

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის  
თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი

ქეთევან თედლიაშვილი

დისერტაცია

დოქტორის აკადემიური ხარისხის მოსაპოვებლად

ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ–მიგმატიტური  
კომპლექსის პეტროლოგია

ხელმძღვანელები:

დ. შენგელია – თსუ–ს ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის პეტროლოგიის, მინერალოგიის, ვულკანოლოგიის და ლითოლოგიის განყოფილების ხელმძღვანელი, გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი, აკადემიკოსი.

კ. აქიმიძე – გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორი, თსუ–ს ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის გეოლოგიის მიმართულების ასოცირებული პროფესორი.



თბილისის  
უნივერსიტეტის  
გამომცემლობა

2014

## რეზიუმე

ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი წარმოდგენილია ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებით, ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისებით და პლაგიოგრანიტული და გრანიტული მიგმატიტებით. კომპლექსში დადგენილია რეგიონული პოლიმეტამორფიზმი: გრენვილური პროგრადული და გვიანვარისკული რეტროგრადული ეტაპები.

თერმობარომეტრული მონაცემებით დადგენილია გრენვილური რეგიონული მეტამორფიზმის იზობარული ხასიათი. წნევა ვარიებს მეტად მცირე ფარგლებში და ყოველთვის ნაკლებია 1,5 კბარ-ზე, ხოლო ტემპერატურის დიაპაზონი უფრო ფართო ინტერვალით (720-770°C) განისაზღვრება. რეგიონული მეტამორფიზმის PT რეჟიმი გრანატ-კორდიერიტ-ორთოკლაზურ და ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატურ ფაციესების პირობებს შეესაბამება. გრენვილური რეგიონული მეტამორფიზმის მინერალური პარაგენეზისები:  $\text{Cr}_{44-46} + \text{Bt}_{50-55} + \text{Pl}^{43-45} + \text{Qtz} \pm \text{Ort}$ ,  $\text{Hbl}_{40-55} + \text{Bt}_{60-63} + \text{Pl}^{45} \pm \text{Qtz}$ ,  $\text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Cum} \pm \text{Qtz}$ , რეგრესული მეტამორფიზმის შედეგად იცვლება დაბალტემპერატურული პარაგენეზისებით –  $\text{Ms}(\text{Ser}) + \text{Chl} + \text{Ab} \pm \text{Mikr} \pm \text{Bt} \pm \text{Qtz}$ ,  $\text{Ab} + \text{Chl} + \text{Mikr} + \text{Ep} \pm \text{Qtz} \pm \text{Car}$ ,  $\text{Ab} + \text{Act} + \text{Chl} + \text{Ep} \pm \text{Qtz}$ .

LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით დათარიღებულ იქნა ცირკონები ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის პარაპლაგიოგნეისებიდან და სუდეტური გრანიტებიდან.

დადგინდა სხვადასხვა ასაკის ცირკონი: Zrn1 ფორმირებული რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპზე –  $931-905 \pm 2 \text{ Ma}$  (2σ) და Zrn 2 წარმოშობილი სუდეტური გრანიტების კრისტალიზაციისა და შემცავი ქანების რეგრესული გარდაქმნის პროცესში –  $330-320 \pm 2 \text{ Ma}$  (2σ).

გრენვილური რეგიონული მეტამორფიზმის პროდუქტები: კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები, პლაგიო- და გრანიტული მიგმატიტები, დამორჩილებული რაოდენობით რქატყუარიანი კვარციან-დიორიტული ორთოგნეისები, ქმნის სუბკონტინენტურ ქერქს, სადაც გაბატონებულია კალიუმით გაუჯერებელი მეტაპელიტები და მცირე ოდენობით კალიუმით გაჯერებული მეტაპელიტები, უმნიშვნელოა CaO მდიდარი ქანების ოდენობა. ეს უკანასკნელი გამორიცხავს ბაზიტების ფორმირების კერასთან დაკავშირებული გადახურებული აღმავალი ფლუიდური ჭავლების მნიშვნელოვან როლს რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესში. ჩვენი ვარაუდით, სუბდუქციურ სითბოსთან ერთად, რეგიონული მეტამორფიზმის მთავარ სითბოს წყაროს წარმოადგენდა რადიაქტიური სითბო.

გვიანვარისკული რეგიონული მეტამორფიზმის ასაკი –  $325-330 \pm 6 \text{ Ma}$  კარგადაა არგუმენტირებული: მათი სინქრონული კალიუმიანი გრანიტების K-Ar მეთოდით მიღებული ციფრები ემთხვევა ცირკონების LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით განსაზღვრის შედეგებს. რეგიონული მეტამორფიზმის ბოლო ეტაპი მკვეთრად გამოხატული

რეტროგრადული ხასიათისაა. იგი მიმდინარეობს სუბიზობარულ პირობებში და წინმსწრებ რეგიონულ მეტამორფიზმთან შედარებით დაბალტემპერატურული პროცესია ( $T \approx 430-510^{\circ}\text{C}$ ,  $P \approx 1.3-1.6$  კბარი). იგი ხრამის კრისტალური მასივის ფარგლებში რეგიონული მასშტაბისაა და ზედ ედება ყველა გვიანვარისკულამდელ წარმონაქმნს.

## Summary

The gneiss-migmatitic complex of the Khrami crystalline massif is represented by biotite-cordierite plagiogneisses, biotite-hornblende quartz-diorite gneisses and plagiogranite- and granite migmatites. In the complex regional polymetamorphism is established: the Grenville prograde and the Late Variscan retrograde stages.

The thermobarometric data point to isobaric character of the Grenville regional metamorphism. Limits of pressure variation are insignificant and they never exceed 1.5 kb, while the temperature span is wider (720-770°C). Conditions of regional metamorphism corresponded to the garnet-cordierite-orthoclase and biotite-sillimanite-K-feldspar facies conditions. Mineral parageneses:  $\text{Crd}_{44-46} + \text{Bt}_{50-55} + \text{Pl}^{43-45} + \text{Qtz} \pm \text{Ort}$ ,  $\text{Hbl}_{40-55} + \text{Bt}_{60-63} + \text{Pl}^{45} \pm \text{Qtz}$ ,  $\text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Cum} \pm \text{Qtz}$  of the Grenville regional metamorphism under the influence of regressive metamorphism changed to low temperature parageneses -  $\text{Ms}(\text{Ser}) + \text{Chl} + \text{Ab} \pm \text{Mikr} \pm \text{Bt} \pm \text{Qtz}$ ,  $\text{Ab} + \text{Chl} + \text{Mikr} + \text{Ep} \pm \text{Qtz} \pm \text{Car}$ ,  $\text{Ab} + \text{Act} + \text{Chl} + \text{Ep} \pm \text{Qtz}$ .

The zircons from paraplagiogneisses of gneiss-migmatitic complex and the Sudetian granitoids of the Khrami crystalline massif are dated by LA-ICP-MS U-Pb zircon method. Two zircons of different age are established: Zir1- formed at the Grenville stage of regional metamorphism –  $931-905 \pm 2$  Ma ( $2\sigma$ ) and Zir 2 – originated in the process of crystallization of the Sudetian granites and during the retrograde metamorphism of the constituent rocks –  $330-320 \pm 2$  Ma ( $2\sigma$ ).

