელიას და განყოფილების ყველა თანამშრომელს დისერტაციის მომზადების დროს გაწეული კონსულტაციების და დახმარებისთვის. დიდ მადლობას ვუხდით გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნიერებათა დოქტორს, ბატონ ო. უდაურს ნაშრომის მომზადების დროს გაწეული კონსულტაციებისათვის. დიდ მადლობას ვუხდით ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის ყველა იმ თანამშრომელს, ვინც მხარში მედგა დისერტაციის მომზადების პროცესში.

განსაკუთრებულ მადლობას ვუხდით ჩემს სამეცნიერო ხელმძღვანელს, გეოლოგიის მეცნიერებათა დოქტორს, ავთანდილ ოქროსცვარიძეს, რომლის დახმარებისა და კონსულტაციების შედეგად მიიღო ამ შრომამ დასრულებული სახე.

## მინერალთა პირობითი შემოკლებანი

Ab-ალბიტი

Act-აქტინოლითი

Amph-ამფიბოლი

Bt-ბიოტიტი

Cpx-კლინოპიროქსენი

Ep- ეპიდოტი

Hbl-რქატყუარა

Ksp-კალიუმის მინდვრის შპატი

Mikr-მიკროკლინი

Pl-პლაგიოკლაზი

Px-პიროქსენი

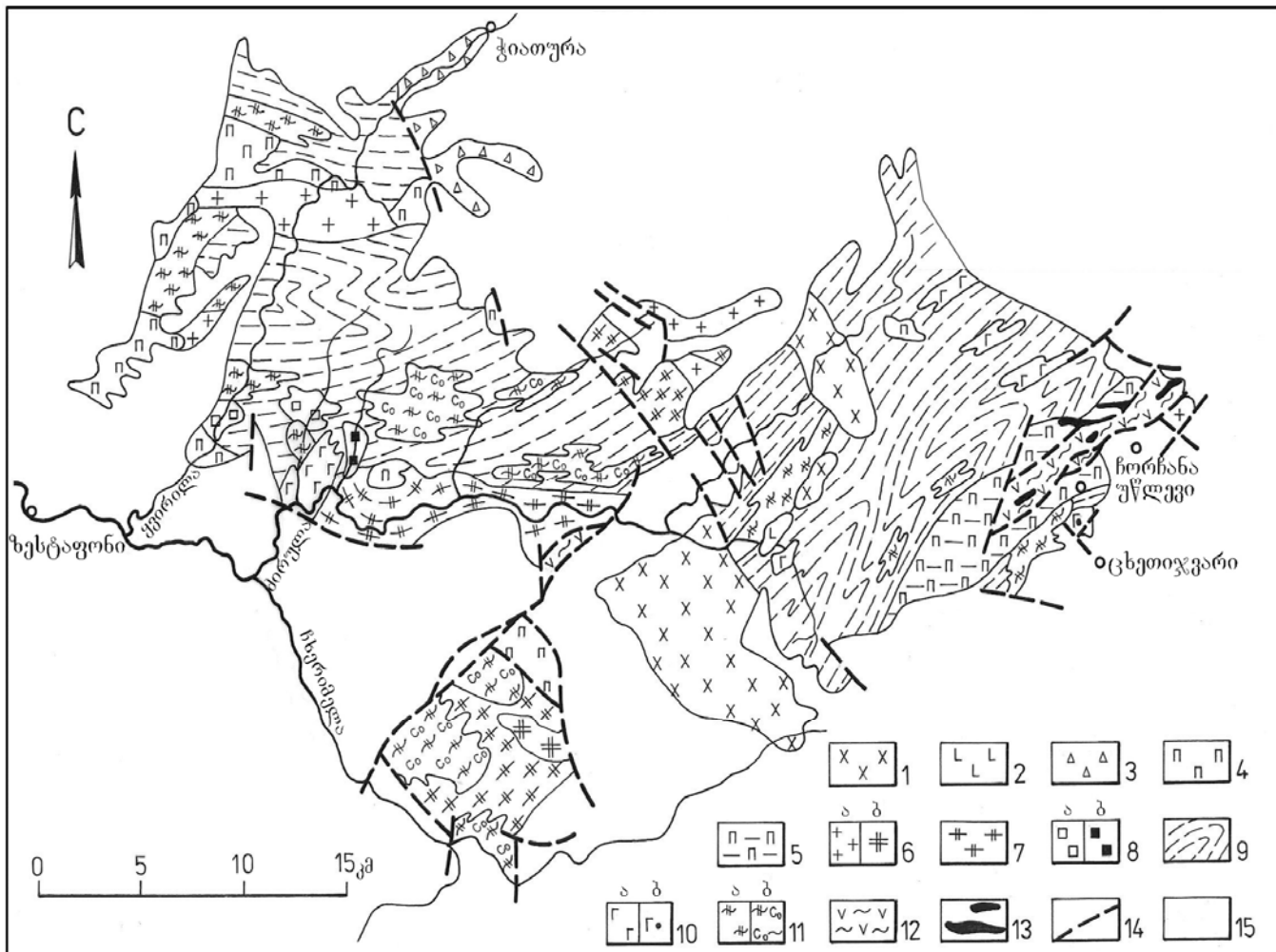
Qtz-კვარცი

Sf-სფენი

# 1. ძირულის კრისტალური შვერილის შესწავლის მოკლე ისტორია და ზოგადი გეოლოგიური დახასიათება

## 1.1. შესწავლის მოკლე ისტორია

ძირულის კრისტალური შვერილი მდებარეობს კავკასიის შიდა მასივის ცენტრალურ ნაწილში და მას აშიშვლებს მდინარეების: ძირულას, ყვირილას, ლოფანისწყლის, რიკოთულას, ჩხერიმელას, ბუჯას და სხვა ხეობები (ნახ.1.1).



ნახ. 1.1. ძირულის კრისტალური მასივის გეოლოგიური აგებულების სქემა (Гамკრელიძე, Шенгелия, 2005).

1-) გრანიტები და მილონიტები (გვიანპერცინული); 6-გვიანპერცინული: ა-რკვიის იგრანიტოიდები (შუა იურული); 2-ორთოკლაზიანი გაბრო (რიკოთიტი); 3-რიოლითური შედგენილობის ვულკანიტები (ზედა პალეოზოური); 4- მიკროკლინიანი გრანიტები-ალიასკიტები-აპლიტები და პეგმატიტები (გვიანპერცინული); 5-დაფიქლებული (დინამომეტამორფიზებული ინტრუზივის პორფირისებრი მიკროკლინიანი გრანიტები; ბ-გრანიტ-პორფირები. 7 -მიკროკლინიზებული გრანიტ-გნეისები და მიგმატიტები (პერცინულამდელი სხვადასხვა ქანების გვიანპერცინული გრანიტიზაციის პროდუქტები). 8: ა-მდინარეების ყვირილასა და მაჭარულას ხეობების პლაგიოგრანიტ-გრანიტული სერიის ინტრუზივები (“მასიური კვარციანი დიორიტები”) (გვიანბაიკალური). ბ – მდინარეების გეზრულას – დედაბრისწყალის და სოფ. ცხეთიჯვრის გაბრო-დიორიტ-კვარციანი დიორიტები – დაფიქლებული დიაბაზების დაიკები (გვიანკამბრიული). 9 – კვარც-დიორიტული ორთოგნეისები (ბაიკალური). 10 – მეტაბაზიტები (გაბრო- გაბრო-დიორიტი- გაბრო-ამფიბოლიტი): ა – კამბრიულისწინა ბ – კამბრიული. 11-კამბრიულისწინა გნეის-მიგმატიტური კომპლექსი: ა – კრისტალური ფიქლები – ამფიბოლიტები – ამფიბოლ-ბიოტიტიანი ფიქლები – პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები – ბ – კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები. 12-მეტავულკანოგენურ-ფილიტური კომპლექსი (კამბრიულ-შუაპალეოზოური ტერეინი). 13-კამბრიულისწინა-პალეოზოური მეტაოფიოლიტური ტერეინი: სერპენტინიტების პროტრუზიები – ამფიბოლიტების ტექტონიკური ლინზები. 14- რღვევები. 15-დანალექი საფარი (მეზოზოურ-კაინოზოური).

ძირულის კრისტალური შვერილის გეოლოგიური შესწავლის ისტორია თითქმის ერთ საუკუნეს ითვლის. მისი დეტალური კვლევა დაიწყო გასული საუკუნის 20-იანი წლებიდან აკადემიკოსების ა. ჯანელიძის, ა. თვალჭრელიძისა და პროფესორ გ. სმირნოვის ხელმძღვანელობით. ამ პერიოდში კვლევები პრაქტიკული მიზნით მიმდინარეობდა და პარალელურად ტარდებოდა კრისტალური ქანების გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული შესწავლაც. შედარებით სრული ინფორმაცია რომელმაც დასაბამი მისცა ძირულის კრისტალური შვერილის გე-

ოლოგიური აგებულების თანამედროვე შეხედულებებს მოცემულია პ. გამყრელიძისა და ს. ჩიხელიძის (1933), გ. სმირნოვის, ნ. თათრიშვილის და თ. ყაზახაშვილის (1937, 1938) შრომებში.

ძირულის კრისტალური შვერილის პეტროგრაფიულ შესწავლაში მნიშვნელოვანი წვლილი მოუძღვით გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის კვლევებს (1938, 1947, 1949, 1959, 1961).

გასული საუკუნის 30-იანი წლების შრომებიდან აღსანიშნავია პ. თოფურიას მიერ ჩატარებული რკვიის ინტრუზივის პეტროლოგიური კვლევა (Топурия, 1938), რომელსაც დღესაც არ დაუკარგავს თავისი აქტუალობა.

ძირულის შვერილის კომპლექსური გეოლოგიური შესწავლა გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან დაიწყო მისი აგებულების და ტექტონიკის საკითხები გაშუქებულია გ. ლობჯანიძის (1965, 1967, 1972), მ. აბესაძის (1969) და ი. გამყრელიძის (1979, 1980) შრომებში. პეტროლოგიის და გეოქიმიის საკითხები მოცემულია გ. ოდიკაძის (1961, 1969), ი. ხმალაძის (1966, 1978) მ. აბესაძის და გ. ციმაკურიძის (1975), რ. მანველიძის (1985), გ. დუმბაძის (1985) და ქ. ჩიხელიძის (1997) შრომებში. ძირულის შვერილის ფარგლებში პირველი იზოტოპიური გეოქრონოლოგიური სამუშაოები განხორციელებული იქნა მ. რუბინშტეინის (1967) მიერ.

რთული და საინტერესო აგებულების გამო ძირულის კრისტალური შვერილის კვლევა უფრო ინტენსიური გახდა გასული საუკუნის 80-იანი წლებიდან. ტექტონიკური შრომებიდან აღსანიშნავია ი. გამყრელიძის და სხვების (1981), შ. ადამიას და სხვების (1982, 1984) ჩატარებული სამუშაოები. ძირულის შვერილის გეოლოგიის საკითხები ფართოდაა გა-

შუქებული ო. ხუციშვილის მონოგრაფიაში (1991). მნიშვნელოვანი სამუშაოები ჩატარდა იზოტოპურ გეოლოგიაში (Дудаური, Тогоნიძე, 1999, 2000; Окросцვარიძე и др; 2002). ამ წლებში განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობდა პეტროლოგიური კვლევები (Шенგелия, Окросцვარიძე, 1998; Чихелиძე, 1999, 2001; Цуцунаვა 2004; Шубитიძე 2002, 2004, 2005).

## 1.2. ზოგადი გეოლოგიური დახასიათება

კავკასია წარმოადგენს ხმელთაშუა ზღვის ნაოჭა სისტემის უკიდურეს ჩრდილო-აღმოსავლურ ჰეტეროგენულ სეგმენტს, რომლის სიგრძე დაახლოებით 1200კმ-ია შავი ზღვიდან კასპიის ზღვამდე. ტრადიციულად მასში სამ მეგასტრუქტურას გამოყოფენ: კავკასიონის, კავკასიის შიდა მასივის და მცირე კავკასიონის. კავკასიის შიდა მასივი მდებარეობს მცირე კავკასიონსა და კავკასიონს შორის და თანამედროვე ტექტონიკური დარაიონების მიხედვით განიხილება, როგორც შავი ზღვა ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერეინი (Gamkrelidze, 1997). კავკასიის შიდა მასივი ალპურის წინა წარმონაქმნია, რომელიც და იფარება მეზოკაინოზოური კარბონატულ-ტერიგენული და ვულკანოგენურ-დანალექი მოლასური ნალექებით. სუბმერიდიანული ტრანსკავკასიური რეგიონული აზეგების გასწვრივ შიშვლდება მისი რამდენიმე კრისტალური შვერილი. კერძოდ სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ აღინიშნება შემდეგი შვერილები: მურგუზის, ლოქის, ხრამისა და ძირულის.

ძირულის შვერილი წარმოადგენს კავკასიის შიდა მასივის უკიდურეს ჩრდილო გაშიშვლებას, რომლის დღევანდელი ეროზიული დონე დაახლოებით 1200-კმ<sup>2</sup> მოიცავს. იგი მოზაიკური აგებულების წარმონა-

ქმნია. მის აგებულებაში მონაწილეობს კამბრიულამდელი და ადრეპალეოზოური გნეისური კვარციანი დიორიტები, კრისტალური ფიქლები, პლაგიომიგმატიტები, ტონალიტები, ფილიტები და ოფიოლიტური ფრაგმენტები. აღნიშნულ ქანებს მკვლევარების დიდი ნაწილი აერთიანებს გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში (Абесаძე, Цимақურიძე, 1976 და სხვები). ეს ქანები გვიან პალეოზოურში იკვეთება მიკროკლინიანი გრანიტოიდების მრავალრიცხოვანი სხეულებით, ხოლო მეზოზოურში ძირულის შვერილში შემოიჭრა ჰიბრიდული გენეზისის გრანიტოიდები და გაბროიდები.

გასული საუკუნის 80-იანი წლების დასაწყისში ძირულის შვერილის ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილში დადგენილ იქნა ოფიოლიტური ქერცლები და გამოყოფილ იქნა ე.წ. ჩორჩანა-უწლევის ოფიოლიტური ზონა (Гамკრелиძე и др., 1981). შემდგომში ამ ზონის ოფიოლიტების პეტროგრაფია გ. ზაქარიაძისა და სხვების მიერ შესწავლილ იქნა დეტალურად (Зақარიადзе и др., 1998). ამ შრომის მიხედვით ჩორჩანა-უწლევის ოფიოლიტური ზონის ულტრაფუძე ქანები წარმოდგენილნი არიან ოკეანური ტიპის ჰარცბურგიტებით, ტოლეიტური ბაზალტების შერჩევითი ლღობის პროდუქტებით. მეტაბაზიტები, ამფიბოლიტები და ეპიდოტიანი ამფიბოლიტები შედგენლობით პასუხობენ N და T – MORB-ის ტოლეიტურ ბაზალტებს. ამავე შრომის მიხედვით ჩორჩანა-უწლევის ზონის მეტაბაზიტები Sm-Nd მოდალური ასაკი შეესაბამება  $810 \pm 100$  მლნ.წ.

გასული საუკუნის 90-იან წლებში გრანიტოიდული წარმონაქმნების დეტალური შესწავლის შედეგად გამოთქმული იქნა მოსაზრება, რომ ძირულის შვერილის ფარგლებში ალოქტონურია არა მარტო ჩორჩანა-



უწლევის ზონა, არამედ მთლიანად გნეის-მიგმატიტური კომპლექსი (Шенгелия, Окросцварიდზე, 1998). დაშვებული იქნა, რომ ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმური ციკლის განმავლობაში (ტურნე-ადრე ვიზეური) ადგილი ჰქონდა სუბოკეანური ტიპის ქერქის ობდუქციას სუბკონტინენტური ტიპის ქერქზე, რამაც გამოიწვია ლითოსფეროს გასქელება და მის ქვედა ფენებში გრანიტოიდული მდნარების ფორმირება. შემდგომმა ინვერსიულმა პროცესებმა ხელი შეუწყო რეგიონალური წნევების შემცირებას და გრანიტოიდული მდნარების შეჭრას აკრეციული სტრუქტურის ზედა ჰორიზონტებში.

ბოლო დროს გამოქვეყნდა კომპლექსური ხასიათის მნიშვნელოვანი შრომები (Гамკრელიძე, Шенგелиა 1999, 2000, 2001, 2005), რომლებშიც დედამიწის ქერქის ტექტონიკური განშრევების თეორიის ფონზე დეტალურადაა განხილული და შეჯამებული ძირულის შვერილის და საერთოდ კავკასიის მეტამორფიზმის, მაგმატიზმის და გეოდინამიკის საკითხები.

## 2.2. ძირულის კრისტალური შვერილის პეტროლოგიური დახასიათება

ძირულის კრისტალური შვერილის აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობს სხვადასხვა ასაკისა და გენეზისის მაგმური და მეტამორფული ქანები: კრისტალური ფიქლები, პლაგიოგნეისები, პლაგიომიგმატიტები, გნეისური კვარციანი დიორიტები, ტონალიტები, თანაბარმარცვლოვანი გრანიტები, მიკროკლინიანი პორფირისებრი გრანიტები, აპლიტები, პეგმატიტები, მეტაბაზიტები და გაბროიდები.

*კრისტალური ფიქლები.* ისინი ძირულის შვერილის ერთ-ერთი უძველესი წარმონაქმნებია და მცირე ჩანართების სახით თითქმის ყველა გრანიტოიდულ ინტრუზივში გვხვდება. შედარებით დიდი ჩანართები – ათეული მეტრებიდან ასეულ მეტრამდე გადამუშავებული სხეულების სახით ფიქსირდება პლაგიოგნეისებში. გარდა ამისა ხშირად აღინიშნება სრული თანდათანობითი გადასვლები და მორიგეობანი რისტალურ ფიქლებს, გნეისებს და მიგმატიტებს შორის.

კრისტალური ფიქლების მნიშვნელოვანი გამიშვლებანი გვხვდება მდ. ძირულას დინების ზედა ნაწილში, მისი მარჯვენა შენაკადების მდინარეების ხელმოსმულას, მაჭარულას და დუმალას ხეობებში. აგრეთვე მდ. ჩხერიმელას და მისი შენაკადების კორნებას და ბჟოლის ხევის ხეობებში (Смирнов и др; 1937; Хмаладзе, 1966; Хуციшвили, 1993). ჩვენს მიერ რკვიის ინტრუზივის ცენტრალურ ნაწილში მდ. ყვირილას მარცხენა კარნიზებზე დაფიქსირებული იქნა მძლავრი 7მ×4მ ზომის ჩანართი კრისტალური ფიქლებით, ბიოტიტიანი გნეისებით და პლაგიომიგმატიტებით.

ძირულის შვერილის კრისტალურ ფიქლები წარმოდგენილია მეტაპელიტებით და CaO-თი მდიდარი ქანებით. მეტაპელიტებში გამოიყოფა ბიოტიტიანი და ორქარსიანი ფიქლები, რომელთა შორის აღინიშნება გრანატიანი, ანდალუზიტიანი, სილიმანიტიანი, კორდიერიტიანი და გრაფიტიანი სახესხვაობები. ე. გამყრელიძე და დ. შენგელია (Гамკრელიдзе, Шенгелиа, 2005) მეტაპელიტებში შემდეგ პარაგენეზისებს გამოყოფენ:  $(Qtr+Pl^{20-30} + Bt_{50-53} + [Ms_{42}, Par_{15}, Phn_{43}] + Cr_{88-92}$ ;  $Qtz + Pl^{25-35} + Bt_{52} + Sill(Andl) \pm Grt_{81-93}$ ;  $Qtz + Pl^{20-35} + Bt_{50} + [Ms_{55}, Par_{16}, Phn_{29}] + Cor$ ,

$Qtz+Pl^{25-36}+Bt_{58}\pm Ms+Cor_{40}+Sill[Andl],+Cor+Sill+Bt_{59}+Pl^{25-35}\pm Ksp\pm Qtz\pm Spi),Cor\pm Sill\pm St\pm Ksp.$

*პლაგიოგნეისები.* გვხვდება მდინარეების კორნებას, რიკოთულას, ხელმოსმულას და ძირულას (სოფ. ხუნევთან) ხეობებში. პლაგიოგნეისების ყველა ნაირსახეობა, ხშირად თანდათანობით გადადიან კრისტალურ ფიქლებში. მათი ძირითადი ქანთმაშენი მინერალებია პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი, და კვარცი. მეორეხარისხოვან როლს ასრულებენ მუსკოვიტი, კალიშპატი, გრანატი, სილიმანიტი და ანდალუზიტი. მ. ხუციშვილის მიხედვით (Хуцишвили, 1991) ეს ქანები ჩამოყალიბდა პირველადი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების პროგრესული რეგიონალური მეტამორფიზმის შედეგად ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში. პლაგიოგნეისებში მინერალთა შემდეგი პარაგენეზისი ფიქსირდება:  $Bt_{52}+Pl^{25-35}\pm Grt(\pm Cor)\pm Ms\pm Qtz$  (Гамкრелидзе, Шенгелиა, 2005)

*პლაგიომიგმატიტები.* აღინიშნება კრისტალური ფიქლების და პლაგიოგნეისების გავრცელების ზონებში და ხშირად სრულიად თანდათანობით ანაცვლებენ ერთმანეთს. ყველაზე ფართო გავრცელებით სარგებლობს შრეებრივი მიგმატიტები, ზოგჯერ აღინიშნება აგმატიტები ამფიბოლიანი სუბსტრატით (ნახ. 2.2.1).

პლაგიომიგმატიტების ნეოსომაში ჭარბობს კვარცი და ოლიგოკლაზი, მცირე გავრცელებით აღინიშნება ბიოტიტი, მუსკოვიტი, გრანატი და მიკროკლინი. ისინი აგებული არიან ბიოტიტით, სილიმანიტით, ანდალუზიტით, გრანატით, კორდიერიტით, რქატყუარით და კუმიგტონი-



ნახ. 2.2.1. აგმატიტები ამფიბოლიანი სუბსტრატით. მდ. შავრონას ხეობა.

ტით. პალეოსომაში შემდეგი მინერალური პარაგენეზისები ფიქსირდება:  $Bt_{38}\pm Sil\pm Ms+Pl^{20-35}\pm Cor(\pm Grt_{75})+Qtz$ ;  $Hbl+Pl\pm Qtz$ . ეს პარაგენეზისები გვიჩვენებს, რომ აქ ქანების რეგიონალური მეტამორფიზმის პირობები შეესაბამება ბიოტიტ-მუსკოვიტიანი გნეისების, ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატიანი და დაბალტემპერატურული გრანატ-კორდიერიტ-ორთოკლაზიანი ფაციესებს (Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2005).

*გნეისური კვარციანი დიორიტები.* ძირულის შვერილის დიდი ნაწილი გნეისური კვარციანი დიორიტებითაა აგებული. მას აშიშვლებს მდინარეების რიკოთულას, ძირულას, დუმალას, მაჭარულას, ყვირილას და ბუჯას ხეობები. ისინი მუქი ნაცრისფერი ძირითადად საშუალომარცვლოვანი ქანებია, ჰიპიდომორფულ-პორფირისებრი სტრუქტურით და უპირატესად გნეისური ტექსტურით. ძირითადი ქანთმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი და კვარცი, ხოლო ამფიბოლი გაბიოტ-

იტებულია და ძირითადად რელიქტების სახითაა წარმოდგენილი. მეორადი მინერალებია: ქლორიტი, მუსკოვიტი, სერიციტი, ეპიდოტი; აქცესორულია – აპატიტი, ცირკონი, სფენი, ორთიტი და მადნეული მინერალები. ამ ქანებისათვის დამახასიათებელია მრავალრიცხოვანი მელანოკრატიული ჩანართები, ძირითადად ოვალური ფორმების, რომელთა ზომები ერთეული სანტიმეტრებიდან ერთეულ დეციმეტრამდე მერყეობს. ზოგ უბანზე ეს ჩანართები მთელი გაშიშვლების 30-35%-ს შეადგენს. გნეისური კვარციანი დიორიტების მელანოკრატიული ჩანართებით მდიდარი გაშიშვლებები აღინიშნება მდ. კაცხურას ხეობაში (მდ. ყვირილას მარჯვენა შენაკადი), მდ. შავრონას ხეობაში (მდ. ბუჯას მარცხენა შენაკადი), მდ. დუმალას შუა დინების კარნიზებზე, და მდ. ძირულას ხეობის რამოდენიმე გაშიშვლებაში. ისინი წვრილმარცვლოვანი, მასიური მკვრივი ქანებია, რომლებსაც როგორც წესი გარს ეკვრის 1-2 სმ სიმძლავრის შედარებით მსხვილმარცვლოვანი ბიოტიტის არშია. შემადგენლობით ჩანართები პასუხობენ გაბროებს, გაბროდიორიტებს და დიორიტებს და ძირითადად აგებულნი არიან ანდეზიტით, კუმინგტონიტით და მუქი ყავისფერი რქატყუარით. აქცესორული მინერალები წარმოდგენილნი არიან აპატიტით, ცირკონით, სფენით და შპინელით.

მ.აბესაძე და გ. ციმაკურიძე (Абесаძე, Цимакуридзе, 1976) გნეისური კვარციანი დიორიტების მელანოკრატიულ ჩანართებს აიგივებენ ბაზიტური ქანების სფერულ განწევრებებთან. მ.ხუციშვილი (Хуцишвили, 1991) მათ განიხილავს როგორც გაბროს ქსენოლიტებს. ქ. ჩიხელიძე (Чихелидзе, 1998), რომელმაც ყველაზე დეტალურად შეისწავლა ეს ჩანართები მიიჩნევს, რომ ისინი წარმოადგენენ იმ ფუძე სუბსტრატს

ნაწილს, რომლის გადაღობის შედეგადაც ჩამოყალიბდა გნეისური კვარციანი დიორიტების მაგმა. ჩვენი დაკვირვებებით ეს ჩანართები უნდა წარმოადგენდნენ ტიგელური ღლობის დროს შემოჭრილი იმ ფუბე მაგმის არაასიმულირებულ ნარჩენებს, რომლის აქტიურობამაც გამოიწვია შედარებით მჟავე სუბსტრატის გადაღობა და ჰიბრიდული კვარც-დიორიტული შედგენილობის მდნარის ფორმირება. ამ რთულ საკითხს ჩვენ კიდევ შევხებით ქვემოთ, გნეისური კვარციანი დიორიტების გენეზისის განხილვის დროს.

გნეისური კვარციანი დიორიტების პეტროქიმიურმა შესწავლამ აჩვენა, (Шенгелиა, Окросцваридзе, 1998; Окросцваридзе и др., 2002), რომ ისინი მიეკუთვნებიან ნორმული ტუტიანობის ქანებს, სადაც  $\text{Na}_2\text{O}$  ჭარბობს  $\text{K}_2\text{O}$ -ს. ამ ქანების  $A/\text{CNK}$  საშუალო პარამეტრი ( $A=\text{mol Al}_2\text{O}_3$ ;  $C=\text{mol CaO}$ ;  $K_2=\text{mol K}_2\text{O}$ ) ტოლია 1,02, რაც I ტიპის ქანების მონაცემია (Clarke, 1992). თითქმის ასეთივე პეტროგენეტურ სურათს აჩვენებს ეს ქანები SIA დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე (Hassan, Mc Allister, 1992). ამ დიაგრამაზე შესწავლილი ქანების ფიგურული წერტილების დიდი ნაწილი თავსდება I ტიპის გრანიტების ველში, ხოლო მეორე ნაწილი S ტიპის ველში. გნეისურ კვარციან დიორიტებში იშვიათი მიწა ელემენტების (იმე) განაწილება უფრო დიორიტულია ვიდრე გრანიტული (ტრენდების დაბალი დონე და სუსტი ასიმეტრიულობა, Eu მინიმუმის არ არსებობა), რაც იმაზე მიგვითითებს, რომ გნეისურ კვარციანი დიორიტებში მაგმის ფრაქცირების პროცესს ფაქტიურად ადგილი არ ჰქონია (Okrostvarize et al. 2002).

გნეისური კვარციანი დიორიტების იზოტოპურმა შესწავლამ (Окросцваридзе и др., 2002) აჩვენა, რომ მათი Sr და Nd იზოტოპური პარამეტ-

რები მსგავს გენეტურ სურათს იძლევა.  $I_{Sr}$  საკმაოდ სტაბილური მაჩვენებელი იცვლება 0.70440-დან 0,70442-მდე ინტერვალში, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ მის ფორმირებაში მონაწილეობას ღებულობდა მანტიური მასალა ან ოკეანური ქერქის პარციალური ლლობის პროდუქტები. დაახლოებით იგივე ინფორმაციას იძლევა Sm-Nd იზოტოპური სისტემა. კერძოდ  $\Sigma_{Nd}$  პარამეტრი მერყეობს  $-1,768034$ -დან  $-2,195080$ -მდე ინტერვალში, რაც აჩვენებს, რომ ეს ქანები ჩამოყალიბდნენ სუფთა ქერქული პროტოლითიდან.

აღნიშნული მიგვითითებს, რომ გნეისური კვარციანი დიორიტები ჩამოყალიბდა ძველი ქერქული ქანების ლლობის ან ასიმილაციის შედეგად (Teylor, Mckennon.,1985). რადგანაც  $\Sigma_{Nd}$  პარამეტრს არ აქვს მკვეთრი უარყოფითი მაჩვენებელი, რაც დამახასიათებელია ქერქული წარმონაქმნებისათვის. რიგი მკვლევარები ითვალისწინებენ, რომ ასიმილაციისა და ჰიბრიდიზმის პროცესების დროს იზოტოპური პარამეტრები ხშირად ნიველირდება და უშვებენ განხილული ქანების მანტიურ-ქერქულ გენეზისს (Okrosцваридзе и др., 2002). მათი აზრით ამ შეხედულებას ადასტურებს  $I_{Sr}$  პარამეტრები (0,70440-დან 0,7044-მდე) და გეოლოგიური მონაცემები. ამავე ავტორების ჩატარებული გამოთვლების მიხედვით  $\Sigma_{Nd}$  პარამეტრიც გვიჩვენებს, რომ გნეისურ კვარციან დიორიტებში მანტიური მასალის წილი 50-55%-ს შეადგენს.

ძირულის შვერილის გნეისური კვარციანი დიორიტების ასაკი მკვლევართა შორის ყოველთვის დისკუსიური იყო. უკანასკნელ წლებამდე თითქმის ყველა მეცნიერი მას ადრეპერცინულ წარმონაქმნად განიხილავდა, რადგანაც ისინი ყველგან იკვეთება გვიანპერცინული მიკროკლინიანი გრანიტებით. გნეისური კვარციანი დიორიტებიდან K-

Ar მეთოდით განსაზღვრული იქნა 11 ბიოტიტის ასაკი, რომელთა საშუალო მონაცემი  $328 \pm 8$  მლნ. წელს შეესაბამება (Дудаური и др., 2002). ავტორები თვლიან, რომ ეს შედეგები გაახალგაზრდავებულია ჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმური აქტივობით.

გნეისური კვარციანი დიორიტების ცირკონების ასაკი განსაზღვრული იქნა U-Pb მეთოდით, რამაც აჩვენა  $726 \pm 222$  მლნ. წელი (Bartnitski et al., 1990) მიუხედავად იმისა, რომ ცდომილება საკმაოდ დიდია, ეს იყო პირველი იზოტოპური მონაცემები სადაც დაფიქსირდა მათი წარმოშობის კამბრიულამდელი დრო. ამ ქანების იზოტოპური ასაკი ცოტა ხნის წინ შესწავლილი იქნა კომპლექსურად და გამოყენებული იქნა Sm-Nd და Rb-Sr მეთოდები (Clarke, Okrostsvavidze, 2003). ამ ავტორებმა მანტიურ-ქერქული ჰიბრიდიზმისა და გნეისური კვარციანი დიორიტების კრისტალიზაციის დრო, Rb-Sr მეთოდით  $686 \pm 74$  მლნ. წლით დაათარილეს, ხოლო ამ ქანების უძველესი კომპონენტის Sm-Nd მოდალური ასაკი  $2370 \pm 600$  მლნ. - წლით. მათი აზრით უკანასკნელ მონაცემებში ცდომილება ძალიან დიდია, მაგრამ იგი მაინც აფიქსირებს გნეისური კვარციანი დიორიტების სუბსტრატის პროტეროზოულ ასაკს.

ბოლოს შევხებით გნეისური კვარციანი დიორიტების წარმოშობის საკითხს, რომელიც სადავოა. რიგი მეცნიერებისა ეწინააღმდეგებოდა იმ აზრს, რომ არსებობდა დამოუკიდებელი კვარც-დიორიტული მაგმური აქტივობა და უშვებდნენ, რომ გნეისური კვარციანი დიორიტები მეტასომატური გრანიტიზაციის პროდუქტია (Заридзе, Татришвили, 1953). ხმალაძე და ქ. ჩიხელიძე ამ ქანებს პირველად მაგმურ წარმონაქმნებად განიხილავდნენ (Хмаладзе, 1976; Чихელიдзе, 1998). რიგი მკვლევარებისა კი ვარაუდობს, რომ ძირულის შვერილის გნეისური კვარციანი დიო-



რიტები ჰიბრიდული წარმონაქმნია, რომლის ფორმირება მოხდა მანტიური მასალის ზემოქმედებით მჟავე პროტოლითზე ე.წ. პროგრესული ლღობის გზით (Шенгелиა, Окროსცვარიძე, 1998; Okrostsvavidze, Clark, 2003). ჩვენ მხარს უჭერთ ამ უკანასკნელ შეხედულებას, რადგანაც 2004 წლის ექსპედიციის დროს მდ. შავრონას ხეობაში (მდ. ბუჯას მარცხენა შენაკადი) აღწერილია ტიგელური ლღობის კლასიკური სურათი. აქ გნეისური კვარციანი დიორიტების გაშიშვლებაში კარგად ჩანს გამოუფიტავი, სვეტებად განლაგებული გაბროს უამრავი შემოჭრილი სხეული, რომლებმაც არ განიცადეს ასიმილაცია.

*ტონალიტები.* მათი მცირე ზომის გნეისური კვარციანი დიორიტების გამკვეთი მობილიზებული სხეულები გვხვდება ძირულის შვერილის ბევრ ჭრილში, მაგრამ ყველაზე დიდი გაშიშვლებები აღინიშნება მდინარეების მაჭარულას და ყვრილას ხეობებში. მდ. მაჭარულას ხეობაში 1996 წელს დ. შენგელიასა და ა. ოქროსცვარიძის მიერ მიკვლეული იქნა დაახლოებით 750 მ. სიმძლავრის ტონალიტური შედგენილობის ინტრუზივი. მას გააჩნია მაგმური კონტაქტები გვიან პროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებთან და თავის მხრივ იკვეთება გვიანპალეოზოური კვარც-მუსკოვიტ-მიკროკლინიანი პეგმატიტებით და ალიასკიტებით. მაჭარულას ტონალიტები მუქი ნაცრისფერი საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ქანებია. ძირითადი ქანთმაშენი მინერალებია ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგის პლაგიოკლაზი და ბიოტიტი, რომლის შემცველობა ქანში ყოველთვის მეტია 20%-ზე. კვარცის შემცველობა არ სცილდება 15%-ს ხოლო კალიშპატის—6%-ს, რომელსაც იშვიათად ემჩნევა მიკროკლინის მესერი. აქცესორული მინერალები წარმოდგენილია აპატიტით, ცირკონით, ორთიტით და მადნიანი მინერალებით.

მეორადი მინერალები წარმოდგენილია მუსკოვიტით და ქლორიტით, რომლებიც ბიოტიტის ხარჯზე ჩნდება და იშვიათად აღინიშნება.

ზოგჯერ ტონალიტები განიცდიან ინტენსიურ მიკროკლინიზაციას და მათი შედგენილობა გრანიტულს უახლოვდება (ნახ. 2.2.2; 2.2.3) ცოტა ხნის წინ დეტალურად იქნა შესწავლილი მაჭარულას ტონალიტების პეტროქიმიური თავისებურებანი და იზოტოპური სისტემები.

(Okrostsvaridze, et al., 2002).  $D_1$ - $D_2$  და  $A/CNK$  პარამეტრების მიხედვით ეს ქანები მიეკუთვნება პერალუმინიან S ტიპის გრანიტებს. მათში საკმაოდ მაღალია იმე-ს



ნახ. 2.2.2. ტონალიტი. მდ. ბუჯას ხეობა.



ნახ. 2.2.3. მიკროკლინიზირებული ტონალიტი. მდ.დუმალას ხეობა, სოფ. მეჩხეთურასთან.

შემცველობა, მაგრამ არ აღინიშნება ტრენდების მკვეთრი ასიმეტრიულობა. ტონალიტები გამდიდრებულია ლანთანოიდებით და გაღარიბებულია მძიმე იმე-ით. აღნიშნული ავტორების მიხედვით ტონალიტებში Sm-Nd და Rb-Sr იზოტოპური სისტემები გვიჩვენებენ იდენტურ პეტროგენეტულ სურათს.  $I_{Sr}$  პარამეტრიც იცვლება 0,7081-დან 0,7082-მდე, რაც აშკარად ზედა ქერქული მონაცემებია. ქერქულ გენეზისს მიგვითითებს აგრეთვე  $^{147}Nd / ^{143}Nd$ , პარამეტრიც რომლის საშუალო მაჩვენებელი ტონალიტებში 0,118 ტოლია, ხოლო ამ პარამეტრის საშუალო ქერქული მონაცემი 0,120 შეესაბამება (Teilor, McLennon, 1988). ტონალიტების  $\Sigma_{Nd}$  მაჩვენებელი იცვლება —2,8792-დან —6,8906-მდე, რაც იმაზე მიუთითებს, მათ გენერაცია განიცადეს ძველი ქანების

გადაღობის გზით. როგორც ვხედავთ Sm-Nd და Rb-Sr იზოტოპური სისტემების პეტროგენეტიკური პარამეტრები თითქმის ერთმანეთს ემთხვევა, რამაც საშუალება მისცა აღნიშნულ ავტორებს პეტროქიმიური და გეოლოგიური მონაცემების საფუძველზე დაეშვათ, რომ ტონალითურმა მაგმამ ძირულის შვერილის ფარგლებში გენერაცია განიცადა გნეისური კვარციანი დიორიტების რეციკლინგური ლღობის შედეგად. ამასთან ერთად ეს ავტორები ამავე სტატიაში  $\Sigma_{Nd}$  მონაცემებზე დაყრდნობით ვარაუდობენ, რომ ტონალითებში მანტიური მასალის წილი 30%-ის ფარგლებში მერყეობს (Okrostsvaridze et al., 2002).

მასიური გრანიტოიდების ინტრუზული სხეული მდ. ყვირილას ხეობაში სოფ. მარტოთუბანთან 2კმ-ში მდინარის დინების ზემოთ აღმოჩენილი იქნა მ. ხუციშვილისა და მ. კეკელიას მიერ (Хуцишвили, 1991). ამ ჭრილში ინტრუზივი ძირითადად აგებულია საშუალო და მსხვილმარცლოვანი გრანიტოიდებით. ძირითადი ქანთმაშენი მინერალებია კვარცი, პლაგიოკლაზი (ანდეზინი), ბიოტიტი. აღნიშნება აგრეთვე კალიუმის მინდვრის შპატი. ინტრუზივს გააჩნია მკვეთრი მაგმური კონტაქტები ზედა პროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებთან და თვითონ იკვეთებიან ზედა პალეოზოური მიკროკლინიანი პეგმატიტებით. ე. გამყრელიძისა და დ. შენგელიას მიხედვით (Гамкრелидзе, Шенгелиа, 2005) მაგმური ქანების ეს გამოსავალი სრულ იდენტურობას ამჟღავნებს მაჭარულას ტონალითებთან.