The products of the Grenville regional metamorphism – cordierite-bearing plagiogneisses, plagio- and granitic migmatites and also less quantities of hornblende-bearing quartz-diorite orthogneisses form a subcontinental crust, where prevail K nonsaturated metapelites and less amounts of K-saturated metapelites are present. The amount of CaO rich rocks is insignificant. The latter points to the unimportant role of overheated ascending fluid currents induced by the center of basite formation in the process of regional metamorphism. To our assumption, along with the subduction heat radioactive heat is the main heat source of regional metamorphism.

The age of Late Variscan regional metamorphism –  $325-330 \pm 6$  Ma is well reasoned: the K-Ar age data of the synchronous K-bearing granites coincide with the results of LA-ICP-MS U-Pb zircon dating. The last stage of regional metamorphism has a distinct retrograde character. It takes place in subsobaric conditions and is a low temperature process ( $T \approx 430-510^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 1.3-1.6$  kb) compared to the previous regional metamorphism. Within the Khrami crystalline massif, this retrograde process is of regional scale and covers all the Late Variscan formations.

## ს ა რ ჩ ე ვ ი

- შესავალი.....	7
1. ხრამის კრისტალური მასივის შესწავლის ისტორია და გეოლოგიური აგებულება.....	10
2. შრომაში გამოყენებული მეტამორფული ფაციესების (სუბფაციესების) და მეტამორფიტების საწყისი ქანების კლასიფიკაციის პრინციპები.....	22
3. ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის პეტრომინერალოგია.....	32
3.1 გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი.....	32
3.1.1 ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები.....	33
3.1.2 ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები.....	40
3.1.3 მიგმატიტები.....	41
4. მეტაბაზიტები.....	46
5. გვიანვარისკული გრანიტული კომპლექსი.....	49
5.1 გვიანვარისკული გრანიტები.....	49
5.2 გვიანვარისკული კვარც-პორფირები და გრანიტ-პორფირები.....	52
5.3 ზედა პალეოზოური ვულკანოგენ-დანალექი კომპლექსი („ქვედა ტუფიტები“)......	53
6. ალოქტონური კომპლექსი.....	54
7. ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების შედარებითი დახასიათება.....	55
8. ხრამის კრისტალური მასივისა და ასლანურას ბლოკის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების შედარებითი დახასიათება.....	64
9. ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის პეტროგენული მოდელი.....	71
9.1 ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის PT პირობები.....	75
9.2 ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის პეტროგენული მოდელი.....	80
- დასკვნა.....	84
- ლიტერატურა.....	89

მინერალთა სიმბოლოების განმარტებები:

Ab – ალბიტი	Gedr – ჟედრიტი
Act – აქტინოლიტი	Gros – გროსულარი
Alm – ალმანდინი	Grt – გრანატი
An – ანორთიტი	Hbl – რქატყუარა
Andl – ანდალუზიტი	Hyp – ჰიპერსტენი
Andr – ანდრადიტი	Ksp – კალიუმის მინდვრის შპატი
Bt – ბიოტიტი	Ky – კიანიტი
C – გრაფიტი	Mikr – მიკროკლინი
Car – კარბონატი	Ms – მუსკოვიტი
Chl – ქლორიტი	Ort – ორთოკლაზი
Cc – კალციტი	Pir – პიროპი
Clz – კლინოცოიზიტი	Pl – პლაგიოკლაზი
Crd – კორდიერიტი	Qtz – კვარცი
Crdp – პინიტიზირებული კორდიერიტი	Scap – სკაპოლითი
Cpx – კლინოპიროქსენი	Ser – სერიციტი
Cum – კუმინგტონიტი	Sill – სილიმანიტი
Ep – ეპიდოტი	Spes – სპესარტინი
	Zs – ცოიზიტი

## შესავალი

ბოლო წლებში მნიშვნელოვანი გეოლოგიურ-პეტროლოგიური სამუშაოები ჩატარდა კავკასიის ალპურისწინა წარმონაქმნების შესასწავლად, მათ შორის ხრამის კრისტალური მასივისაც, რომელიც სხვა კრისტალურ მასივებთან ერთად, წარმოდგენს საუკეთესო პოლიგონს ხმელთაშუა ზღვის ნაოჭა სისტემის კრისტალური სუბსტრატის რიგი გეოლოგიური საკითხის გადაწყვეტისათვის.

ნაშრომის კვლევის ძირითადი ობიექტია ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ასაკი, ნივთიერი შედგენილობისა და იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური შესწავლა, ფორმირების PT და გეოდინამიკური პირობების დადგენა.

**თემის აქტუალობა.** ხრამის კრისტალური მასივის ავტოქტონური კომპლექსის მეტამორფიტების კვლევის დონე საგრძნობლად ჩამორჩება ამავე მასივის გვიანვარისკული გრანიტოიდების შესწავლას, რომელთაც ბოლო წლებში მრავალი გეოლოგი სწავლობდა. ეს უკანასკნელი, ძირულის მასივის გვიანვარისკულ გრანიტოიდებთან ერთად, საუკეთესოდ არის შესწავლილი კავკასიის ალპურისწინა გრანიტოიდებს შორის. ეს გარემოება განსაზღვრავს ხრამის კრისტალური მასივის მეტამორფიტების (გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის) პეტროლოგიური პრობლემების შესწავლის აქტუალობას, რაც მიღწეულ იქნა ნივთიერების შესწავლის რიგი თანამედროვე მეთოდების გამოყენებითა და დეტალური გეოლოგიური სამუშაოების ჩატარებით.

**კვლევის მიზანი და ამოცანები:** 1 - ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის მეტამორფიზმის ფაციესური შესწავლა; 2 - გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის (მეტაპელიტების, მეტავუკანოგენურ-დანალექი ქანების) და მეტაბაზიტების პეტრომინერალოგიური და გეოქიმიური შესწავლა; 3 - ცირკონების LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ასაკის განსაზღვრა, 4 - ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ფორმირების პირობების დადგენა და კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის PT პირობების შეფასება; 5 - ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის პეტროგენეტიკური მოდელის დადგენა.

**სამეცნიერო სიახლე:** მოცემულია ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის დეტალური პეტროგრაფიული და მინერალოგიური დახასიათება. მიკროზონდის გამოყენებით შესწავლილია კომპლექსის მეტამორფული ფაციესები. მოცემულია ხრამისა და ძირულის კრისტალური მასივების გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების შედარებითი დახასიათება. ასევე, სიახლეა ხრამის კრისტალური მასივის და ასლანურას ბლოკის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების პეტროქიმიური და გეოქიმიური შედარება.

მიკროზონდის საშუალებით დეტალურად არის შესწავლილი ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანმაშენი მინერალები (კორდიერიტი, ბიოტიტი, პლაგიოკლაზი, რქატყუარა, კალიუმის მინდვრის შპატი, მუსკოვიტი, ქლორიტი).

რიგი გეოთერმომეტრების და საყრდენი მინერალური პარაგენეზის სტანდარტული პეტროგენეტიკური სქემების გამოყენებით შეფასებულია ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა რეგიონული მეატმორფიზმის PT პირობები. წარმოდგენილია რეგიონული მეატმორფიზმის პეტროგენეტიკური მოდელი.

დადგინდა ცირკონების ჰეტეროგენული აგებულება, სადაც ასახულია პოლიმეტამორფიზმი. ცირკონის კრისტალის ბირთვში დაფიქსირებულია გრენვილური ასაკი -  $931-905 \pm 2$  Ma (2 $\sigma$ ), ხოლო პერიფერიულ ნაწილში - გვიანვარისკული ასაკი -  $330-320 \pm 2$  Ma (2 $\sigma$ ).

**ფაქტიური მასალა და კვლევის მეთოდიკა:** სადისერტაციო ნაშრომის მასალის მოპოვების მიზნით ავტორმა სამეცნიერო ხელმძღვანელთან ერთად ოთხჯერ შეასრულა საველე-საექსპედიციო სამუშაო ხრამის კრისტალური მასივის ფარგლებში. შესრულებულია გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის სრული ჭრილი (მდინარეების - ხრამის, ჭოჭიანის, კლდეისის და ასლანურას ხეობების გასწვრივ).

შეგროვილ იქნა ნიმუშები მიკროსკოპული, მიკროზონდური, პეტრო-გეოქიმიური და იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური კვლევისათვის. ოთხივე საველე სამუშაოს დროს აღებულ იქნა 300 ნიმუშზე მეტი. დამზადებული და აღწერილია 450-მდე გამჭვირვალე თლილი ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის პეტროლოგიის, მინერალოგიის, ვულკანოლოგიის და ლითოლოგიის განყოფილებაში. სადისერტაციო ნაშრომში შესულია ნიმუშების მიკროსკოპული და მაკროსკოპული ფოტომასალა.

ტაივანის ნაციონალური უნივერსიტეტის და ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიის დეპარტამენტთან არსებულ ლაბორატორიაში შესრულებულია 16 ნიმუშის სრული სილიკატური ანალიზი, რომელთა გამოყენებით თანამედროვე კომპიუტერული პროგრამების მეშვეობით აგებული და გაანალიზებულია პეტროქიმიური დიაგრამები.

ტაივანის ნაციონალური უნივერსიტეტის და კინგსტონის (ინგლისი) უნივერსიტეტის ლაბორატორიებში შესრულებულია იშვიათ და იშვიათმიწა ელემენტების ანალიზები. აღნიშნული მონაცემების საფუძველზე, თანამედროვე კომპიუტერული პროგრამების მეშვეობით აგებული და გაანალიზებულია იშვიათ და იშვიათმიწა ელემენტების სპაიდერგრამები.

მოსკოვის ლომონოსოვის სახელობის უნივერსიტეტთან არსებულ ლაბორატორიაში შესრულდა მთავარი ქანმაშენი მინერალების (კორდიერიტი, ბიოტიტი, პლაგიოკლაზი, რქატყუარა, კალიუმის მინდვრის შპატი, მუსკოვიტი, ქლორიტი) მიკროზონდური კვლევა.



ტაივანის ნაციონალურ უნივერსიტეტში ცირკონების LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით განსაზღვრულ იქნა გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ასაკი.

**ნაშრომის აპრობაცია და პუბლიკაციები:** სამეცნიერო კვლევის შედეგები წარმოდგენილია სამი სტატიის სახით: ერთი გამოქვეყნებულია საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნული აკადემიის ჟურნალში „მეცნიერება და ტექნოლოგიები“, ხოლო ორი - რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის ჟურნალში „Доклады Академии Наук“ და საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნული აკადემიის მოამბეში. შესრულებული სამუშაოების შედეგები მოხსენებულია ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის და თსუ-ს ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის კონფერენციებსა და სემინარებზე, ასევე საერთაშორისო კონფერენციებზე (1. შვეიცარია, ბერნი, მე-10 საერთაშორისო კონფერენცია დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებებში; 2. საქართველო, თბილისი, 1 საერთაშორისო სამეცნიერო-პრაქტიკული კონფერენცია, ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა ინსტიტუტი; 3. აზერბაიჯანი, ბაქო, ახალგაზრდა მეცნიერთა და სტუდენტთა საერთაშორისო კონფერენცია).

**ნაშრომის მოცულობა:** სადისერტაციო ნაშრომის მოცულობაა 93 გვერდი. იგი შეიცავს 61 ილუსტრაციას, 10 ცხრილს, გამოყენებული ლიტერატურის სია 95 დასახელებითაა.

დისერტაცია შესრულებულია ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიის დეპარტამენტსა და თსუ-ს ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის პეტროლოგიის, მინერალოგიის, ვულკანოლოგიის და ლითოლოგიის განყოფილებაში გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა დოქტორის, აკადემიკოს, პროფესორ დ. შენგელიას და გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნ. აკადემიური დოქტორის, ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის გეოლოგიის მიმართულების ასოცირებული პროფესორის კ. აქიმძის ხელმძღვანელობით, რომელთაც ავტორი გულწრფელ მადლობას უხდის მუდმივი დახმარებისათვის.

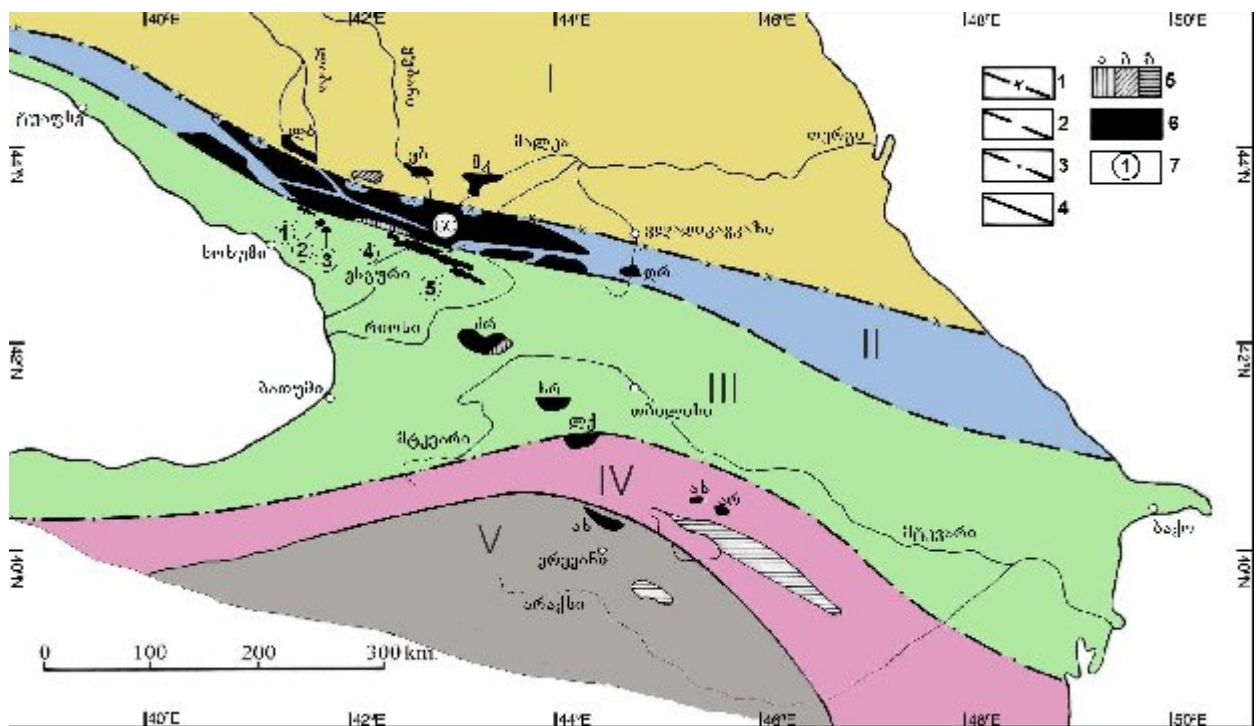
საველე სამუშაოების უზრუნველყოფისათვის და სამუშაო პროცესში მუდმივი თანადგომისა და დახმარებისათვის ავტორი მადლობას უხდის თსუ-ს ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის დირექტორს, გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა დოქტორ თ. წუწუნავას და თსუ-ს გეოლოგიის დეპარტამენტის ხელმძღვანელს, გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა დოქტორს, სრულ პროფესორ ბ. თუთბერიძეს.