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული ზედა ჰერცინულში ძირულის შვერილის გნეის-მიგმატიტური კომპლექსი განიცდის გრანიტოიდული მაგმატიზმის ინტენსიურ ზემოქმედებას და ამასთან ერთად ყალიბდება გრანიტოიდული პეგმატიტები და აპლიტები. ე. გამყრელიძე და დ.

შენგელია (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005) ამ მაგმურ წარმონაქმნებში სამ გენეტურ ტიპს განასხვავებენ: ჰერცინულამდელი გენერაციის გრანიტე-ზირებულ ქანებს, პორფირისებრ გრანიტებს (რკვიის ინტრუზივი) და მასიურ თანაბარმარცვლოვან გრანიტებს.

ჰერცინულამდელი გენერაციის გრანიტიზირებული ქანების ფორმირება მოხდა კრისტალური ფიქლების, გნეისური კვარციანი დიორიტების, პლაგიოგნეისებისა და სხვა ძველი ქანების გარდაქმნის გზით. ისინი ჰიბრიდული მიკროკლინიზრებული, ხშირად გნეისური, ორქარსიანი პორფირობლასტური ქანებია. მათი მთავარი ქანთმაშენი მინერალებია მიკროკლინი, მჟავე პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი და კვარცი, ძალიან იშვიათად ამფიბოლი; მეორადია მუსკოვიტი და ქლორიტი, აქცესორულია—აპატიტი, ცირკონი, ორთიტი, სფენი, გრანატი და მაგნეტიტი. ამ ქანების მნიშვნელოვანი გაშიშვლებები აღინიშნება რიკოთის უღელტეხილის რაიონში, მდ. ძირულას ხეობაში, სოფლებს შროშასა და ბორითს შორის და აგრეთვე მდინარეების ბუჯას, ყვირილასა და ძუსას ხეობებში.

*პორფირისებრი გრანიტები.* ისინი წარმოდგენილია რკვიის ინტრუზივით და ჩვენს მიერ გამოყოფილი ბერეთისას ინტრუზული ქანებით. მაკროსკოპულად ეს გრანიტები ღია ნაცრისფერი, ზოგჯერ ვარდისფერი წარმონაქმნებია. თანაბარმარცვლოვანი ძირითადი მასით და K-Na მინდვრის შპატის პორფირისებრი გამონაყოფებით იგი აგებულია კალინატრიუმის მინდვრის შპატით, პლაგიოკლაზით, კვარცით, ბიოტიტით და მუსკოვიტით. აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, ცირკონი, ბერილი, ორთიტი და მადნეული მინერალები.

რკვიის ინტრუზივის გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული აღწერები მოცემულია პ. თოფურას (1938), რ. მანველიძის (1983, 1998), გ. ოდიკაძის (1969), ქ. ჩიხელიძის (1998), ა. ოქროსცვარიძის და სხვების (2000, 2002, 2004) შრომებში. მომდევნო თავებში რკვიის ინტრუზივს და ბერეთისას ინტრუზულ ქანებს განვიხილავთ დეტალურად და ამდენად მათზე მეტს აღარ შევჩერდებით.

*თანაბარმარცვლოვანი მასიური გრანიტები, ალიასკიტები და აპლიტები.* ისინი ქმნიან ძარღვულ გამკვეთ სხეულებს, რომელთა სიმძლავრეები ერთეული დეციმეტრებიდან ერთეულ მეტრებამდე იცვლება. მათი ძირითადი ქანთმაშენი მინერლებია: კალიშპატი, პლაგიოკლაზი, კვარცი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი. აქცესორული მინერალებია: აპატიტი, ცირკონი და იშვიათად გრანატი. ამ გრანიტების გამოსავლები გვხვდება ჭერათხევის, რიკოთულას, ძირულასა და ყვირილას აუზებში. მათი დეტალური დახასიათება მოცემულია ქ. ჩიხელიძის შრომებში (Чихелидзе, 1998, 1999, 2004). ძირულის შვერილზე ფართოდაა გავრცელებული პეგმატიტები და აპლიტები, რომლებიც დეტალურადაა აქვთ შესწავლილი გ. ოდიკაძეს (1961, 1969) და ქ. ჩიხელიძეს (1998). მძლავრი პეგმატიტური ველი გვხვდება რკვიის ინტრუზივის აღმოსავლეთ ნაწილის ჩრდილო და სამხრეთ პერიფერიებზე მდ. ბუჯას ხეობაში. აგრეთვე ს. შროშის მიდამოებში მდ. მაჭარულასა და გეზრულას შორის. შედგენილობის მიხედვით ამ პეგმატიტებში გამოიყოფა: კვარც-მიკროკლინიანი, გრანატ-კვარც-მიკროკლინიანი, მუსკოვიტ-კვარც-მიკროკლინიანი, ალბიტ-კვარც-მიკროკლინიანი, ტურმალინ-კვარც-ალბიტ-ანი ტიპები. პეგმატიტებში აღინიშნება გრანატის, ტურმალინის, ბერილის, კოლუმბიტის და შპინელის არსებობა (Одикадзе 1969, 1998).

*მეტაბაზიტები.* ძირულის შვერილზე ჰერცინულამდელი მეტაბაზიტების ოთხ გენეტურ ტიპს ანსხვავებენ (Гамკრელიძე, Шенგелиა, 2005). ადრე I გენერაციის ბაზიტებს აკუთვნებდნენ ამფიბოლიტებსა და ამფიბოლიტურ ფიქლებს, რომლებიც მცირე სიმძლავრის თანხმობით სხეულებს ქმნიან კრისტალურ ფიქლებში, გნეისებსა და მიგმატიტებში. მეტაგაბროიდებიც პირველი გენერაციის მეტაბაზიტებია, ისინი გვხვდება გნეის-მიგმატიტურ კომპლექსში საკმაოდ დიდი სხეულების სახით (0,2-1 კმ<sup>2</sup>). პირველი გენერაციის მეტაბაზიტებს მიეკუთვნება აგრეთვე ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონური კომპლექსის ამფიბოლიტები. მეორე გენერაციის მეტაბაზიტები შედიან კამბრიულამდელი გნეის-მიგმატიტური კომპლექსის შედგენილობაში და წარმოდგენილია ამფიბოლიტებითა და ამფიბოლიტური ფიქლებით. ისინი გვხვდება გრანიტ-გნეისებში და მიგმატიტებში ბუდინირებული და თანხმობითი სხეულების სახით, აგრეთვე კვარც-დიორიტულ გნეისებში სხვადასხვა ზომის რელიქტების სახით. მათ განიცადეს ძირულის შვერილზე გამოვლენილი რეგიონალური მეტამორფიზმის ყველა ეტაპი.

მესამე გენერაციის მეტაბაზიტებს მიეკუთვნება: შროშის, დუმალას, ლომისის და ვაშლევურის მეტაგაბროიდები (Хуцишвили, 1991). მეტაგაბროიდებში ი. ხმალაძემ და ე. ჩიხელიძემ (1987) დაადგინეს შემდეგი მინერალური პარაგენეზისი:  $Hbl+Pl\pm Qtz, Hbl_{40-52}+Bt+Pl^{48}\pm Qtz, Hbl_{35-47}+Bt_{40}+Pl\pm(Qtz, Ksp), Cpx+Hbl+Pl, Cpx+Hbl+Bt+Pl, Hbl_{47}+Cum+Pl+Qtz.$

მეოთხე გენერაციის მეტაბაზიტები წარმოდგენილია მასიური გაბროს სხეულებით, გაბრო-დიაბაზებითა და დიაბაზებით. მათ შორის ყველაზე დიდია მდინარე გეზრულასა და სოფელ ცხეთისჯვრის გაბრო-დიორიტები. მდ. გეზრულას გაბრო-დიორიტები მიეკუთვნებიან

ტოლეიტური და კირ-ტუტე სერიის სუბტუტე ქანებს, ხოლო ცხეთიჯვრის გაბროიდები კი მიეკუთვნება კირ-ტუტე სერიის სუბვულკანურ წარმონაქმნებს. მეოთხე გენერაციის ცხეთიჯვრის ამფიბოლიანი გაბროს ასაკი Sm-Nd მიხედვით  $T=607\pm 78$  მლნ. წელია (Закариадзе и др., 1998).

*ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონური კომპლექსი.* ეს კომპლექსი აგებულია რამოდენიმე განსხვავებული გენეზისის მცირე ტექტონიკური ქერცლისაგან, რომელიც დაახლოებით 700 მეტრიანი ზოლის სახით შიშვლდება ძირულის კრისტალური შვერილის აღმოსავლეთ ნაწილში მდ. ჭერათხევისა და ლოფანისწყლის ხეობებში, სოფლების ჩორჩანასა და უწლევის ჩრდილოეთით. მას გეოლოგიურ ლიტერატურაში მოიხსენიებენ როგორც "ფილიტების წყებას" ან "დიაბაზ-ფილიტების" წყებას. გასული საუკუნის 30-იან წლებში ფილიტებში არსებული მარმარილოს ლინზაში ნაპოვნი იქნა არქეოციტები (Баранов, 1931; Кузнецов, 1931), რომლებიც დათარიღდა ადრეკამბრიულად (Вологодина, 1931). ოგვიანებით ბულგარელი გეოლოგების დ. კოჟუხანოვის და ი. ბოიანოვის მიერ (Кожуханов, Боянов, 1971). ამავე მარმარილოს ლინზებში ნაპოვნი კატაგრაფიები დათარიღდა ზ. ჟურავლიოვის მიერ (Журавлев, 1971) და დადასტურდა ამ მარმარილოს ლინზების ადრეკამბრიული ასაკი. ამ ქანებთან მჭიდრო სივრცობრივ კავშირში იმყოფება მეტმორფიზირებული ულტრაფუძე და ფუძე ქანები. ე. გამყრელიძის და სხვების მიერ (Гамкრелидзе и др., 1979, 1981) გეოლოგიურ-პეტროქიმიურმა შესწავლამ აჩვენა, რომ ულტრაფუძე ქანები წარმოადგენენ ქვედა პალეოზოური ასაკის ოფიოლიტების რელიქტებს. შემდგომში ზოგიერთი მკვლევარის მიერ გამოთქმული იქნა ეჭვი ამ მოსაზრების შესახებ (Адамия и др., 1982;



Адамиа, 1984) და აღნიშნული ფუძე ქანები მათ მიერ მიკუთვნებული იქნა კუნძულთა რკალის პერიოკვანურ ასოციაციებს.

მოგვიანებით გ. ზაქარიადისა და სხვათა კვლევებმა (Закариадзе и др., 1998) დაადასტურა აღნიშნული ქანების ტიპური ოფიოლიტური გენეზისი. კერძოდ მათ მიერ ნაჩვენები იქნა, რომ ოფიოლიტების ულტრა-ფუძე ქანები წარმოდგენილია ჰარცბურგიტებით – ტოლეიტური ბაზალტების შერჩევითი ლღობის რესტიტებით, ხოლო მეტაბაზიტები და ამფიბოლიტები პროტოლითს შედგენილობით პასუხობენ MORB-ის N და T ტიპის ტოლეიტურ ბაზალტებს.

ჩორჩანა უწლევის ზონაში სრულიად განსხვავებული ასაკისა და გენეზისის ქერცლების (ფილიტები, ამფიბოლიტები, სერპენტინიტები, გაბრო-დიაბაზები, გაბროები და სხვა) თავმოყრამ მკვლევარები (Гамкредლიძე и др., 1981) მიიყვანა იმ აზრამდე, რომ ამ ქანებმა ჰერცინულამდელი გრანიტების შემოჭრამდე განიცადეს შარირება. მათი აზრით, რადგანაც ალოქტონური ქერცლის დანალექი ქანები შეიცავს ზედა დევონურ წარმონაქმნებს, ხოლო მათი გამკვეთი გრანიტები სუდეტურია და ეს ყველაფერი უთანხმოებით იფარება ვიზე-ბაშკირული იარუსის რიოლითური ტუფებით (ნეოავტოქტონი), მაშინ შარირების დრო დაკავშირებული უნდა იყოს გვიანბრეტონულ დანაოჭების ფაზასთან.

შემდგომში ჩატარებულმა კვლევებმა დაადასტურა ჩორჩანა-უწლევის ზონის ალოქტონური ბუნება და მასში სხვადასხვა მკვლევარების მიერ გამოყოფილი იქნა განსხვავებული რაოდენობის ალოქტონური ქერცლები. მიუხედავად იმისა, რომ ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონური კომპლექსი მართლაც შედგება მრავალი მცირე ტექტონიკური ქერცლებისა-

გან ე. გამყრელიძე და დ. შენგელია (Гамკრელიдзе, Шенгелиа, 2005) მასში გამოყოფენ ორ სხვადასხვა ასაკის ძირითად ფირფიტას: კამბრიულს – ჩორჩანის და შუა პალეოზოურს – ნინისის, რომლებიც გადაფარული არიან ჩემორის ნეოავტოქტონის, სუსტად მეტამორფიზებული რიოლითების წყებით.

მკვლევართა შორის დისკუსიურია ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონური კომპლექსის ურთიერთობა ჰერცინულ მიკროკლინიან ინტრუზულ გრანიტებთან. გასული საუკუნის 70-იან წლებში ზოგიერთმა მკვლევარმა ეჭვის ქვეშ დააყენა საერთო მიღებული შეხედულება, რომლის მიხედვითაც მიკროკლინიანი გრანიტები კვეთს განხილული კომპლექსის ქანებს. კერძოდ, გამოთქმული იქნა მოსაზრება, რომ “ფილიტების” და სერპენტინების შარირება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ მოხდა, მიკროკლინიანი გრანიტების შემოჭრის შემდეგ (Адамиа, Шавишвили, 1979; Адамиа, 1984). ე. გამყრელიძისა და სხვების მიხედვით (Гамკრელიдзе и др 1984) ასეთ შეხედულებას პირველ რიგში ეწინააღმდეგება ზედაპალეოზოურ ნეოავტოქტონურ კომპლექსში ჰერცინული მიკროკლინიანი გრანიტების ნამსხვრევების არსებობა. გარდა ამისა, მათი მონაცემებით მეტაფიქლებში ფორმირებას განიცდის ინექციური მიგმატიტები და სათვალეებიანი ფიქლები, რომლებიც შეიცავენ კონტაქტურ მინერალებს – ანდალუზიტს, ტურმალინს და მწვანე ბიოტიტს. ამავე ავტირების მონაცემებით “ფილიტების” შიგნით აღინიშნება ზედა პალეოზოური ალიასკიტური გრანიტების, გრანიტ-პორფირებისა და კვარც-პორფირების მრავალრიცხოვანი ძარღვული სხეულები. ამასთან ერთად ზოგიერთ ალიასკიტურ ძარღვებში აღინიშნება მეტაფიქლების ქსენოლითები. აღნიშნულ მონაცემებზე დაყრდნობით ასკვნია, რომ მიუხედავად იმი-

სა, რომ დღევანდელ ეროზიულ დონეზე ჰერცინულ მიკროკლინიან გრანიტებსა და ალოქტონურ კომპლექს შორის ურთიერთდამოკიდებულება ყველგან ტექტონიკურია, პირველადი კონტაქტი ამ ქანებს შორის მაგმური იყო (Гамкрелидзе, Шенгелиა, 2005).

*ორთოკლაზიანი გაბროები (რიკოთიტები).* ძირულის შვერილის აღმოსავლეთ ნაწილში, კამბრიულისწინა გნეისურ კვარციან დიორიტებში ფიქსირდება ორთოკლაზიანი გაბროების ორი გამოსავალი: ერთი მცირეა და მდებარეობს მდ. საკბულას ხეობაში – საავტომობილო გზის გასწვრივ დაახლოებით 450 მ-ზე. ეს ქანები თავისი შედგენილობით, გენეზისითა და ფორმირების ასაკით მკვლევართა განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევდა (Заридзе, Татришвили, 1953; Хмаладзе, 1970; Киласония, 1973; Мchedlishvili, Тогонидзе 1985 и др). რიკოთიტები ძირითადად აგებულია საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი გაბროებით რომლებშიც აღინიშნება ვარდისფერი ორთოკლაზის გამონაყოფები, რომლებიც ქანს ეგზოტიკურ ჰაბიტუსს ანიჭებენ. ძირითადი ქანთმაშენი მინერალებია: პიროქსენი, რქატყუარა, ბიოტიტი, პლაგიოკლაზი და ორთოკლაზი; აქცესორული მინერალებია – აპატიტი, ორთიტი, სფენი, რუტილი და ცირკონი; მეორადი მინერალებია ქლორიტი და ეპიდოტი.

რიკოთიტების ფორმირებაზე ერთიანი აზრი არ არსებობს. ზოგიერთი ავტორი თვლიდა, რომ რიკოთიტები როგორც გაბროული სხეული შუა პალეოზოურში ჩამოყალიბდა, ხოლო გვიან პალეოზოურში განიცადა გრანიტიზაცია (Заридзе, Татришвили, 1953; Киласония, 1973). მკვლევართა ნაწილი კი მიიჩნევს, რომ ეს ქანები ჰიბრიდული გენეზისისაა და ჩამოყალიბდა ულტრაფუბე მაგმის გრანიტული ქერქთან ასიმილაციის გზით. რაც შეეხება რიკოთიტების ფორმირების ასაკს იგი

განსაზღვრული იყო მხოლოდ K-Ar მეთოდით და იღებდნენ განსხვავებულ ასაკებს.  $169 \pm 11$  მლნ. წელი ი. ხმალაძის მიხედვით (1970),  $179 \pm 6$  მლნ. წელი ც. მჭედლიშვილის და მ. ტოგონიძის მიერ (1985) და  $236 \pm 8$  მლნ. წელი პ. კილასონიას მიერ (1973). ო.დუდაურის (Дудаური, 2003) მიხედვით რიკოთიტი ხევი-ჭალვანის ინტრუზულ კომპლექსს მიეკუთვნება და მისი ფორმირება დაკავშირებულია შუა იურული მაგმური ციკლის პირველი ფაზის ფუძე მაგმის აქტივობასთან. ამავე ავტორის აზრით რიკოთიტში გრანიტული მასალის შეტანა ხდებოდა უკვე ჩამოყალიბებული ხევი-ჭალვანის ინტრუზივიდან, პნევმატოლითური და ჰიდროთერმული ხსნარების მეშვეობით. ა.ოქროსცვარიძემ და სხვებმა (Okrostsvavidze et al., 2002) დეტალურად შეისწავლეს რიკოთიტების Sm-Nd, Rb-Sr და  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური სისტემები. ინტრუზივის  $\Sigma_{\text{Nd}}$  პარამეტრი ხასიათდება სტაბილური მონაცემებით და მერყეობს ნულის ფარგლებში (+0,0485-დან -0,0394-მდე). ასევე სტაბილური მაჩვენებლით გამოირჩევა ამ ინტრუზივის  $I_{\text{st}}$  პარამეტრიც, რომელიც მხოლოდ 0,7049476-დან 0,7053333-მდე ინტერვალში იცვლება. ამ მონაცემებზე დაყრდნობით და აგრეთვე ინტრუზივის შედგენილობიდან გამომდინარე ისინი უშვებენ, რომ საწყისი მაგმის წყაროს წარმოადგენდა გაულარიბებელი მანტიური რეზერვუარი. ამ ავტორების მიერ ინტრუზივის იზოტოპური ასაკის კომპლექსურმა განსაზღვრამ აჩვენა, რომ იგი კამბრიულისწინა გნეისურ კვარციან დიორიტებში შემოიჭრა ზედა ტრიასულ დროში [ $\text{Rb-Sr}=211 \pm 8$  მლნ.წელს;  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}(\text{Hrb})=219 \pm 4$  მლნ.წელს;  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}(\text{Bi0})=217 \pm 3$  მლნ.წელს], რაც დაკავშირებული უნდა იყოს კიმერიულ ტექტონო-მაგმურ აქტივობასთან. ლ. შუბითიძემ (Шубитидзе, 2005) თავის საკანდიდატო

დისერტაციაში თავი მოუყარა რიკოთიტებზე არსებულ მინაცემებს, შეაჯერა მის მიერ მოპოვებულ მასალასთან და პეტროლოგიურ-პეტროქიმიური ანალიზის შედეგად დაუშვა, რომ რიკოთიტები და მასთან ასოცირებული ლამპროფირები მანტიურ კერაშია გენერირებული და მისი ფორმირება დაკავშირებულია ენსიალურ კუნძულთა რკალის მაგმის მოქმედებასთან. მან რიკოთიტებში გამოყო პიროქსენ-პლაგიოკლაზიანი, რქატყუარა-ორთოკლაზ-პლაგიოკლაზიანი და პირიქსენ-რქატყუარა-ორთოკლაზ-პლაგიოკლაზიანი სახესხვაობები. მანვე დაადგინა, რომ რიკოთიტის კალიუმ-ნატრიუმიანი მინდვრის შპატი მაღალტემპერატურული ორთოკლაზ-ანორთოკლაზის სტრუქტურული ტიპითაა წარმოდგენილი (Шубитидзе, 2005).

*ხევისა და ჭალვანის გრანიტოიდულ ინტრუზივებს* ძირულის კრისტალური შვერილის აგებულებაში და მისი ფორმირების ისტორიაში მნიშვნელოვანი ადგილი უკავიათ. ხევის ინტრუზივი დაახლოებით 60 კმ<sup>2</sup>-ზე შიშვლდება შვერილის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. იგი კვეთს ალპურისწინა წარმონაქმნებს, ბაიოსურ პორფირიტულ სერიას და ტრანსგრესულად იფარება ცარცული კარბონატული ნალექებით. ჭალვანის ინტრუზივი დაახლოებით 25 კმ<sup>2</sup>-ზე შიშვლდება მდ. ძირულას ზემო წელში, კვეთს ალპურისწინა წარმონაქმნებს, ხოლო ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში ტრანსგრესულად იფარება ნეოგენური ნალექებით. ორივე ინტრუზივი დაახლოებით მსგავსი ქანებითაა აგებული, კერძოდ გრანიტებით, გრანოდიორიტებით, დიორიტებით, გრანიტ-პორფირებით, გრანიტ-აპლიტებით და პეგმატიტებით. ხევისა და ჭალვანის ინტრუზივების ქანები K-Ar მეთოდით დაათარიღა ო. დუდაურიმა (Дудаური, 2002) და ცხრა გაზომვის შედეგი 179-162მლნ.წლების

ინტერვალში მერყეობს. მსგავსი აგებულებისა და ფორმირების თანადროულობის გამო აღნიშნულმა ავტორმა ეს ორი ინტრუზივი ხევი-ჭალვანის ინტრუზული კომპლექსის სახელით გააერთიანა (Дудаური, 2002).

*ბუჯას ფუძე-ულტრაფუძე ინტრუზივი.* ჩვენს მიერ მდ. ბუჯას ხეობაში გნეისური კვარციანი დიორიტებისა და რკვიის ინტრუზივის სამხრეთ კონტაქტს შორის მიკვლეული იქნა ფუძე-ულტრაფუძე შედგენილობის ინტრუზივი (Okrostsvavidze, Shubitidze, Chagelishvili, 2006). ინტრუზიულ სხეულს გააჩნია 40 მ სიმაღლე, ხოლო მიმართებაზე მისი სიგრძე არ ფიქსირდება, რადგანაც, როგორც აღმოსავლეთიდან ისე დასავლეთიდან იგი დაფარულია დელუვიონით და ტყით. ინტრუზივის ძირითადი მინერალებია: კლინოპიროქსენი და ოლივინი, ხოლო მეორეხარისხოვანია – ფუძე პლაგიოკლაზი. მისი ამგები ქანები გამოირჩევა სისალით და პრაქტიკულად არ განიცდის დანაპრალიანებას და მსხვრევას. ინტრუზივის ცენტრალურ ნაწილში,  $\text{SiO}_2$  შემცველობა 40-41% ფარგლებშია, ხოლო  $\text{MgO}$  წილი 28-29% აღწევს. პეტროქიმიური პარამეტრებით ბუჯას ინტრუზივი პერიდოტულ კომატიტებს მიეკუთვნება. ჩვენს ხელთ არსებული მასალის ანალიზიდან გამომდინარე ვფიქრობთ, რომ ინტრუზივის ფორმირება შესაძლებელია დაკავშირებულია ახალგაზრდა პლიუმების მოქმედებასთან. ეს ინტრუზივი თავისი დეკორატიული თვისებებით საუკეთესო მოსაპირკეთებელ მასალას წარმოადგენს (ნახ.2.2.4).



ნახ. 2.2.4. მდ. ბუჯას ულტრაფუქე სხეული.

### 3. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის გეოლოგიური დახასიათება და პეტროგრაფია

საველე-გეოლოგიური, პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური და გეოქიმიური მონაცემების ანალიზმა გვიჩვენა, რომ რკვიის ინტრუზივი (მისი ცენტრალური ნაწილი შიშვლდება სოფ. რკვიის ჩრდილოეთით) და მის აღმოსავლეთით, სოფ. ბერეთისასთან გაშიშვლებული პორფირისებრი გრანიტები და პეგმატიტები ერთიან გენეტურ წარმონაქმნს წარმოადგენენ, რის გამოც ჩვენ ისინი გავაერთიანეთ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის სახით. აღნიშნული მოსაზრების დამადასტურებელი არგუმენტები განხილულია დისერტაციის შემდგომ თავებში.

#### 3.1. რკვიის ინტრუზივი

ძირულის კრისტალური შვერილის ჩრდილო დასავლეთ ნაწილში, მდინარეების ყვირილას, ბუჯასა და მათი შენაკადების ხეობებში შიშვლდება მასიური მსხვილმარცვლოვანი პორფირისებური გრანიტები, რომელიც გეოლოგიურ ლიტერატურაში რკვიის ინტრუზივის სახელწოდებითაა ცნობილი. მას სუბგანედური მიმართულების ლინზისებური ფორმა აქვს და მოიცავს დაახლოებით  $65\text{კმ}^2$  ფართობს. მისი მაქსიმალური სიგრძე 15 კმ-ია, ხოლო მაქსიმალური სიმძლავრე, რომელიც ინტრუზივს მის ცენტრალურ ნაწილში გააჩნია, 5,5 კმ-ს აღწევს. (ნახ.3.1.1) რკვიის ინტრუზივის შედარებით სრული ქრილები წარმოდგენილია მდ. ყვირილასა და მდ. ბუჯას ხეობებში, რომლებიც მას კვეთენ მიმართების პერპენდიკულარულად. მდ. ყვირილას ქრილის გასწვრივ

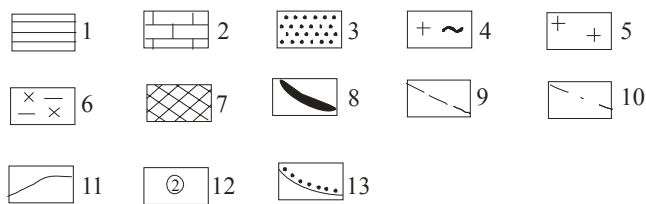
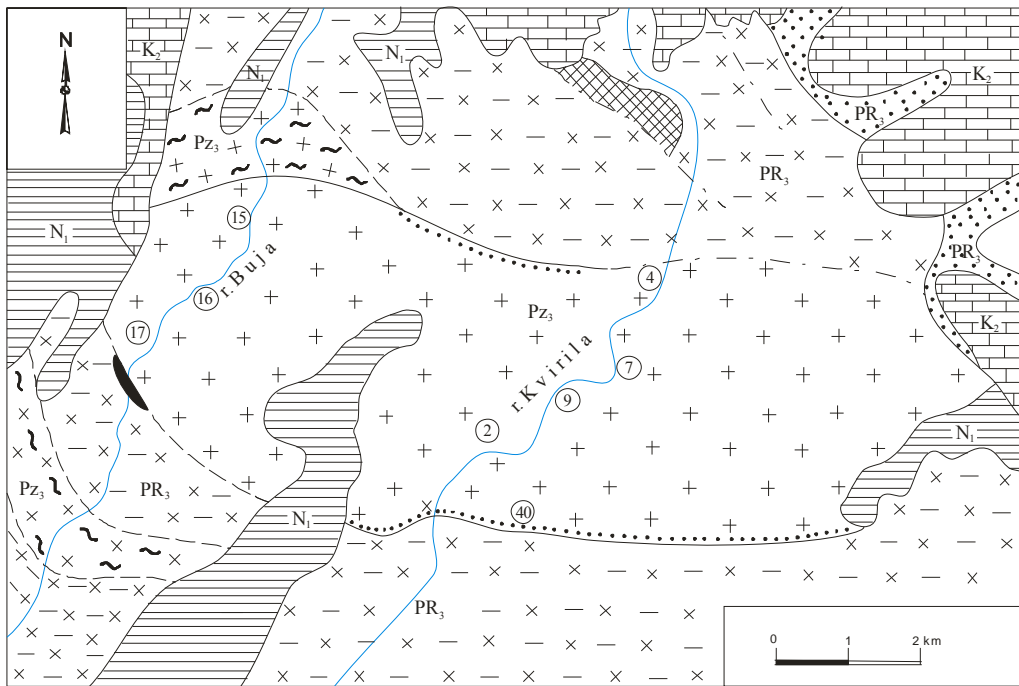


ინტრუზივის ჩრდ. კონტაქტის კოორდინატებია: LAT – 42°14'150", LONG – 43°12'572" ხოლო სამხრეთის LAT – 42°13' 980", LONG – 43°10'969". მდ ბუჯას ხეობის ჭრილის გასწვრივ ინტრუზივის ჩრდილო კონტაქტის კოორდინატებია: LAT – 42°14'719", LONG – 43°07'807", ხოლო სამხრეთის LAT – 42°12'742", LONG – 43°06'766".

ინტრუზივის ცალკეული ნიმუშები მდ. ყვირილას ხეობიდან პირველად აღწერილი იქნა დ. ბელიანკინის მიერ ჯერ კიდევ 1914 წელს. ხოლო როგორც დამოუკიდებელი გეოლოგიური ერთეული – რკვიის ინტრუზივი გამოყოფილი იქნა ა. თვალჭრელიძისა და პ. თოფურიას მიერ მე-20 საუკუნის 30-იანი წლების ბოლოს. შემდეგ იგი შესწავლილი იქნა პ. თოფურიას მიერ (Топурия, 1938) რომელმაც იმ დროისთვის ინტრუზივის აგებულებისა და გენეზისის შესახებ საინტერესო დასკვნები გააკეთა და სავსებით მართებულად ინტრუზივი მაგმურ წარმონაქმნად მიიჩნია.

თუმცა უფრო შემდგომი პერიოდის შრომებში აღნიშნულ გრანიტებს მეტასომატურ წარმონაქმნებს მიაკუთვნებდნენ: ერთ შემთხვევაში (Заридзе, Татришвили, 1959,1964; Заридзе,1961) ყველა ძირულის შვერილის ორქარსიან გრანიტოიდებს აღწერენ, როგორც მეტასომატურ წარმონაქმნებს და რკვიის ინტრუზივის გრანიტების არსებობაზე საერთოდ არ იხსენიებდნენ და ამით მათ აიგივებდნენ პორფირობლასტურ ორქარსიან მეტასომატურ გრანიტებთან. მეორე შემთხვევაში კი (Киласония, 1952, 1959, 1964; Рубинштейн,1967), ადასტურებდნენ რკვიის ინტრუზივის ინდივიდუალურ ფაზას. სადავო გახდა ინტრუზივის ფორმირების სიღრმის საკითხიც. მკვლევართა ნაწილი მას მიიჩნევს ჰიპაბისურ წარმონაქმნად (Топурия, 1938; Заридзе, Татришвили, 1947; Чихелидзе, 1948; Одика-

ძე, 1969), მაშინ როცა ძირულის კრისტალური შვერილის სხვა პალეოზოოური გრანიტოიდები განიხილება, როგორც აბისური ქანები. უფრო მოგვიანებით ზოგიერთ მინერალოგიურ კრიტერიუმებზე დაყრდნობით დაუშვეს, რომ რკვიის ინტრუზივი შეესაბამება დიდ სიღრმეზე ფორმირებულ გრანიტებს (Манвелидзе 1970, 1974; Чихელიдзе, Хмаладзе, 1977). რ.ახვლედინმა და სხვებმა გამოიკვლიეს პირველადი ქანების ბუნება.



ნახ. 3.1.1. რკვიის ინტრუზივის სქემატური გეოლოგიური რუკა

1-ქვედანეოგენური თიხები, ქვიშაქვები და კონგლომერატები; 2-ზედზარცული კირქვები; 3-ქვედაპალეოზოოური კვარცხორფირები; 4-ზედაპალეოზოოური აპლიტები, გრანიტ-ალასკიტები, პეგმატიტები და პორფირისებრი გრანიტები; 5-ზედაპალეოზოოური პორფირისებრი გრანიტები; 6-ზედაპროტეროზოოული გნეისური კვარციანი

დიორიტები; 7-; 8-ბუჯას ფუძე-ულტრაფუძე ინტრუზივი; 9-თანდათანობითი გადასვლები; 10-ტექტონიკური კონტაქტები; 11-კონტაქტები; 12-ნიმუშის აღების ადგილი; 13-მაგმური კონტაქტები.

მათი მონაცემების მიხედვით რკვიის ინტრუზივის საწყის ქანებს წარმოადგენდნენ ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები, კერძოდ, გრაუვაკები, არკოზული ქვიშაქვები და მჟავე და ფუძე ტუფიტები (Ахвледиანი и др., 2002).

ინტრუზივის ფორმირების გეოლოგიური ასაკი მოქცეულია პროტეროზოულსა და ლიასურს შორის, რადგანაც იგი კვეთს ზედაპროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებს, ხოლო თვითონ იფარება ლიასური კვარც-პორფირების წყებით.

რკვიის ინტრუზივი ხასიათდება არაერთგვაროვანი აგებულებით. პირველი, ძირითადი ფაზა, წარმოდგენილია მიკროკლინიანი პორფირისებრი გრანიტებით, რომლებიც მთელი ინტრუზივის 70-75% შეადგენს. დასავლეთ ნაწილის სამხრეთ და ჩრდილო პერიფერიებში აღინიშნება გრანიტული პეგმატიტების მძლავრი ზონები. ინტრუზივი იკვეთება მარღვული ფაციესის სხვადასხვა ქანებით: გრანიტაპლიტებით, წვრილმარცვლოვანი მუსკოვიტიანი გრანიტებით, საშუალომარცვლოვანი ორქარსიანი გრანიტებით, კვარცპორფირებით, გაბროებით, დიაბაზებით. ინტრუზივში იშვიათად აღინიშნება რესტიტები და შლირული ჩანართები. გამონაკლისს წარმოადგენს მდ. ყვირილას მარცხენა კარნიზზე 4მx7მ ბიოტიტ-სილიმანიტიანი ნაოჭა მიგმატიტიანი სუბსტრატის ნარჩენი (ნახ.3.1.2) და მცირე ბიოტიტიანი ჩანართები აღწერილი მდინარე ბუჯას ხეობაში (ნახ.3.1.3).



ნახ.3.1.2. მიგმატიტის რესტიტი. მდ. ყვირილას მარცხენა ნაპირი.



ნახ.3.1.3. ბიოტიტიანი გნეისის ჩანართი. მდ. ბუჯას ხეობა.

*ინტრუზივის კონტაქტები.* ინტრუზივის ურთიერთობა შემცავ გნეისურ კვარციან დიორიტებთან რთულია. ინტრუზივის ცენტრალურ ნაწილში (მდ. ყვირილას ჭრილი) აღინიშნება მისი უშუალო გადასვლა შემ-

ცავ ქანებში. ამ ჭრილის სამხრეთ კონტაქტში, (სოფ. რკვია. რკინიგზის I ხიდი) გნეისური კვარციანი დიორიტები დაახლოებით 80 მ-ზე ვარდისფერ შეფერილობას იძენენ, რაც განპირობებულია ამ ქანში აღნიშნული ფერის მიკროკლინ-პერიტიტის გაჩენით. ამ მინერალის რაოდენობა კვარციან დიორიტებში თანდათან მცირდება კონტაქტიდან მოცილებით. აღინიშნება აგრეთვე გაკვარცება, პლაგიოკლაზის "გამჟავება" და ზოგან ალბიტოზაციის პროცესიც კი ფიქსირდება. კონტაქტურ უბანზე რკვიის ინტრუზივის გრანიტები გათიხებულია. ასეთივე კონტაქტურ მოვლენებს აქვთ ადგილი ამ ჭრილის სამხრეთ კონტაქტში (სოფ. მორძგვეთი), მაგრამ პროცესი აქ უფრო მცირე მასშტაბს ატარებს. ინტრუზივის კონტაქტების ასეთი ხასიათი გვაფიქრებინებს, რომ აქ შეხება გნეისურ კვარციან დიორიტებსა და ინტრუზივის ქანებს შორის ტექტონიკურადა არის გართულებული.

რკვიის ინტრუზივის დასავლეთ ნაწილში (მდ. ბუჯას ჭრილი) გნეისურ კვარციან დიორიტებსა და ინტრუზივს შორის, როგორც ჩრდილო ისე სამხრეთ კონტაქტებზე აღინიშნება მძლავრი (რამოდენიმე ასეული მეტრი სიმძლავრის) პეგმატიტური და აპლიტური ზონები. ამის გამო ინტრუზივის ამ ნაწილში პორფირისებრი გრანიტები უშუალოდ არ გადადიან გნეისურ კვარციან დიორიტებში, მასში ზშირად აღინიშნება რკვიის ინტრუზივის აპოფიზები (ნახ. 3.1.4).



ნახ.3.1.4. რკვის ინტრუზივის აპოფიზი გნეისურ კვარციან დიორიტებში. მდ. ბუჯას ხეობა.

ინტრუზივის აღმოსავლეთ ნაწილშიც მდ. სამალისხევის ჭრილში კონტაქტური ზოლი რკვის ინტრუზივსა და გნეისურ კვარციან დიორიტებს შორის არ არის მკვეთრი და აღინიშნება თანდათანობითი ჩანაცვლება. კერძოდ, პორფირისებრ გრანიტებში ჩნდება გნეისური კვარციანი დიორიტების მცირე ჩანართები, რომელთა რაოდენობა გნეისური კვარციანი დიორიტის მიმართულებით სულ უფრო იზრდება. ბოლოს ისევ გაბატონებულია გნეისური კვარციანი დიორიტები.