სამეცნიერო კვლევის პროცესში ავტორს დახმარებას უწევდნენ აკადემიკოსი ე. გამყრელიძე, აკადემიური დოქტორები - გ. ჭიჭინაძე, ე. ჩიხელიძე, თსუ-ს ასისტენტ-პროფესორი მარიამ ახალკაციშვილი. ასევე, ალ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის მეცნიერ-თანამშრომლები - გ. ბერიძე, ნ. მაისურაძე, ე. ვარდანაშვილი, ლ. შუბითიძე, თ.

ბერიძე, ე. ახმეტელი, ი. მშენიერაძე, კ. ლობჯანიძე, რისთვისაც, თითოეულ მათგანს, ავტორი დიდ მადლობას უხდის.

### 1. ხრამის კრისტალური მასივის შესწავლის ისტორია და გეოლოგიური აგებულება

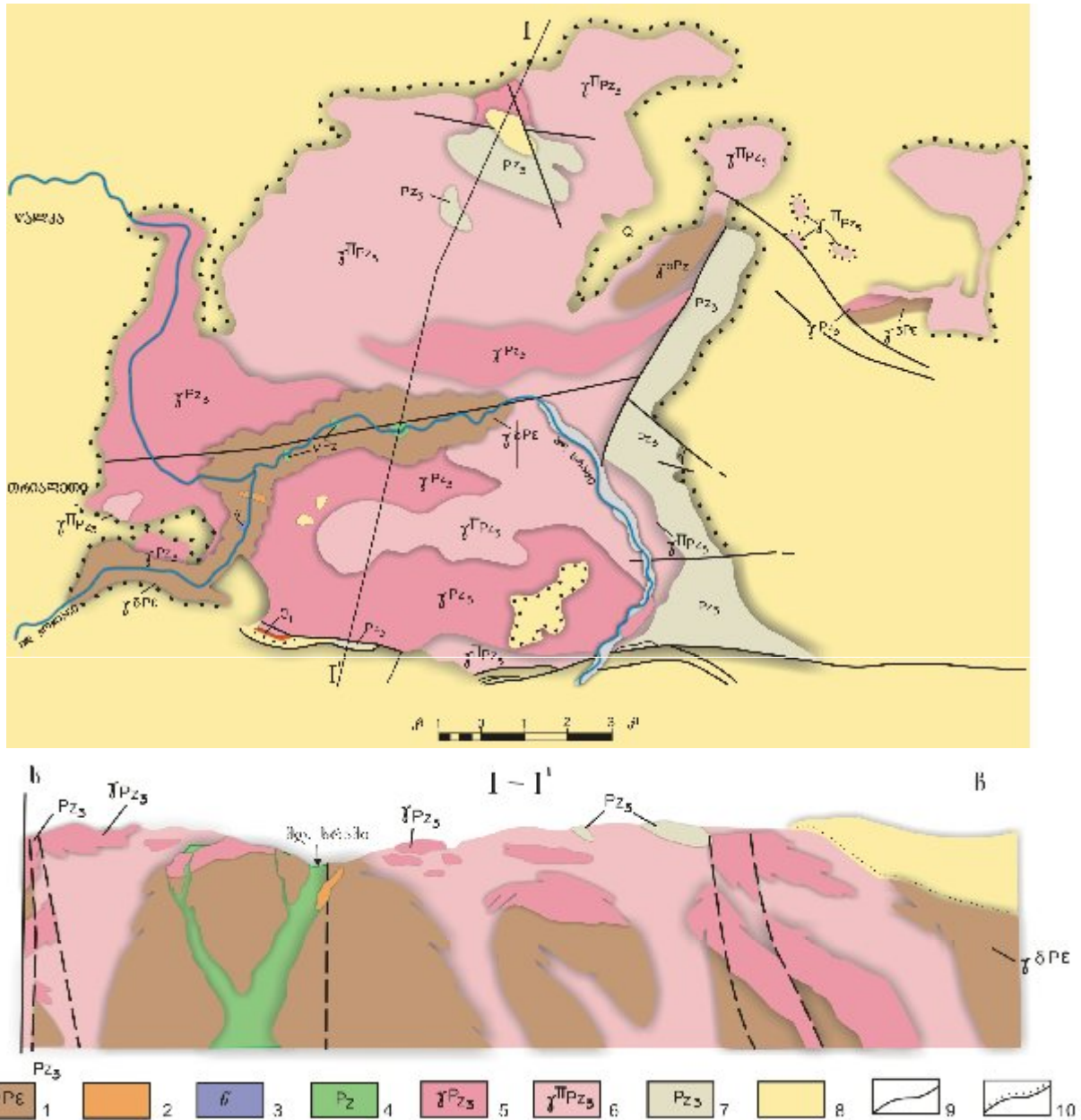
ხრამის კრისტალური მასივი მდებარეობს სამხრეთ საქართველოს აღმოსავლეთ ნაწილში, თბილისიდან სამხრეთ-დასავლეთით დაახლოებით 100 კმ-ის დაშორებით. იგი განლაგებულია შავი ზღვა ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე და წარმოადგენს ძირულის სუბტერიენის [1] სამხრეთ კიდეზე ალპურისწინა ფუნდამენტის ჰორსტისებური აზეგების გადარეცხილ ნაწილს [2] (სურ.1).



1. კავკასიის ტექტონიკური დარაიონება ტერიტორიული ანალიზის საფუძველზე [1].  
 I - სკვითის ფილაქანი. პირველი რიგის აკრეციული ტერიენები; II - კავკასიონის ტერიენი; III - შავი ზღვა - ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერიენი; IV - ბეიბურთ-სევანის ტერიენი; V - ირან - ავღანეთის ტერიენი. 1-4 ოფიოლიტური სუტურები, დიდი და მცირე ოკეანური აუზების ადგილმდებარეობის მიხედვით: 1 - ადრე?-გვიან პალეოზოური ასაკის; 2-გვიან კამბრიულისწინა - პალეოზოური ასაკის; 3-გვიან კამბრიულისწინა - ადრე მეზოზოური ასაკის; 4-მეზოზოური ასაკის; 5-ოფიოლიტური ტერიენები (ობდუციერებული ღარები): 5ა- გვიან კამბრიულისწინა ასაკის, 5ბ-პალეოზოური ასაკის, 5გ-მეზოზოური ასაკის; 6-ალპურისწინა კრისტალური ფუნდამენტის გამოსავლები. კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ალპურისწინა მეტამორფიტების და გრანიტოიდების გამოსავლები: 1-აცგარის ტექტონიკური სოლი; 2-შოუდიდის გამოსავლები; 3-გორაბის გამოსავლები; 4-ნენსკრას ტექტონიკური სოლი; 6-დიზის

სერია. მრ-ძირულის კრისტალური მასივი; ხრ - ხრამის კრისტალური მასივი; ლქ - ლოქის კრისტალური მასივი.

ხრამის კრისტალური მასივი შიშვლდება მდ. ხრამის აუზსა და მისი შენაკადების მდ.მდ. ჭოჭიანის, კლდეისა და ასლანურას ხეობებში. ხრამის კრისტალური მასივის ფართობი  $\approx 500$  კმ<sup>2</sup> (სურ. 2).



სურ. 2. ხრამის კრისტალური მასივის გეოლოგიური რუკა ო. ხუციშვილის მიხედვით, ავტორის შესწორებით

1 - კამბრიულამდელი გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი, 2 - გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში განვითარებული შუაპალეოზოური მეტაქვიშაქვები, 3 - მანტიური სერპენტინიტების პროტრუზივი (გადიდებულია), 4 - პალეოზოური გაბროიდები, 5 - გვიანვარისკული მიკროკლინიანი გრანიტები, 6 - ზედაპალეოზოური კვარც-პორფირ-გრანიტ-პორფირული კომპლექსი, 7 - ზედაპალეოზოური ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი, 8 - მეზოზოურ-კაინოზოური დანალექი საფარი, 9 - რღვევის ხაზები, 10 - ტრანსგრესიულად განლაგებული ნალექები.

ზოგადი გეოლოგიური ხასიათის პირველი ცნობები მოცემულია ჰ. აბიხის შრომებში. გ. წულუკიძემ [3] აღნიშნა საკვლევ მასივზე განვითარებული გრანიტების ორი სახეობა. ფ. ოსვალდი ხრამის კრისტალურ მასივს “ხრამის ჰორსტის” სახელწოდებით მოიხსენიებს და მას დევონურისწინა ასაკით ათარიღებს. ს. ილინი მასივის შემადგენლობაში გამოყოფს ქარსიანი გრანიტების სახესხვაობებს, რომელთაც კ. ჰაფენგოლცის მიხედვით ჩრდილოეთ კავკასიის ბეჩასინის სტრუქტურული ზონის მალკის ვარდისფერ გრანიტებთან აიგივებს და ქვედა პალეოზოური ასაკის წარმონაქმნებად მიიჩნევს. ბ. ბელიკოვმა [4] მოკლე პეტროგრაფიული აღწერის გარდა, პარალელი გაავლო ხრამის კრისტალური მასივის გრანიტებსა და კავკასიონის, ძირულის კრისტალური მასივის და ლოქის კრისტალური მასივის (ჯანდარის) გრანიტებს შორის.

თ. ყაზახაშვილისა და გ. ლოლაძის [5,6] მიერ შედგენილი იქნა ხრამის მასივის გეოლოგიური რუკა, სადაც მისი ამგები ქანების ფორმირების შემდეგი თანამიმდევრობაა აღნიშნული: 1 – კრისტალური ფიქლები (კამბრიულამდელი), 2 – კვარციანი დიორიტ-გნეისები (ქვედა პალეოზოური), 3 – გრანიტები (ქვედა პალეოზოური), 4 – გაბრო-დიაბაზები (იურული) და კვარც-პორფირები და გრანიტ-პორფირები (გვიან იურული-ზედა ცარცულამდელი).

თ. ყაზახაშვილი მიუთითებს ვარდისფერი გრანიტების ორ სახესხვაობაზე: ნორმალური ბიოტიტური, რომელიც ფართო გავრცელებით სარგებლობს და ალიასკიტური.

ვ. ედილაშვილისა და კ. გამყრელიძის მიერ ხრამის კრისტალურ მასივის პერიფერიებზე იქნა გამოყოფილი ე.წ. “ქვედა ტუფიტების” წყება, რომელიც ამ მკვლევარების მიერ თავდაპირველად ტრიასულამდელად, შემდეგ კი ზედა პალეოზოურად იქნა დათარიღებული. მოგვიანებით ა. ბელოვმა [7,8] “ქვედა ტუფიტებში” ნანახი ორგანიზმების მიხედვით მათი ასაკი ქვედა კარბონულ - ზედა ვიზეურ - ქვედა ნამურულად დაათარიღა.

საკვლევ რაიონის მნიშვნელოვან შრომას მიეკუთვნება თ. ყაზახაშვილის პუბლიკაცია [9], სადაც მრავალი გეოლოგიურ-პეტროლოგიური სიახლეა. მნიშვნელოვანია ავტორის მიერ მოცემული ხრამის კრისტალური მასივის დეტალური პეტროგრაფიული დახასიათება.

თ. ყაზახაშვილის მონაცემებით, ხრამის კრისტალურ კომპლექსში ყველაზე ძველი ქანები კვარც-დიორიტულ გნეისებში მოქცეული კრისტალური ფიქლების მცირე ზომის დასტებია, რომელთა ასაკს ავტორი კამბრიულისწინად ან ქვედა პალეოზოურად მიიჩნევს. საინტერესოა ამავე ავტორის შეხედულება ხრამის კრისტალური მასივის კვარც-დიორიტული გნეისების გეოლოგიური მდებარეობის და პეტროგრაფიული დახასიათების შესახებ, რაც სრული სიახლე იყო იმ დროისათვის და პრაქტიკულად დღესაც არ დაუკარგავს აქტუალობა. თ.

ყაზახაშვილი აღნიშნავს, რომ ეს ქანები შიშვლდება მდ. ჭოჭიანის ქვედა წელსა და მდ. ხრამის ხეობაში, სადაც ისინი განლაგებულია გრანიტების ქვევით ისე, რომ ხეობაში მათი ხილული სიმძლავრე 200 მ-ს აღემატება. კვარც-დიორიტული გნეისების საწყის ქანებად ავტორი მაგმურ წარმონაქმნებს მიიჩნევს, რომელთაც შემდგომ მეტამორფიზმი განიცადეს. თუმცა, არ გამოორიცხავს მათ შორის პირველად დანალექი ქანების არსებობასაც. რაც შეეხება გნეისების ასაკს, ავტორი მათ კამბრიულის წინად ან ქვედა პალეოზოურად ათარილებს.

საინტერესოა თ. ყაზახაშვილის შეხედულება კვარც-დიორიტულ გნეისებში არსებული კალიუმის მინდვრის შპატის გენეზისის შესახებ. ეს მინერალი ან საერთოდ არ არის, ან გვხვდება ძალზე მცირე რაოდენობით. იგი უმესრო მიკროკლინს წარმოადგენს და როგორც წესი პერტიტულია, გვხვდება საღი და გაპელიტებულიც. მაშინ, როდესაც ქანის სხვა მთავარი ქანმამენი მინერალები დამსხვრეულია, ის ნაკლებად კატაკლაზებულია. თ. ყაზახაშვილს მიაჩნია, რომ კალიუმის მინდვრის შპატი უცხო მინერალია კვარციანი დიორიტული გნეისებისათვის და შემოტანილია უფრო ახალგაზრდა გრანიტების მიერ. ყურადღებას იმსახურებს ამავე ავტორის შეხედულება კვარც-დიორიტული გნეისების პლაგიოკლაზების შესახებ. ყაზახაშვილის მიხედვით ამ ქანებისათვის დამახასიათებელია ფუძე ანდეზინი (An 32-45), ხოლო პლაგიოკლაზების მჟავე სახესხვაობები (An 5-25), რომლებიც ასევე გვხვდება აღნიშნულ კომპლექსში, გრანიტიზაციის შედეგია, K-ის და Na-ის შემოტანასთან ერთად. მკვლევარის დაკვირვებით, კალიუმის მინდვრის შპატები განვითარებულია მხოლოდ გააღბიტებულ კვარც-დიორიტულ გნეისებში, რაც ამ უკანასკნელი პროცესის უფრო ადრინდელ სტადიაზე უნდა მიუთითებდეს.