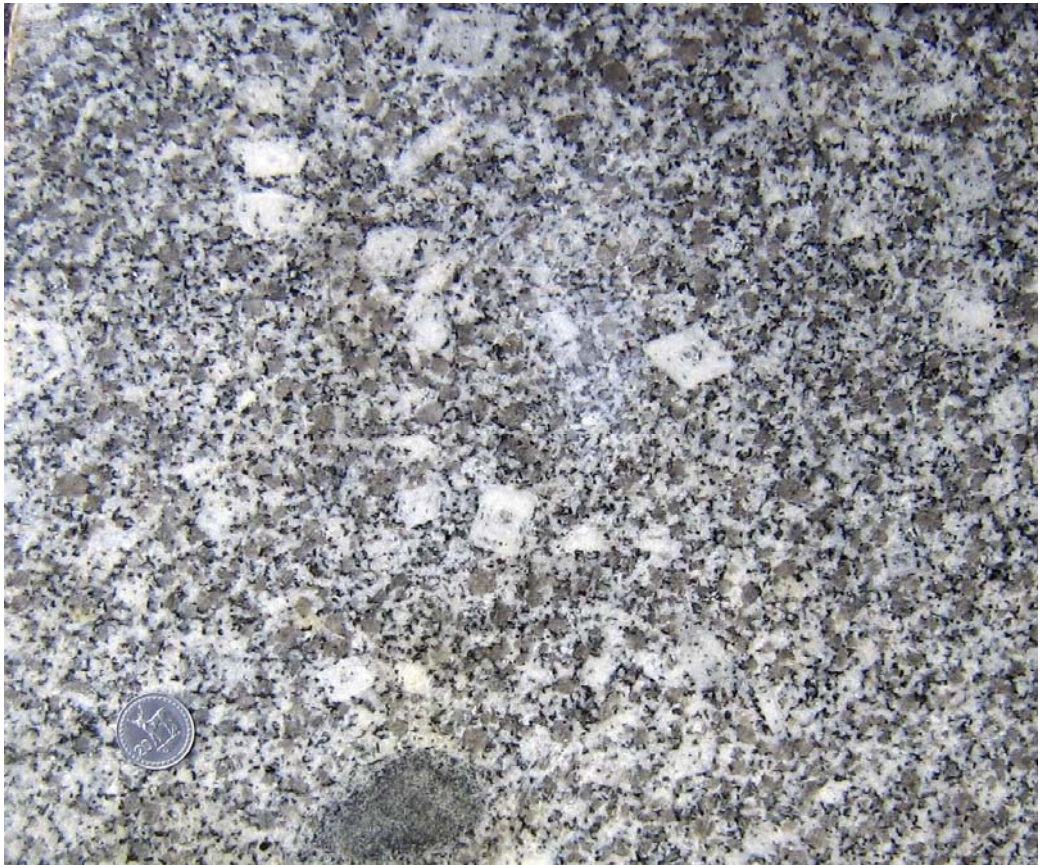
*ინტრუზივის პერიფერიული ნაწილები.*  
როგორც ავღნიშნეთ ინტრუზივის აღმოსავლეთ და დასავლეთი პერიფერიები მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან. დასავლეთ პერიფერიას აშიშვლებს მდინარე ბუჯა და მისი შენაკადების ხეობები. ამ ჭრილში ცენტრალური ნაწილის პორფირისებურ გრანიტებთან

როგორც სამხრეთით, ასევე ჩრდილოეთით მონაცვლეობენ ბიოტიტით გამდიდრებული გრანიტები. ინტრუზივის კიდეებისაკენ გრანიტი უფრო მსხვილმარცვლოვანი ხდება და ამასთან ერთად აღინიშნება მიკროკლინის არათანაბარი განაწილება, განსაკუთრებით იზრდება კვარცის ზომები, გვხვდება ოვალური მარცვლები, რომლებიც 5-10მმ-ს აღწევს დიამეტრში. პერიფერიის გრანიტებისთვის დამახასიათებელია აპლიტური და პეგმატიტური უბნების სიხშირე, რომლებიც უფრო მძლავრია სამხრეთ კიდეებზე, ვიდრე ჩრდილო კიდეებზე. სამხრეთით პეგმატიტები ჭარბობს ძირითად გრანიტს, რაც უფრო სამხრეთისკენ მივდივართ მით უფრო იზრდება მათი როლი და ზომები.

მინერალური შედგენილობის მიხედვით პერიფერიისა და ცენტრალური ნაწილის გრანიტები უმნიშვნელოდ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. პერიფერიაზე პლაგიოკლაზი ალბიტ-ოლიგოკლაზე უფრო ფუძე არ გვხვდება. ცენტრალური გრანიტისგან განსხვავებით პერიფერიის გრანიტი ხასიათდება მიკროკლინის ჭარბი და ქარსის მცირე შემცველობით. აქ ქარსი ძირითადად წარმოდგენილია მუსკოვიტით. პერიფერიის გრანიტის თვისებებია – მსხვილმარცვლოვნება, არათანაბარმარცვლოვნება. გრანიტს აქვს გარდამავალი ხასიათი ნორმულიდან-პეგმატიტურ გრანიტებამდე.

ინტრუზივის აღმოსავლეთი პერიფერიის მიმართულებით აღინიშნება პეგმატიტური და ბიოტიტით გამდიდრებული უბნების თანდათანობითი შემცირება. აქ კონტაქტი ინტრუზივსა და მის გამკვეთ გნეისურ კვარციან დიორიტებს შორის მკვეთრია. ამასთან ზოგ მონაკვეთზე პერიფერიული გრანიტი უფრო წვრილმარცვლოვანი ხდება ვიდრე ცენტრალურ ნაწილში, ხოლო ზოგან განსხვავება თითქმის არ აღინიშნება.

რკვიის ინტრუზივის პორფირისებური გრანიტები. ინტრუზივის ძირითად მასას ქმნის ნაცრისფერი და ვარდისფერი პორფირისებრი გრანიტები, (ნახ.3.1.5; 3.1.6) თანაბარმარცვლოვანი ძირითადი მასით. პორფირისებრი გამონაყოფები წარმოდგენილია K-Na მინდვრის შპატით, რომელიც თანაბრადაა განაწილებული ძირითად მასაში და მათი სიგრძე 6-7სმ-ს აღწევს. ძოგჯერ აღინიშნება 10 სმ-იანი



ნახ.3.1.5. რკვიის ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტი





ნახ. 3.1.6. რკვის ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტი.

გამონაყოფები. იშვიათად გვხვდება აგრეთვე კვარცის 3-5 მმ დიამეტრის მქონე ოვალური კრისტალები. ნაცრისფერი და ვარდისფერი სახესხვაობები მაკროსკოპულად, სტრუქტურულად და მინერალოგიური შედგენილობით ანალოგიური წარმონაქმნებია და სრულიად თანდათანობით ანაცვლებენ ერთმანეთს. აღსანიშნავია, რომ ინტრუზივის ცენტრალური ნაწილი აგებულია ვარდისფერი გრანიტებით, ხოლო პერიფერიაზე ძირითადად ნაცრისფერი გრანიტები გვხვდება K-Na მინდვრის შპატის პორფირული გამონაყოფებით.

რკვის ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტების მთავარი ქანთმშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, K-Na მინდვრის შპატი, კვარცი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი. მეორადი მინერალები წარმოდგენილია ქლორიტით, სერიციტით, მუსკოვიტით, ეპიდოტითა და პელიტური

ნივთიერებებით; აქცესორული მინერალები: აპატიტი, ცირკონი, სფენი, მონაციტი და მაგნეტიტი.

პლაგიოკლაზი ძირითადი მასის მთავარ მინერალს წარმოადგენს (37-40%). იგი გვხვდება საკმაოდ დიდი ზომის იდიომორფული რისტალების სახით 2-4მმ. პლაგიოკლაზის შედგენილობა ცვალებადია, ანდეზინიდან – ალბიტამდე. ძირითად მასაში ხშირად გვხვდება ზონალური პლაგიოკლაზები, რომელთა ცენტრალური ნაწილი ანდეზიური შედგენილობისაა, ხოლო პერიფერიული შედარებით მჟავე – ოლიგოკლაზის ან ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგითაა წარმოდგენილი. პლაგიოკლაზის კრისტალები კვარცისა და K-Na მინდვრის შპატის კრისტალებისაგან გამოირჩევიან იდიომორფიზმით. შედარებით იდიომორფულნი არიან ფუძე პლაგიოკლაზები, რომელთა ფორმირება უფრო ადრე მოხდა, ვიდრე მჟავე პლაგიოკლაზებისა. მჟავე სახესხვაობები ალოტრომორფულნი არიან, რაც კარგად ჩანს ზონალურ პლაგიოკლაზებში. მცირე ზომის პლაგიოკლაზის იდიომორფული კრისტალები ჩანართების სახით გვხვდება K-Na მინდვრის შპატში. ეს ფუძე პლაგიოკლაზებია, რომელიც ხშირად შეცვლილია და გასერიციტებულია.

K-Na მინდვრის შპატი წარმოდგენილია ორი გნერაციით: პირველი – პორფირისებრი გამონაყოფებით და მეორე – ძირითადი მასის. K-Na მინდვრის შპატის პორფირული გამონაყოფები მკვეთრადაა გამოკვეთილი ძირითადი თანაბარმარცვლოვანი მასისაგან და რაიმე გარკვეული ორიენტაციის გარეშე თითქმის თანაბრადაა განაწილებული მასაში. ფერი ვარდისფერ-ხორცისფერი, ხან რძისფერ-თეთრი. მათი ზომები ძირითადად 4-6 სმ აღწევს სიგრძეში. ისინი მკვეთრად იდიომორფულნი არიან და მაღალტემპერატურული კრისტალოგრაფიული ჰაბიტუსი გა-

აჩნიათ. K-Na მინდვრის შპატის გამონაყოფები ინტენსიურად პერტიტიზირებულია. რკვიის ინტრუზივის კალიშპატები შეისწავლა რ. მანველიძემ (Манвелидзе, 1983), მისი მონაცემებით მათ გააჩნიათ მოწესრიგებულობის დაბალი ხარისხი ( $S_{Tp}=0,4-0,7$ ), ხოლო კრისტალიზაციის ტემპერატურა  $650^{\circ}\text{C}$ -ის ტოლია. მიკროკლინის მესერი მთელ მინერალებზე არ შეინიშნება, არამედ ცალკეულ უბნებზე და თანაც არც ისე მკვეთრად. K-Na მინდვრის შპატის პორფირისებრ გამონაყოფებში აღინიშნება პლაგიოკლაზისა და ქარსების იდიომორფული ჩანართები, იშვიათად კვარცის. ისინი ორიენტირებულადაა განლაგებული მათი ზრდის ზონის პარალელურად.

მეორე გენერაციის K-Na მინდვრის შპატები რკვიის გრანიტოიდული ინტრუზივის ძირითადი მასის 10-12% შეადგენს. მათთვის დამახასიათებელია ალოტრიომორფიზმი და იდიომორფულნი არიან კვარცთან შედარებით. პირველი გენერაციის კალიშპატებთან შედარებით ნაკლებ პერტიტიზირებულია. ძირითადი მასის კალიშპატები ხასიათდება მაღალი მოწესრიგებულობის ხარისხით ( $S_{Tp}=0,7-1$ ), მიკროკლინის მესერით და მათი კრისტალიზაციის ტემპერატურა  $450-500^{\circ}\text{C}$ ზე დაბალია (Манвелидзе 1983). ძირითადი მასის K-Na მინდვრის შპატებში ძალიან მცირე რაოდენობით ან საერთოდ არ არის ჩანართები, რომლებიც განლაგებული არიან უწესრიგოდ და ქსენომორფული ფორმები გააჩნიათ.

კვარცი რკვიის ინტრუზივის 37-34% შეადგენს. განსხვავებით სხვა ქანთმაშენი მინერალებისაგან იგი ალოტრიომორფულია და წარმოდგენილია ოვალური ფორმის მარცვლების სახით, რომელთა ზომა  $3\times 2\text{მმ}$ -ია. ერთეულ შემთხვევებში გვხვდება იდიომორფული კვარცის მცირე ზომის ბიპირამიდული მარცვლები. ზოგიერთ მარცვალში ხშირად გვხვ-

დება გაზის მცირე ზომის ბუშტები. გარდა ამისა კვარცში შეიმჩნევა მინდვრის შპატიებისა და ბიოტიტის მცირე ჩანართები. ხშირ შემთხვევაში კვარცის მარცვლები დამსხვრეულია. მათში სუსტად შეინიშნება ტალღისებრი ჩაქრობა.

ქარსები წარმოდგენილია ბიოტიტით და მუსკოვიტით. მათი ქერცლები ძირითადი მასის მინერალებს შორის არათანაბრადაა განაწილებული. ბიოტიტი ძირითადი მასის 5-7% ქმნის და წარმოდგენილია არასწორი ქერცლების სახით, რომელთა ზომები საშუალოდ  $0,8 \times 0,8$ -დან  $0,3 \times 0,4$  მმ-ია. ხშირად კოროზირებულია პლაგიოკლაზის, მიკროკლინის და იშვიათად კვარცის მიერ. ახასიათებს მკვეთრად გამოხატული პლეოქროიზმი ყავისფერიდან ღია ყვითლამდე. ხშირ შემთხვევაში ქლორიტიზირებულია. გაქლორიტებული ბიოტიტი სავსეა მეორადი მაგნეტიტით. გამოფიტვის პროდუქტებიდან ბიოტიტში გვხვდება ეპიდოტი. ბიოტიტი ხშირად ნაცვლდება მუსკოვიტით. ინტენსიური მუსკოვიტიზაციის დროს გრანიტი იძენს ორქარსიან შედგენილობას, ხოლო ზოგჯერ გადადის მუსკოვიტიან სახესხვაობაში.

მუსკოვიტი ძირითადი მასის 2-3% შეადგენს. იგი უფრო მეტი ინტრუზივის პერიფერიულ ნაწილებშია. ხშირად ქმნიან წაგრძელებული ფორმის აგრეგატებს. ქარსები აგრეთვე გვხვდება K-Na მინდვრის შპატში იდიომორფული მცირე ზომის ქერცლების სახით.

აქცესორული მინერალებიდან აღსანიშნავია ცირკონი და აპატიტი. რკვიის ინტრუზივის ცირკონები დეტალურად შეისწავლა ქ. ჩიხელიძემ. ინტრუზივში და აგრეთვე ბუჯისა და ღვითორის პეგმატიტებში ნანახია გიაცინტური ცირკონები (ღია ვარდისფერი, მოყვითალო-მოვარდისფრო). იშვიათად განვითარებულია პრიზმული კრისტალები (Чихелидзе, 2004).

რკვის ინტრუზივის ცირკონებს ახასიათებთ წაგრძელებული ფორმის კრისტალები, რაც მათი დიდ სიღრმეზე წარმოშობის ნიშანია (Ляхович, 1968).

*რკვის ინტრუზივის მარჯვლული ქანები.*

პეგმატიტები. პეგმატიტები და გრანიტები გენეტიკურად დაკავშირებულია იმ გრანიტულ მაგმასთან, რომელმაც მოგვცა რკვის ინტრუზივის ძირითადი ფაზის ქანები (Твалчრელიძე, 1927; Кузнецова, 1931; Топурия, 1938; Белянкин, Петров, 1945; Чихелиძე, 1948; Одикадзе, 1960, 1969; Манвелиძე 1968, 1970). ისინი წარმოდგენილი არიან 0.5-3მ. სიმძლავრის სხეულებით, რომლებიც მიმართებაზე გაიდევნიებიან არა უმეტეს 15-17 მეტრისა. მიმართების აზიმუტები ხშირად  $330-340^{\circ}$  NW ხოლო იშვიათად  $10-20^{\circ}$  NE. მათი შემცავი ქანები ძირითადად წარმოდგენილია ბიოტიტიანი გრანიტებით და ორქარსიანი თანაბარმარცვლოვანი გრანიტებით (ნახ. 3.1.7; 3.1.8).



ნახ.3.1.7. პეგმატიტები. მდ. ბუჯას ხეობა.



ნახ.3.1.8. პეგმატიტები. მდ. ბუჯას ხეობა.

პეგმატიტების ქანთმაშენი მინერალებია: კალიშპატი, კვარცი, მჟავე პლაგიოკლაზი (ალბიტი, ოლიგოკლაზი) და მუსკოვიტი. მცირე რაოდენობით გვხვდება ბიოტიტი, გრანატი და ტურმალინი.

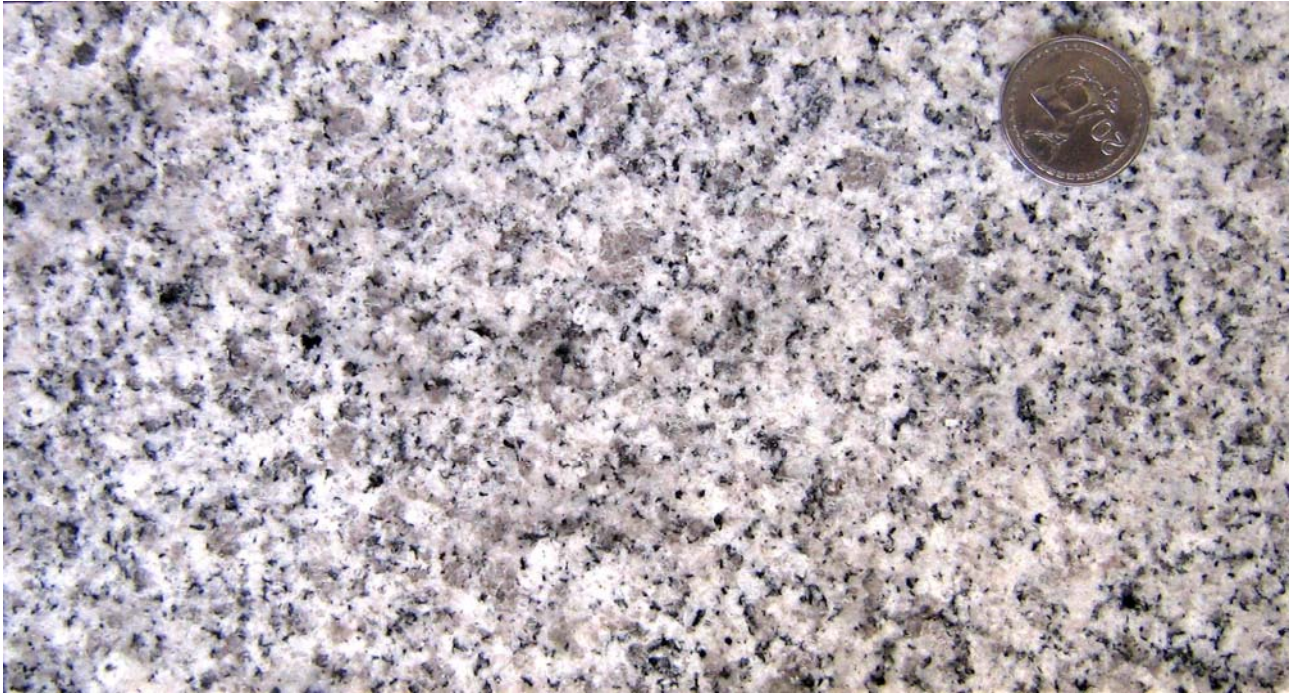
კალიშპატები ქმნიან მსხვილ (5სმ-მდე) კრისტალებს. ინტრუზივის ცენტრალური ნაწილის ვარდისფერი კალიშპატის კრისტალებისგან განსხვავდებიან მაღალი მოწესრიგებულობის ხარისხით ( $Srp=0.7-1$ ), კარგად გამოხატული პერტიტიზაციით, მაგრამ ზოგჯერ გააჩნიათ მიკროკლინის მესერიც.

ინტრუზივის განაპირა ზონებში აღინიშნება გრანიტული აპლიტები. ისინი წარმოდგენილი არიან ერთგვაროვანი სხეულების სახით, რომელთა სიმძლავრე ერთეული სანტიმეტრებიდან ერთეულ მეტრებამდე აღწევს. ხშირად შეიმჩნევა პეგმატიტებისა და აპლიტების მჭიდრო კავშირი. მაგ. აპლიტი ქმნის კიდურა ნაწილებს და ცენტრი გვაქვს პეგმა-

ტიტური – ან პირიქით. ინტრუზივიდან მოშორებით შეიმჩნევა ძარღვების აგებულების გამარტივება – საერთოდ არ არის აპლიტური და აპლიტ-მინდვრის შპატიანი ზონები ერთად და პეგმატიტური ძარღვები აგებული არიან მხოლოდ მსხვილმარცვლოვანი კვარცისა და მიკროკლინის აგრეგატებით. ინტრუზივიდან კიდევ უფრო მოშორებით ჩნდება უფრო დაბალტემპერატურული ზონები. ზოგიერთი ძარღვის ცენტრში ჩნდება კვარცის ზონა. ბოლოს კი პეგმატიტური ძარღვები იცვლება კვარცის ძარღვებით.

რკვიის ინტრუზივის ფარგლებში და განსაკუთრებით მის პერიფერიაში აღინიშნება ქარსიანი გრანიტების ძარღვები. ეს წარმონაქმნები შეიძლება გაერთიანდეს ორ სახესხვაობაში: წვრილმარცვლოვანი მუსკოვიტიანი გრანიტები და საშუალომარცვლოვანი ორქარსიანი გრანიტები, რომელებიც შეიძლება გამოყენებული იქნეს მოსაპირკეთებელ მასალად (ნახ.3.1.9).

წვრილმარცვლოვანი მუსკოვიტიანი გრანიტები – ღია ვარდისფერი, იშვიათად – თეთრი ფერის ქანებია. ისინი ქმნიან (ღვითორი, ზემო შავრანა, ბუჯა, სამალისხევი; მდ. ყვირილაზე კვარციან დიორიტებში ინექციების სახით) 1-1,5მ-დან 3-3,5მ-დე სიმძლავრის გამკვეთ სხეულებს, რომელთაც გააჩნიათ 330-340°NW ან 30-35°NE მიმართებები.



ნახ.3.1.9. თანაბარმარცვლოვანი ორქარსიანი გრანიტი. მდ. ყვირილას ხეობა.

მათი მინერალოგიური შედგენილობაა: კვარცი, ალბიტი, მიკროკლინი და მუსკოვიტი. აქცესორული მინერალებია – აპატიტი, ცირკონი, გრანატი და მაგნეტიტი. მეორადი მინერალები წარმოდგენილია სერიციტით, ქლორიტით, კალციტით და უმნიშვნელო რაოდენობის ეპიდოტით. ორქარსიანი გამკვეთი გრანიტები. ეს საშუალომარცვლოვანი, ვარდისფერი ქანებია, რომლებიც დაახლოებით ისევე არიან სივრცეში ორიენტირებული, როგორც მუკოვიტიანი გრანიტები. მაგრამ ისინი უფრო მძლავრ სხეულებს ქმნიან (20-28მ). ამ გრანიტების ძირითადი ქანთმაშენი მინერალებია: კვარცი, ალბიტი, კალიშპატი და ბიოტიტი. მეორადი მინერალებია: მუსკოვიტი, სერიციტი, ქლორიტი. აქცესორული მინერალებია რუტილი, აპატიტი და იშვიათად გრანატი.

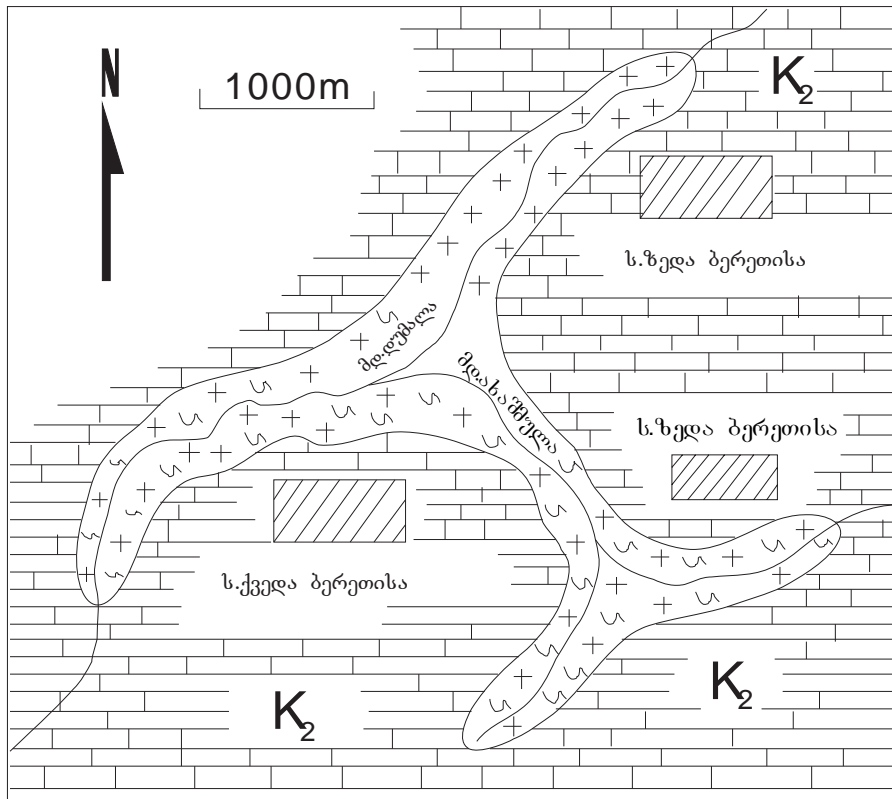
### 3.2. ბერეთისას ინტრუზივი



რკვიის ინტრუზივის მიმართების აღმოსავლეთ გაგრძელებაზე, დაახლოებით 11-12 კმ-ში, მდინარეების დუმალასა და მისი მარცხენა შენაკადის ახაშმულას ხეობებში, სოფელ ბერეთისასთან ახლოს, ზედაცარცული კირქვების ქვეშ შიშვლდება რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდების მსგავსი სხეული. იგი ვიწრო ზოლის სახით მიუყვება აღნიშნული მდინარეების ხეობებს და მისი გაშიშვლებული ფართობი დაახლოებით 2 კმ<sup>2</sup>-ია (ნახ.3.2.1).

ბერეთისას ინტრუზივისთვის, ისე როგორც რკვიის ინტრუზივისთვის დამახასიათებელია არაერთგვაროვანი აგებულება კერძოდ, ცენტრალური ნაწილი წარმოდგენილია პორფირისებრი გრანიტებით, ხოლო პერიფერიებზე აღინიშნება გრანიტოიდული პეგმატიტების მძლავრი ზონები. ბერეთისას ინტრუზივის აღმოსავლეთი და სამხრეთი გაშიშვლებები წარმოდგენილია პეგმატიტური ველებით, ხოლო ჩრდილო ნაწილი აგებულია პორფირისებრი გრანიტებით. უკანასკნელნი სოფ. ზედა ბერეთისასთან არსებული კირქვის კარიერიდან სამხრეთით 200 მ-ში იფარება ზედაცარცული კირქვებით.

ბერეთისას ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტებს ახასიათებთ ნაცრისფერი შეფერილობა, მიკროკლინის რძისფერი პორფირისებრი გამონაყოფები, რომელთა საშუალო სიგრძე საშუალოდ 3-4 სმ-ია, ხოლო ზოგჯერ 5-6 სმ აღწევს. სიგანე ამ მინერალების 1,5-2 სმ-ს უდრის. ეს გაშიშვლება 100-200 მ-ს სიმძლავრით გაიდევნება დაახლოებით 1,5-კმ-ზე და სრულ პეტროგრაფიულ ანალოგს წარმოადგენს რკვიის ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტების. დინარეების ახაშმულას და დუ-



ნახ. 3.2.1. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ბერეთისას ინტრუზივის სქემატური გეოლოგიური რუკა.

პირობითი ნიშნები: 1. ზედაცარცული კირქვები; 2. გვიანპერცინული მიკროკლინიანი გრანიტები და პეგმატიტები; 3. ადრეპერცინული მიკროკლინიანი პორფირისებრი გრანიტები; 4. გეოლოგიური საზღვრები.

მალას შესართავთან, აღნიშნული გრანიტები ისე როგორც რკვიის ინტრუზივის შემთხვევაში ნაწილობრივ ვარდისფერ შეფერილობას იძენენ. მდინარეების დუმალასა და ახაშმულას შეერთების სამხრეთით და მთლიანად მდ. ახაშმულას ჭრილში, აღნიშნულ პორფირისებრ გრანიტებს ანაცვლებს გრანიტოიდული პეგმატიტები (ნახ. 3.2.2; 3.2.3). რაც შეეხება პეგმატიტებს, აქ შეიმჩნევა პეგმატიტებისა და აპლიტების ასოციაციები. სხეულის კიდეებში პეგმატიტური ძარღვები იცვლება კვარცის ძარღვებით. როგორც მდ. ახაშმულას ისე მდ. დუმალას ჭრილებში აღინიშნება თანაბარმარცვლოვანი ორქარსიანი გრანიტოიდების, მცირე სიმძლავრის (1-3 მ) გამკვეთი სხეულები.



ნახ.3.2.2. გრანიტოიდული პეგმატიტი. მდ. დუმაღას ხეობა.



ნახ.3.2.3. გრანიტოიდული პეგმატიტები ანაცვლებენ გრანიტოიდებს. მდ.ახაშუღას სამხრეთ სათავეები.

ბერეთისას ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტების მთავარი ქანთმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, კალიუმის მინდვრის შპატი, კვარცი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი. მეორადი მინერალები წარმოდგენილია ქლორიტით, სერიციტით და პელიტური მასით. აქცესორული მინერალებია – აპატიტი, ცირკონი და მაგნეტიტი. პლაგიოკლაზი ძირითადი მასის მთავარი მინერალია. იგი ხშირად ზონალურია და წარმოდგენილია ანდეზინ – ოლიგოკლაზ – ალბიტის ზონებით. ხშირ შემთხვევაში ისინი განიცდიან გათიხებას და გასერიციტებას და აგრეთვე მცირე ჩანართების სახით გვხვდებიან არიან კალიუმის მინდვრის შპატში. კალიშპატი ორი გენერაციით არის წარმოდგენილი. პირველი – პორფირისებრი გამონაყოფებით და მეორე – ძირითადი მასის კრისტალებით. ხშირ შემთხვევაში პორფირისებრი გამონაყოფები 5-6 სმ-ს აღწევენ სიგრძეში. მათ გააჩნიათ იდიომორფული ფორმები და ზოგიერთ კრისტალზე უბან-უბან აღინიშნება მიკროკლინის დამახასიათებელი მესერი. პორფირისებრ მიკროკლინებში ხშირია პლაგიოკლაზების და მუსკოვიტების ჩანართები. მეორე გენერაციის კალიშპატები ძირითადი მასის 12-15% შეადგენენ და მათში მრავლად შეიმჩნევა მუსკოვიტების ჩანართები. კვარცი პორფირისებრი გრანიტების 35-37% შეადგენს, წარმოდგენილია ალოტრიომორფული მარცვლებით, რომლებიც რკვიის ინტრუზივის ანალოგიური წარმონაქმნის კვარცებთან შედარებით ოდნავ დამსხვრეული არიან. ზოგიერთ კვარცის კრისტალში აღინიშნება მკვეთრად გამოხატული ტალღისებრი ჩაქრობა.

ბერეთისას გრანიტოიდების ქარსები წარმოდგენილია ბიოტიტებით და მუსკოვიტებით. ბიოტიტები ძირითადი მასის 4-6% შეადგენს.

წარმოდგენილი არიან უფორმო აგრეგატების სახით და მათ ახასიათებთ პლეოქროიზმი მუქი ყავისფერიდან – ჩალისფერამდე. ბიოტიტების დიდი ნაწილი განიცდის მუსკოვიტიზაციას და ქლორიტიზაციას, მასში გვხვდება აგრეთვე ეპიდოტი და მცირე ზომის ცირკონის კრისტალები. მუსკოვიტი ძირითადი მასის 3-4% შეადგენს და იგი ორი გენერაციისაა – პირველადი და მეორადი. პირველადი მუსკოვიტები ქმნიან წაგრძელებული ფორმის ქერცლებს, მეორადი მუსკოვიტები გვხვდება მცირე ზომის ქერცლების სახით, როგორც პლაგიოკლაზებში, ასევე კალიუმის მინდვრის შპატის პორფირისებრ გამონაყოფებში.

ამრიგად, საველე და პეტროგრაფიული შესწავლის შედაგად ბერეთისას გრანიტოიდების გაშიშვლებული ნაწილი სტრუქტურულად, ტექსტურულად და მინერალური შედგენილობით სრულ ანალოგიურია რკვიის ინტრუზივთან. ქანთა სივრცეში განაწილების მიხედვითაც იგი იდენტურია რკვიის ინტრუზივის დასავლეთ პერიფერიის, რომელსაც კარგად აშიშვლებს მდ. ბუჯას ხეობა. ბერეთისას გაშიშვლების სამხრეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიული ნაწილი აგებულია აპლიტებით და პეგმატიტებით, ისევე როგორც მდ. ბუჯას ჩრდილო და სამხრეთ პერიფერიაზე. ხოლო რაც შეეხება ცენტრალურ ნაწილს, აქ ორივე შემთხვევაში გვაქვს პორფირისებრი გრანიტები, რომლებიც პერიფერიებისკენ ნაცვლდება პეგმატიტური წარმონაქმნებით. აღსანიშნავია, რომ პორფირისებრი გრანიტოიდები ორივე გაშიშვლებაში ხშირად იკვეთება თანაბარმარცვლოვანი ორქარსიანი გრანიტებით, რაც კიდევ ერთი დამატებითი არგუმენტია აღნიშნული გაშიშვლებების კავშირის ერთიან მაგმურ კერასთან და გეოდინამიკურ პროცესებთან.

#### 4. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის პეტროქიმია

პეტროლოგიის განვითარების თანამედროვე ეტაპზე პეტროქიმიურ კვლევებს მნიშვნელოვანი ადგილი უკავია, რადგანაც მისი საშუალებით შესაძლებელია გაირკვეს როგორც ქანთა კლასიფიკაციურ-გენეტიური, ისე მაგმური მდნარების ევოლუციის საკითხები.

ჩვენს მიერ ჩატარებულმა პეტროქიმიურმა სამუშაოებმა დაადასტურა ის შეხედულებები და წარმოდგენები, რომლებიც შეგვექმნა საველე გეოლოგიური და პეტროგრაფიული კვლევების დროს.

პეტროქიმიური კვლევების დროს ჩვენ გამოვიყენეთ ვარიაციული მეთოდი. მაგმური სისტემების კვლევის ეს პრინციპი პირველად შემოგვთავაზა გერმანელმა პეტროლოგმა ა. ჰარკერმა (1949), ხოლო შემდეგ მას იყენებდა ა. ზავარიცკი (1930), პ. ნიგლი (1931) და სხვები. მაგმურ სისტემებში ეს მეთოდი კარგ შედეგებს გვიჩვენებს, რადგანაც მასში ჩადებულია ის მექანიზმი, რომელიც გვიჩვენებს აღნიშნული სისტემების ევოლუციის დროს. ამ მეთოდის უპირატესობა სხვა მეთოდებთან შედარებით იმაში მდგომარეობს, რომ იგი არა მარტო ობიექტების სისტემიზირების საშუალებას იძლევა, არამედ არკვევს მათი ევოლუციის ტენდენციებს. ამასთანავე, კვლევის ეს პრინციპი ადვილად აღსაქმელია, რადგანაც მათი შედეგები გამოიხატება ვექტორებით, რომელიც საშუალებას იძლევა ცალკეული მაგმური სისტემების ევოლუციის პროცესები შევადაროთ ერთმანეთს.

ვარიაციული პრინციპით კვლევის დროს გამოვიყენეთ დ. ველიკოსლავინსკის მეთოდი (Великословинский, 1984). ამ მეთოდის მიხედვით

ქანების ქიმიური ანალიზები იყოფა 5 სიმჟავიანობის ჯგუფად: I, II, III, IV, V, სადაც  $I < 57\% \text{SiO}_2$ ;  $II = 57,00-61,99\% \text{SiO}_2$ ;  $III = 62,00-67,99\% \text{SiO}_2$ ;  $IV = 68,00-75,00\% \text{SiO}_2$ ;  $V > 75,00\% \text{SiO}_2$ . თითოეულ სიმჟავიანობი ჯგუფში გამოითვლება საშუალო მაჩვენებლები, ხოლო პეტროქიმიური პარამეტრები ითვლება როგორც ცალკეული ანალიზებისთვის, ისე სიმჟავიანობის ჯგუფების მიხედვითაც. სიმჟავიანობის საშუალო წერტილები ერთდება მრუდებით, რაც საშუალებას იძლევა თვალი ვადევნოთ მაგური სისტემებში მიმდინარე ევოლუციას.

ჩვენს მიერ შესწავლილი გრანიტოიდული კომპლექსის საშუალო ქიმიური ანალიზები და პეტროქიმიური პარამეტრები მოცემულია 4.1 და 4.2 ცხრილებში, ხოლო თითოეული ნიმუშის ქიმიური ანალიზები და პეტროქიმიური პარამეტრები მოცემულია დანართში: 1, 2, 3, 4, 5 და 6.

როგორც ნახ. 4.1-დან ვხედავთ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანების დიდი ნაწილი ხვდება ნორმული გრანიტების ველში. ამ ველში თავსდება, თითქმის მთლიანად, როგორც რკვიის ინტრუზივის, ისე ბერეთისას პორფირისებრი გრანიტები, რაც გარკვეულ წილად მათ გენეტურ ერთიანობაზე მიუთითებს. ინტრუზივის ძირითადი ფაზის გამკვეთი თანაბარმარცვლოვანი გრანიტების ფიგურული წერტილები ტუტე გრანიტების ველში თავსდება, ხოლო რესტიტული მიგმატიტები და ტონალიტები, შესაბამისად – გრანოდიორიტების და ტონალიტების ველებში.

რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის საშუალო ქიმიური შედგენილობა IV და V სიმჟავიანობის ჯგუფების მიხედვით  
ცხრილი 4.1.