თ. ყაზახაშვილის მონაცემებით, კვარც-დიორიტული გნეისები ინტენსიურად კატაკლაზირებული და მილონიტიზირებულია. ავტორი პარალელიზაციის საფუძველზე, ამ ქანებს ძირულის მასივის კვარციანი დიორიტული გნეისების ანალოგებად მიიჩნევს. მისი აზრით, ხრამის მასივის კვარც-დიორიტული გნეისები წარმოადგენს საგებს მასზე განლაგებული ჰარპოლითის ფორმის უფრო ახალგაზრდა გრანიტებისათვის. ეს უკანასკნელი, ყველაზე ფართოდაა გავრცელებული ხრამის კრისტალურ კომპლექსში. ძირულის მასივის და კაკასიონის მთავარი ქედის გრანიტების ანალოგიურად ხრამის მასივის გრანიტებს ავტორი პალეოზოურ წარმონაქმნებად მიიჩნევს.

აღსანიშნავია ასევე, თ. ყაზახაშვილის მიერ მოცემული გაბრო-დიაბაზების, გრანიტ-პორფირებისა და კვარც-პორფირების საკმაოდ დეტალური პეტროგრაფიული აღწერა.

შ. ადამიას მიხედვით [10], ხრამის კრისტალური მასივის გრანიტული ქანები (გრანიტები, გრანიტ-პორფირები და კვარც-პორფირები) პერმულ-კარბონული დროის შემდგომი და სემონანურის წინა ასაკის უნდა იყოს, ვინაიდან კვეთენ რა პერმულ-

კარბონულ ქვედა ტუფიტების წყებას, ტრანსგრესიულად იფარება ზედა ცარცული ნალექებით. ამავე ავტორის [11] მიხედვით, გრანიტწარმოშობის ადრეული ფაზა, რომელსაც ეთანადება კვარციანი დიორიტები, გამოვლინდა შუა პალეოზოურში (ადრევარისკული ფაზა). მან გამოიწვია გნეისებისა და მიგმატიტების ჩამოყალიბება. გვიანვარისკული გრანიტოიდები კი წარმოდგენილია მიკროკლინიანი გრანიტებით, გრანიტ-პორფირებითა და კვარც-პორფირებით, რომლებიც ქვედა-შუა კარბონული კვარც-პორფირული წყების ინტრუზიულ ფაციესს წარმოადგენს. მოგვიანებით, შ. ადამიას [12] მიხედვით, ხრამის კრისტალური მასივის ზედა პალეოზოურ ვულკანოგენურ-დანალექი წყება, რომელიც უპირატესად წარმოდგენილია კვარც-პორფირული და ალბიტოფირული შედგენილობის პიროკლასტოლითებით – კვარც-პორფირების, გრანიტ-პორფირებისა და გრანიტებთან ერთად ადგენენ ერთიან მაგმურ კომპლექსს ან ერთიან ვულკანოგენურ-პლუტონურ ფორმაციას.

პ. გამყრელიძის, მ. რუბინშტეინისა და ნ. სხირტლამის მიერ ჩატარებული კვლევების შედეგად ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი ზედა პალეოზოურად დათარიღდა.

განსაკუთრებით საყურადღებოა, ხრამის მასივის “ქვედა ტუფიტების” ასაკობრივი კვლევის საკითხებში ნ. სხირტლამის შრომები [13,14]. ხრამის მასივის ე.წ. “ქვედა ტუფიტები,” ზოლის სახით ჩრდილოეთით, სამხრეთით და აღმოსავლეთით გარს ერტყმის მასივს, ხოლო მასზე ტრანსგრესიულად განლაგებულია ბაზალური კონგლომერატების ლიასური ნალექები. ნ. სხირტლამემ წყება სამ ჰორიზონტად დაჰყო: 1 – კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-პორფირების ჰორიზონტი 1000 მ-იანი სიმძლავრით, 2 – მეორადი კვარციტები 120 მ-იანი სიმძლავრით და 3 – სილიციტების, კაჟიანი არგილიტების და კირქვის ლინზების შემცველი ტუფებისა და ტუფო-ბრექჩიების ჰორიზონტი 700 მ-იანი სიმძლავრით. ავტორმა ნალექებში იპოვა კარბონული ასაკის ფლორა და ზღვიური ფაუნა. ამის საფუძველზე, “ქვედა ტუფიტების” წყების ასაკი განისაზღვრა შუა-ზედა კარბონულად. აქედან კეთდება მეტად მნიშვნელოვანი დასკვნა: გრანიტების და მით უმეტეს კვარც-დიორიტული გნეისების ასაკი შუა კარბონულზე უფრო ძველია.

ნ. თათრიშვილი [15] ხრამის კრისტალური მასივის იურულისწინა წარმონაქმნების ურთიერთდამოკიდებულების საფუძველზე, მათი ჩამოყალიბების ასაკობრივ რიგს ასე წარმოგვიდგენს: გნეისები, გაბროიდები, გრანიტოიდები და კვარც-პორფირები. პრაქტიკულად ასეთივე სახით არის მოცემული ეს სქემა გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის [16] შრომაშიც. მიმდევრობა ასეთია: ქარსიანი ფიქლები, გაბროიდები, გრანიტოიდები, კვარც-პორფირები. ქარსიანი ფიქლები გნეისების ანალოგებად არის მიჩნეული. ავტორების მიხედვით, ისინი ხრამის კრისტალური მასივის უძველესი წარმონაქმნებია, რომლებიც ყალიბდება გრანიტული მაგმის ზემოქმედების შედეგად.

გ. ზარიძის მონოგრაფიაში [17] მოცემულია სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ზედა ცარცული ვულკანოგენურ-დანალექი წყების, მათ შორის ხრამის კრისტალური მასივის პერიფერიულ ნაწილში განვითარებული წარმონაქმნების პეტროგრაფიული აღწერა.

გ. ზარიძეს და ნ. თათრიშვილს [18,17] მოცემული აქვთ ასევე, ხრამის კრისტალური მასივის ამგები ქანების დეტალური აღწერა, ჩატარებული აქვთ ამ ქანების პეტროქიმიური და სპექტრალური კვლევა.

გ. ზარიძის და მისი თანაავტორების [19] მიერ ჩატარებული კვლევების შედეგად ხრამის მასივის ამგები ქანები შემდეგი ასაკობრივი თანამიმდევრობითაა წარმოდგენილი: 1 – კალედონური ასაკის კვარც-დიორიტული გნეისები ორი სახესხვაობით – წვრილქერცლოვანი ქარსიანი მასებით (პირველადი სედიმენტოგენური ქანები) და ქარსიანი მასების გარეშე (პირველადი მაგმური ქანები); 2 – ორივე სახეობის კვარც-დიორიტული გნეისების გამკვეთი ვარისკულამდელი მაგმური ქანები – გაბრო-პორფირები, გაბრო-დიაბაზი, დიაბაზი, გაბრო, პიროქსენიტი; 3 – კვარც-დიორიტული გნეისების ინტენსიური მეტასომატური გრანიტიზაციის ხარჯზე წარმოქმნილი ვარისკული გრანიტოიდები, ძირითადად მასიური, ზოგჯერ გნეისისმაგვარი გრანიტები, გრანოდიორიტები, კვარციანი დიორიტები; 4 – ზედა პალეოზოურად დათარიღებული მაგმური ქანები: დიაბაზი, პორფირიტი, გაბრო-პორფირიტი, გაბრო-დიაბაზი. ისინი კვეთს როგორც გნეისებს, ასევე გრანიტოიდებსაც; 5 – კვარც-პორფირები და გრანიტ-პორფირები, რომლებიც ვარისკულ გრანიტოიდებში, ზოგჯერ კი გნეისებში დაიკების სახით არის შეჭრილი. ამავე ავტორებს მოცემული აქვთ ზემოთჩამოთვლილი ყველა ტიპის ქანის დეტალური პეტროლოგიური და პეტროქიმიური აღწერა. ამ ნაშრომში და ასევე გ. ზარიძის მონოგრაფიაში [17] მოცემულია კვარციანი დიორიტული გნეისების დეტალური აღწერა, რომელიც მრავალმხრივ ინფორმაციას გვაწვდის ხრამის კრისტალური მასივის შემადგენელი ქანების ფორმირების შესახებ. ამ საკითხს წარმოდგენილი ნაშრომის ქვემოთ, შესაბამის ნაწილში განვიხილავთ.

მ. რუბინშტეინს [20] ხრამის კრისტალური მასივის გნეისებრივი კვარციანი დიორიტების ასაკი შუა კარბონულის წინად – სავარაუდოდ ადრევარისკულად მიაჩნია. მისი მონაცემებით, მასივის ფარგლებში მკვეთრად და სხვადასხვა ინტენსიობით არის გამოხატული არგონული გაახალგაზრდაება. კერძოდ, გნეისებისა და გრანიტებისათვის მიღებულია ერთნაირი არგონული ასაკის იურულის შესაბამისი რიცხვები – 191-142 მლნ. წელი. პარადოქსალურია, რომ ხრამის კრისტალურ მასივზე გადაფარული ფაუნისტურად დათარიღებული გვიან ვიზეურ-ადრე ნამურული “ქვედა ტუფიტების” ვულკანოგენურ-დანალექი წყების ასაკი – 187-222 მლნ. წელია. მ. რუბინშტეინს მიაჩნია, რომ ხრამის კვარც-დიორიტული გნეისების მიკროკლინიზაციის და მიკროკლინიანი გრანიტების ჩამოყალიბების პროცესი მოხდა “ქვედა ტუფიტების” დალექვის შემდეგ.

ხრამის მასივის კრისტალური წარმონაქმნები რამოდენიმე პუბლიკაციაში აქვს დახასიათებული მ. ცხელიშვილს. მან პირველად აღწერა გრანიტოიდების გრანატიანი სახესხვაობა და აღნიშნა, რომ ისინი წარმოიშვა გრანიტული მაგმის მიერ თიხიანი ქანების ასიმილაციის გზით [21]. ასევე, მან პირველმა დაახასიათა ხრამის კრისტალური მასივის ფარგლებში გავრცელებულ კვარც-პორფირებში, გრანიტ-პორფირებში, გრანიტიზირებულ კვარც-პორფირებსა და გრანიტებში ჰიდროთერმალური გენეზისის მადანგამოვლინება. მ. ცხელიშვილმა სპექტრალური ანალიზის მეთოდით შეისწავლა ხრამის კრისტალური მასივის ქანებში მიკროელემენტების განაწილების კანონზომიერებანი, რაც მნიშვნელოვანია მასივის კრისტალური ქანების გენეზისის საკითხების გასარკვევად. ამ მხრივ, ჩვენთვის საინტერესოა კვარც-დიორიტულ გნეისებში მანგანუმის, ტიტანის, ქრომის, ვანადიუმის, ნიკელის, ბერილიუმის, სკანდიუმის, ცირკონიუმის, კობალტისა და მოლიბდენის შემცველობის მსგავსება პირველად დანალექ ქანებში იგივე ელემენტების შემცველობასთან და განსხვავება მკავე მაგმურ ქანებისაგან. მ. ცხელიშვილის მიხედვით [22] ხრამის მასივის გრანიტოიდებისათვის ასიმილაციის ორი ტიპია დამახასიათებელი: ერთი – კარბონატული, რომლის შედეგადაც ორთიტის შემცველი გრანიტოიდები წარმოიქმნება და მეორე მაგნეზიალურ-ალუმოსილიკატური, რის შედეგადაც გრანატიანი გრანიტები ყალიბდება. ორთიტის გრანიტების წარმოშობა გაპირობებული უნდა იყოს მათი შემცველი კარბონატული მასალით მდიდარი წყების ასიმილაციით.

თ. ივანიცკისა და თ. მგელიაშვილის [23] მიერ შესწავლილია ხრამისა და ლოქის კრისტალური მასივების გრანიტოიდებში ტყვიის, თუთიის და სპილენძის განაწილების კანონზომიერებანი. დადგენილია გრანოტიოდების დადებითი და უარყოფითი სპეციალიზაცია ტყვიისა და სპილენძის მიმართ. ნაჩვენებია, რომ ორივე მასივის გრანიტოიდებს გეოქიმიური სპეციალიზაციის სურათი ერთობ მსგავსია, რაც მათი გენეზისის იდენტურობით უნდა იყოს გაპირობებული.

მ. კეკელია თანაავტორებთან ერთად [24] მდ. ხრამის მარჯვენა შენაკადების – ჭოჭიანისა და კლდისის მიდამოებში განვითარებულ კორდიერიტის შემცველ გრანიტებს აღნიშნავს. მათი მონაცემებით, ეს გრანიტები საშუალო მარცვლოვანი აგებულებისაა. კორდიერიტის მარცვლები ძირითადად გასერიციტებულია, იშვიათად პინიტიზირებული. აღნიშნავენ კორდიერიტის სექტორიალურ მრჩობლსაც. აღწერილი კორდიერითი ოპტიკურად დადებითია, რაც, როგორც ცნობილია დიდ იშვიათობას წარმოადგენს. მათი აზრით, კორდიერიტის გრანიტოიდები გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანების ნაწილობრივი გამოლღობისა და მიღებული კვარც-კალიშპატ-კორდიერიტისანი მობილიზაციის შეჭრითაა წარმოქმნილი. დ. შენგელიასა და მისი თანაავტორების მოსაზრებით აღნიშნული კორდიერიტისანი გრანიტები ხრამის მასივზე არ გვხვდება [25].



ყურადღებას იმსახურებს რ. ლამბაშიძისა და ო. ხუციშვილის [26] მოსაზრებანი ხრამის კრისტალურ მასივზე ბლოკური მოძრაობების გამოვლინების დროის შესახებ. ძველი ნაოჭა ფუნდამენტის ივანოვკის ბლოკის შესწავლის საფუძველზე ირკვევა, რომ გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის მდ. ასლანურას ხეობის კრისტალური ფუნდამენტის შვერილში არსებული რღვევები განახლებადი სტრუქტურებია. განსხვავებული სახის და სხვადასხვა დროის მოძრაობები მათ გასწვრივ არაერთხელ მომხდარა.