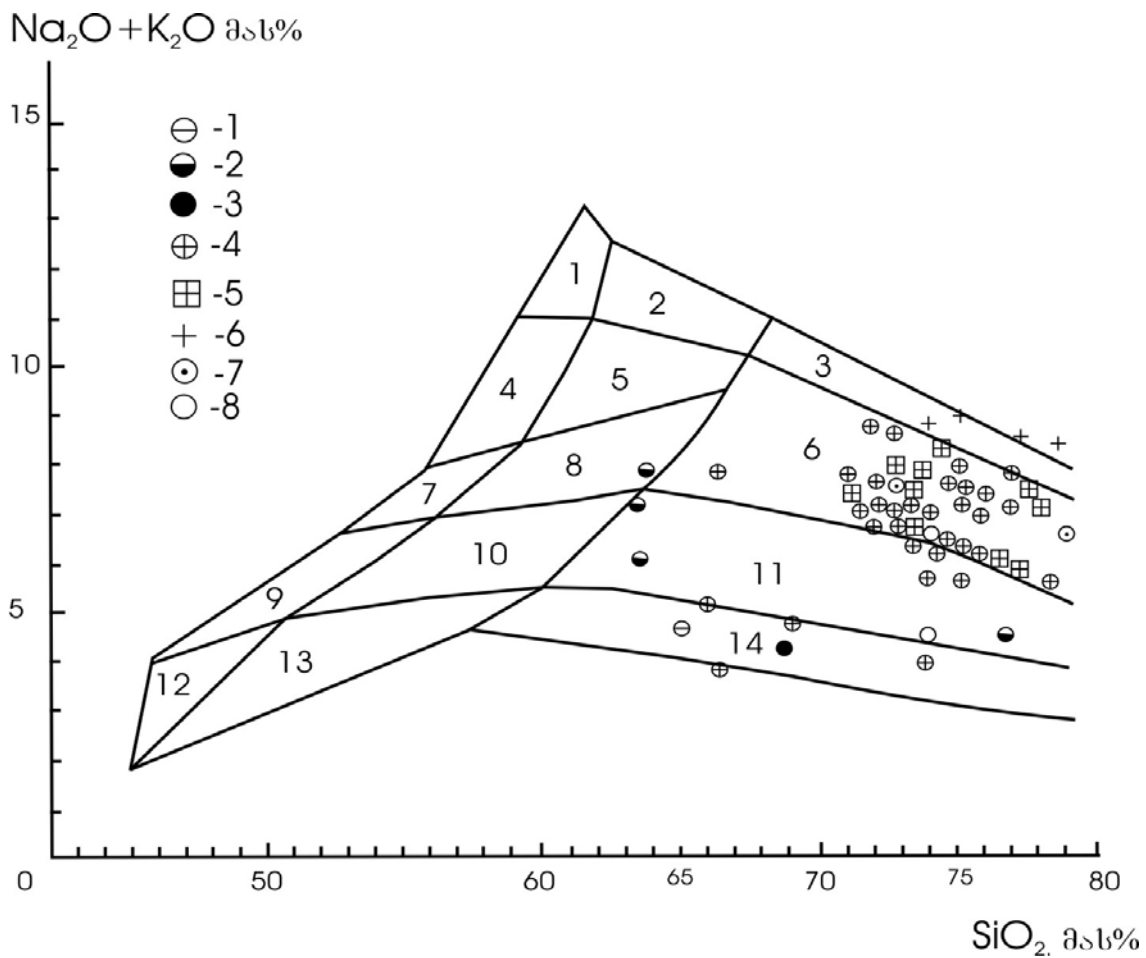
ჯგ.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
პორფირისებრი გრანიტები											
IV	72,89	0,14	14,03	1,58	0,45	0,04	1,09	0,55	3,56	3,42	0,014
V	76,27	0,126	12,9	1,98	0,33	0,03	0,87	0,55	3,61	3,28	0,09
თანაბარმარცვლოვანი გრენიტები											
IV	74,42	0,025	12,92	0,75	0,14	0,30	0,77	0,185	4,34	4,63	0,145
V	77,12	0,06	11,36	0,66	0,04	0,04	0,80	0,21	4,05	4,18	0,17
პეგმატიტები და აპლიტები											
IV	73,62	0,09	14,25	1,94	0,48	0,04	0,90	0,56	3,71	3,04	0,11
V	76,31	0,03	12,85	0,74	0,20	0,02	0,40	0,19	3,58	3,79	0,09

რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის საშუალო პეტროქიმიური პარამეტრები IV და V სიმჟავიანობის ჯგუფების მიხედვით

ცხრილი 4.2.

ჯგ.	A	F	M	K	f	CaO+ 2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + 2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	A	C	N	K
პორფირისებრი გრანიტები															
IV	73,9	20,3	5,8	42,8	62,5	15,92	96,02	10,9	-11,9	3755	381	137	19	55	37
V	73,5	20,6	5,9	41,7	66,5	13,77	98,87	8,9	-7,8	4017	247	126	15	52	38
თანაბარმარცვლოვანი გრანიტები															
IV	89,9	8,2	1,9	38,2	83,3	13,69	97,34	6,9	-26,8	3647	218	130	13	74	46
V	90,7	6,9	2,4	38,9	64,0	12,16	98,93	6,9	-26,8	3950	207	118	14	67	42
პეგმატიტები და აპლიტები															
IV	70,7	23,4	5,9	44,6	67,8	15,14	97,87	9,9	-8,7	3877	263	139	16	49	39
V	87,4	10,2	2,4	38,2	73,7	13,25	99,16	7,2	-10,2	3970	238	126	7	61	38

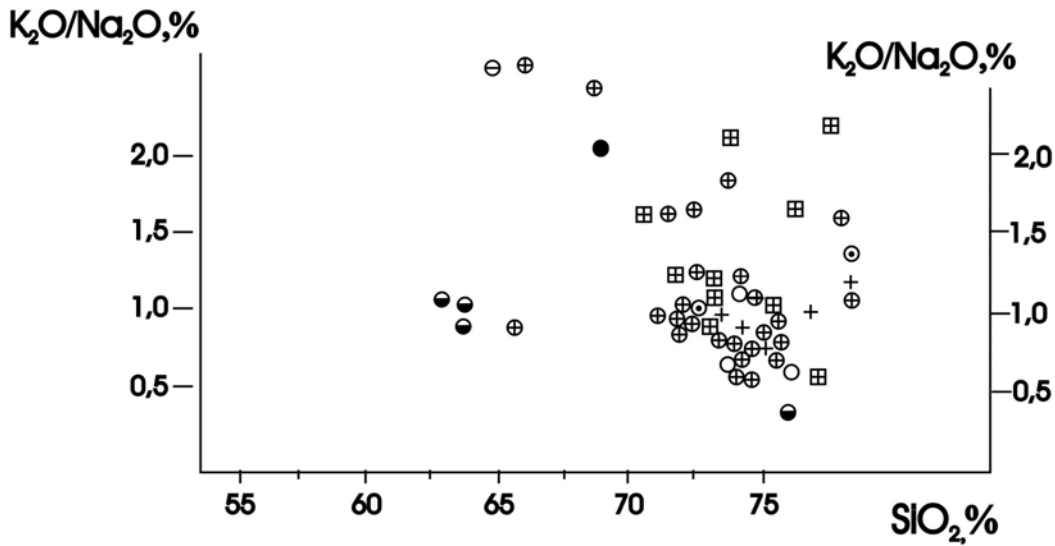




ნახ.4.1. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანები (NaO<sub>2</sub>+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub> გრანიტოიდების დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე (Middlemost, 1985).

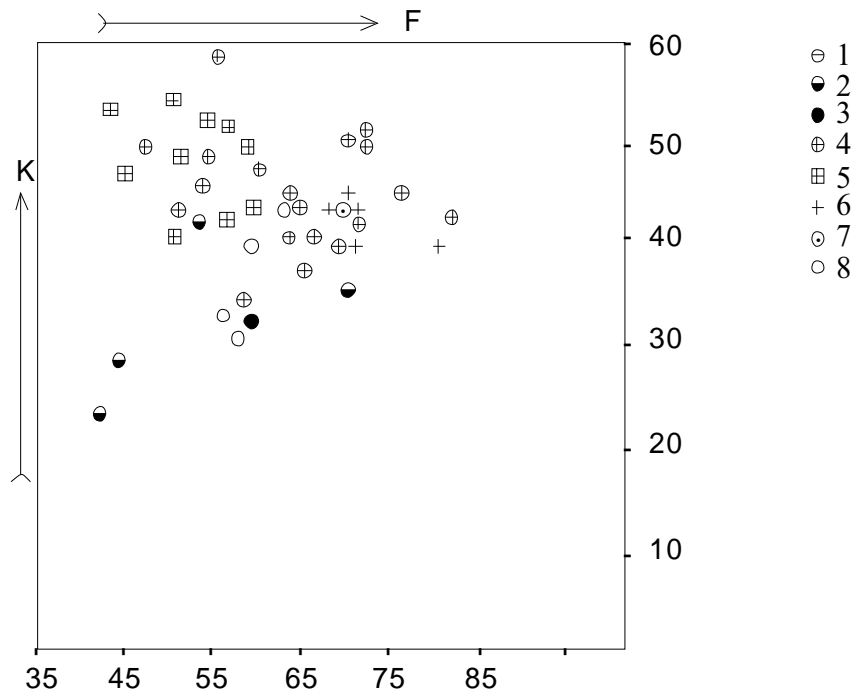
*ველები:* 1. ტუტე სიენიტები; 2. ტუტე კვარცსიენიტები; 3. ტუტე გრანიტები; 4. სიენიტები; 5. კვარცსიენიტები; 6. გრანიტები; 7. მონცონიტები; 8. კვარცმონცონიტები; 9. მონცოდიორიტები; 10. კვარც-მონცოდიორიტები; 11. გრანოდიორიტები; 12. გაბროები; 13. კვარცდიორიტები; 14. ტონალითები.

*პირობითი აღნიშვნები:* 1 – გრანიტ-გნეისები; 2 - მიგმატიტები; 3 - ტონალითები; 4 - რკვიის ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტები; 5 – ბერეთისას ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტები; 6 – რკვიის ინტრუზივის თანაბარმარცველოვანი გრანიტები; 7 – აპლიტები; 8 – პეგმატიტები.



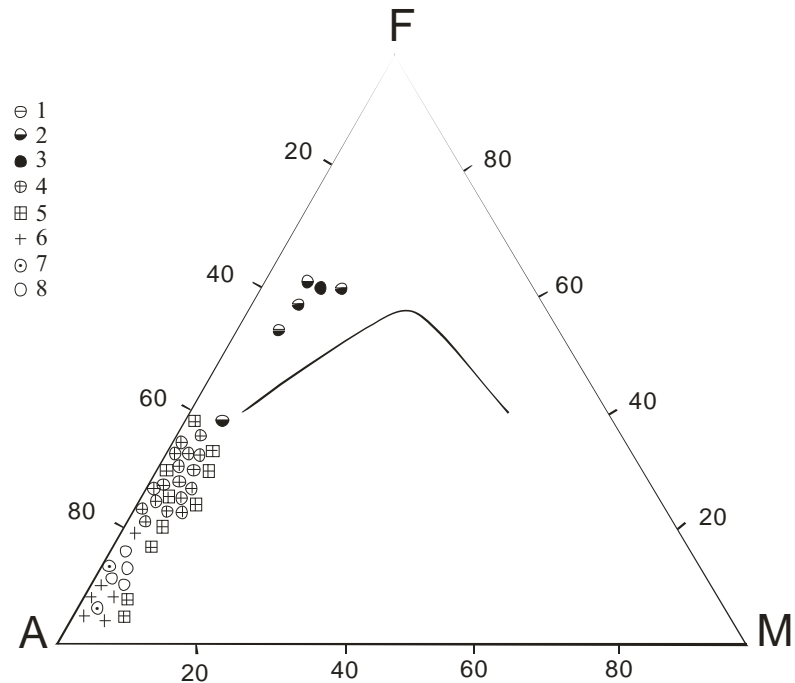
ნახ. 4.2.  $K_2O/Na_2O\%$  და  $SiO_2\%$  დამოკიდებულების დიაგრამა რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის გრანიტოიდებისათვის. პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 4.1-ზე.

როგორც ნახ. 4.2-დან ვხედავთ, რკვია-ბერეთისას ინტრუზიულ კომპლექსში  $K_2O$  და  $Na_2O$  შემცველობა დაახლოებით თანაბარია, მაგრამ ზოგიერთ პორფირისებრ გრანიტებში  $K_2O$  კონცენტრაცია  $Na_2O$ -თან შედარებით საგრძნობლადაა გაზრდილი და ზოგჯერ ეს ფარდობა 2 აღწევს. ზოგადად ტუტეების კონცენტრაციის ვარიაციები რკვია-ბერეთისას ინტრუზიულ კომპლექსში ნორმული გრანიტებისთვის დამახასიათებელ საზღვრებში აღინიშნება. ამ ქანებში საკმაოდ მაღალია კალიუმინობა (40-50%) და რკინიანობა (40-60%) (ნახ.4.3), რაც დამახასიათებელია გვიანროგენული გრანიტოიდული წარმონაქმნებისთვის (Великословинский, 1984).



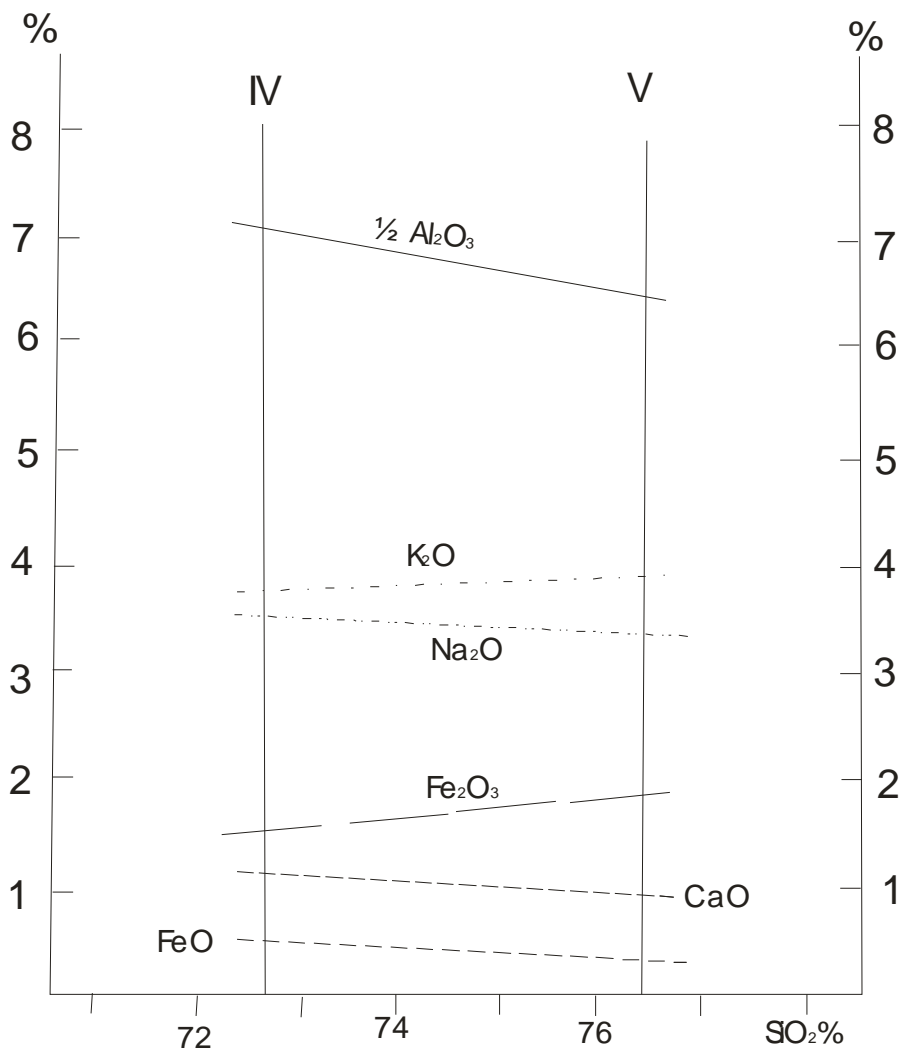
ნახ. 4.3. KF დიაგრამა რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანებისათვის.  
 $K = K/(K+Na) \times 100\%$ ;  $F = (Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn) / (Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn + Mg) \times 100\%$ .  
 პირობითი ნიშნებია იგივე, რაც ნახ.4.1-ზე.

AFM დიაგრამიდან (ნახ.4.4), ნათლად ჩანს, რომ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის მაგმა მიეკუთვნება კირტუტე სერიას, რომელიც ძალიან გაღარიბებულია MgO ჟანგეულებით. ამასთან რკვი-ისა და ბერეთისას ინტრუზივების პორფირისებრი გრანიტების ფიგურული წერტილები ერთ და იგივე ველეზს იკავებენ, რაც კიდევ ერთი დამატებითი ნიშანია მათი გენეტური იდენტურობის.



ნახ.4.4. AFM დიაგრამა რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანებისთვის. მრუდებით გამოყოფილია ტოლეიტური (ზედა) და კირტუტე (ქვედა) სერიის ველები (Irvine, Baragar, 1971).  $A=Na_2O+K_2O$ ;  $F=FeO+0,9Fe_2O_3$ ;  $M= MgO$ . პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 4.1-ზე.

როგორც ვარიაციული დიაგრამიდან ვხედავთ (ნახ.4.5), რომელიც აგებულია ჰარკერის პრინციპით (Harker, 1949) მაგმურ სისტემაში  $SiO_2$  ზრდის პარალელურად მცირედ იზრდება  $K_2O$  და  $Fe_2O_3$  შემცველობანი და ასევე მცირდება  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$  და  $FeO$  კონცენტრაციები. ამასთან ეს დიაგრამა გვიჩვენებს, რომ შემოჭრილ ანატექტურ მდნარს მაღალი სიმჟავიანობა გააჩნდა, რის გამოც მაგმურ სისტემაში ჟანგეულების ვარიაციები ძალიან სუსტად აღინიშნებოდა.



ნახ.4.5. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის გრანიტოიდების ვარიაციული დიაგრამა. (აგებულია სიმუქავიანობის ჯგუფების საშუალო მონაცემების მიხედვით).

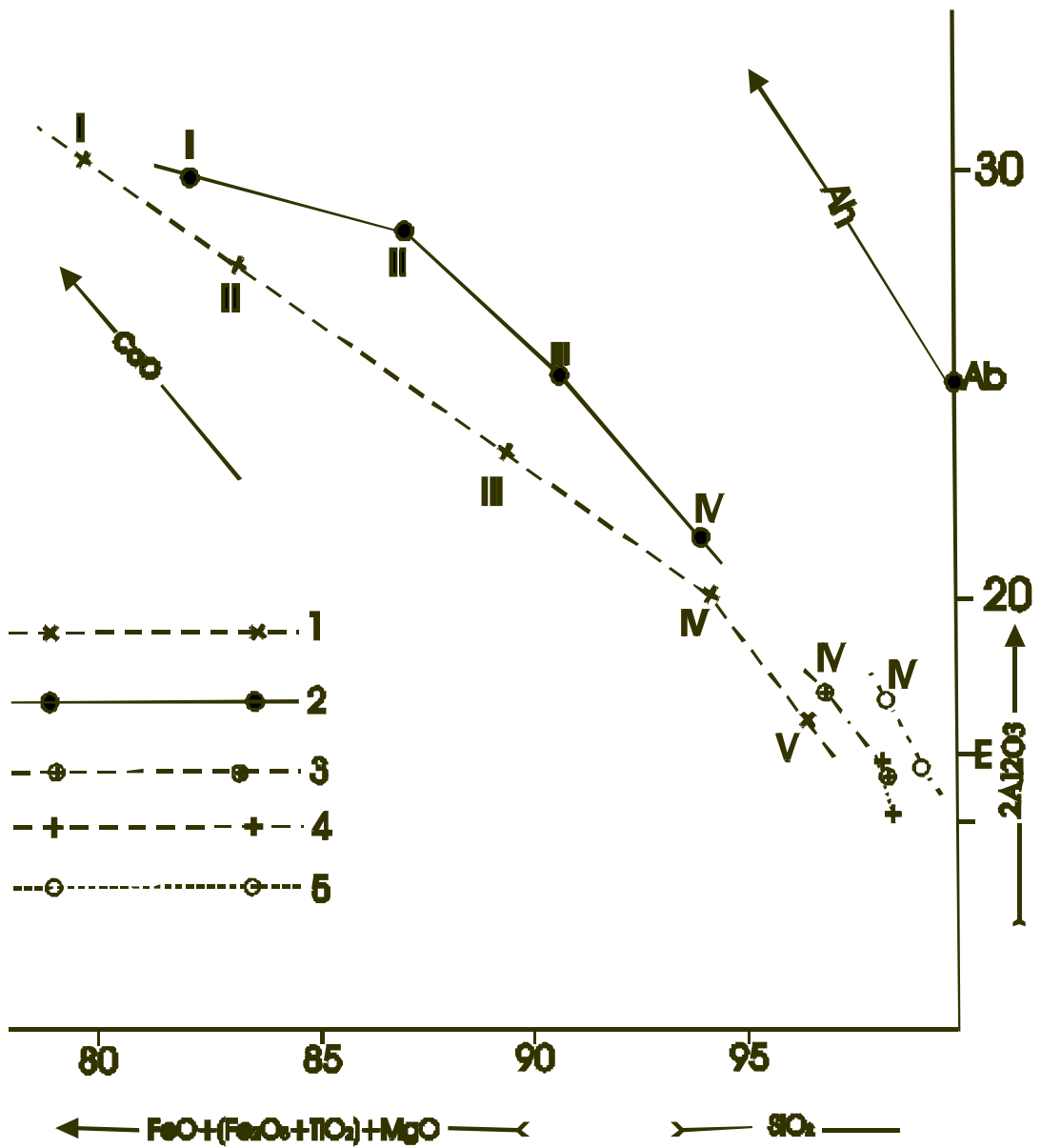
თუ ჰარკერის მეთოდი (Harker, 1949) საშუალებას გვაძლევს თვალი ვადევნოთ თვითეული ჟანგეულის ვარიაციებს, ერვარდ-ელი-სევის ვექტორიალური დიაგრამა (Елисеев, 1985) ერთ გრაფიკზე ასახავს მაგმური სისტემის ევოლუციის მთელ პროცესს. იგი საშუალებას გვაძლევს დეტალურად განვიხილოთ მრავალკომპონენტური მაგმური სისტემის კრისტალიზაციის თანმიმდევრობა, როგორც ქიმიური ისე

მინერალური ფაქტორების გათვალისწინებით. ამასთან, გენეტური სახესხვაობა წარმოდგენილია ვექტორით, ანუ, ევოლუციის ვარიაციული გზით, რომელიც სხვადასხვა გენეტური სახეობების შედარების საშუალებას იძლევა. ფ.ევრარდის (Evrard, 1947)  $TiO_2-(TiO_2+Fe_2O)$  გრაფიკზე, ნათლად ჩანს, რომ კომაგმური ქანების ანალიზები ლაგდებიან სწორხაზობრივად, ხოლო ასიმილაციის, ჰიბრიდიზმის და მეტასომატიზმის შემთხვევაში – არასწორხაზობრივად. როგორც ჩანს ეს პროცესი განპირობებულია მდნარების კრისტალიზაციის ფიზიკურ-ქიმიური კანონებით, რომელიც ასიმილაციის, ჰიბრიდიზმის და მეტასომატიზმის შემთხვევაში ირღვევა, რაც არასწორხაზობრივ მრუდებში აისახება.

ნახაზი 4.6 წარმოადგენს ევრარდ-ელისევის დიაგრამა-მოდელს, აგებულს რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანებისთვის. შედარებისთვის ამავე დიაგრამაზე დატანილია კავკასიონის ჰერცინული გაბრო-პლაგიოგრანიტების და გაბრო-ადამელიტების სერიების ტრენდები (Окросцваридзе, 1995). როგორც დიაგამიდან ვხედავთ აღნიშნული სერიები ევოლუციის დიდ გზას გადიან დაწყებული ფუძე ქანებიდან – დამთავრებული მჟავითი. ამასთან გაბრო-პლაგიოგრანიტული სერიის ტრენდი სწორხაზობრივია, რადგანაც სისტემა კომაგმურია, მხოლოდ პოსტმაგმური გაკვარცების გამო სიმჟავიანობის მეხუთე ჯგუფი გამოდის ევტექტიკის ზონიდან. განსხვავებით ამ სერიისგან გაბრო-ადამელიტური სერიის ტრენდები ხასიათდება ზიგზაგებით, რაც მისი ფორმირების დროს ასიმილაციის და ჰიბრიდიზმის პროცესებზე მიგვანიშნებს, თუმცა მისწრაფის გრანიტოიდული ევტექტიკისკენ. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანები კი მთლიანად გრანიტოიდული ევტექტიკის ზონაში თავსდებიან და არ

გადიან პეტროქიმიური ევოლუციის დიდ გზას, რაც იმაზე მიგვითითებს, რომ შემოჭრილი ანატექტური მდნარი უკვე მყავე შედგენილობის იყო, რის გამოც ინტენსიური კრისტალური ფრაქცირება არ მომხდარა, რაც აისახება მისი ევოლუციის ტრენდებში. საყურადღებოა, რომ პორფირისებრი გრანიტოიდების ევოლუციის ტრენდს უშუალოდ აგრძელებს ორქარსიანი თანაბარმარცვლოვანი გრანიტების ტრენდი ე. ი. ორივე გენეტური სახესხვაობას ერთი და იგივე მაგმური კერა გააჩნდა.

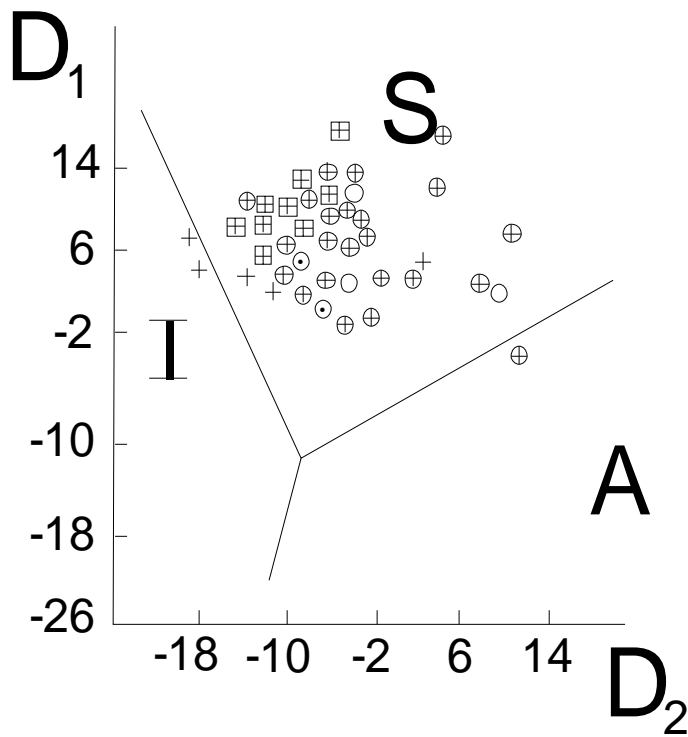
ნახაზი 4.7-ზე მოცემულია  $D_1$ - $D_2$  დისკრიმინაციული დიაგრამა რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსისთვის. როგორც ამ დიაგრამიდან ვხედავთ აღნიშნული კომპლექსის გრანიტოიდების თითქმის ყველა ფიგურული წერტილები S ტიპის ველში თავსდება. გამონაკლისს წარმოადგენს ორქარსიანი გრანიტების ორი ფიგურული წერტილი, რომელიც I ტიპის გრანიტოიდების ველში თავსდება და ერთი, პორფირისებრი გრანიტის ფიგურული წერტილი, რომელიც A ტიპის ველში განთავსდა, რაც არანაირად არ ცვლის საერთო მონაცემებს.



ნახ.4.6. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის პეტროქიმიური ევოლუციის დიაგრამა-მოდელი (ევრარდ-ელისევის მიხედვით). E – ევტექტიკის ზონა.

მრუდები: 1. კავკასიონის ჰერცინული გრანიტოიდების გაბრო-პლაგიოგრანიტული სერია; 2. კავკასიონის ჰერცინული გრანიტოიდების გაბრო-ადამელიტური სერია; 3. რკვია-ბერეთისის ინტრუზიული კომპლექსის პორფირისებრი გრანიტები; 4. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის თანაბარმარცვლოვანი ორქარსიანი გრანიტები; 5. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის პეგმატიტები და აპლიტები.





ნახ. 4.7. დიაგრამა  $D_1$ - $D_2$  (Hassan, McAllister, 1992) რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანებისთვის.

$$D_1 = 0,76Al_2O_3 + 5,96TiO_2 + 2,91MnO - 1,93Na_2O + 1,95K_2O - 18,50P_2O_5$$

$$D_2 = 0,37Al_2O_3 + 7,25TiO_2 - 54,08MnO - 4,28Na_2O - 0,55K_2O + 45,81P_2O_5$$

პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 4.1-ზე.

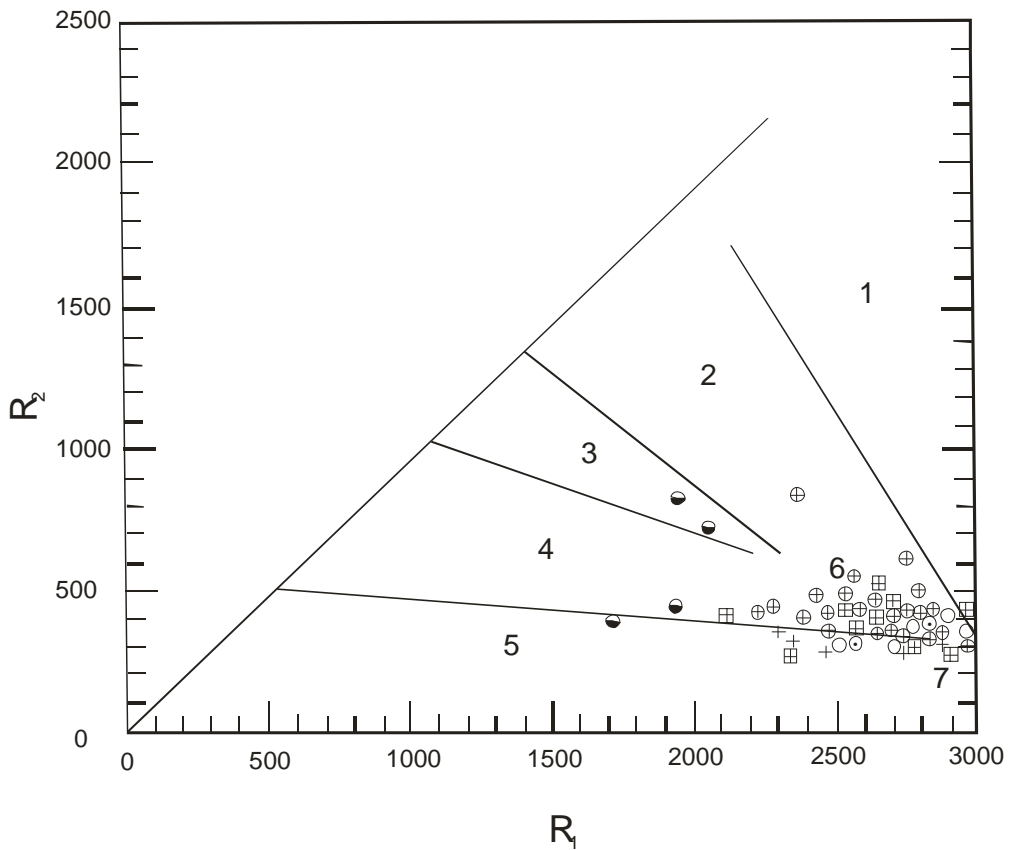
ACNK პარამეტრების მიხედვითაც შესწავლილი კომპლექსის ქანები S ტიპის წარმონაქმნებს პასუხობენ. მეოთხე სიმჟავიანობის ჯგუფის A/CNK პარამეტრი 1,23 შეესაბამება, ხოლო მეხუთე სიმჟავიანობის ჯგუფისთვის ეს პარამეტრი 1,63 აღწევს. ცნობილია, რომ S ტიპის გრანიტოიდებისთვის A/CNK პარამეტრი ყოველთვის მეტია 1,1-ზე (Pitcher, 1982; Clarke, 1992). როგორც ვხედავთ  $D_1$  -  $D_2$  დიაგრამის და A/CNK პარამეტრის მონაცემები ერთმანეთს შეესაბამება, რის გამოც შეიძლება დაუშვათ, რომ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანები პეტროქიმიური პარამეტრების მიხედვით ზედა ქერქულ ანატექტურ S ტიპის წარმონაქმნებს პასუხობენ.

ნახაზი 4.8 წარმოადგენს მრავალკომპონენტთან გეოდინამიკურ დისკრიმინაციულ დიაგრამას აგებულს რკვია-ბერეთისას ინტრუზიულ

ლი კომპლექსის გრანიტოიდებისათვის. როგორც ამ დიაგრამიდან ვხედავთ, რკვიისა და ბერეთისას ინტრუზივების პორფირისებრი გრანიტების ფიგურულ წერტილებს ერთი და იგივე პოზიცია უკავიათ და თითქმის მთლიანად სინკოლიზიური წარმონაქმნების ველში თავსდებიან. მხოლოდ მათი რამოდენიმე წერტილი გადის ამ ველიდან და პოსტოროგენული გრანიტოიდების ველში ხვდებიან. ჩვენი აზრით აღნიშნული შეიძლება აიხსნას პოტსმაგმური გაკვარცების პროცესებით. მიგმატიტების ფიგურული წერტილები გაფანტულია მთელ დიაგრამაზე, ხოლო ტონალიტების ფიგურული წერტილი ფილაქნურ-კოლიზიური წარმონაქმნების კოლიზიური ველისკენ იხრება. აღსანიშნავია, რომ ამ დიაგრამაზე ორქარსიანი თანაბარმარცვლოვანი გრანიტოიდების ფიგურული წერტილები მცირედ გადიან უშუალოდ სინკოლიზიური გრანიტოიდების ველიდან და პოსტოროგენული წარმონაქმნების საზღვრის ზონაში თავსდებიან. დაახლოებით ასეთივე პოზიცია უკავიათ ბერეთისას ინტრუზივის პორფირისებრი გრანიტების რამოდენიმე ფიგურულ წერტილს. ჩვენი აზრით ფიგურული წერტილების ასეთი განლაგება არ იძლევა იმის საბაზს, რომ ეს ქანები ანოროგენულ წარმონაქმნებათდ განვიხილოთ.

განხილული დიაგრამების მონაცემებს ამყარებს ძირულის შვერილის ალჰურისწინა გრანიტოიდებისათვის აგებული გეოდინამიკური დისკრიმინაციული დიაგრამები (Окросцваридзе и др., 2002). როგორც Nb-Y დისკრიმინაციული დიაგრამიდან ვხედავთ (ნახ. 4.9) რკვიის ინტრუზივის ფიგურული წერტილები თავსდებიან სინკოლიზიური და კუნძულთა რკალური წარმონაქმნების ველში. დაახლოებით ასეთივე სურათს გვიჩვენებს Rb-(Y+Nb) გეოდინამიკური დისკრი-

მინაციული დიაგრამა (4.10). ამ დიაგრამაზე რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდების ფიგურული წერტილები სინკოლიზიურ წარმონაქმნების ველში თავსდებიან. ამრიგად, როგორც ვხედავთ, რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანების ფიგურული წერტილები გეოდინამიკურ დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე კუნძულთა რკალურ და სინკოლიზიურ ველებს იკავებენ, რაც იმის უფლებას გვაძლევს დაუშვათ, რომ აღნიშნული კომპლექსი სინკოლიზიურ წარმონაქმნს წარმოადგენს, რომელიც ჩამოყალიბდა კუნძულთა რკალის გეოდინამიკური რეჟიმის პირობებში.

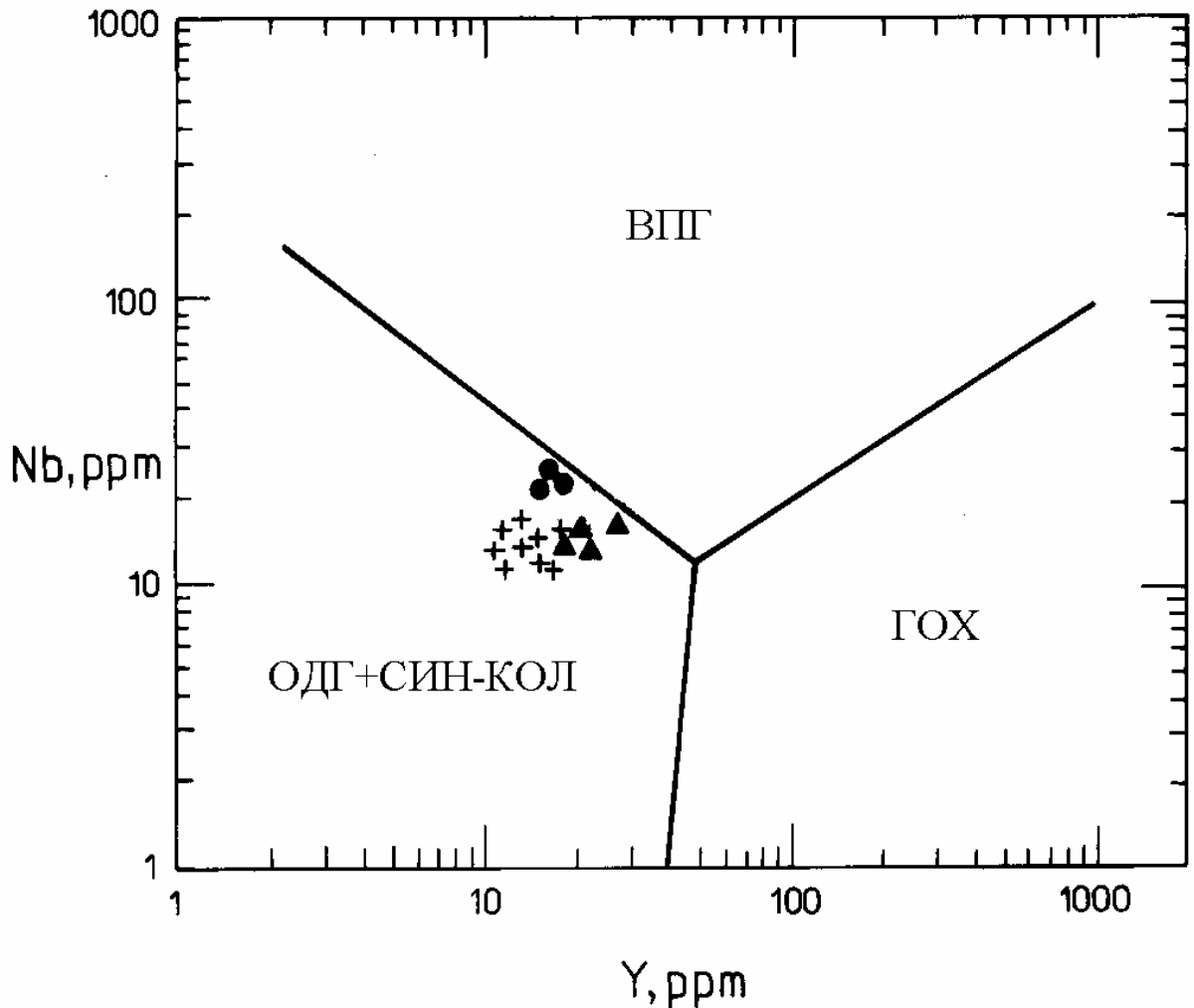


ნახ. 4.8. გრანიტოიდების გეოდინამიკური დისკრიმინაციული  $R_1$ - $R_2$  დიაგრამა (Batchelor, Bowden, 1985) რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანებისათვის.

$$R_1 = 4Si - 11(Na+k) - 2(Fe+Ti); R_2 = 6Ca + 2Mg + Al.$$

ველები: 1. მანტიური ფრაქციონების; 2. ფილაქნურ-კოლიზიური; 3. გვიანკოლიზიური ახევეების; 4. გვიანროგენული; 5. ანოროგენული; 6. სინკოლიზიური; 7. პოსტროგენული.

პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 4.1-ზე.



ნახ.4.9. ძირულის კრისტალური შვერილის ალპურისწინა გრანიტოიდები Nb-Y გეოქიმიური დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე (Pearce et al., 1984).

გრანიტოიდების ველები:

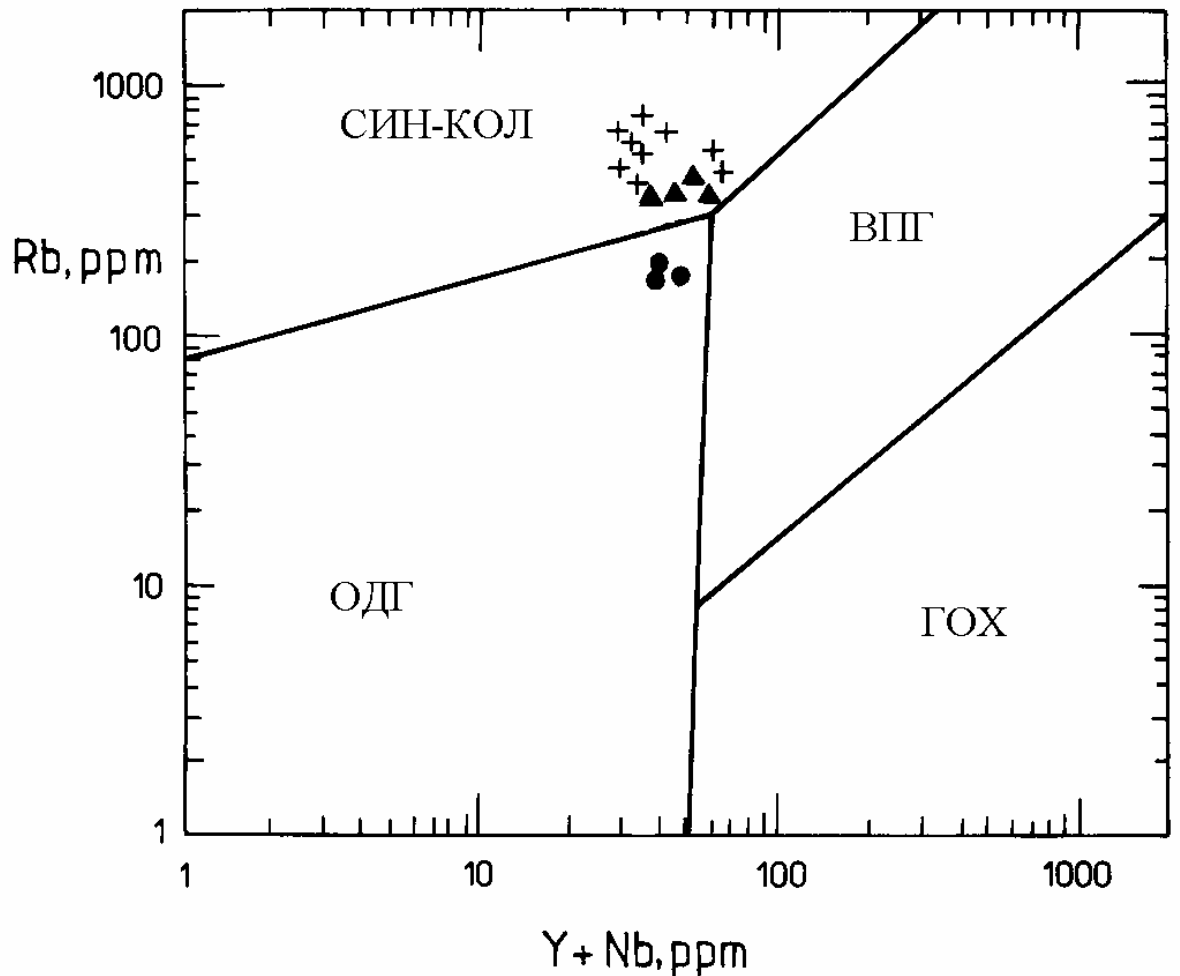
პირობითი ნიშნები: ჯვრები-რკვეის ინტრუზივი; შავი წრეები- გნეისური კვარციანი დიორიტები; შავი სამკუთხედები - ტონალიტები

შფგ - შიდა ფილაქნური გრანიტოიდები;

ოქგ - ოკეანური ქედების გრანიტოიდები;

კრგ - კუნძულთა რკალის გრანიტოიდები;

სინ-კოლ. - სინ-კოლიზიური გრანიტოიდები;



ნახ. 4.10. ძირულის კრისტალური შვერილის ალპურისწინა გრანიტოიდები Rb-(Nb-Y) გეოქიმიურ დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე (Pearce et al., 1984).

გრანიტოიდების ველები:

პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 4.9-ზე.

ამრიგად, ჩატარებულმა პეტროქიმიურმა სამუშაოებმა დაგვანახა, რომ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ძირითადი ფაზის ქანები წარმოადგენენ ნორმული რიგის გრანიტოიდებს, რომლის მაგმური მდნარი მიეკუთვნებოდა კირტუტე სერიას. ულტიკომპონენტურმა ვარიაციულმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ამ კომპლექსის მაგმურ სისტემაში ინტენსიურ ფრაქციირებას და ცვლილებებს ადგილი არ ჰქონია, რადგანაც ინტრუზიულ მდნარს უკვე გააჩნდა ევტექტიკური გრანიტოიდული შედგენილობა. სხვა პეტროქიმიურმა პერემტრე-

ბმაც დაადასტურა ზემოდაღნიშნული და გვიჩვენა, რომ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსი ზედაქერქული სიალური პროფილის ქანების პარციალური ლღობის პორდუქტებს, ანუ S ტიპის წარმონაქმნებს მიეკუთვნება. გეოდინამიკურმა დისკრიმინაციულმა დიაგრამებმა დაგვანახა, რომ შესწავლილი ინტრუზიული კომპლექსი სინკოლიზიურ წარმონაქმნს მიეკუთვნება, რომელიც ჩამოყალიბდა კუნძულთა რკალის გეოდინამიკური რეჟიმის პირობებში.

ბოლოს ავღნიშნავთ, რომ პეტროქიმიურ დიაგრამებზე რკვიისა და ბერეთისას ინტრიზივების ფიგურული წერტილები თითქმის ერთ და იგივე ველებს იკავებენ, რაც კიდევ უფრო ამტკიცებს აზრს, მათი გენეტიური იდენტურობის შესახებ.

## 5. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის გეოქიმია

როგორც ცნობილია მაგმური წარმონაქმნების გეოქიმიურ შესწავლას დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა გააჩნია. სწორედ მაგმური მდნარებისა და ჰიდროთერმების საშუალებით ხდება სასარგებლო კომპონენტების მობილიზაცია და გამოტანა მანტიური რეზერვუარიდან და წიაღისეული საბადოების ფორმირება. გარდა ამისა, როგორც მრავალრიცხოვანი კვლევები გვიჩვენებს (Tayson, 1977; Pearce et al., 1984; და სხვები) მაგმური ქანების გეოქიმიურ თავისებურებას განსაზღვრავს არა მათი ასაკი, არამედ ის გეოდინამიკური პირობები. რომლებშიც ისინი ჩამოყალიბდნენ. აქედან გამომდინარე სხვადასხვა გეოდინამიკურ პირობებში ჩამოყალიბებული ერთი და იგივე ასაკის მაგმური ქანები გეოქიმიურად არსებითად განსხვავდებიან, ხოლო მსგავს გეოდინამიკურ პირობებში წარმოქმნილები თითქმის ანალოგიური არიან. თუ ამ პრინციპებს დავეყრდნობით მაშინ აშკარაა, რომ მაგმური ქანების გეოქიმიური თავისებურებანი კარგ გენეტურ კრიტერიუმს წარმოადგენს. თუმცა მაგმური ქანების ასაკი გარკვეულ ასახვას მაინც პოულობს მათ გეოქიმიურ სპეციალიზაციაში. ამასთან, რადგანაც დედამიწის ქერქის ევოლუციის დროს ადგილი ჰქონდა გეოდინამიკური რეჟიმების ცვლილებებს, ამის გამო გარკვეული კუთხით იცვლებოდა მაგმური ქანების გეოქიმიური სპეციალიზაცია. მაგრამ, რადგანაც ფანეროზოულში დედამიწის ქერქის ევოლუციის

მექანიზმი პრინციპულად არ შეცვლილა, ამდენად არ შეცვლილა გენეტიურად მსგავსი მაგმური ქანების გეოქიმიური სპეციალიზაციაც.

### 5.1. მადნიანი და იშვიათი ელემენტები

მადნიანი და იშვიათი ელემენტების შემცველობის თვალსაზრისით რკვია-ბერეთისას ინტრუზივში სპეციალური კვლევები არ ჩატარებულა. გარკვეული მონაცემები რკვიის ინტრუზივის გეოქიმიური თავისებურებების შესახებ მოცემულია გ.ოდიკაძის (Одикадзе 1967, 1998) და ქ.ჩიხელიძის შრომებში (Чихელიдзе, 1997). მთლიანად ძირულის შვერილის ფარგლებში გ.ოდიკაძეს შესწავლილი აქვს რუბიდიუმის, თორიუმის, ტანტალის, ნიობიუმის, კალისა და ფტორის შემცველობანი. ასევე ძირულის შვერილის პალეოზოოურ გრანოდიორიტებში ქ. ჩიხელიძეს მიერ შესწავლილი იქნა ზოგიერთი მცირე და იშვიათი ელემენტების განაწილების თავისებურებანი.

ჩვენს მიერ ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის ქიმიის ლაბორატორიაში რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის დაახლოებით 46 ნიმუში ატომურ-აბსორბციული და რაოდენობრივ-სპექტრული მეთოდებით განსაზღვრული იქნა მადნიანი და იშვიათი ელემენტების შემცველობანი (ცხრილი 5.1; 5.2; 5.3). გარდა ამისა რკვიის ინტრუზივის გრანიდიორიტების 9 ნიმუში კანადის დალჰაუზის უნივერსიტეტის ქიმიურ ლაბორატორიაში განისაზღვრული იქნა Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, V, Cr, Hf, Sc, Ta, U და Sn (ცხრილი 5.3).



ცხრილი 5.1.

მადნიანი ელემენტების შემცველობა რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის მდ.დუმალას ჭრილის ბერეთისას გრანიტოიდებში (გ/ტ)

№	1-05	2-05	3-05	5-05	6-05	7-05	8-05	9-05	10-5
Ni	40	>600	35	36	35	10	10	51	51
Mo	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
W	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Cu	9	6	3	3	6	11	12	3	4
Zn	58	42	56	61	54	62	69	41	45
Pb	12	23	17	21	23	29	30	21	18
Cr	196	263	145	232	202	299	290	262	220
Co	5	8	4	10	2	3	3	4	2
Rb	121	135	205	117	182	228	192	172	159
Sr	213	285	199	237	217	285	290	185	188

ნიმ. 1-05, 2-05,3-05,5-05, 6-05, 9-05, 10-05 - გრანიტი; ნიმ. 7-05, 8-05 – გრანიტული პეგმატიტები.  
ანალიზები შესრულებულია ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტში.

ცხრილი 5.2.

მადნიანი ელემენტების შემცველობა რკვიის ინტრუზივის მდ. საძალისხევის ჭრილის გრანიტოიდებში (გ/ტ)

№	11-05	12-05	13-05	14-05	15-05	16-05	17-05	18-05
Ni	52	22	75	25	75	66	32	100
Mo	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
W	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Cu	5	4	7	2	4	5	6	2
Zn	42	51	58	60	57	46	52	48

Pb	19	17	27	31	35	29	25	21
Cr	261	302	252	270	315	246	267	192
Co	7	6	4	2	3	8	10	6
Rb	89	105	135	117	237	211	125	132
Sr	215	185	221	205	337	282	162	131

ანალიზები შესრულებულია ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტში.

ცხრილი 5.3.

მადნიანი და იშვიათი ელემენტების შემცველობა მდ. ყვირილას და ბუჯას ხეობების რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში (გ/ტ)

№	Dz39	Dz40	Dz2	Dz9	Dz7	Dz43	Dz42	Dz15	Dz16
Cu	15	7	4	4	11	3	4	3	3
Zn	45	73	73	48	45	65	72	63	53
Ni	18	35	17	20	17	18	18	16	18
Co	5	8	3	10	6	2	11	8	9
Pb	16	30	25	16	24	25	24	23	33
Cr	245	211	257	266	349	303	338	142	272
Rb	113	77	117	180	128	132	135	129	156
Ba	953	659,1	1131,5	55,8	1676	349,5	685,2	831,3	927,3
Sr	178	213	250	135	144	239	254	199	250
Y	14	17	13,2	7,9	29,5	12,1	12,6	15,3	10,1
Zr	307,5	431,3	184,4	28,6	153,4	150,2	175,1	158,8	130,2
Nb	10,3	18,8	19,9	17,8	16,2	18,8	20,8	17,5	14,2
Th	13,3	17,5	10,9	10,2	12,1	8,9	10,7	9,4	8,4
Ga	25	23	28	32	24	29	28	29	26
V	19	84	22	0	22	16	16	13	10
Hf	8,2	10	4,3	1,3	3,2	3,7	4,1	3,6	2,9

Sc	13	14	12	14	11	14	14	13	12
Ta	0,9	0,8	1,1	3,2	0,9	1,4	1,3	1,3	1,1
U	5	3	3	8	5	3	4	3	4
Sn	6	5	5	6	8	1	6	6	2

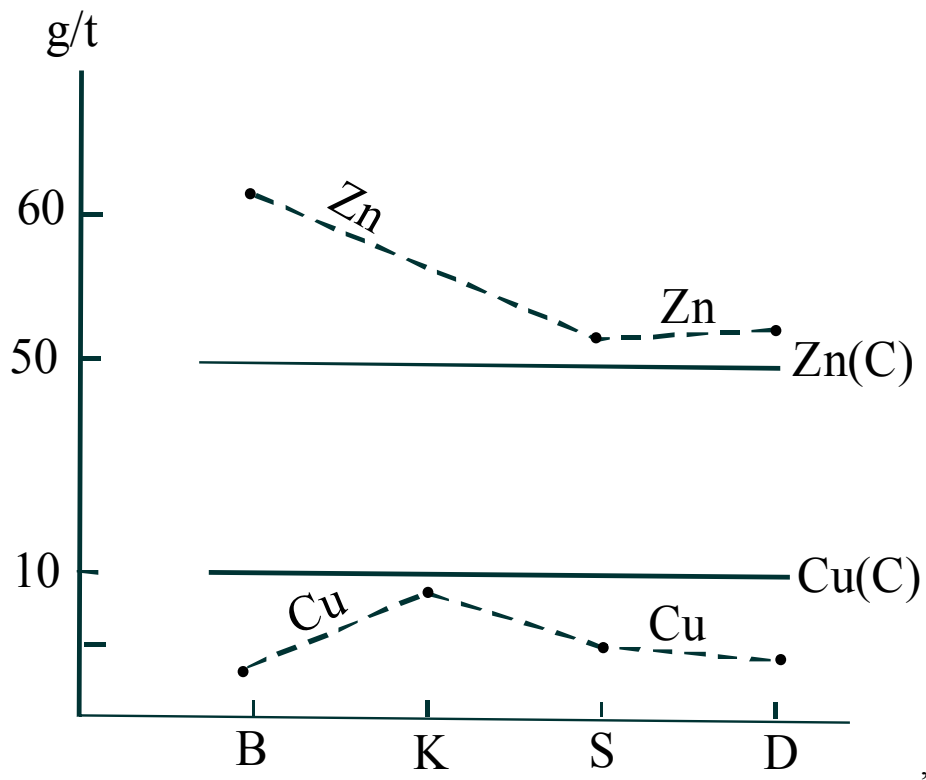
ნომ. № Dz2 , Dz7, Dz9, Dz39, Dz 40 – აღებულია მდ. ყვირილას ხეობიდან.

ნომ. № Dz15, Dz16, Dz42, Dz43 – აღებულია მდ. ბუჯას ხეობიდან.

ანალიზები შესრულებულია კანადის დალჰაუზის უნივერსიტეტში.

მიღებული შედეგების ინტერპრეტაცია ჩავატარეთ კ. ტურეკიანის და კ. ვედეპოლის (Turekian, Wedepohl, 1961) და ა.პ.ვინოგრადოვის (Виноградов, 1962) მიერ შემოთავაზებული კლარკების მიხედვით. ჩატარებული სამუშაოს ანალიზი გვიჩვენებს, რომ რკვიის ინტრუზივი მადნიანი და იშვიათი ელემენტების შემცველობით ახლოსაა სხვა ანალოგიურ წარმონაქმნებთან, მაგრამ აღინიშნება გარკვეული სპეციფიური ტენდენციებიც.

სპილენძის შემცველობა რკვიის ინტრუზივში ახლოსაა საერთო კლარკულთან. Ca ღარიბ გრანიტოიდებში მისი კლარკული შემცველობა 10 გ/ტ-ს ფარგლებშია (Turekian, Wedepohl, 1961). აღნიშნული ინტრუზივის ბუჯის ჭრილში მისი შემცველობა 3-4 გ/ტ ფარგლებშია, ხოლო მდ. ყვირილას ჭრილში სპილენძის შემცველობა 4-15 გ/ტ-ს ფარგლებში მერყეობს (ნახ. 5.1).



ნახ.5.1. სპილენძისა და თუთიის შემცველობის ვარიაციები რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის სხვადასხვა ჭრილებში.

B – მდ. ბუჯას ჭრილი; K – მდ. ყვირილას ჭრილი; S – მდ.საძალისხევის ჭრილი; D – მდ. დუმალას ჭრილი.

უწყვეტი ხაზებით აღნიშნულია ამ ელემენტების კლარკები გრანიტოიდებში.

ცხრილი 5.4.

მადნიანი ელემენტების შემცველობა მდ. ბუჯას ხეობის რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში (გ/ტ)

№	26-04	28-04	30-04	30 <sup>1</sup> -04	32-04	33-04	34-04	35-04	36-04	37-04	37 <sup>1</sup> -04	38-04	39-04	40-04	44-04	21-05	22-05	23-05	24-05	27-05	28-05	29-05	31-05
Cu	3	<2	<2	4	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	3	5	2	8	8	8	6	5	4	6	6	4	4	6	5	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	<6	16	27	180	34	16	15	56	48	21	27	21	13	13	12	38	29	30	39	40	10	12	12
Co	<6	180	<6	140	26	14	16	18	15	15	<6	12	13	13	26	28	10	18	26	16	<6	26	-
Pb	<3	<3	<3	<3	3-9	6-10	6-10	6-10	6-10	6-10	6-10	6-10	<3	<3	<3	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	68	120	340	94	360	140	150	620	450	200	340	190	94	64	70	100	100	180	180	100	260	70	90
Mo	<1	9	10	88	10	<1	<1	9,4	9	<1	10	11	<1	9	9	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
W	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0	<10 0
Li	<5	<5	<5	58	40	31	24	36	25	25	<5	27	24	22	<5	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	325	225	170	125	155	170	165	150	125	135	300	160	125	125	155	-	-	-	-	-	-	-	-

ნომ. 26-04, 30-04, 44-04, 28-05, 31-05 – გრანიტ-პეგმატიტები;

ნომ. 32-04, 35-04, 24-05 – წერილმარცვლოვანი გრანიტები;

ნომ. 33-04, 37-04, 38-04, 39-04, 40-04 – პორფირისებრი გრანიტები;

ნომ. 35-04, 36-04 – ორქარსიანი თანაბარმარცვლოვანი გრანიტები.

ნომ. 37-04 – გრანიტ-აპლიტი;

ნომ. 29-05 – კონტაქტური გრანიტი.

ანალიზები შესრულებულია ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტში.

მადნიანი ელემენტების შემცველობა მდ. ყვირილას ხეობის რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში (გ/ტ)

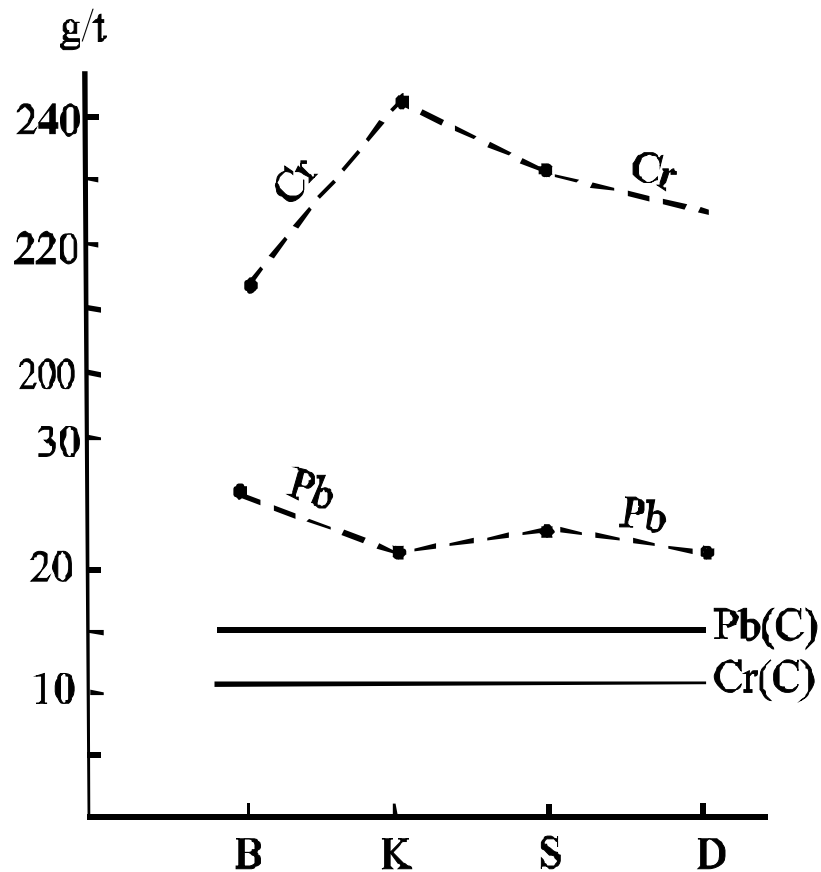
№	4-04	6-04	7-04	9-04	13-04	8-04	14-04	15-04	16-04	17-04	20-04	21-04	22-04	23-04
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	5
Zn	40	45	25	10	5	3	4	3	6	6	3	5	4	7
Mn	27	40	35	85	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	25	26	12	23	14	25	13	<6	12	13	11	22	12	78
Co	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Pb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Cr	70	160	25	140	28	100	<20	<30	60	90	75	90	68	68
Mo	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	3	8	2	3	3
W	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Li	45	46	21	17	33	24	29	14	16	32	6	16	<5	24
Rb	15	16	27	22	27	460	145	265	115	175	125	170	250	175

ნომ. 4-04, 6-04, 14-04, 16-04, 17-04, 20-04, 21-04, 22-04 – პორფირისებრი გრანიტები;

ნომ. 7-04, 9-04, 8-04, 15-04 – წვრილმარცვლოვანი გრანიტები;

ნომ. 23-04 – კონტაქტური გრანიტები.

ანალიზები შესრულებულია ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტში.



ნახ.5.2. ქრომის და ტყვიის შემცველობის ვარიაციები რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის სხვადასხვა ჭრილებში. პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 5.1-ზე.

ვ.პიტჩერის მიხედვით (Pitcher, 1982) სპილენძის კლარკული შემცველობა დამახასიათებელის S ტიპის გრანიტოიდებისათვის, მაშინ როცა I ტიპის გრანიტოიდებში ამ ელემენტის შემცველობა საგრძნობლად იზრდება.

თუთიის შემცველობა რკვიის ინტრუზივის ორივე ჭრილში (მდ.ბუჯა და მდ. ყვირილა) დაახლოებით თანაბარია და 45-73 გ/ტ-ს ფარგლებში მერყეობს (ნახ.5.1), ხოლო ამ ცემენტის კლარკული შემცველობა Ca ღარიბ გრანიტებში 39 გ/ტ, ხოლო Ca მდიდარ გრანიტებში 60 გ/ტ. შეესაბამება (Turekian, Wedepohl, 1961) როგორც ვხედავთ Zn შემცველობა რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში კლარკულია და დაახლოებით Ca მდიდარ და ღარიბ გრანიტოიდების შორის ინტერვალს იკავებს.

ქრომის შემცველობა რკვიის ინტრუზივის ორივე ჭრილში ( მდ. ბუჯა და ყვირილა) დაახლოებით თანაბარია და 142-303 გ/ტ ფარგლებში მერყეობს. ბერეთისას გაშიშვლებაში Cr შემცველობა შედარებით დადაბლებულია და იგი მერყეობს 60-140 გ/ტ ფარგლებში (ცხრ. 5.1; 5.2; 5.3), თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ ამ ჭრილის ანალიზები შესრულებულია ალ.ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის ქიმიურ ლაბორატორიაში და როგორ წესი მათი შედეგები ყოველთვის ნაკლებია ვიდრე დალჰაუზის უნივერსიტეტში შესრულებულ ანალიზებში და ამდენად შეიძლება ვიფიქროთ, რომ ყველა ჭრილში Cr შემცველობა თანაბარია. ქრომის ნორმული შემცველობა Ca ღარიბ ქანებში 4.1 გ/ტ პასუხობს, ხოლო Ca მდიდარში – 22 გ/ტ (Turekian, Wedepohle, 1961). როგორც ვხედავთ ამ ელემენტის შემცველობა რკვიის ინტრუზივში კლარკულთან შედარებით თითქმის ერთი რიგითაა გაზრდილი, რაც მნიშვნელოვანი ანომალიური ზრდაა. ასეთივე სურათი შეინიშნება კავკასიონის ჰერცინულ გრანიტოიდულ სერიაში (Окросцваридзе, 1995). აღნიშნულიდან გამომდინარე შეიძლება ვიფიქროთ, რომ კავკასიის ჰერცინული გრანიტოიდული წარმონაქმნებს ქრომის დადებითი 8888 სეპეციალიზაცია გააჩნია და ამ ნიშნით ისინი მნიშვნელოვან ყურადღებას იმსახურებენ.

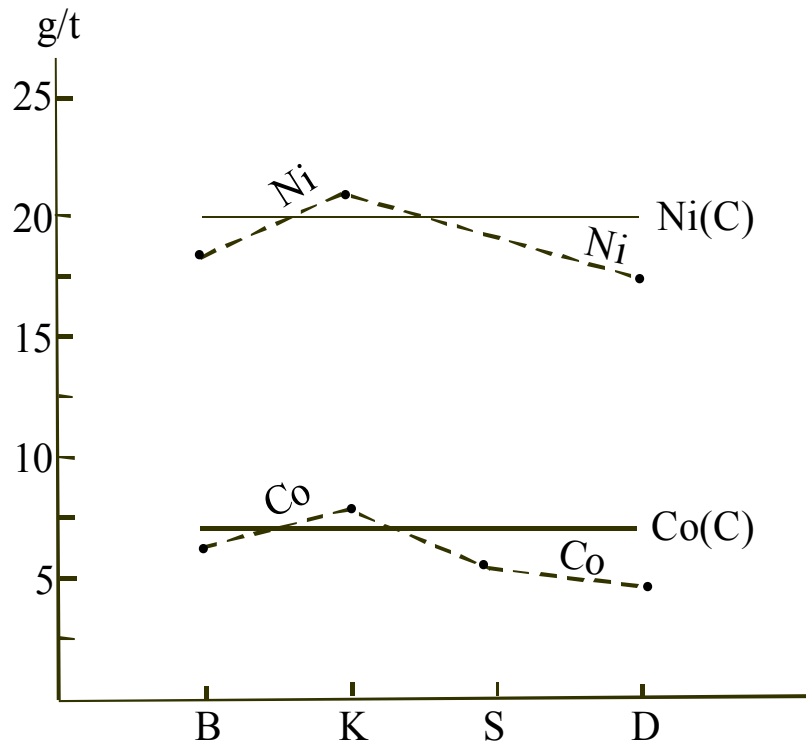
მოლიბდენის შემცველობა რკვიის ინტრუზივის სხვადასხვა ჭრილებში დაახლოებით ერთნაირია და ახლოსაა კლარკულ მაჩვენებლებთან. როგორც აღნიშნულია Ca მდიდარ გრანიტოიდებში Mo კლარკული შემცველობა 1 გ/ტ-ს შეესაბამება, ხოლო Ca ღარიბში – 13 გ/ტ-ს. მდ. ბერეთისას და მდ. სამალისხევის ჭრილებში გრანიტოიდების ყველა სახესხვაობებში Mo შემცველობა 6 გ/ტ –ზე მცირეა. მდ. ყვირილას ჭრილში ამ ელემენტის შემცველობა 1-2 გ/ტ ფარგლე-



ბშია, მხოლოდ ნიმუშში 20-04 მისი შემცველობა 8 გ/ტ აღწევს. ამ ჭრილთან შედარებით ოდნავაა გაზრდილი Mo შემცველობა მდ. ბუჯას ჭრილში და ზოგ ნიმუშში მისი კონცენტრაცია 9-10 გ/ტ აღწევს. თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ ნიმუში 30-4, რომელიც გრანიტულ პეგმატიტს წარმოადგენს Mo შემცველობა 88 გ/ტ-ს შეესაბამება.

ამრიგად, თუ შევაჯერებთ Mo შესახებ მონაცემებს დავინახავთ რომ მისი შემცველობა რკვიის ინტრუზივში კლარკულთან ახლოსაა და რაიმე მნიშვნელოვანი ანომალური დაგროვებანი არ აღინიშნება. ვ.პიტჩერის მიხედვით (Pitcher, 1982) Mo ნორმული კონცენტრაციები დამახასიათებელია S ტიპის გრანიტოიდებისათვის, ხოლო ამ ელემენტის ანომალური შემცველობა დამახასიათებელია I ტიპის გრანიტოიდებისათვის.

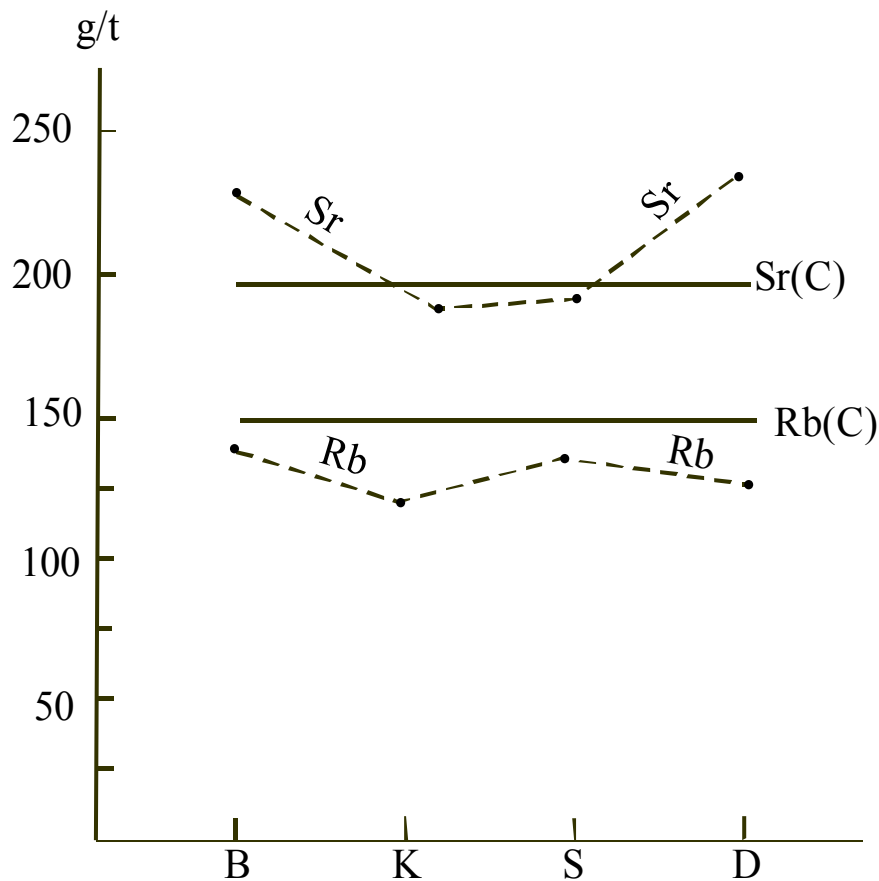
ნიკელის შემცველობა რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კიმპლექსის სხვადასხვა ჭრილებში დაახლოებით თანაბარია და Ca ღარიბ გრანიტოიდების კლარკულთან შედარებით (4,5 გ/ტ) საშუალოდ 5-ჯერ არის გაზრდილი (ნახ. 5.3), თუმცა აღინიშნება გარკვეული ანომალიებიც, კერძოდ, ბერეთისას ჭრილის პორფირისებრ გრანიტებში Ni შემცველობა 600 გ/ტ აჭარბებს (ნიმ 2-05).



ნახ.5.3. ნიკელისა და კობალტის შემცველობის ვარიაციები რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის სხვადასხვა ჭრილებში. პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ. 5.1-ზე.

ამ ელემენტის ასევე მაღალი კონცენტრაცია ფიქსირდება მდ. ბუჯას ხეობის გრანიტოიდულ პეგმატიტში, სადაც მისი შემცველობა 180 გ/ტ აღწევს (ნიმ. 30-04). Ni ასეთი კონცენტრაციები არ ახასიათებს ტიპურ ქერქულ გრანიტოიდებს და ეს ფაქტი კიდევ უფრო ამყარებს იმ იზოტოპორ მონაცემებს, რომელის მიხედვითაც რკვიის ინტრუზივის 5-25% მანტიურ მასალას წარმოადგენს (ოქროსცვარიძე, ჩაგელიშვილი, 2006).

ტყვიის საშუალო შემცველობა რკვიის ინტრუზივის ორივე ჭრილში (მდ ბუჯა და ყვირილა) დაახლოებით თანაბარია და შესაბამისად 26,5 გ/ტ და 22,4 გ/ტ-ს პასუხობს (ვეყრდნობით მხოლოდ დალჰაუზის უნივერსიტეტის ანალიზებს). ამ ელემენტის კლარკული შემცველობა Ca მდიდარ გრანიტოიდებისთვის 15 გ/ტ პასუხობს, ხოლო Ca ღარიბ გრანიტოიდებისათვის – 19 გ/ტ (ნახ. 5.4). ამრიგად შე-



ნახ. 5.4. რუბიდიუმისა და სტრონციუმის შემცველობის ვარიაციები რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის სხვადასხვა ჭრილებში. პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც ნახ.5.1-ზე.

იძლება დაუშვათ, რომ Pb შემცველობა რკვის ინტრუზივში ნორმულის ფარგლებშია. რაც შეეხება W შემცველობას, ანალიზების მონაცემები არ გვაძლევს იმის საშუალებას, რომ ვიმსჯელოთ მისი განაწილების თავისებურებებზე, მაგრამ ერთი ნათელია, რომ ყველა ჭრილში მისი კონცენტრაცია 100 გ/ტ-ზე ნაკლებია.

კობალტის შემცველობა განხილულ ინტრუზიულ კომპლექსში კლარკულთან შედარებით გაზრდილია. მდ. ბუჯას ჭრილში მისი კონცენტრაცია საშუალოდ 15-20 გ/ტ შეადგენს, მაშინ როცა Co კლარკული შემცველობა Ca მდიდარ გრანიტოიდებში 0,1 გ/ტ შეადგენს, ხოლო Ca ღარიბში - 7 გ/ტ. აღსანიშნავია, რომ მდ. ბუჯას ხეობის პეგმატიტებში (ნიმ. 30-04) ამ ელემენტის შემცველობა 140 გ/ტ აღ-

წევს. Si ასევე მაღალი კონცენტრაცია ფიქსირდება ბერეთისას ჭრილის პორფირისებრ გრანიტოიდებში (62 გ/ტ; ნიმ. 2-05).

ლითიუმის და რუბიდიუმის შემცველობა რკვიის ინტრუზივში ნორმის ფარგლებშია. მდ. ყვირილის ჭრილში Li საშუალო შემცველობა 18,5 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო Rb - 162,5 გ/ტ-ს. მდ. ბუჯას ჭრილში ეს მაჩვენებლები შესაბამისად 21,5 და 175,5 გ/ტ-ს პასუხობს. Li კლარკული მონაცემები კ. ტურეკიანის და კ. ვედეპოლის (Turekian, Wedepohle, 1961) მიხედვით Ca მდიდარი გრანიტოიდებისათვის 24 გ/ტ პასუხობს, ხოლო Ca დარიბ გრანიტოიდებისათვის – 40 გ/ტ-ს. ა. ვინოგრადოვის მიხედვით (Виноградов, 1962) Li კლარკული მონაცემები 30 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო Rb - 150 გ/ტ. როგორც ვხედავთ (ცხრ. 5.1; 5.2; 5.3) ამ ელემენტების ანომალური კონცენტრაციები რკვიის ინტრუზივის წარმონაქმნებში არ აღინიშნება, მხოლოდ მდ. ბუჯის ხეობის პეგმატიტის ერთ ნიმუშში ( 26-4) ფიქსირდება Rb ორჯერ გაზრდა და მისი შემცველობა 325 გ/ტ აღწევს, ხოლო დანარჩენ პეგმატიტურ წარმონაქმნებში ამ ელემენტის კონცენტრაცია კლარკულის ფარგლებშია (ნახ. 5.4). Rb და Li კლარკული შემცველობანი დამახასიათებელია კავკასიონის ჰერცინული ანატექტური გრანიტოიდებუათვის. ამ წარმონაქმნებში Li საშუალო შემცველობა 27 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო Rb – 140 გ/ტ-ს (Окроецваридзе, 1995) . ამ ელემენტების დაახლოებით ასეთივე შემცველობები აღინიშნება ხრამის და ლოქის კრისტალური მასივების ჰერცინულ გრანიტოიდულ წარმონაქმნებში.

ბარიუმის შემცველობა რკვიის ინტრუზივში კლარკულის ფარგლებშია (840 გ/ტ) და იგი მერყეობს 659-1131 გ/ტ ინტერვალში (ცხრ. 5.1; 5.2; 5;3) მხოლოდ ნიმ. Dz9-ში მისი შემცველობა ეცემა 56 გ/ტ-

მდე, რაც გამოწვეული უნდა იყოს ამ ნიმუშის ინტენსიური მილონიტიზაციით. Sr შემცველობაც კლარკულის ფარგლებშია (100 გ/ტ) და მერყეობს 78-250 გ/ტ-ს ინტერვალში. ისევე როგორც Ba ამ ელემენტის შემცველობაც ანომალურად მცირეა (35 გ/ტ) ნიმ. Dz9-ში, რაც იმავე მიზეზით უნდა იყოს გამოწვეული Ba შემთხვევაში.

იტრიუმის შემცველობა კლარკულთან შედარებით (40 გ/ტ) შემცირებულია და მერყეობს 10-27 გ/ტ ფარგლებში. განსხვავებით ამ ელემენტისგან რკვიის ინტრუზივში აშკარადაა გაზრდილი ცირკონიუმის შემცველობა. მისი კლარკული მაჩვენებელი 20 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში მისი კონცენტრაცია 78-431 გ/ტ ფარგლებში მერყეობს, ხოლო საშუალო შემცველობა - 199 გ/ტ პასუხობს. Zr ყველაზე მაღალი შემცველობა 431 გ/ტ ფიქსირდება პორფირისებრ გრანიტში, ხოლო ყველაზე დაბალი (28გ/ტ) – მილონიტიზებურ გრანიტში.

რკვიის ინტრუზივში ნორმულის ფარგლებშია Nb შემცველობა, მისი კლარკული მაჩვენებელი 20 გ/ტ პასუხობს, ხოლო შესწავლილ ინტრუზივში ამ ელემენტის კონცენტრაცია 10-20 გ/ტ ფარგლებში მერყეობს, 17 გ/ტ საშუალო შემცველობით. ნიობიუმთან შედარებით თორიუმის კლარკული შემცველობა (1,7 გ/ტ) რკვიის ინტრუზივში - Nb დაახლოებით 6 –ჯერაა გაზრდილი. მისი შემცველობა მერყეობს 8-17 გ/ტ-დე, ხოლო საშუალო მაჩვენებელი 11,11 გ/ტ შეესაბამება. რკვიის ინტრუზივში კლარკულთან შედარებით ამაღლებულია ურანის შემცველობაც. მისი კლარკული მაჩვენებელი Ca მდიდარ გრანიტოიდებში 2,2 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო Ca დარიბში – 0,X (Turekian, Wedepohle, 1961). ამ რადიოაქტიული ელემენტის კონცენტრაცია რკვიის ინტრუზივის ორივე ძირითად ჭრილში (მდ. ბუჯას და ყვირილას)

დაახლოებით თანაბარია, მერყეობს 3-8 გ/ტ ფარგლებში, ხოლო საშუალო შემცველობა 4,2 გ/ტ შეესაბამება. ნორმულთან შედარებით ასევე მცირეაა გაზრდილი გალიუმის შემცველობაც. მისი კლარკული მაჩვენებელი 10 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო მდ. ბუჯას და ყვირილას ჭრილებში ამ ელემენტის კონცენტრაცია მერყეობს 23-32 გ/ტ ფარგლებში, 24,88 გ/ტ საშუალო მაჩვენებლით. რკვის ინტრუზივში ნორმულის ფარგლებში აღინიშნება ვანადიუმის კონცენტრაცია. გრანიტოიდებში მისი კლარკული მაჩვენებელი 20 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო რკვის ინტრუზივში მისი შემცველობა 10-22 გ/ტ ფარგლებში მერყეობს. მდ. ყვირილას ჭრილთან შედარებით სადაც V საშუალო შემცველობა 21,6 გ/ტ პასუხობს, ხოლო მდ. ბუჯას ჭრილში მისი კონცენტრაცია 14 ეცემა 13,7 გ/ტ-მდე. აღსანიშნავია ამ ელემენტის მაღალი კონცენტრაცია პორფირისებრ გრანიტში (ნიმ. Dz40), რომელშიც მისი შემცველობა 88 გ/ტ აღწევს. საინტერესოა, რომ ნიმ. Dz9, რომელიც მილონიტიზირებულ გრანიტს წარმოადგენს V შემცველობა ნულის ტოლია, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ მილონიტიზაციის დროს ადგილი აქვს ამ ელემენტის ინტენსიურ მიგრაციას.

ვანადიუმთან შედარებით რკვის ინტრუზივში გაზრდილია ჰაფნიუმის კონცენტრაცია. მისი კლარკული მაჩვენებელი 0,41 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო აღნიშნულ ინტრუზივში ამ ელემენტის შემცველობა 2,999-10,019 გ/ტ-მდე მერყეობს, 5,031 გ/ტ საშუალო მაჩვენებლით. აღსანიშნავია, რომ ისევე როგორც ვანადიუმის შემთხვევაში მილონიტიზირებულ გრანიტში ჰაფნიუმის შემცველობაც ეცემა 1,384 გ/ტ-მდე. რკვის ინტრუზივში ასევე მომატებულია ტანტალის შემცველობა (ცხრ. 5.3). მისი კლარკული მაჩვენებელი გრანიტოიდულ ქანებში მეთხუთმედი პროცენტით

განისაზღვრება, ხოლო ამ ინტრუზივში ტანტალის კონცენტრაცია მეთედი და უფრო მაღალი პროცენტებით ფიქსირდება. მდ.ყვირილას ჭრილში ამ ელემენტის საშუალო შემცველობა 0,9425 გ/ტ შეესაბამება, ხოლო მდ. ბუჯას ხეობაში მისი კონცენტრაცია გაზრდილია და 1,277 გ/ტ აღწევს. საინტერესოა, რომ ტანტალის ყველაზე მაღალი კონცენტრაცია აღინიშნება მილონიტიზირებულ გრანიტში ( ნიმ. Dz9), სადაც მისი შემცველობა 3,238 გ/ტ აღწევს.

რკვიის ინტრუზივში ნორმულთან შედარებით მომატებულია კალის შემცველობაც. მისი კლარკული შემცველობა მეთედი პროცენტით განისაზღვრება, ხოლო ჩვენს მიერ შესწავლილ ინტრუზივში ამ ელემენტის კონცენტრაცია 3-8 გ/ტ-ს ფარგლებში მერყეობს.

სკანდიუმის შემცველობა რკვიის ინტრუზივში ნორმულის ფარგლებშია. Ca მდიდარ გრანიტოიდებში კლარკულის მაჩვენებელი გ/ტ-ა, ხოლო Ca ღარიბში – 7 გ/ტ. რკვიის ინტრუზივის ორივე ძირითად ჭრილში (მდ.ბუჯა და მდ.ყვირილა) სკანდიუმის შემცველობა თანაბარია და მერყეობს 11-14 გ/ტ ფარგლებში, 13 გ/ტ საშუალო მაჩვენებლით.

ამრიგად, თუ შევაჯამებთ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიულ კომპლექსში მადნიანი და იშვიათი ელემენტების განაწილებების თავისებურებებს დავინახავთ, რომ მათი დიდი ნაწილის კონცენტრაციები საერთო ნორმულის ფარგლებშია. კერძოდ, ასეთი ელემენტებია: Cu, Mo, Pb, Rb, Li, Sr, Y, Nd, Ga, V. როგორც ზემოდ იყო აღნიშნული სპილენძისა და მოლიბდენის ნორმული კონცენტრაციები გრანიტოიდებში მიუთითებს მათ ზედაქერქულ გენეზისზე, რაც კიდევ უფრო ამყარებს ჩვენს წარმოდგენას რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქერქულ-ანატექტურ წარმოშობაზე.

ამ ინტრუზიულ კომპლექსში მომატებულია Ni, Co, Cr, Hf, Ta, Sn, Th და U-ის შემცველობები. როგორც ცნობილია Ni, Co და Cr მაღალი კონცენტრაციები დამახასიათებელია ფუძე და ულტრაფუძე ქანებისათვის რაც იმაზე მიგვითითებს, რომ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ფორმირების პროცესში მონაწილეობას იღებდა მანტიური მასალა. ეს დასკვნა კი ეხმოვანება აღნიშნული ინტრუზიული კომპლექსის იზოტოპური კვლევის შედეგებს. მადნიანი და იშვიათი ელემენტების განაწილების თავისებურებები რკვიისა და ბერეთისას გამომვლევებში დაახლოებით ერთნაირია რაც დამატებით კრიტერიუმს წარმოადგენს მათი გენეტური ერთიანობის შესახებ.

## 5.2. იშვიათი მიწაელემენტების გეოქიმია

რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდების სხვადასხვა სპექტრის 12 ნიმუშში განსაზღვრული იქნა იმე-ის შემცველობანი (ცხრილი 5.2.1). ანალიზები ჩატარდა კანადის დალჰაუზის უნივერსიტეტის ქიმიურ ლაბორატორიაში იზოტოპური განზავების მეთოდით. აღსანიშნავია, რომ თითოეულ ნიმუშში განსაზღვრული იქნა თოთხმეტივე იშვიათი მიწაელემენტის შემცველობა. მიღებული შედეგების ნორმირება მოვახდინეთ უ. ბოუნტონის მიერ განსაზღვრული ქონდრიტის ანალიზის მიხედვით (Bounton, 1984).

მაგმურ სისტემებში იშვიათი მიწაელემენტების შემცველობის და ვარიაციების შესწავლა მაგმური პროცესების გაშიფვრის ერთ-ერთ კარგ საშუალებას წარმოადგენს, რადგანაც მათი შემცველობებისა და განაწილების კანონზომიერებაში კოდირებულია მაგმური სისტემების



წყაროს და ფორმირების საკითხები. ცნობილია, რომ მანტიიდან ან ქერქიდან გამომდნარ მაგმურ სისტემებში იმე-ს დიფერენციაციის პროცესი ხორციელდება წონასწორობასთან მიახლოებულ პირობებში. ამის გამო იმე-ს განაწილება ამ სისტემების ფაზებს შორის განისაზღვრება ბერტლო-ნესტლის კანონის მიხედვით (Балашов,1976), რომლის თანახმადაც წონასწორობის პირობებში მიკროკომპონენტების კონცენტრაცია ფაზებს შორის წარმოადგენს კონსტანტას. იმე-ს კონცენტრაციები და გადანაწილების თავისებურებანი განსაკუთრებით კარგ შედეგებს გვიჩვენებს ქერქული მანტიური პროცესების გაშიფვრის დროს, კონკრეტულად კი გრანიტოიდულ სისტემებში. ხონდრიტთან შედარებით ადრეული გრანიტოიდული ფაზიდან ლეიკო-გრანიტულისკენ აღინიშნება La ჯგუფის (მსუბუქი) იმე-ს ზრდა, ხოლო Yb ჯგუფის (მძიმე) იმე-ს – შემცირების ტენდენცია. ანომალური შემცველობა გვიჩვენებს მაგმურ სისტემებში პლაგიოკლაზის ფრაქცირებას, რადგანაც ამ ელემენტის ძირითადი მატარებელი პლაგიოკლაზია. კლებადი იმე-ს ქიმიური შემცველობა გვიჩვენებს ზოგიერთი ფაზის გადაადგილებას იმ ნაწილიდან, რომელშიც იმე-ს ჯამური შემცველობა უფრო მეტია (Clarke,1992).

იშვიათი მიწაელემენტების შემცველობა რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში (მკგ/გრ).

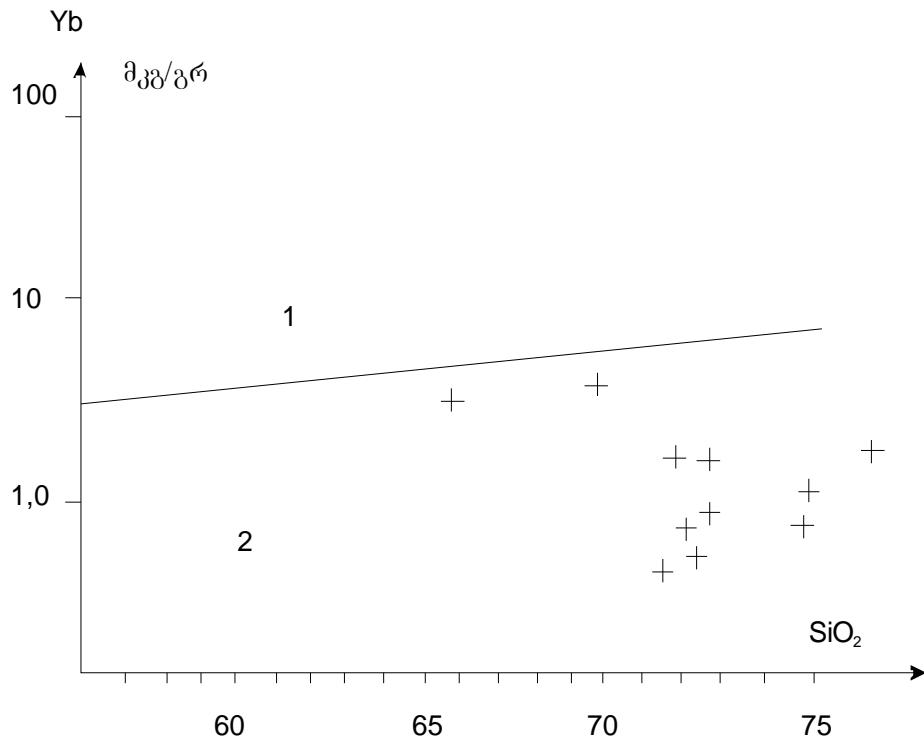
ცხრილი. 5.2.1.

№	Dz2	Dz3	DZ4	Dz6	Dz39	Dz9	DZ15	Dz16	DZ43	DZ42
La	40,09	53,21	51,69	37,86	40,54	4,75	35,29	28,27	33,10	35,42
Ce	76,79	99,41	103,15	75,79	80,82	9,89	61,43	51,17	63,61	70,06
Pr	9,10	12,25	12,13	9,36	9,68	1,16	7,69	6,07	7,35	8,30

Nd	33,44	45,22	45,31	35,47	38,51	4,9	7,69	6,07	26,52	30,75
Sm	5,91	8,49	8,85	7,55	7,03	1,19	28,10	22,65	4,83	5,47
Eu	1,13	1,50	1,46	1,40	0,96	0,08	5,12	3,91	0,88	1,02
Gd	4,17	7,54	7,22	6,86	5,73	1,9	0,86	1,11	3,68	4,21
Tb	0,57	1,07	1,05	1,13	0,73	0,24	4,03	2,96	0,51	0,56
Dy	2,79	5,95	6,18	7,03	3,44	1,39	2,88	2,14	2,55	2,74
Ho	0,48	1,20	1,19	1,40	0,98	0,24	0,51	0,31	0,41	0,44
Er	1,16	3,71	3,63	4,21	1,47	0,57	1,32	0,79	0,96	1,07
Tm	0,15	0,54	0,50	0,60	0,19	0,10	0,16	0,10	0,13	0,14
Yb	0,86	3,54	3,55	3,64	1,21	0,65	0,92	0,61	0,86	0,80
Lu	0,12	0,52	0,53	0,53	0,19	0,08	0,119	0,09	0,11	0,11
Σ	176,73	244,16	200,49	192,97	191,01	25,8	148,01	120,58	145,5	161,13

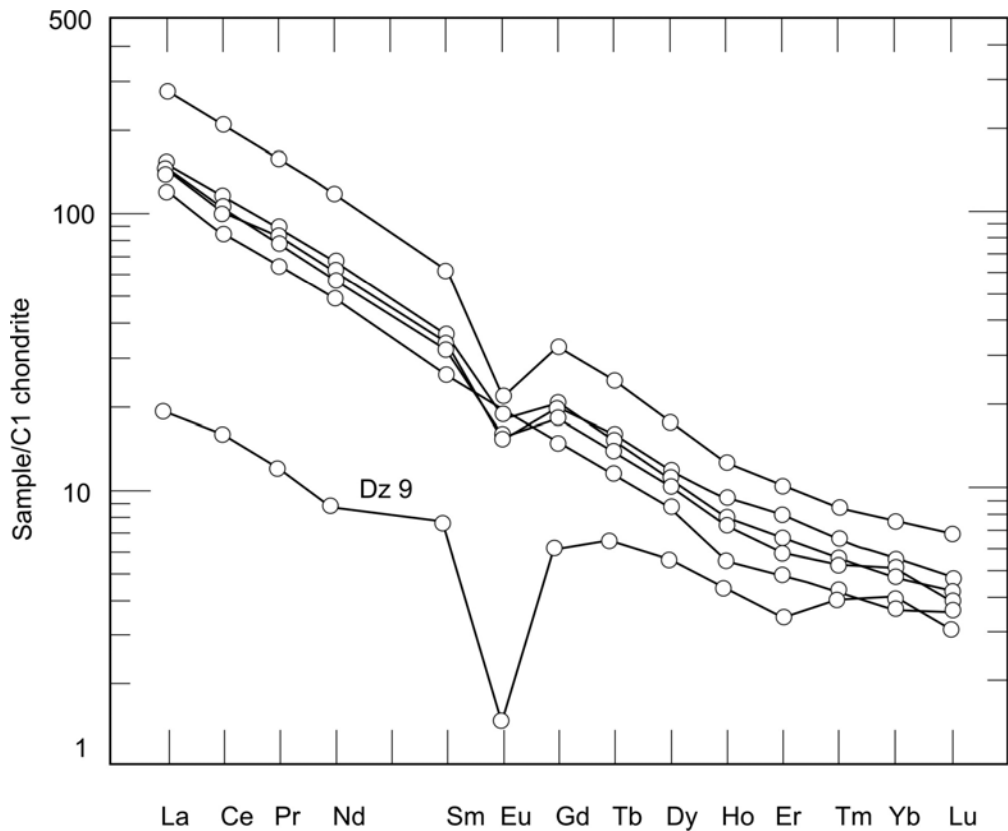
შენიშვნა: ნიმუშების ნუმერაცია შეესაბამება შრომაში არსებულ საერთო ნუმერაციას.

რკვიის ინტუზივის ფარგლებში იმე-ს ქიმიური შემცველობა ახლოსაა ზოგადად გრანიტოიდებში ამ ელემენტების ქიმიურ კონცენტრაციებთან და იგი საშუალოდ 200მკგ/გრ-ის ფარგლებში მერყეობს, გამონაკლის წარმოადგენს მხოლოდ ნიმუში ზ9, რომელშიც იმე-ს ქიმიური შემცველობა 25,8 მკგ/გრ. ამ ნიმუშზე უფრო დეტალურად ქვემოთ შევჩერდებით.



ნახ.5.2.1. Yb-SiO<sub>2</sub> დისკრიმინაციული დიაგრამა რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებისათვის (Pearce at al., 1984). ველები: 1– ოკენური ქედების და შიდაფილაქსური გრანიტოიდების; 2– კუნძულთა რკალების და კოლიზიური გრანიტოიდების.

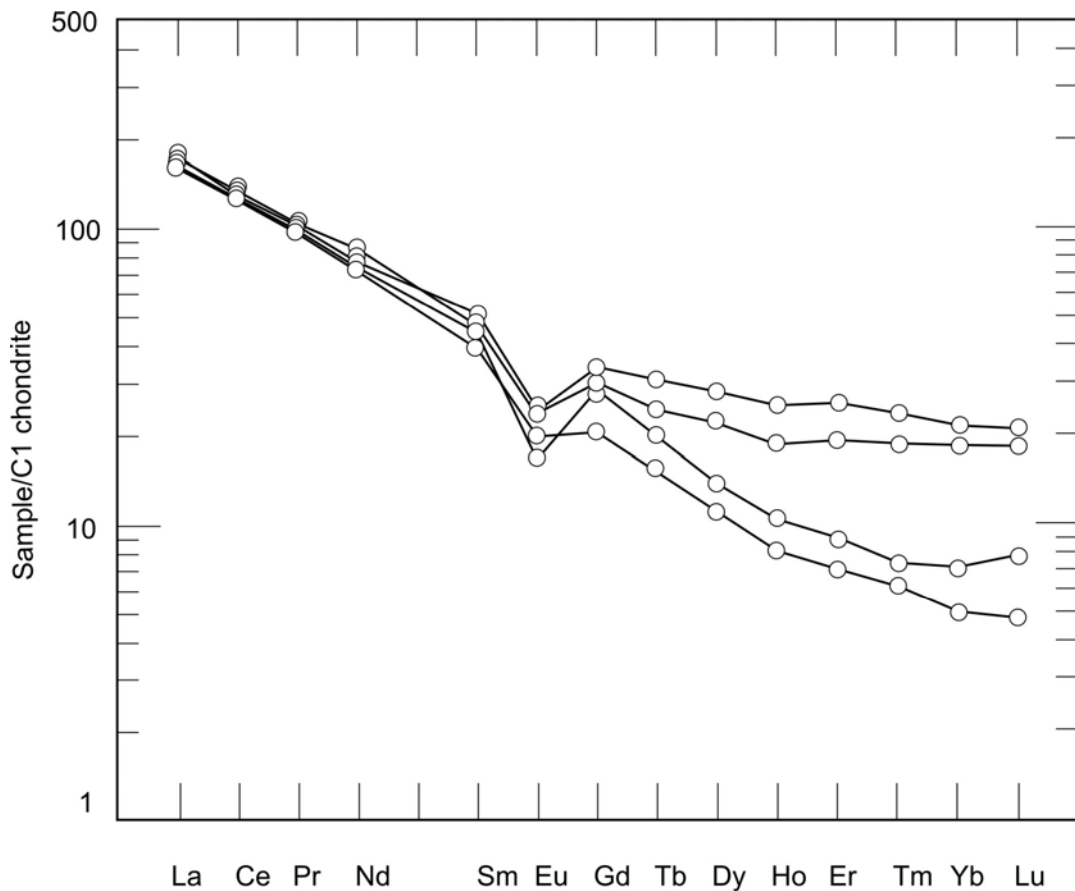
როგორც გრანიტოიდების Yb-SiO<sub>2</sub> დისკრიმინაციული დიაგრამიდან ვხედავთ (ნახ. 5.2.1) რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდების ყველა ფიგურული წერტილი კუნძულთა რკალის და კოლიზიური გრანიტოიდების ველში თავსდება, რაც კარგ შესაბამისობაში იმყოფება ამ ინტრუზივის სხვა მონაცემებთან.



ნახ. 5.2.2. იშვიათი მიწაელემენტების განაწილება რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში, მდ. ყვირილას გასწვრივ. ანალიზები ნორმირებულია უილიამ ბონტონის მიხედვით (Bounton,1984).

ნახ. 5.2.2.-ზე მოცემულია რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში იმე-ს განაწილების თავისებურებანი მდ.ყვირილას ქრილში. ამ ნახა-ზიდან ჩანს, რომ განხილულ გრანიტებში ხონდრიტთან შედარებით 180-220-ჯერ გაზრდილია იმე-ს შემცველობები, ხოლო მძიმე ელემენტებისა – საშუალოდ 10-20-ჯერ. იმე-ს ტრენდები ხასიათდება ასიმეტრიულობით, აშკარად გრანიტოიდული განაწილების ტიპით. Eu მინიმუმი არ არის მკვეთრად გამოხატული, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ მაგმურ სისტემაში მკვეთრ ფრაქცირებას ადგილი არ ჰქონია. როგორც ცნობილია გრანიტოიდულ მდნარებში Eu-ის ძირითად მატარებელს პლაგიოკლაზები წარმოადგენენ და ამდენად მათი ფრაქცი-

რება იწვევს გრანიტოიდული მდნარის Eu-ით გაღარიბებას, რაც ტრენდებში ამ ელემენტის მინიმუმით აისახება.

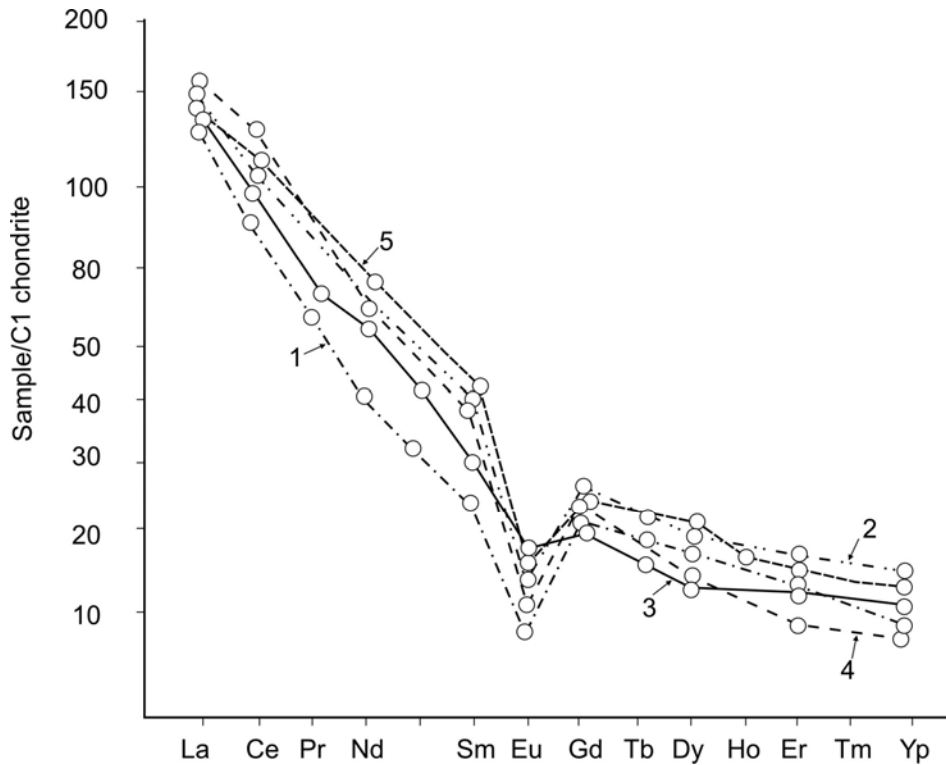


ნახ. 5.2.3. იშვიათი მიწაელემენტების განაწილება რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში, მდ. ბუჯას ხეობის გასწვრივ. ანალიზები ნორმირებულია უილიამ ბონტონის მიხედვით (Bouton, 1984).

გარდა ამისა გრანიტოიდების იმე-თ გაღარიბებას ხშირად იწვევს პოსტმაგმური პროცესები, კერძოდ კი მილონიტიზაცია და გაკვარცე-  
ბა. აღნიშნულის კარგი მაგალითია ნიმ. Dz-9, მასში შემცირებულია იმე-ს ჯამური რაოდენობა (25,8 მკგ/გრ), განსაკუთრებით კი Eu კონცენტრაცია, რაც თითქმის ხონდრიტულს უახლოვდება (ნახ.5.2.2).

მდ.ყვირილას ხეობის გრანიტოიდებთან შედარებით მდ.ბუჯას ხეობის გრანიტებში (ნახ.5.2.3.) იმე-ს ჯამური შემცველობა უფრო ნაკლებია და 120-160-ჯერ არის გაზრდილი ხონდრიტთან შედარებით.

თუმცა ტრენდები ხასიათდება ასიმეტრიული, გრანიტოიდული განაწილების ტიპით, ევროპიუმის მცირე მინიმუმით. ჩვენი აზრით Eu მცირე მინიმუმი გამოწვეული უნდა იყოს იმ ფაქტორით, რომ გამომდნარი მაგმა უკვე მჟავე შედგენილობის იყო და ამდენად მაგმის ფრაქცირებას ადგილი აღარ ჰქონდა.



ნახ. 5.2.4. იშვიათი ელემენტების საშუალო შემცველობების განაწილება რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში და მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონის ანალოგიურ წარმონაქმნებში. 1– პირენეების ჰერცინული ორქარსიანი გრანიტები (Fourcads, Allegre,1981); 2– შვარცვალდის ჰერცინული ბიოტიტიანი გრანიტები (Emmerman.1992); 3–კავკასიონის გვიან ჰერცინული გრანიტ-ალიასკიტური სერიის ორქარსიანი გრანიტები (Окросцваридзе,1995); 4– კავკასიონის ადრე ჰერცინული გრანიტ-მიგმატიტური სერიის ორქარსიანი გრანიტები (Окросцваридзе,1998); 5– რკვიის ინტრუზივის ადრეჰერცინული გრანიტოიდები.

რკვიის ინტრუზივში იმე-ს შემცველობის განაწილების შედარებამ კავკასიონის და მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონების ანალოგიურ წარმონაქმნებთან აჩვენა (ნახ. 5.2.4), რომ იგი მკვეთრად არ განსხვავდება მათგან. მათში იმე-ს შემცველობების ტრენდები თითქმის ერთმანეთს ემთხვევიან, მცირე განსხვავებებია მხოლოდ მათ კონცენტრა-

ციებში. რკვიის ინტრუზივი იმე-ს განაწილების თავისებურებებით განსაკუთრებით ახლოს დგას შვარცვალდის ჰერცინულ ბიოტიტიან გრანიტებთან (ნახ. 5.2.4), იმ განსხვავებით ,რომ უკანასკნელში მაგმის ფრაქცირება უფრო ინტენსიური იყო. იმე-ს განაწილების თავისებურება ასევე ახლოსაა კავკასიონის გვიან ჰერცინულ გრანიტ-მიგრამატიური სერიის ორქარსიან გრანიტებთან.

ამრიგად რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში იშვიათი მიწაელემენტების შესწავლამ გვიჩვენა,რომ ეს ქანები ჩამოყალიბდნენ კუნძულთა რკალის გეოინამიკური რეჟიმის პირობებში, სიალური სუბსტრატის ანატექსისის შედეგად. ანატექტური მაგმის ფრაქცირება არ იყო ინტენსიური, რადგანაც იგი შედარებით მჟავე შედგენილობის იყო.

## 6. Sm-Nd, Rb-Sr და $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ იზოტოპური სისტემები და ასაკები

როგორც ცნობილია თანამედროვე პეტროლოგიაში იზოტოპური სისტემების კვლევა მნიშვნელოვანი გენეტური და გეოქრონოლოგიური დასკვნების საშუალებას იძლევა. რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდების იზოტოპური ასაკი პირველად განსაზღვრა ო. დუდაურმა და სხვებმა (Дудаური и др. 1999). მათ ამ ინტრუზივის გრანიტოიდებიდან K-Ar მეთოდით დაათარილეს 11 ბიოტიტი, რომელთა საშუალო ასაკი  $324 \pm 8$  მლნ. წელს შეესაბამება.

ჩვენს მიერ რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში შესწავლილი იქნა Sm-Nd, Rb-Sr და  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური სისტემები. ინტრუზივის რვა გამომვლებიდან აღებული იქნა საანალიზო ნიმუშები, რომელთა აღების წერტილები დატანილია რუკაზე (რიცხვები წრეში). ყველა მათი კოორდინატები განისაზღვრა GPS-ით. დამუშავების წინ ყველა ნიმუში, რომელთა წონა 7-8 კგ-ს აღემატებოდა საგულდაგულოდ გაიწმინდა და გაირეცხა. თითოეულ ნიმუშს ჩაუტარდა სრული სილიკატური ანალიზი და განისაზღვრა მათში ქალკობირული და იშვიათი მიწაელემენტების შემცველობა. პეტროგრაფიული და ქიმიური შერჩევის შედეგად იზოტოპური სისტემების კვლევისთვის აღმოჩნდა ვარგისიანი 5 ნიმუში. Sm-Nd და Rb-Sr იზოტოპური სისტემების შესწავლა ჩატარდა ბერკლის უნივერსიტეტის (აშშ) იზოტოპური კვლევის ცენტრში, ხოლო  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ხოლო იზოტოპური სისტემების – დალჰაუზის უნივერსიტეტის ლაბორატორიაში (კანადა).

$\Sigma_{\text{Nd}}$  პარამეტრის გამოსათვლელად გამოყენებული იქნა შესაბამისი პარამეტრების თანამედროვე მონაცემები ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$ ;



$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1967$ ) ერთგვაროვანი ხონდრიტული რეზერვუარისთვის (CHUR) ხ. იაკობსონისა და ჯ. ვასერბურგის (Jackobsen, Wasserburg, 1984) მიხედვით, ხოლო დეპლექტირებული მანტიისთვის (DM) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513151$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,213$ ) ს. გოლდშტაინის და ს. იაკობსენის (Goldshtein, Jakobsen, 1988) მიხედვით.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  პარამეტრის (0,12) საშუალო ქერქული მნიშვნელობა აღებულია ხ. ტეილორის და ს. მაკლენანის (Tayllor. McLennan, 1985) ნაშრომებიდან. როგორც ცნობილია ნაკლებად ცვლადი Sm-Nd იზოტოპური სისტემა აფიქსირებს მანტიური პროტოლითიდან გრანიტული მდნარის გამოყოფის დროს. ამ მიზნით გამოითვლება მოდალური ასაკები  $T_{\text{Nd}}(\text{TD})$ , რომლებიც აფიქსირებს დროს როდესაც  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ფარდობა იყო ისეთივე, როგორც მანტიურ წყაროში (Allegre, Ben Othoman, 1980; De Paolo., 1988; De Paolo et Al., 1991). Sm-Nd იზოტოპური სისტემისაგან განსხვავებით Rb-Sr იზოტოპური წყვილი აფიქსირებს სილიკატური მაგმური მდნარის კრისტალიზაციის დროს. Sr იზოტოპური პარამეტრების ინტერპრეტაციისთვის ვისარგებლეთ ბ. პიტჩერის (Pitcher, 1982) და პ. ფორის (Fop, 1989) მონაცემებით.

ბოლო წლების კვლევები მოწმობს, რომ Sm-Nd და Rb-Sr იზოტოპური სისტემების კომპლექსური შესწავლა საიმედო პეტროგენეზურ დასაყრდენს წარმოადგენს, რაც ჩვენს მიერ ჩატარებულმა სამუშაოებმაც დაადასტურა. როგორც ცხ. 1-დან ჩანს, რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში  $I_{\text{Sr}}$  პარამეტრი მერყეობს 0,70667-დან 0,71460-მდე ინტერვალში, ხოლო საშუალო მაჩვენებელი ტოლია  $0,7086 \pm 0,0048$ , რაც გვიჩვენებს, რომ ამ ქანების პროტოლითს წარმოადგენდა კონტინენტური ტიპის ქანები (Pitcher, 1982). ამავე ცხრილი გვიჩვენებს, რომ  $\Sigma_{\text{Nd}}$  პარამეტრი მერყეობს -2,19587-დან -9,36967-მდე

ინტერვალში, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ამ ქანებმა გენერაცია განიცადა ძველი, ზედა ქერქული წარმონაქმნების ანატექსისის შედეგად. როგორც ვხედავთ ორივე პარამეტრი დაახლოებით ერთნაირ მონაცემს გვიჩვენებს და მათი შედარება, დიდი ალბათობით მოწმობს, რომ რკვიის ინტრუზივი წარმოადგენს ზედა ქერქულ S ტიპის

ცხრილი 6.1.

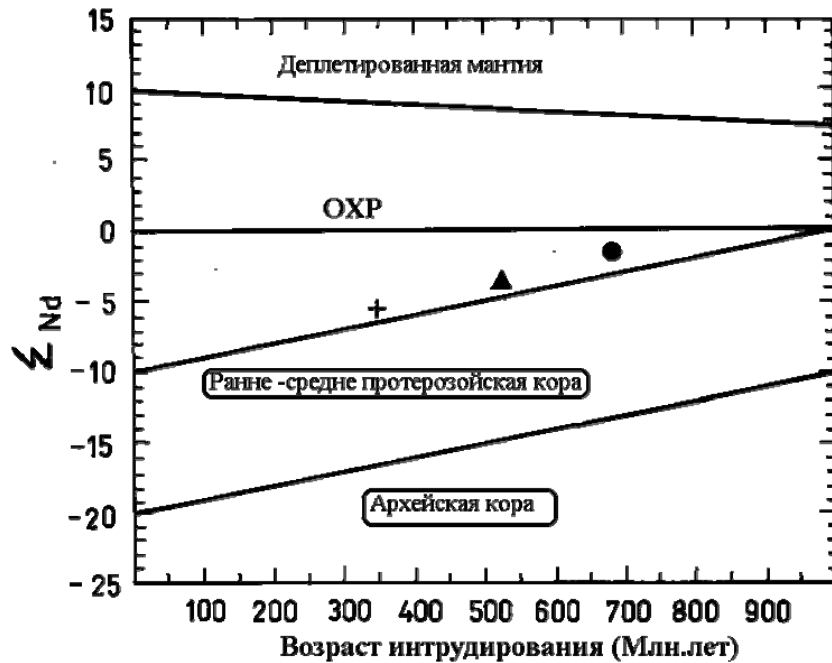
რკვიის ინტრუზივის გრანიტოიდებში Rb, Sr, Sm და Nd შემცველობა (ppm) და მათი ზოგიერთი პარამეტრი

N	Rb	Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	I <sub>Sr</sub>	Sm	Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	Σ <sub>Nd</sub>
Dz2	114,99	249,60	1,30301	0,71519	0,7072	5,86	33,29	0,51216	0,10863	-4,50135
Dz4	153,83	74,93	5,82932	0,75006	0,7146	8,08	45,59	0,51191	0,10947	-9,36967
Dz9	177,68	36,08	14,03432	0,79204	0,7066	1,20	4,17	0,51223	0,17722	-6,92835
Dz15	130,40	203,49	1,81301	0,71774	0,7067	5,08	23,20	0,51214	0,13525	-6,43603
DZ16	155,39	250,46	0,71734	0,75526	0,7066	3,92	23,31	0,51227	0,10387	-2,19580

ნიმუშების ნუმერაცია იგივეა, რაც ქიმიური ანალიზების ცხრილებში.

ანატექტურ წარმონაქმნს. ზემოთ გამოთქმულ მოსაზრებას ამყარებს იზოტოპური დიაგრამებიც. Σ<sub>Nd</sub> და მაგმური სხეულის ინტრუზირების ასაკის დამოკიდებულების დიაგრამიდან ჩანს, რომ ძირულის შვერილის ალპურისწინა გრანიტოიდები და მათ შორის რკვია-ბერეთისას ინტრუზული კომპლექსის გრანიტოიდები ფანეროზოული ქერქის ნაწილს წარმოადგენენ (ნახ. 6.1) Σ<sub>Nd</sub>-I<sub>Sr</sub> დამოკიდებულების დიაგრამაზე რკვიის ინტრუზივის ფიგურული წერტილები განლაგებულია ზედა ქერქული წარმონაქმნების ველში, ხოლო გნეისური კვარციანი დიორიტების ფიგურული წერტილები კი მანტიური წარმონაქმნების სიახლოვეში თავსდება.

$\Sigma_{Nd}$  პარამეტრის მონაცემებზე დაყრდნობით ვ. ბორ-მინგისა და სხ, (Bor-Ming et al., 2000) მეთოდით რკვიის ინტრუზივის ქანებში გამოვ-  
თვალეთ ქერქული და მანტიური კომპონენტების წილი. ამ მონაცე-  
მების მიხედვით აღმოჩნდა, რომ რკვიის ინტრუზივში მანტიური მა-  
სალის რაოდენობა საკმაოდ მაღალია და იგი მერყეობს 5%-დან 25%-  
ის ფარგლებში.



ნახ. 6.1. დიაგრამა ინტრუზივის ფორმირების ასაკი –  $\Sigma_{Nd}$  (საშ.

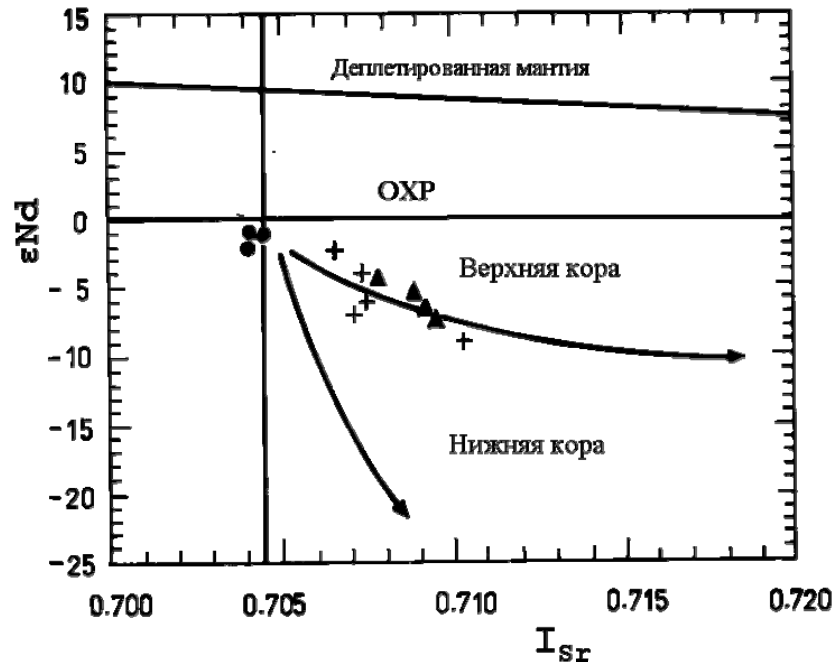
მონაცემები) ძირულის შვერილის გრანიტოიდებისათვის. პირობითი ნიშნები:

ეხრ – ერთგვაროვანი ხონდრიტული რეზერვუარი

+ რკვია-ბერეთისას ინტრუზული კომპლექსი

▲ ტონალიტები

● გნეისური კვარციანი დიორიტები

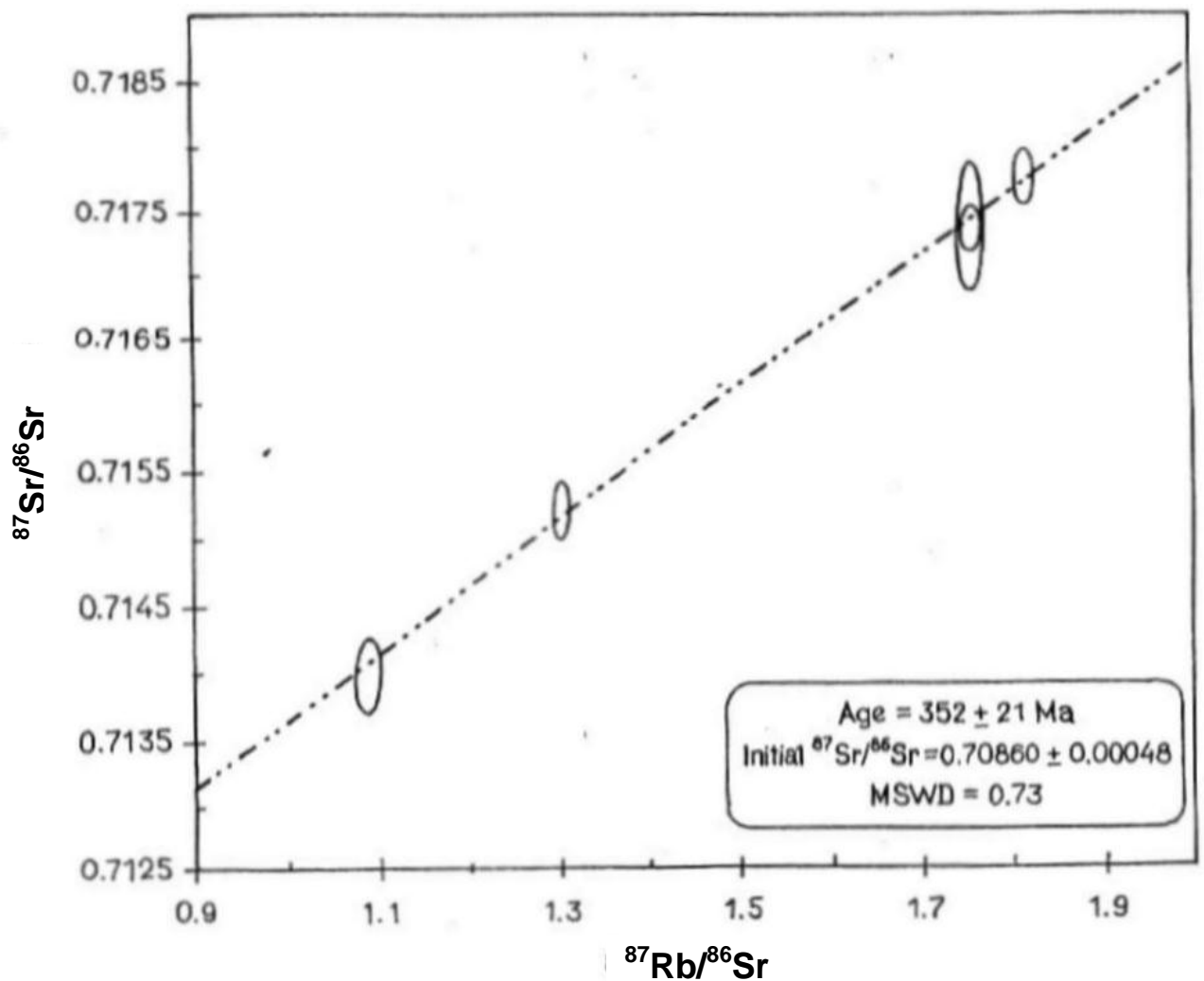


ნახ. ნახ. 6.2.  $\Sigma_{Nd}$ - $I_{Sr}$  იზოტოპური დიაგრამა ძირულის შვერილის ალპურისწინა გრანიტოიდებისათვის.  
პირ. ნიშნები იგივეა რაც ნახ. 6.1.

მიღებული შედეგები ეთანადება ბოლო დროის კვლევებს, რომელთა მიხედვითაც გრანიტოიდებში სადაც  $\Sigma_{Nd}$  მონაცემები დადებითია – მანტიური მასალის წილი 60-70%-ს აჭარბებს. მაგალითად ცენტრალური აზიის ფანეროზოულ გრანიტოიდებში (ყაზახეთი, მოლოლეთი, ალტაი, ჩრდილო-აღმოსავლეთ ჩინეთი), მანტიური მასალის წილი მერყეობს 50-დან 100%-მდე (Сальникова и др.,1996; Ковач и др.,2000; Bor-Ming et al., 2000 და სხ.). თუ ამ მონაცემებს გავიზიარებთ და გავაანალიზებთ, მაშინ უნდა დავუშვათ, რომ ფანეროზოული გრანიტოიდების ფორმირებაში მანტიური მასალის როლი გაცილებით მნიშვნელოვანი იყო ვიდრე ეს ადრე იყო მიჩნეული (Окроецва-რიдзе и др.,2002).

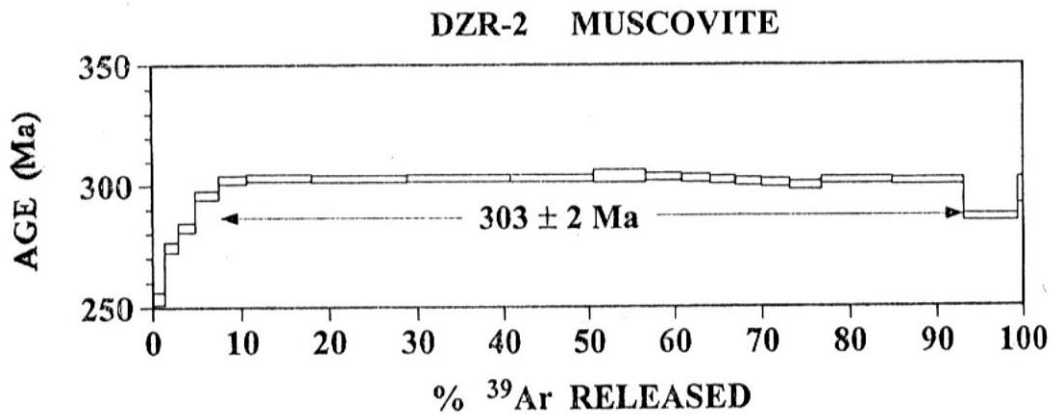
ჩვენ კომპლექსურად შევისწავლეთ რკვიის ინტრუზივის იზოტოპური ასაკები. გამოვიყენეთ როგორც Sm-Nd, ისე Rb-Sr და  $^{40}Ar$ - $^{39}Ar$  მეთოდები. Sm-Nd იზოტოპურმა სისტემამ რკვიის ინტრუზივში

მოგვცა არარეალური ციფრები –  $280 \pm 600$  მლნ.წელი. ეს არც თუ ისე მოულოდნელი შედეგია, რადგან მჟავე შედგენილობის ქანები ღარიბია Sm-ით, ხოლო მისი ნახევარდაშლის პერიოდი ძალიან დიდია. ამის გამო ფანეროზოულ გრანიტოიდულ წარმონაქმნებში ეს იზოტოპური წყვილი საიმედო შედეგებს არ იძლევა. Sm-Nd იზოტოპური სისტემისაგან განსხვავებით რკვიის ინტრუზივის ქანებისთვის რეალური მონაცემები აჩვენა Rb-Sr მეთოდმა. ნახ. 6. 3-დან ჩანს რომ, იზოქორა აგებულია 5 ანალიზისთვის, რომელთა საშუალო კვადრატული გადახრა შეადგენს 0,73, რაც მიღებულ შედეგის საიმედოებაზე მიუთითებს. წარმოდგენილი დიაგრამის მიხედვით მიღებული იზოტოპური ასაკი  $352 \pm 21$  მლნ. წელს შეესაბამება, რაც ქვედა კარბონულ დროს პასუხობს.



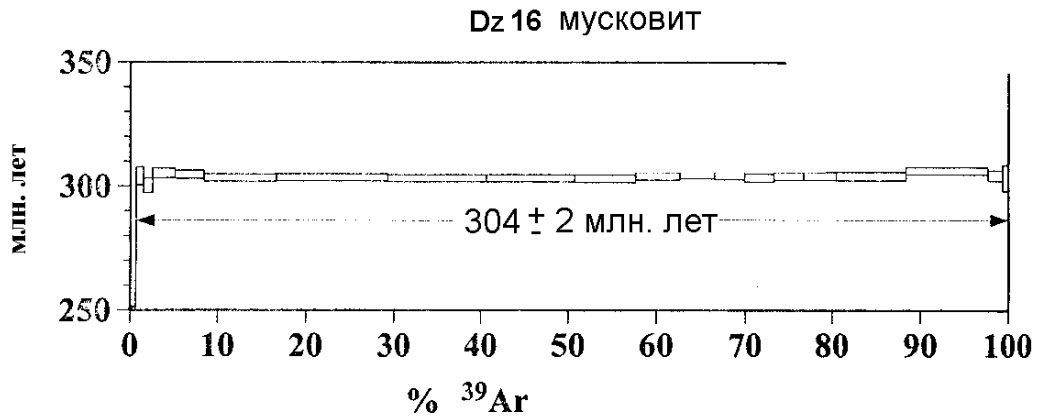
ნახ. 6.3.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  იზოქორა რკვის ინტრუზივის პორფირისებრი მიკროკლინიანი გრანიტებისათვის.

რკვის ინტრუზივის 3 ნიმუშში (Dz2, Dz 9, Dz16)  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  მეთოდით განსაზღვრული იქნა მუსკოვიტების იზოტოპური ასაკი (ნახ. 6.4. ნახ. 6.5.). მიღებული შედეგები თითქმის ყველა ნიმუშში იდენტურია ( $302 \pm 2$  მლნ. წ.;  $303 \pm 2$  მლნ. წ.;  $304 \pm 2$  მლნ.წ), რაც ამ მონაცემების სიზუსტეზე მიუთითებს. ამავე დროს Rb-Sr და  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  მეთოდებით მიღებული გაზომვების შედეგები საკმაოდ განსხვავებულია, რაც გამოწვეულია მეთოდების სპეციფიკიდან.



ნახ.

ნახ. 6.4. რკვიის ინტრუზივის მუსკოვიტის  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური ასაკი (ნიმ. Dz-2 მდ. ყვირილას ხეობა).



ნახ. 6.5. რკვიის ინტრუზივის მუსკოვიტის  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური ასაკი (ნიმ. Dz-16, მდ. ბუჯას ხეობა).

ცხრილი.6.2.

$^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური დათარიღების საფეხურები რკვიის გრანიტოიდული ინტრუზივის მუსკოვიტიდან (ნიმ. №16, მდ. ბუჯას ხეობა)

T°C	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{40}\text{Ar}(\%)$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	ასაკი(მლნ.წ.)
550	0,2	23,0	0,19	0,000781	0,014556	217,7±11,6
600	0,4	14,1	0,15	0,000478	0,014347	244,7±6,5
650	0,8	12,4	0,06	0,000422	0,011564	304,2±3,5
700	1,0	14,0	0,02	0,000474	0,011523	300,3±2,9
750	2,5	6,0	0,0	0,000205	0,012364	305,3±1,8
775	3,3	2,2	0,0	0,000074	0,012898	304,7±1,6
800	8,1	1,2	0,0	0,000043	0,013081	303,4±1,4

825	12,6	0,6	0,0	0,00002	0,013171	303,6±1,4
850	11,3	0,3	0,0	0,000011	0,013213	303,2±1,4
875	10,0	0,3	0,0	0,000012	0,013210	303,2±1,4
900	6,9	0,4	0,0	0,000014	0,013213	303±1,5
925	4,9	0,6	0,0	0,000022	0,013133	304±1,5
950	3,8	0,7	0,0	0,000024	0,013097	304,6±1,5
975	3,4	0,7	0,0	0,000026	0,013104	304,3±1,5
1000	3,3	0,7	0,0	0,000026	0,013146	303,4±1,6
1025	3,4	0,6	0,0	0,000023	0,013125	304±1,5
1050	3,7	0,7	0,0	0,000024	0,01312	304,1±1,5
1100	7,8	0,4	0,0	0,000014	0,013159	304,1±1,6
1150	9,2	0,3	0,0	0,000011	0,013071	306,2±1,4
1250	1,7	3,1	0,01	0,000106	0,012792	304,3±2
1450	0,6	22,1	0,07	0,000075	0,010316	303,3±5,2

შენიშვნა: საშუალო ასაკი (775°C-1450°C)=303,9±2,1მლნ.წ. ცლომილება უდრის 0,002428±0,000017(0,5%)

ცხრილი 6.3.  
<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar იზოტოპური დათარიღების საფეხურები რკვიის გრანიტოიდული ინტრუზივის მუსკოვიტიდან (ნომ.№2 მდ. ყვირილას ხეობა)

T°C	<sup>39</sup> Ar(%)	<sup>40</sup> Ar(%)	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>36</sup> Ar/ <sup>40</sup> Ar	<sup>39</sup> Ar/ <sup>40</sup> Ar	ასაკი (მლნ. წ.)
600	1,3	11,5	0,02	0,00039	0,014241	253,6±2,5
650	1,5	6,3	0,01	0,000213	0,013864	274,3±2,1
700	1,9	6,8	0,01	0,000231	0,013353	282,5±1,9
750	2,6	3,6	0,0	0,000122	0,013144	295,8±1,8
775	3,1	2,5	0,0	0,000086	0,012979	302,4±1,6
800	7,4	1,1	0,0	0,000039	0,013121	303,2±1,4
825	10,8	0,5	0,0	0,000017	0,013225	302,9±1,4
850	11,9	0,3	0,0	0,00001	0,013237	303,2±1,4
875	9,7	0,3	0,0	0,000011	0,013237	303,1±1,4
900	6	0,4	0,0	0,000016	0,013174	304±2,6
925	4,2	0,4	0,0	0,000015	0,013195	303,7±1,5
950	3,2	0,5	0,0	0,000018	0,013211	303,1±1,6
975	2,8	0,5	0,0	0,000017	0,013249	302,3±1,6
1000	2,9	0,4	0,0	0,000016	0,013293	301,6±1,6



1025	3,2	0,4	0,0	0,000015	0,013321	301±1,7
1050	3,6	0,2	0,0	0,000007	0,013402	300±1,7
1100	8	0,2	0,0	0,000011	0,01328	302,2±1,4
1150	8,2	0,2	0,0	0,00009	0,013308	301,8±1,4
1250	6,2	1,2	0,0	0,000042	0,013943	286±1,4
1450	0,6	19,7	0,3	0,000067	0,01872	297,8±5,5

შენიშვნა: საშუალო ასაკი (775°-1450°C)=302,7±2,1 მლნ. წელი. ცდომილება ტოლია 0,002431±0,00017 (0,6%)

ცნობილია, რომ განსხვავებული იზოტოპური სისტემა სხვადასხვა ტემპერატურაზე იხურება: Sm-Nd იზოტოპური სისტემა 1000-1200°C-ზე, Rb-Sr იზოტოპური სისტემა – 650-750°C, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar იზოტოპური სისტემა რქატყუარაში 400-450°C, მუსკოვიტში – 300-350°C, ხოლო კალიშპატებში 150-200°C – ინტერვალში იხურება. (Сомин, 2000). ამ მონაცემებზე დაყრდნობით Rb-Sr იზოტოპური სისტემის დახურვის ტემპერატურა დაახლოებით ემთხვევა გრანიტოიდული მაგმის კრისტალიზაციის ტემპერატურას. რაც იმის საფუძველს გვაძლევს დაუშვათ, რომ ინტრუზივის მაგმას კრისტალიზაცია დაუწყია დაახლოებით 352±21 მლნ. წლის წინ. თუ გავიაზრებთ ზემოთ აღნიშნულს, მაშინ კრისტალიზაციის პროცესის დაწყება უნდა ემთხვეოდეს ინტრუზივის შემოჭრის პროცესს. აღნიშნულიდან გამომდინარე შეიძლება ვივარაუდოდ, რომ რკვიის ინტრუზივი შეჭრილა ზედა პროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებში 352±21 მლნ. წლის წინ, რაც დაკავშირებული უნდა იყოს ადრე ჰერცინულ ტექტონო-მაგმურ აქტივობასთან. დაახლოებით 302-304 მლნ. წლის წინ კი ინტრუზივი გაცივებულა 300-350°C ტემპერატურამდე, რაც სავარაუდოდ დაკავშირებულია გვიან ჰერცინულ ტექტონიკურ ინვერსიასთან.

ამრიგად ჩატარებულმა იზოტოპურმა სამუშაოებმა მნიშვნელოვანი გენეტიური და გეოქრონოლოგიური დასკვნების გაკეთების საშ-

უალეზა მოგვცა. კერძოდ რკვიის ინტრუზივის  $\Sigma_{Nd}$  და  $I_{Sr}$  იზოტოპური პარამეტრები ერთიდაიგივე გენეტურ სურათს გვიჩვენებენ, რომლის მიხედვითაც იგი ანატექტური ქერქული გენეზისის S ტიპის წარმონაქმნია, რომელშიც მანტიური მასალის წილი 5-დან 25%-ის ფარგლებში მერყეობს. Rb-Sr და  $^{40}Ar$ - $^{39}Ar$  იზოტოპური წყვილების მიხედვით კი რკვიის ინტრუზივი ადრე კარბონულ დროში ( $352 \pm 21$  მლნ.წ.) შეიჭრა ზედა პროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებში, რაც სავარაუდოდ დაკავშირებული იყო ადრე ჰერცინულ ტექტონიკურ-მაგმურ აქტივობასთან, ხოლო  $^{40}Ar$ - $^{39}Ar$  იზოტოპური დათარიღების მიხედვით კი ზედა ჰერცინული ინვერსიის დროს ( $302$ - $304$  მლნ.წელი) ინტრუზივი გაცივდა  $300$ - $350^{\circ}C$  ტემპერატურამდე.

## 7. რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ფორმირების თერმობარული პირობები

გრანიტოიდების ფორმირების თერმობარული პირობების აღდგენა მათი პეტროგენეზის შესწავლის მნიშვნელოვანი ნაწილია. მიუხედავად ამისა, რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ქანებში ამ კუთხით კვლევები ჯერ არ ჩატარებულა.

ჩვენ მოგვეცა საშუალება მიკროზონდ JOEL-960-ზე გაგვესაზღვრა რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის პლაგიოკლაზების, კალიშპატების, ბიოტიტების და მუსკოვიტების ქიმიური შედგენილობები, რამაც შეგვაძლებინა გამოგვეყენებინა მონომინერალური თერმობარომეტრები. აღნიშნული მინერალების ქიმიური ანალიზები და კრისტალოქიმიური ფორმულები მოცემულია ცხრილებში 7.1; 7.2; 7.3; 7.4; 7.5; 7.6; 7.7; 7.8.

ერთიდაიგივე ნიმუშებში გავაკეთეთ პლაგიოკლაზების, კალიშპატების, ბიოტიტების და მუსკოვიტების ანალიზები, რამაც საშუალება მოგვცა აღვედგინა ქანთა ფორმირების PT პირობები.

როგორც რკვიის ინტრუზივის რესტიტების მინერალური პარაგენეზისები გვიჩვენებს, ინტრუზივის პროტოლითში, რომელიც შედგებოდა მეტამორფიზირებული გრაუვაკებისგან, არკოზული ქვიშაქვებისგან და ტუფიტებისგან (Ахвледиანი и др., 2002) ულტრამეტამორფული პროცესები დაიწყო ამფიბოლიტური ფაციესის სილიმანიტ-ბიოტიტ-კალიშპატიან სუბფაციესში და თავის მაქსიმუმს მიაღწია

ამავე ფაციესის გრანატ-კორდიერიტ-კალიშპატთან სუბფაციესში. თერმობარული პირობების აღდგენისთვის გამოვიყენეთ გ. ჰევისის (Hevis, 1977), ს.ბაჩინსკის და გ.მულერის (Bachinski, Muller, 1971), დ.იონსის და ხ.იგსტერის (Yons, Ugster, 1965), დ.ხიუტის და დ.იონსის (Хьют, Уонс, 1981) და აგრეთვე ო. ავჩენკოს (Авченко, 1990) შრომებში მოცემული თერმობარომეტრები.

როგორც ი.ე.კამენცევი (Каменцев, 1987) აღნიშნავს, მოწესრიგებულობის ხარისხი, რომელიც ფართოდაა გავრცელებული კალიშპატებში, და უფრო ნაკლებად პლაგიოკლაზებში, უშუალოდ დაკავშირებულია მინდვრის შპატების ფორმირების PT რეჟიმზე და არა შემდგომ მყარ ფაზაში გარდაქმნის პროცესებზე. აღნიშნულიდან გამომდინარე იგი თვლის, რომ Na და Ca კათიონების გადანაწილება, რომელიც განსაზღვრავს კრისტალურ სტრუქტურაში Al-Si დიფუზიის ხარისხს, წარმატებით შეიძლება იქნეს გამოყენებული აღნიშნულ მინერალების კრისტალიზაციის PT რეჟიმის აღსადგენად. სწორედ ეს პრინციპი უდევს საფუძვლად მინდვრისშპატთან გეოთერმომეტრებს.

პლაგიოკლაზების ფორმირების ტემპერატურის განსასაზღვრავად ჩვენ გამოვიყენეთ ი.კამენცევის გეოთერმომეტრი (Каменцев, 1987). პლაგიოკლაზების მიკროზონდური წერტილოვანი ანალიზების საშუალო ქიმიური შედგენილობა, კრისტალოქიმიური ფორმულები და ამ მინერალების ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები მოცემულია ცხრილებში 7.1 და 7.2.

რკვიის ინტრუზივის პლაგიოკლაზების ქიმიური შედგენილობა

ცხრილი 7.1

კომპ.	პლაგ. Dz2 (52 წ. ანალ.)		პლაგ. Dz9 (21 წ. ანალ.)		პლაგ. Dz 16 (51 წ.ანალ.)	
	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე
SiO <sub>2</sub>	61,13	62,99	64,77	65,37	63,23	63,64

TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,14	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,39	23,53	22,03	21,74	23,88	22,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,001
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
MnO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00
MgO	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,10
CaO	5,54	3,54	2,42	2,21	4,16	3,66
K <sub>2</sub> O	0,16	0,58	0,21	0,28	0,13	0,19
Na <sub>2</sub> O	8,88	8,86	9,83	10,28	8,88	9,56

რკვიის ინტრუზივის პლაგიოკლაზების კრისტალოქიმიური ფორმულები და მათი ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები

ცხრილი 7.2.

კომპ.	პლაგ. Dz2 (52 წ. ანალ.)		პლაგ. Dz9 (21 წ. ანალ.)		პლაგ. Dz 16 (51 წ. ანალ.)	
	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე
Si	2,621	2,794	2,866	2,877	2,807	2,807
Ti	0,000	0,000	0,000	0,01	0,001	0,000
Al	1,280	1,130	1,149	1,128	1,192	1,197
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Fe <sup>2</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg	0,002	0,001	0,001	0,000	0,007	0,001
Ca	0,264	0,168	0,115	0,104	0,173	0,180
K	0,009	0,033	0,012	0,016	0,011	0,009
Na	0,732	0,762	0,843	0,877	0,818	0,810
Tლიკ.	883°C	881°C	845°C	830°C	883°C	886°C
Tსოლ.	548°C	450°C	375°C	355°C	488°C	457°C

როგორც 7.1. ცხრილიდან ვხედავთ, Dz2 და Dz 16 ნიმუშების პლაგიოკლაზები ხასიათდებიან პირდაპირი ზონალური აგებულებით, რაც მათ მაგმურ გენერაციაზე მეტყველებს. გამონაკლისს წარმოადგენს Dz9 ნიმუშის პლაგიოკლაზები, რომლებშიც ზონალური აგებულება არ აღინიშნება, რაც ჩვენი აზრით განპირობებული უნდა იყოს პოსტ-მაგმური პროცესებით. როგორც წინა თავებში იყო აღნიშნული, ეს ნიმუში განიცდის პოსტმაგმურ გაკვარცხებას. საინტერესოა ამ მინერალების ფორმირების ტემპერატურები. პლაგიოკლაზის ლიკვიდუსის ტემპერატურა, როგორც ცენტრალური ნაწილის, ასევე კიდეების, პრაქტიკულად თანაბარია, ამასთან არის ძალიან მაღალი და იგი

საშუალოდ 880°C შეესაბამება. განსხვავებით ლიკვიდუსის ტემპერატურისა ამ პლაგიოკლაზების სოლიდუსის ტემპერატურა დაბალია და მერყეობს 450-550°C ტემპერატურის ფარგლებში. ამასთან ცენტრალური ნაწილის და კიდეების სოლიდუსის ტემპერატურები აშკარად განსხვავდება და Dz2 ნიმუშში 100°C შეადგენს, ხოლო Dz16 - 30°C. რაც შეეხება Dz9 ნიმუშის პლაგიოკლაზებს, მასში როგორც სოლიდუსის ისე ლიკვიდუსის ტემპერატურები შედარებით დაბალია და ჩვენი აზრით ეს ნიველირება გამოწვეული უნდა იყოს ზემოდ აღნიშნული პროცესებით.

ძირითადი მასის კალიშპატების ქიმიური შედგენილობა, კრისტალოქიმიური ფორმულები და მათი ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები მოცემულია 7.3 და 7.4 ცხრილებში. ჩვენ ამ მინერალების წერტილოვანი ანალიზები ჩავატარედ როგორც მის ცენტრალურ ნაწილში ისე კიდეებში, მაგრამ მონაცემები სრულიად ერთგვაროვანი აღმოჩნდა, რის გამოც ცხრილებში ერთიანი საშუალო ანალიზებია მოცემული.

რკვიის ინტრუზივის კალიშპატების ქიმიური შედგენილობა

ცხრილი 7.3.

კომპ.	კალიშპ. Dz2 (6 წ. ანაღ.)	კალიშპ. Dz9 (56 წ.ანაღ.)	კალიშპ. Dz 16 (27 წ.ანაღ.)
SiO <sub>2</sub>	64,49	64,18	63,88
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,13	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,06	18,77	19,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,08	0,00
MgO	0,01	0,04	0,03
CaO	0,00	0,03	0,00
K <sub>2</sub> O	14,9	14,82	15,04
Na <sub>2</sub> O	1,33	1,30	0,90

რკვიის ინტრუზივის კალიშპატების კრისტალოქიმიური ფორმულები და მათი ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები

კომპ.	კალიშპ. Dz2 (6 წ. ანაღ.)	კალიშპ. Dz9 (56 წ.ანაღ.)	კალიშპ. Dz 16 (27წ.ანაღ.)
Si	2,971	2,974	2,969
Ti	0,004	0,005	0,000
Al	1,035	1,026	1,049
Fe	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2</sup>	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,003	0,000
Mg	0,001	0,003	0,002
Ca	0,000	0,001	0,000
K	0,876	0,876	0,892
Na	1,119	0,117	0,891
Tლიკ.	459°C	460°C	468°C
Tსოღ.	445°C	446°C	445°C

კალიშპატების ლიკვიდუსის ტემპერატურები გამოთვლილია ვ. ჰევისის კოეფიციენტის მიხედვით (Hevis,1977), ხოლო სოლიდუსის – ს.ბაჩინსკის და გ.მიულერის მიხედვით (Bachinski, Muller, 1971). როგორც 7.4 ცხრილიდან ვხედავთ, განსხვავებით პლაგიოკლაზებისგან, კალიშპატებში ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები დაახლოებით თანაბარია. მაქსიმალური ტემპერატურული სხვაობა აღინიშნება Dz16 –ს ნიმუშის კალიშპატებში და იგი 23°C აღწევს, ხოლო დანარჩენ 2 ნიმუშში იგი 14°C შეესაბამება. კალიშპატებში ლიკვიდუსის ტემპერატურა 460-470°C მერყეობს, ხოლო სოლიდუსის ტემპერატურა ყველა კალიშპატის თანაბარია და იგი 445°C შეესაბამება.

რკვიის ინტრუზივის ბიოტიტების ქიმიური შედგენილობა

კომპ.	ბიოტიტიDz2 (74 წ. ანაღ.)		ბიოტიტი Dz16 (43 წ. ანაღ.)	
	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე
SiO <sub>2</sub>	33,75	33,91	34,08	34,02
TiO <sub>2</sub>	2,71	3,06	2,79	2,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,08	18,69	18,30	18,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	23,98	23,71	24,17	23,64

MnO	0,50	0,48	0,75	0,78
MgO	6,26	5,69	5,95	6,06
CaO	0,00	0,06	0,08	0,00
K <sub>2</sub> O	9,36	9,44	9,12	9,51
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,13	0,22	0,30

რკვიის ინტრუზივის ბიოტიტების კრისტალოქიმიური ფორმულები და მათი ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები (°C) და წნევები (კბ)

ცხრილი 7.6.

კომპ.	ბიოტიტი Dz2 (74 წ. ანალ.)		ბიოტიტი Dz16 (43 წ. ანალ.)	
	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე
Si	2,417	2,415	2,424	2,416
Ti	0,145	0,163	0,149	0,138
Al	1,526	1,569	1,534	1,561
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2</sup>	1,436	1,412	1,438	1,404
Mn	0,030	0,028	0,045	0,046
Mg	0,668	0,603	0,630	0,641
Ca	0,000	0,004	0,006	0,000
K	0,855	0,857	0,827	0,861
Na	0,041	0,017	0,030	0,041
Tლიკ.	681	655	677	692
Tსოლ.	663	644	660	671
Pლიკ.	11,4	11,2	11,6	9,5
Pსოლ.	8,6	8,2	8,7	7,9

განსხვავებით მინდვრის შპატებისგან ქარსებში შესაძლებელია აღვადგინოდ როგორც სოლიდუსის და ლიკვიდუსის ტემპერატურები ასევე შესაბამისი წნევებიც. ტემპერატურები განვსაზღვრედ დ.იონსის და ჰ.იუგსტერის (Yons, Ugster, 1965), ხოლო წნევები – დ.ჰიუტის და დ.იონსის მონაცემების მიხედვით (Хьют, Ионсе, 1981). ცხრილებში 7.5. და 7.6. მოცემულია ბიოტიტების ქიმიური შედგენილობა, კრისტალოქიმიური ფორმულები, ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები და წნევები. ანალიზები ჩავატარეთ მხოლოდ Dz2 ნიმუშის ბიოტიტებში და რადგანაც ამ მინერალების ქიმიურ შედგენილობაში კიდეებსა და ცენტრალურ ნაწილებს შორის მცირე სხვაობა დაფიქსირდა, ამის გამო მხოლოდ საშუალო მონაცემებია



მოცემული (ცხრ. 7.6). როგორც ამ ცხრილიდან ვხედავთ ბიოტიტების ლიკვიდუსის ტემპერატურა მერყეობს 655°C-დან 700°C-მდე, ხოლო სოლიდუსის 650°C- დან 670°C-მდე. როგორც ვხედავთ, ისე როგორც კალიშპატების შემთხვევაში, ამ მინერალებშიც, სხვაობა სოლიდუსისა და ლიკვიდუსის ტემპერატურებს შორის მცირეა და მაქსიმუმს 30°C აღწევს. ძალიან მაღალია ბიოტიტების ლიკვიდუსის წნევები, რომელიც მერყეობს 9,5 კბ-დან 11,5 კბ-მდე, ხოლო სოლიდუსის წნევები შედარებით ერთგვაროვანი და დაბალია, რომელიც 7,9 კბ-დან 8,7-კბ-მდე ინტერვალში მერყეობს.

ცხრილებში 7.7 და 7.8 მოცემულია მუსკოვიტების ქიმიური შედგენილობები, კრისტალოქიმიური ფორმულები, სოლიდუსის და ლიკვიდუსის წნევები და ტემპერატურები. მუსკოვიტების ცენტრალური ნაწილების და კიდეების ქიმიური შედგენილობები

რკვიის ინტრუზივის მუსკოვიტების ქიმიური შედგენილობა

ცხრილი 7.7.

კომპ.	მუსკ. Dz2 (207 წ. ანაღ.)		მუსკ. Dz9 (21 წ. ანაღ.)		მუსკ. Dz 16 (51 წ. ანაღ.)	
	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე
SiO <sub>2</sub>	45,14	45,05	45,63	45,64	45,79	45,77
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,43	0,05	0,25	0,56	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,97	35,13	35,87	35,52	35,62	35,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	1,44	1,38	1,71	1,70	1,44	1,36
MnO	0,00	0,04	0,00	0,12	0,00	0,04
MgO	0,66	0,71	0,58	0,71	0,66	0,68
CaO	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05
K <sub>2</sub> O	9,17	9,47	10,26	10,29	10,20	9,71
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,68	0,48	0,74	0,51	0,78

რკვიის ინტრუზივის მუსკოვიტების კრისტალოქიმიური ფორმულები და მათი ლიკვიდუსის და სოლიდუსის ტემპერატურები (°C) და წნევები (კბ)

ცხრილი 7.8.

კომპ.	მუსკ. Dz2 (207 წ. ანაღ.)		მუსკ. Dz9 (21 წ. ანაღ.)		მუსკ. Dz 16 (51 წ. ანაღ.)	
	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე	ცენტრი	კიდე
Si	2,797	2,782	2,683	2,777	2,781	2,797
Ti	0,025	0,019	0,005	0,011	0,025	0,038
Al	2,555	2,558	2,562	2,548	2,551	2,498
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2</sup>	0,074	0,071	0,069	0,086	0,073	0,078
Mn	0,000	0,002	0,002	0,006	0,000	0,000
Mg	0,060	0,065	0,068	0,064	0,059	0,073
Ca	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,725	0,746	0,766	0,798	0,790	0,779
Na	0,039	0,081	0,054	0,087	0,060	0,071
Tლიკ.	696	692	681	675	677	676
Tსოღ.	674	671	663	659	660	660
Pლიკ.	15,6	14,5	15,8	15,2	14,8	14,4
Pსოღ.	8,1	7,6	8,4	8,0	7,7	7,7

ლიკვიდუსის წნევები და ტემპერატურები. მუსკოვიტების ცენტრალური ნაწილების და კიდეების ქიმიური შედგენილობები

მცირედ განსხვავდება ერთმანეთისაგან, ცხრილებში მოყვანილია ამ მინერალების კიდეების და ცენტრალური ნაწილის ქიმიური შედგენილობები (ცხრ. 7.7). როგორც 7.8 ცხრილიდან ვხედავთ მუსკოვიტის ლიკვიდუსის ტემპერატურები მერყეობს 675°C-დან 695°C ინტერვალის ფარგლებში, ხოლო სოლიდუსის ტემპერატურები - 660°C-დან 675°C-მდე ინტერვალში. როგორც ვხედავთ ამ შემთხვევაშიც, როგორც კალიშპატების და ბიოტიტების შემთხვევაში, სხვაობა სოლიდუსისა და ლიკვიდუსის ტემპერატურებს შორის ძალიან მცირეა და იგი 20°C შეესაბამება. რაც შეეხება მუსკოვიტების ფორმირების წნევას, ისე როგორც ბიოტიტების შემთხვევაში იგი მაღალია. ლიკვიდუსის წნევები მერყეობს 14,5 კბ-დან 15,5კბ-დე, ხოლო სოლიდუსის – 7,6 კბ-დან 8,4 კბ ფარგლებში.

თუ შევაჯამებთ ჩატარებული სამუშაოების შედეგებს დავინახავთ, რომ რკვია-ბერეთისის ინტრუზივის პროტოლითი საკმაოდ მაღალ ტემპერატურაზე მიმდინარეობდა, რამაც განაპირობა ის გარემოება, რომ რკვია-ბერეთისის ინტრუზიულ კომპლექსში რესტიტული ასოციაციები პრაქტიკულად არ გვხვდება. ეს კარგად ჩანს პლაგიოკლაზის ლიკვიდუსის ტემპერატურიდან, რომელიც საშუალოდ 880°C ფარგლებშია. როგორც ჩანს ამ თერმომეტრმა ფუძე პლაგიოკლაზის გამოდნობის ტემპერატურა დააფიქსირა. რაც შეეხება სხვა მინერალების ლიკვიდუსის ტემპერატურას, იგი გაცილებით დაბალია: ბიოტიტსა და მუსკოვიტს ლიკვიდუსის ერთნაირი ტემპერატურა გააჩნია და იგი საშუალოდ 680-690°C პასუხობს. მინაცემებით აშკარად ჩანს, რომ შესწავლილი ინტრუზიული კომპლექსის ძირითად ფაზაში ბიოტიტიც და მუსკოვიტიც მაგმური

წარმონაქმნებია და ისინი მაგმური სისტემიდან თითქმის ერთდროულად იწყებენ გამოკრისტალებას.

პლაგიოკლაზის სოლიდუსის ტემპერატურა თითქმის 2-ჯერ დაბალია მისი ლიკვიდუსის ტემპერატურაზე და იგი 550-450°C ფარგლებში მერყეობს, რაც ჩვენი აზრით იმ გარემოებით უნდა აიხსნას, რომ მობილიზებული გრანიტოიდული მდნარი მჟავე შედგენილობის იყო, რამაც, ბუნებრივია დაბლა დასწია პლაგიოკლაზის სოლიდუსის ტემპერატურა. პლაგიოკლაზის კრისტალიზაციის ტემპერატურა ცენტრიდან პერიფერიისკენ 550°C-დან 450°C –მდე კლებულობს, რამაც განაპირობა მათი ზონალური აგებულება და რაც აშკარად მათ მაგმურ გენერაციაზე მეტყველებს. კალიშპატების ლიკვიდუსის ტემპერატურა ახლოსაა მათი სოლიდუსის ტემპერატურასთან და იგი საშუალოდ 445°C შეესაბამება. როგორც ჩანს ამ მინერალის კრისტალიზაციის დროში ოდნავ ჩამორჩება ზოგადად ძირითადი მასის პლაგიოკლაზების კრისტალიზაციის პროცესს და იგი დაახლოებით თანადროულია მჟავე პლაგიოკლაზების.

რაც შეეხება რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის ფორმირების წნევებს, იგი საკმაოდ მაღალია. პროტოლითის ლიკვიდუსის წნევები, ჩვენს მიერ მიღებული მონაცემებით, საშუალოდ 10 კბ-დან 15 კბ-მდე ინტერვალში მერყეობს. რაც შეეხებე სოლიდუსის წნევებს, იგი თითქმის 2-ჯერ მცირდება და ქარსებში 7,5 კბ-დან 7,8 კბ-მდე მერყეობს. შედარებით დაბალია მაგმურ სისტემაში წნევები უკვე მინდვრის შპატების და კვარცის კრისტალიზაციის პროცესში. ეს ჩვენი აზრით უნდა აიხსნას იმ გარემოებით, რომ გრანიტოიდულმა მდნარმა კრისტალიზაცია დაიწყო მას შემდეგ რაც

იგი შეიქრა მის ზემოდ განლაგებულ ქანებში და ბუნებრივია, რომ ამ დროს მოხდა მაგმურ სისტემაში წნევების შემცირება. ანალოგიური სურათი აღინიშნება კავკასიონის გრანიტ-მიგმატიტურ სერიაში, აქაც ანატექტური მდნარი ყალიბდება მაღალი წნევების (8-9 კბ) და ტემპერატურის (750-800°C) პირობებში. მაგმური სისტემის ინტრუზირების შემდეგ წნევები ეცემა 3,7-4,5 კბ-მდე, ხოლო კრისტალიზაციის ტემპერატურა შედარებით სტაბილური რჩება და 700°C ფარგლებში ფიქსირდება (Окросцваридзе, 1998).

ამრიგად, ჩატარებული სამუშაოების ანალიზის შედეგად, შეიძლება დაუშვად, რომ რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის გრანიტოიდულმა მდნარმა კრისტალიზაცია დაიწყო დაახლოებით 670-690°C ტემპერატურის რეჟიმის დროს, ხოლო ეს პრიცესი დამთავრდა 450-400°C ტემპერატურის რეჟიმის პირობებში. კრისტალიზაციის საწყის ეტაპზე მაგმურ სისტემაში წნევა აღწევდა 7,5 -8,5 კბ-ს, ხოლო ბოლო ეტაპზე მან 3,5 -4,5 კბ-დე დაიწია.

## დასკვნები

ჩვენს მიერ ჩატარებულმა საველე, პეტროგრაფიულმა, პეტროქიმიურმა, გეოქიმიურმა, იზოტოპურმა და თერმობარულმა სამუშაოებმა საშუალება მოგვცა გაგვეკეთებინა შემდეგი დასკვნები:

1. რკვიის ინტრუზივი და მისი მიმართების აღმოსავლეთით გაგრძელებაზე, სოფ. ბერეთისასთან არსებული პორფირისებრი გრანიტების და პეგმატიტების გაშიშვლება, ქანების პეტროგრაფიული სპექტრით, მათი სივრცეში განაწილების კანონზომიერებით, პეტროქიმიური და გეოქიმიური კრიტერიუმებით და აგრეთვე ფორმირების გეოდინამიკური პოზიციით, იდენტურ გენეტურ წარმონაქმნებს წარმოადგენენ და ამდენად ჩვენ მათ განვიხილავთ როგორც რკვია-ბერეთისას ინტრუზიულ კომპლექსს.

2. გეოლოგიური, პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური, გეოქიმიური და იზოტოპური მონაცემებით რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსის მაგმურმა კერამ გენერაცია განიცადა კუნძულთა რკალის გეოდინამიკური რეჟიმის პირობებში და წარმოადგენს კოლიზიურ წარმონაქმნს.

3. ინტრუზიული კომპლექსის ძირითადი ფაზის ქანები წარმოადგენენ ნორმული რიგის გრანიტებს, რომლის მაგმური მდნარი შეესაბამებოდა კირტუტე სერიას. მაგმურ სისტემაში ინტენსიურ ფრაქცირებას ადგილი არ ჰქონია, რადგანაც ინტრუზიულ მდნარს უკვე გააჩნდა ევტექტიკური გრანიტოიდული შედგენილობა.

4. ინტრუზიულ კომპლექსში იშვიათი და მადნიანი ელემენტების კონცენტრაციები საერთო ნორმულის ფარგლებშია. კერძოდ, ასეთი ელემენტების რიგს მიეკუთვნება: Cu, Mo, Rb, Pb, Li, Sr, Y, Ga და V. ინტრუზულ კომპლექსში ამაღლებულია Ni, Co, Cr, Hf, Ta, Sn, Th და U შემცველობანი, როგორც ცნობილია, Ni, Co და Cr მაღალი კონცენტრაციები დამახასიათებელია ფუძე პროფილის ქანებისთვის, რაც გარკვეულ წილად ამაგრებს შესწავლილი კომპლექსის იზოტოპურ მონაცემებს, რომ ამ კომპლექსის ფორმირებაში მონაწილეობას იღებდა მანტიური მასალა.

5. კომპლექსურმა გენეტურმა იზოტოპურმა კვლევებმა ერთი და იგივე სურათი გვიჩვენა, რომლის მიხედვითაც რკვია-ბერეთისას ინტრუზიული კომპლექსი წარმოადგენს ზედაქერქულ ანატექტურ S ტიპის წარმონაქმნს ( $I_{Sr}=0,7083$ ;  $\Sigma_{Nd}=-5,9517$ ), რომლის აგებულებაშიც 5-25% მანტიური მასალის წილზე მოდის.

6. ინტრუზიური კომპლექსის მაგმა ზედაპროტეროზოულ გნეისურ კვარციან დიორიტებში შეიჭრა ადრეჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმური პროცესების დროს, დაახლოებით  $352\pm 21$  მლნ. წლის წინ (Rb-Sr იზოტოპური მეთოდი), ხოლო გვიანჰერცინული ტექტონიკურ-მაგმური პროცესების დროს იგი საბოლოოდ ჩამოყალიბდა და გაცივდა  $300-350^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურამდე დაახლოებით  $302\pm 2$  მლნ. წლის წინ ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  იზოტოპური მეთოდი).

7. ინტრუზიულ კამერაში გრანიტოიდული კომპლექსის ძირითადი ქანმაშენი მინერალების კრისტალიზაცია დაიწყო  $670-690^{\circ}\text{C}$  ტემპერატურის და 7,5-8,5 კბ. წნევის რეჟიმის დროს, ხოლო ეს

პროცესი დასრულდა 400-450°C ტემპერატურის და 3,5-4,5 კბ. წნევის რეჟიმის პირობებში.

8. რკვიის ინტრუზივის ცენტრალური ნაწილის მდინარე ყვირილის ჭრილის მარცხენა კარნიზები, დაახლოებით 200 მ სიგრძეზე, რომელიც აგებულია ღია ნაცრისფერი მასიური ტექსტურის გრანიტებით, წარმოადგენს საუკეთესო მოსაპირკეთებელ ქვის ნედლეულს.

9. მდინარე ბუჯის ხეობაში, რკვიის ინტრუზივის სამხრეთი პერიფერიის ახალგაზრდა გამკვეთ ფუძე-ულტრაფუძე შედგენილობის სხეულს, თავისი საუკეთესო დეკორატიული თვისებების გამო, შეუძლია ჩაანაცვლოს საქართველოში უკრაინიდან იმპორტირებული გაბრო.

10. მდინარე ბუჯას ხეობაში რკვიის ინტრუზივის სამხრეთ პერიფერიაზე არსებული მძლავრი გრანიტ-პეგმატიტური ველი წარმოადგენს საუკეთესო ნედლეულს საქართველოში ფაიფურის წარმოების განვითარებისთვის.



## დანართი

რკვიის ინტრუზივის მდ.ვეირილის ხეობის მიგმატიტების და გრანიტოიდების ქიმიური ანალიზები (წონ. %)

დანართი 1.

ნიმ.№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Dz2	72,25	0,27	15,09	1,98	1,19	0,04	1,23	0,59	3,78	3,55	0,15
Dz3	69,43	0,84	15,13	5,08	0,19	1,43	0,44	1,43	3,49	1,35	0,10
Dz4	65,01	0,86	17,35	6,15	0,18	0,07	0,34	2,16	4,19	1,16	0,10
Dz6	63,3	0,87	16,13	6,58	0,19	0,07	1,69	2,88	3,78	3,50	0,21
Dz7	72,14	0,33	14,94	1,74	0,33	0,04	1,11	0,56	5,64	3,40	0,22
Dz9	74,79	0,07	14,71	2,57	0,23	0,06	0,61	0,18	4,17	3,65	0,23
Dz39	77,20	0,18	12,60	2,20	0,15	0,03	0,46	0,28	4,88	3,12	0,04
Dz40	73,65	0,80	13,43	4,94	0,21	0,05	1,08	1,79	2,67	1,46	0,05
4-04	72,09	0,27	14,22	1,33	0,72	0,04	1,18	0,58	3,48	3,42	0,09
6-04	70,80	0,28	14,29	1,04	1,08	0,05	1,26	0,56	4,36	3,56	0,09
7-04	77,05	0,08	10,49	0,94	0,05	0,05	0,77	0,18	4,57	4,40	0,14
8-04	75,75	0,03	13,38	0,63	0,06	0,02	0,91	0,37	3,06	4,08	0,25
9-04	74,93	0,03	12,45	0,85	0,03	0,11	0,87	0,19	4,31	4,67	0,07
13-04	78,57	0,06	10,21	0,43	0,02	0,01	0,69	0,09	4,52	4,08	0,14
14-04	74,65	0,03	13,38	1,70	0,22	0,04	1,93	0,38	2,38	3,40	0,40
15-04	73,92	0,02	13,40	0,65	0,25	0,05	0,67	0,18	4,38	4,60	0,22
16-04	73,29	0,02	13,22	1,90	0,49	0,04	2,42	0,35	2,65	3,29	0,42
17-04	71,75	0,02	14,59	2,10	0,45	0,04	0,91	0,53	3,29	3,62	0,32
18-04	72,26	0,01	14,59	1,80	0,39	0,03	0,21	0,53	4,43	3,35	0,28
19-04	63,58	0,07	15,99	4,18	2,40	0,07	2,94	2,36	3,29	2,97	0,38
20-04	74,40	0,02	12,51	1,65	0,64	0,02	1,33	0,33	4,34	3,62	0,05
21-04	73,17	0,13	13,90	2,05	0,50	0,04	0,67	0,70	3,12	3,40	0,14
22-04	74,96	0,05	13,68	1,40	0,16	0,01	0,67	0,33	3,12	3,62	0,13
23-04	66,15	0,17	17,16	4,09	2,20	0,07	0,21	1,39	2,94	1,09	0,84

ნიმუშები: Dz2, Dz7, Dz39, Dz40, 4-04, 6-04, 14-04, 16-04, 17-04, 18-04, 20-4, 21-04, 24-04 - პორფირისებრი გრანიტები; ნიმუშები: 7-04, 8-04, 9-04, 13-04, 15-04 - თანაბარმარცვლოვანი გრანიტები; ნიმუში: Dz9 - მილონიტიზირებული გრანიტი; ნიმუშები: Dz3, Dz4, 23-04 - კონტაქტური უბნის გრანიტოიდები; ნიმუშები: Dz6, 19-04 - ბიოტიტიანი მიგმატიტები.

რკვიის ინტრუზივის მდ.ბუჯას ხეობის მიგმატიტების და გრანიტოიდების ქიმიური ანალიზები (წონ. %)

დანართი 2.

ნიმ.№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Dz15	75,09	0,222	15,21	2,2	0,189	0,047	1,15	0,51	3,75	9,79	0,169
Dz16	71,58	0,175	15,49	1,74	0,327	0,037	1,16	0,42	5,52	3,31	0,151
Dz41	63,57	0,485	19,15	4,47	0,154	0,079	2,81	1,05	3,65	4,42	0,2
Dz42	72,81	0,286	15,39	2,65	0,214	0,05	1,57	3,58	3,93	3,58	0,163
Dz43	73,04	0,228	15,03	2,20	0,209	0,046	1,4	3,40	4,05	3,4	0,152
24-04	75,09	0,07	14,94	3,12	2,60	0,07	1,54	1,48	2,94	1,46	0,24
25-04	74,51	0,04	11,48	1,95	0,52	0,03	2,94	0,56	1,11	3,74	0,11
26-04	75,31	0,01	13,40	0,75	0,14	0,04	1,54	0,12	3,46	3,97	0,22
28-04	73,29	0,01	14,15	1,82	0,20	0,30	0,67	0,28	2,87	5,14	0,22
30-04	95,81	0,01	13,57	0,52	0,15	0,02	0,48	0,25	2,74	4,01	0,10
30'-04	72,39	0,06	13,38	3,09	1,20	0,07	1,54	1,08	2,25	1,94	0,22
32-04	73,39	0,01	15,86	2,94	0,49	0,06	2,80	0,78	3,75	4,31	0,31
33-04	72,06	0,01	14,25	1,85	0,58	0,04	1,96	0,52	3,56	3,46	0,16
34-04	75,30	0,01	14,12	1,80	0,50	0,04	0,48	0,56	2,96	3,65	0,38
35-04	72,06	0,01	13,75	2,15	0,55	0,04	0,88	0,88	3,33	3,65	0,29
36-04	75,30	0,03	12,35	1,91	0,54	0,03	0,98	0,98	2,87	3,67	0,15
37-04	73,88	0,03	14,37	1,57	0,43	0,04	0,48	0,48	2,61	3,65	0,22
37'-04	78,51	0,01	11,64	0,82	0,25	0,01	0,07	0,07	3,97	2,81	0,01
38-04	73,74	0,01	14,37	1,07	0,45	0,01	0,74	0,74	3,61	3,65	0,06
39-04	78,12	0,02	12,16	1,97	0,49	0,03	0,52	0,52	2,96	2,77	0,06
40-04	74,39	0,03	13,90	1,91	0,12	0,04	0,39	0,39	2,81	3,71	0,12
43-04	65,15	0,15	17,33	3,17	1,26	0,06	0,52	0,52	3,53	1,17	0,17
44-04	76,56	0,01	12,70	0,47	0,12	0,01	0,14	0,14	2,90	4,51	0,14

ნიმუშები: Dz15, Dz16, Dz43, 33-04, 34-04, 35-04, 36-04, 38-04, 39-04, 40-04 –  
 პორფირისებრი გრანიტები; ნიმუშები: 26-04, 3-04, 30'-04, 37-04, 44-04 –  
 პეგმატიტები; ნიმუშები: Dz 42, 28-04, 37'-04 – აპლიტები; ნიმუში: 32-04 –  
 კონტაქტური გრანიტი; ნიმუშები: Dz41, 25-04 – მიგმატიტები; ნიმუში: 24-04 –  
 კვარციანი დიორიტი; ნიმუში:

ბერეთისას ინტრუზივის მდ.დუმალას ხეობის გრანიტოიდების ქიმიური  
 ანალიზები (წონ. %)  
 დანართი 3.

ნომ.№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1-05	72,36	0,19	14,42	2,02	0,41	0,05	0,98	0,32	4,36	3,32	0,02
2-05	73,52	0,15	14,45	2,08	0,50	0,07	0,93	0,37	3,58	3,39	0,01
3-05	75,13	0,18	12,18	1,85	0,30	0,03	1,23	0,46	3,63	3,05	0,02
5-05	71,78	0,19	14,69	2,15	0,57	0,04	0,39	0,37	4,72	3,05	0,06
6-05	73,16	0,15	13,05	1,89	0,40	0,03	0,98	0,28	4,38	3,94	0,02
7-05	74,51	0,01	13,92	0,45	0,08	0,01	0,03	0,10	6,05	3,01	0,06
8-05	76,33	0,03	12,90	0,64	0,20	0,01	0,05	0,14	5,02	3,29	0,04
9-05	77,03	0,18	12,18	1,46	0,40	0,03	0,09	0,38	2,23	3,94	0,04
10-05	72,46	0,24	14,07	2,50	0,22	0,05	1,15	0,20	3,65	3,94	0,03
30-05	37,02	0,08	10,91	1,60	0,26	0,02	0,10	0,10	5,43	2,65	0,02

ნიმუშები: 1-05, 2-05, 3-05, 5-05, 6-05, 10-05 – პორფირისებრი გრანიტები; ნიმუშები:  
 7-05, 8-05, 9-05 – პეგმატიტები; ნიმუში 30-05 – კვაცპორფირი.

რკვიის ინტრუზივის მდ. ყვირილას ხეობის მიგმატიტების და გრანიტოიდების პეტროქიმიური პარამეტრები.  
დანართი 4.

ნომ.№	A	F	M	K	f	CaO+2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> +2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	A	C	N	K
Dz2	69,8	24,1	5,7	41	72	16	87	10	-5	4348	450	150	9	57	40
Dz3	44,3	43,1	13,6	62	65	15	84	-	-	3187	406	140	7	21	37
Dz4	40,5	43,2	16,3	70	59	18	82	-	-	2775	482	170	6	18	44
Dz6	44,6	37,5	17,9	41	54	15	77	-	-	1901	818	150	30	36	40
Dz7	72,3	23,2	4,5	52	74	11	82	7,8	7,1	2210	430	145	97	54	59
Dz39	76,9	20,5	2,6	50	70	13	89	12,7	-9,8	2847	307	123	8	80	51
Dz40	39,9	43,8	16,8	55	59	14	87	15,8	2,2	3627	465	131	20	23	28
4-04	73,4	20,4	6,2	39	64	15	86	10,7	-7,5	2744	472	189	20	55	36
6-04	75,4	19,2	5,3	44	65	15	85	11,7	-8,5	2349	896	140	20	57	46
7-04	89,7	8,5	1,8	40	76	11	87	5,7	-13,2	2484	292	131	20	65	32
8-04	88,1	8,5	4,6	33	25	14	89	2,8	-18,9	2871	376	122	10	75	45
9-04	90,8	7,5	1,6	37	84	13	87	7,3	-20,1	2327	344	100	10	65	47
13-04	95,4	4,3	1,0	42	70	10	88	5,9	-10,1	2744	276	122	10	54	25
14-04	72,2	24,1	4,7	39	48	15	88	1,6	6,6	2346	484	131	30	74	46
15-04	89,8	9,4	1,8	32	72	14	87	5,2	4,7	2484	350	131	10	58	28
16-04	68,3	27,5	4,1	34	56	15	86	1,0	-6,5	2871	532	121	40	58	34
17-04	79,1	25,5	4,2	37	45	15	86	3,9	0,8	2327	408	143	10	58	46
18-04	74,1	20,8	5,1	39	41	12	86	10,7	-9,1	2732	330	143	30	54	47
19-04	41,5	43,1	15,4	19	18	16	80	-	-	3317	740	156	50	47	35
20-04	75,8	20,8	3,4	44	53	14	87	8,1	-12,0	2646	404	122	20	58	46
21-04	66,5	26,4	7,1	46	39	15	87	7,5	-5,9	3288	378	136	10	54	33
22-04	78,1	18,4	3,8	36	44	14	87	6,6	-6,4	2977	356	139	10	58	33
23-04	34,4	53,7	11,8	64	43	17	83	-	-	3296	304	168	3	17	31

რკვიის ინტრუზივის მდ. ბუჯას ხეობის მიგმატიტების და გრანიტოიდების პეტროქიმიური პარამეტრები  
დანართი 5.

ნომ.№	A	F	M	K	f	CaO+2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> +2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	A	C	N	K
Dz15	75,4	19,7	5,6	39	68	16	90	-	-	2733	466	149	20	61	40
Dz16	79,5	17,0	4,6	52	72	17	87	13,6	-5,3	2266	443	151	20	53	35
Dz41	60,6	31,4	8,0	35	69	22	83	-	-	1699	457	187	50	71	39
Dz42	70,2	24,3	5,6	42	71	17	88	10,3	-4,9	4376	486	150	28	58	42
Dz43	72,3	21,3	6,4	43	65	16	83	10,5	-5,6	2822	470	147	25	54	43
24-04	37,9	49,9	18,2	57	16	16	83	-	-	3964	580	146	27	19	31
25-04	62,2	31,6	7,2	15	45	17	94	-	-	4261	562	121	52	60	12
26-04	88,4	10,6	1,4	36	58	15	88	4,5	-6,1	2770	430	131	27	64	37
28-04	86,1	10,9	3,0	27	55	15	75	2,4	8,9	2491	362	137	12	83	30
30-04	89,1	7,9	3,0	38	34	14	89	7,3	-10,7	2700	329	133	8	65	39
30 <sup>1</sup> -04	44,5	45,2	11,3	44	42	15	87	13,9	2,2	3633	476	131	27	31	24
32-04	65,5	27,9	6,9	36	50	18	82	4,6	-3,6	3217	643	154	49	69	39
33-04	70,9	27,6	5,4	40	43	16	87	7,4	-6,3	27,33	634	139	35	56	36
34-04	69,6	24,2	5,9	34	41	15	87	1,7	3,2	2885	355	138	8	59	31
35-05	66,5	25,7	8,4	37	34	15	86	3,9	-3,2	2705	402	139	17	59	35
36-04	69,6	26,2	4,2	35	51	14	87	4,7	-7,2	3005	364	138	59	30	8
37-04	71,9	22,9	5,3	32	43	15	88	4,8	-3,6	2989	353	111	1	59	28
37 <sup>1</sup> -04	85,8	13,5	1,3	48	68	11	90	10,5	-10,4	4263	209	114	13	45	42
38-04	78,9	16,5	4,3	40	34	15	88	-1,1	-9,5	3840	376	140	9	59	38
39-04	76,4	19,5	4,4	41	44	13	90	8,1	-22,3	4374	324	119	7	45	31
40-04	73,2	22,8	3,9	33	55	15	88	6,1	-8,8	3723	472	136	9	60	30
43-04	38,2	48,2	12,8	67	7	17	82	-	-	3723	472	170	9	19	37
44-04	91,4	7,3	1,2	31	55	13	89	3,3	-10,3	4036	264	120	2	73	30

ბერეთისას ინტრუზივის მდ.დუმალას ხეობის გრანიტოიდების პეტროქიმიური პარამეტრები  
დანართი 6.

ნომ.№	A	F	M	K	f	CaO+2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> +2Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	A	C	N	K
1-05	73,4	23,4	3,1	47	57	15	87	13,1	-10,9	2195	403	141	17	53	46
2-05	70,1	26,2	37,7	41	56	15	88	13,6	-13,8	2837	400	147	16	54	38
3-05	71,9	27,7	4,9	44	45	14	87	10,5	-9,9	3053	392	119	21	49	41
5-05	71,5	25,0	3,5	50	56	15	87	12,6	-8,3	2576	348	150	19	49	51
6-05	76,4	21,0	2,6	43	48	14	86	10,7	-13,8	2650	374	120	6	63	64
7-05	92,5	6,4	1,1	57	51	13	88	16,5	-8,8	2369	278	129	17	91	53
8-05	89,4	9,1	1,5	50	51	13	89	11,7	-10,7	2746	260	121	1	80	23
9-05	73,3	22,1	4,6	37	46	13	90	6,2	-12,0	3210	257	119	2	35	41
10-05	72,2	25,8	1,9	38	70	15	86	11,5	-13,2	2558	409	130	20	58	51

## ლიტერატურა

დუმბაძე.1985

ოქროსცვარიძე ა., ჩაგელიშვილი რ. კავკასიის შიდა მასივის ძირულის შვერილის რკვის გრანიტოიდული ინტრუზივის კომპლექსური იზოტოპური კვლევის შედეგი //საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი. 2006. №17. გ. 27-32.

ჩაგელიშვილი რ. იშვიათი მიწაელემენტების განაწილების თავისებურებანი კავკასიის შიდა მასივის ძირულის შვერილის რკვის ინტრუზივში // საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი. 2006. №18. გვ. 66-71

ჩიხელიძე ს. ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილის გეოლოგიური დაკვირვებები. // საქ. მეცნ. აკად. გეოლ. ინსტ. შრომები. 1948. ტ. № 4 (9). გვ. 214.

წუწუნავა.2004

Абесадзе М.Б. Петрология нижнепалеозойских сланцев Дзирульского кристаллического массива. Авторефер. кандид. дисс. Тбилисси. 1969. 253 с.

Абесадзе М. Б., Цимакуридзе Г. К. Гнейсово- мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива // сообщ. АК ГССР. 1976. т. 84 № 1 с. 133-136.

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобарометрии // Изд. «Наука». 1990. с.32-47.

Адамия Ш. А. Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление) // тектоника и металогения Кавказа. т. ГИН АИ ГССР. 1984. нов. сер. вып. с. 3-104.

Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) // Геотектоника. №1. 1979. с. 77-85.

- Ахвледиани Р, А., Вашакидзе Г.Т., Швелидзе И. У. Петрохимия Рквийского интрузива // Труды ГИН АН Грузии. Нов. сер. 2002. Вып. 117. с.166-172.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов // Москва. "Наука".1976. 267 с.
- Барсанов Г. П. Нижний Кембрии в Закавказье // Изд. АН СССР.1931. №9. с. 1255-1259.
- Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К.О. Вариационный анализ эволюции магматических систем // «Наука». 1984. с. 212-219.
- Виноградов А.П.Средние содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. №7. с. 28-42.
- Вологодина А. Г. К открытию археоциат на Кавказе // Изв. ВГРО. 1931. Т. 1. Вып. 100. с. 891-897.
- Гамкрелидзе П.Д. и Чихелидзе С.С. К геологии части ущелья р. Дзирула. (на груз. яз.) // Изв. ГИН АН ГССР. 1933. Т.1. №2. с. 81-106.
- Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А., Хмаладзе И. И., Хуцишвили О. Д. Фрагмент офиолитов в Дзирульском кристаллическом массиве // Сообщ. АН ГССР. 1979. №2. с. 381-384.
- Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А., Хмаладзе И. И., Хуцишвили О. Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе // Геотектоника.1980. №5. с. 23-33.
- Гамкрелидзе И. П. и др. Офиолиты Дзирульского массива и проблемы Палеотетиса на Кавказе // Геотектоника. 1981. №5. с. 23-33.
- Гамкрелидзе И. П., Шенгелиа Д. М. Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып. 114.с. 46-71
- Гамкрелидзе И. П.; Шенгелиа Д. М. Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности Земной коры // Геотектоника. 2001. №1. с. 60-72.



- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа // Москва. Научный Мир. 2005. с. 257-303.
- Дудаури О. З., Тогонидзе М. Г. Геохронология гранитоидов Дзирульского массива // Фонды ГИН АН ГССР. Тбилиси. 1985. с. 8-44.
- Дудаури О. З., Тогонидзе М. Г. Вашакидзе Г. Г. Региональные проблемы изотопной геологии // Сб. тр., посвященн. 90-лет. со дня рожд. Г.М. Заридзе. 1999. Тбилиси. с. 118-132.
- Дудаури О. З. Петрология Мезозойских интрузивных комплексов Грузии // Дисс. на соиск. учен. степ. док-ра геол.-минер. наук. Тбилиси. 2003. с. 64-87.
- Елисеев З.Н. Вариационный физико-химический анализ процессов кристаллизации многокомпонентных систем // «Наука». 1971. 128 с.
- Закариадзе Г. С., Карпенко С.Р., Базылев Б. А., Адамия Ш. А., Оберхансли Р. Е., Соловьева Н. В., Ляликов А. В. Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст позднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа закавказского массива // Петрология. 1998. Т. 6 №4 с. 422-444.
- Заридзе Г.М. Краткий обзор горных пород Дзирульского массива. // Изв. Груз. индустр. ин-та. 1938. №7. с. 69-87.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Введение в магматическую геологию Грузии // Гостехиздат ГССР. 1947. 199 с.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Взаимоотношения формаций кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива // ДАН СССР. 1950. №72. с. 121-124.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива // Тр. ГИН АН ГССР. сер. минерал.-петрограф. 1953. с. 33-79.
- Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии // Госгеолтехиздат. 1961. 382 с.

- Кузнецов И. Об открытиях фауны в Закавказских кембрийских отложениях // Изв. Всесоюзного Геол. Разв. Обед. 1931. вып. 100, т.50 с.
- Киласония П. Ф. К вопросу о возрасте и генезисе кварцевых диоритов Дзирульского кристаллического массива (на груз. яз.) // Сб. тр. ГИН АН ГССР. 1959. с. 165-169.
- Киласония П. Ф. К вопросу о генезисе порфировидных гранитов Дзирульского кристаллического массива // вопр. геол. Грузии к XXII сесс. МГК. 1964. с. 91-97.
- Киласония П. Ф. К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива // сообщ. АН ГССР 1973. Т. 70. №2. с.377-380.
- Ковач В. П., Котов А. В., Смелов А. М., и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы. Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. т. 8. №4. с. 394-409.
- Кожухаров Д., Боянов И. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива // Изд. АН СССР. 1971. сер. геол. №6. с. 42-47.
- Лобжанидзе Г.П. Геология Восточной периферии Дзирульского массива между перевалами Сурами и Джвари. // Канд. дисс ч. I. Тбилиси. 1965. 57 с
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы – их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки // М. Наука. 1968. 275 с.
- Манвелидзе Р. М. Кали-натровые полевые шпаты Рквийских двухслюданых порфировидных гранитоидов, аляскитов и пегматитовых жил Дзирульского массива // Сообщ. АН ГССР. Т. 50. №3. 1968. с. 678-682.
- Манвелидзе Р.М. Расчленение гранитоидов Дзирульского массива по различным структурно-оптическим типам кали-натровых полевых шпатов // Кандид. дисс. Тбилиси.1970. 240 с.
- Манвелидзе Р. М. Минералогические критерии относительно глубины формирования гранитов Центральной зоны поднятия Грузинской глыбы // Матер. по минер. геохим. Тр. ГИН АН ГССР. нов. сер. 1974. вып. 43. с. 41-49.

- Манвелидзе Р. М. Геолого-петрографическое значение калишпатов гранитоидов Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1983. Вып. 81. 124с.
- Мчедlishvili Т. Д., Тогонидзе М. Г. Выявление петролого–геохимических особенностей юрских гранитоидов Дзирульского массива // Фонды ГИН АН ГССР. 1985. с. 3-204.
- Одикадзе Г. Л. Внутреннее строение пегматитов Дзирульского кристаллического массива и закономерности распределения в них редких элементов // Кандид. дисс. Фонды КИМС. 1961. 365 с.
- Одикадзе Г. Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементов // Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. 1969. 62 с.
- Одикадзе Г. Л. Гранитоиды Большого Кавказа // «Мецниереба».. Тбилиси. 1998. 592 с.
- Окросцваридзе А. В. Кларк Д. В. Рейнолдс П. Х. Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопные системы и возрасты доальпийских гранитоидов дзирульского выступа Закавказского срединного массива // тр ГИН. АН. Грузии. нов. сер. Вып. 117. Тбилиси с. 173-186.
- Окросцваридзе А. В. Петрология герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа // Тбилиси 1995.
- Окросцваридзе А. В. Петрогенетическая модель герцинских микроклиновых гранитоидов Дзирульского кристаллического выступа // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.114. Тбилиси. с. 200-204.
- Окросцваридзе А. В., Башалеишвили А. Б., Блуашвили Д. И., Чагелишвили Р. Л. Вопросы Формирования Континентальной Коры Дзирульского Выступа Черноморского-Закавказского Террейна // Офиолиты: Геология, Петрология, Металлогения и Геодинамика. Екатеринбург. 2006. с. 221-223.
- Окросцваридзе А.В., Башалеишвили А. Б., Чагелишвили Р. Л. Sm-Nd, Rb-Sr и  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  изотопные системы гранитоидов и образование континентальной

коры Дзирульского выступа Кавказского срединного массива // Материалы петрологического совещания. Баку. 2006. с.123-126.

Перельман А. И. Геохимия. Москва. «Высшая школа». 1989. 527 с.

Раген Э. Геология гранита // Недра. 1979. 157 с.

Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии // Сообщ.АН ГИН ГССР. Т. III. №8. с. 803-810.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., и др. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского шита // Петрология. 1996. Т.4. №2. с. 115-131.

Смирнов Г. Татришвили Н. и Казахашвили Т. Г. Геолого- петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива // Труды Петрогр. Ин-та Акад. Наук СССР. 1937. . Москва. вып. 11.

Смирнов Г. Татришвили Н. и Казахашвили Т. Г. Геолого- петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива // Тр. Груз. отд. КИМС. 1938. вып. 2. с. 5-47.

Сомин М. Л. Изотопное датирование и анализ глубинной структуры складчатых структур // Изотопное датирование геологических процессов. М. 2000. с. 354-356.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов // М. «Наука». 1977. 279 с.

Топуриа П. А. Рквийский интрузив порфировидного гранита Дзирульского массива // Бюлл. ГИН Грузии. 1938. т. з. вып.4.с. 361-475

Тогонидзе М. Г. Дудаури О. З. Петрология и геохронология гранитоидов Дзирульского кристаллического массива // Тр. ГИН АН Грузии. 2000.Нов. сер. вып. 115. с. 333-343.

Хмаладзе И. И. Кристаллические сланцы и некоторые магматические образования Дзирульского кристаллического массива // Фонды ГИН АН Грузии Тбилиси. 1966. 160 с. (на груз. яз).

- Хмаладзе И. И. Графитовые образования в Дзирульской кристаллическом выступе Закавказского срединного массива // Сообщ. АН ГССР. 1978. №3. с 621-624.
- Хмаладзе И. И. Ортоклазовое габбро Дзирульского массива и связанные с ним лампрофиры // Изв. Геол. об-ва Грузии. 1969. Т. 6 Вып. 1, 2. с. 44-51.
- Хмаладзе И. И., Чихелидзе К. С. Породообразующие минералы кристаллических пород Дзирульского выступа Закавказского срединного массива // Тр. ГИН АН ГССР, 1987. Вып. №94. 77 с.
- Хуцишвили О. Д. Состав, строение и формирование Внутрикавказского массива.// Д-р. дисс. 1993. Тбилиси. 413 с.
- Хуцишвили О. Д. Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента // ГИН АН ГССР. нов.сер. вып.103. 1991. 154 с.
- Хьюит Д. А., Уонс Д. Р. Термодинамика минералов переменного состава и геологическая термобарометрия // Изд. «Наукова думка». 1981. Киев. 160 с.
- Шенгелиа Д. М., Окросцваридзе А. В. Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы // Докл. РАН. 1998. т.359. №6. с. 801-803.
- Чихелидзе К. С. Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива // Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1998. 25 с.
- Чихелидзе К. С. Типоморфные особенности уирионов кристаллических пород дзирульского массива // Труды ГИН АН Грузии. 2004. Нов. сер. Вып. 119. с. 575-579.
- Фор Г. Основы изотопной геологии // М.. Мир.1989.590 с
- Шенгелиа Д. М., Окросцваридзе А. В. Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской Глыбы // Докл. РАН. 1998. Т 355. №6 .с. 801-806.
- Шербина В. В. Основы геохимии. Москва. «Недра». 1972. 259 с.

- Шубитидзе Л. Г. О лейкократовых жильных породах связанных с ортоклазовыми габбро (рикоциты) Дзирульского кристаллического массива // Тр. ГИН АН Грузии. 2002. Нов. сер. вып. 117. с. 204-212.
- Шубитидзе Л. Г. Петрология лампрофиров ассоциирующихся с ортоклазовыми габбро (рикоциты) Дзирульского кристаллического массива // Тр. ГИН АН Грузии. 2004. Нов. сер. вып. 119. с. 488-495.
- Шубитидзе Л. Г. Петрология ортоклазового габбро (рикоцита) Дзирульского кристаллического массива // // Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 2005. 27 с.
- Alleegre C.I., Ben Othman D. Nd-Sr Relation in Granitoid Rocks and Continental Crust development: a chemical approach to Orogenesis // Nature. 1980. V .286. P. 335-343.
- Bachinski S.W., Muller G. A. Experimental determinations of the microcline-low albite solvus // Petrol. 1971. V. 12. №2. p. 329-356.
- Bartnitski Ye. N., Dudauri O., Stepaniuk L. M., Geoch ronology phanerozoic granitoids from folded areas of Eeastern Europe // Istopes in Nature Leipzig. 1990. p. 1 10.
- Bor-ming V., John B. M., Wuf et al. Massif granitoid generation in Central Asia: Nd izotop evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episods. 2000. V.23.N2. p. 82-92.
- Bounton W. V. Cosmochemistey of the rare Earth Elements; Meteorite Studies. Bare Earth Element // Geochemistry., Amsterdam, E. A., 1984. p. 63-114.
- Ewrard F. Statistical relation between  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  and Feo in rocks and ores during the differentiation of a titaniferous magma // Bull.Geol. Amer.,1947. vol. 58. №3. p. 197-210.
- Emmerman R. A. Petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercinian Granite series of the Schvarzwald // News. Miner. 1992. vol. 128, №3. pp. 123-142.

- Hassan H. H., Mc Allister A. L. An integrated geological, geochemical investigation of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi anticlinorium, New Brunswick // *Geol. Surv. Canada*. 1992. p. 15-91.
- Harker A. The natural history of igneous rocks // London. 1909. 384. p.
- Hevis G. Unit-cell dimensions and molar volumes for sanidine-anorthite ion exchange series // *Amer. Mineral.* 1977. V. 62. p. 672-679.
- Gamkrelidze I. Terrains of the Caucasus and adjacent areas // *Bull. Acad. Sci. of Georgia*. 1997. V. 155. N. 3 p. 75-81.
- De-Paolo D. J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction // New-York: Springer-Verlag. 1988. P. 187.
- Fourcade S., Allegre C. I. Trace element behaviour in granite genesis ; a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex. (Pyrenees, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. vol. 76. №2, pp 177-195.
- Gamkrelidze I. P., Shengelia D. M. Petrogenetic model of the Dzirula crystalline massif magmatites in the light of tectonic unroofing of the Earth's Crust // *Bull. Acad. Sci. of Georgia*. V.1999. №1. p 117-120.
- Gamkrelidze I. P., Shengelia D. M. Origin of the Igneous Rocks of the Dzirula Crystalline massif (the Caucasus) // *Geotectonics*. 2001. v.35. №1. p. 51-61.
- Golstein S., Jakobson S.B., Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material implication for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P.249-265.
- Clarke D. B. *Granitoid Rocks* // London. 1992. p. 283.
- Chappel B., White A. Two contrasting Granite types // *Pacif. Geol.* V.8 p.173-174.
- Okrostsvaridze A. V., Shengelia D. M.. New Data on the formation of microcline granites of Dzirula salient // *Bull. Acad. Sci. Georgia* 1996. V. 14 1 p. 93-95.
- A.Okrostsvaridze., L.Shubitidze., R.Chagelishvili. The First Data on Basic-Ultrabasic Intrusive Body of the Buja Canyon (Dzirula Salient of the Caucasian Inner Massif). // *Bulletin of the Georgian national academy of sciences*. 2006. V. 173. N3. p. 533-535.

- Okrostsvaridze A. V., Clark D. B., Rendds P. N. New data about the genesis and izo-  
topic age of the Dzirula salient rikitites (orthoclas gabbro) of the Inner Caucasi-  
an massif // Bull. of the Gorgian Academy of Sciences 2002. V. 165, N1. p. 78-  
82.
- Jacobsen S. B. Wasswerburg G. J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites //  
Earth Planet.Sci. Lett. V. 67. p. 137-150.
- Pitcher W. S. Granite tipe and tectonic environment // In “Mountain Bulding Proces-  
ses”. Academic Press. London. 1982. p.19-40.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindl A. G. Trade element discrimination diagrams for  
the tectonic interpretation of granites rooks // J. Petrology. 1984. №25 p. 956-  
983.
- Taylor S. R. Mcleman S. M. The continental crust: its eoolution and comproosition.  
London: Blackuell: 1985. 312 p.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the Elements is some major unites of  
the Earth` s Crust. Geol. Soc. 1961. Amer. Bull. 72. p. 175-192.
- Yonc D.R., Ygster H.P., Wones D.R., Eugster H. P. Stabiliti of biotite: experiment,  
theory and application.// Amer. Mineral. Vol. 50. №9. p.1228-1272.