ხრამის კრისტალურ მასივის დეტალური გეოლოგიური კვლევის შედეგები მოცემულია ო. ხუციშვილის [27] მონოგრაფიულ შრომაში, სადაც დახასიათებულია ხრამის მასივის იურულის წინა წარმონაქმნები. საყურადღებოა მონაცემები მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის შესახებ, რომელიც ავტორს ყველაზე ძველ წარმონაქმნებად მიაჩნია. გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის [18,19] შეხედულებების ანალოგიურად ო. ხუციშვილი გნეისებში გამოყოფს ორ სახეობას – ქარსიანი მასების შემცველს, რომლებიც საწყისი დანალექი ქანების ნარჩენებს წარმოადგენენ და უქარსო, პირველადი მაგმური გენეზისის გნეისებს. ამ მონაცემების საფუძველზე ავტორს მიაჩნია, რომ კვარც-დიორიტულ გნეისების საწყისი ქანები ვულკანოგენურ-დანალექი ხასიათისაა. საყურადღებოა ო. ხუციშვილის შეხედულება ხრამის კრისტალური მასივის მიგმატიტების შედგენილობისა და გენეზისის შესახებ. ის ანსხვავებს ორ გენეტურ სახეობას – კვარც-დიორიტული შედგენილობის მიგმატიტები, რომლებიც წარმოიშვნენ გნეისების პირველადი ნივთიერების გადაკრისტალების შედეგად და გრანიტული მიგმატიტები, რომლებიც ჩამოყალიბდნენ გრანიტული მასალის მოტანის შედეგად. ბაზიტური კომპლექსიდან ო. ხუციშვილი აღნიშნავს პალეოზოური ასაკის სამ სახეობას, მათ შორის ყველაზე ძველი შეჭრილია გნეისების საწყის ვულკანოგენურ-დანალექ ქანებში, დასერილია კვარც-მინდვრის შპატიანი ინექციებით; ბაზიტების მეორე სახეობა შეჭრილია გნეისებში და პირველისგან განსხვავებით დაფიქლებული არ არის, ინეცირებულია გრანიტული მასალით; მესამე სახეობა მეტად დამსხვრეული და ძლიერ შეცვლილია, არ შეიცავს გრანიტულ ინექციებს.

მდ. ჭოჭიანის ხეობაში ო. ხუციშვილი აღნიშნავს ასევე, ლინზისებური ფორმის, მცირე ზომის სერპენტინიტისებრ სხეულს, რომელიც კვარც-დიორიტულ გნეისებშია მოქცეული. სერპენტინიტების უფრო დეტალური აღწერა მოცემულია მ. კეკელიას და მისი თანაავტორების [28] სტატიაში.

ამავე მონოგრაფიაში ო. ხუციშვილს [27] მოცემული აქვს ხრამის კრისტალურ მასივში ფართოდ განვითარებული ზედაპალეოზოური ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის (“ქვედა ტუფიტების”) და გვიანვარისკული კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-პორფირების საკმაოდ დეტალური დახასიათება. აღნიშნული წარმონაქმნების ჩამოყალიბების თანამიმდევრობა ო. ხუციშვილის მიხედვით ასეთია:

– კვარც-პორფირული შედგენილობის ვულკანური აქტივობა;

– ეპიკონტინენტურ-ზღვიური ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის (“ქვედა ტუფიტების”) დაგროვება;

– ამავე ვულკანიზმის ინტრუზიული გამოვლინება, რომელიც აპირობებს ფორმაციათაშორისო კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-პორფირების ინტრუზივების შემოჭრას;

– კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-პორფირების მრავალრიცხოვანი დაიკების შემოჭრა.

ხრამის კრისტალურ მასივზე მ. კეკელიას და ო. ხუციშვილის [29] მიერ შესწავლილია გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი. საინტერესოა ამავე კომპლექსში მათ მიერ მდ. ჭოჭიანის ხეობაში დადგენილი სუსტად მეტამორფიზებული ქანები – მეტაქვიშაქვები და პლაგიოკლაზ-ბიოტიტიანი ამფიბოლიტები. მათი მცირე გავრცელების დასტები კვარც-დიორიტულ გნეისებშია დაფიქსირებული და ამ ავტორების მიხედვით წარმოადგენენ ხრამის მასივის უძველეს ფორმაციას. მათი აზრით, შესაძლებელია ამ ფორმაციის პარალელიზაცია ძირულის მასივის წარმონაქმნებთან, მაგრამ თუ ამ უკანასკნელში გნეისურ-მიგმატიტური და სუსტად მეტამორფიზებული (ფილიტური) წყება სივრცობრივად გათიშულია, ხრამის მასივზე ისინი ერთ ფორმაციას ადგენენ. მნიშვნელოვნია მ. კეკელიას და ო. ხუციშვილის [29] მოსაზრება ხრამის მასივის მიგმატიტების შესახებ. ლეიკოკრატული ნაწილის შედგენილობის მოხედვით ავტორები გამოყოფენ კვარც-დიორიტულ და გრანიტულ მიგმატიტებს. პირველი სახეობის წარმოიშობა შედეგია პირველადი მასალის გადაკრისტალების, ხოლო მიგმატიტების მეორე სახეობა წარმოიშვა გნეისებში გრანიტული მასალის ინექციების შედეგად და მისი ლეიკოკრატული ნაწილი აგებულია მსხვილმარცვლოვანი გრანიტით.

მდ. ჭოჭიანის ხეობის სუსტად მეტამორფიზებული ქანების დეტალური მინერალოგიურ-პეტროლოგიური შესწავლის შედეგად დ. შენგელიამ [30] და თ. წუწუნავამ [31] თანაავტორებთან ერთად, რიგი ახალი მონაცემი წარმოადგინეს. მეტაქვიშაქვებში მათ მიერ გამოყოფილია კლასტოგენური, აუტიგენური და შემოტანილი მინერალები. დადგენილია, რომ ამ წარმონაქმნების მეტამორფიზმის ხარისხი მწვანე ფიქლების ყველაზე დაბალტემპერატურული ქლორიტ-სერიციტული სუბფაციის საფეხურს ეთანადება. სტატიაში ნაჩვენებია რომ ადრე არსებული შეხედულებებისგან განსხვავებით მდ. ჭოჭიანის ხეობის მეტაქვიშაქვები მეტამორფიზმის ინტენსიურობის მიხედვით მკვეთრად ემიჯნება მაღალტემპერატურული ამფიბოლიტური ფაციესის პირობებში წარმოქმნილ კვარციან-დიორიტულ გნეისებსა და მიგმატიტებს. მეორეს მხრივ, მეტაქვიშაქვები მეტამორფიზმის ხარისხის მიხედვით რაიონის ამავე უბანზე გაშიშვლებული გასოსურიტებული, გაალბიტებული და გაკვარცებული გაბროიდების და სერპენტინიტების ანალოგიურია. დ. შენგელიას და მისი თანაავტორების მიერ ზემოაღნიშნულ სტატიაში განხილული ანალიტიკური მასალიდან გამომდინარე და

მდ. ჭოჭიანის გამოსავლთან სივრცობრივად დაკავშირებული ულტრაბაზიტ-ბაზიტური ასოციაციის შესახებ მონაცემების გათვალისწინებით გაკეთდა შემდეგი დასკვნები: 1. მეტავულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები თავისი პეტროქიმიური ხასიათითა და ტიპით, კუნძულთა-რკალური გარემოს დანალექ შემავსებელს წარმოადგენს. ეს ქანები საკმაო მსგავსებას ავლენს ძირულის მასივის ჩორჩანა-უწლევის ალოქტონური კომპლექსის ნინისის ფირფიტასთან და მასთან შეპირისპირებით ხრამის მასივის მეტავულკანოგენურ-დანალექი ქანები შეიძლება პირობითად შუა პალეოზოურად, უფრო დევონურად დათარიღდეს; 2. ხრამის მასივის ალოქტონურ კომპლექსში შემავალი სერპენტინიტები ესადაგება ოკეანური არეების ჰარცბურგიტ-ლერცოლიტურ ასოციაციებს, ხოლო მეტაგაბრო და ამფიბოლიტები ელემენტი-მინარეგების შემცველობით მეტად ახლოსაა ოკეანური ქედების ბაზალტებთან [28]; 3. წარმოშობის პირობებისა და გეოლოგიური მდებარეობის მიხედვით სრულიად შეუთავსებელი – სუსტად მეტამორფიზებული მეტავულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები (მეტავულკანიტები, ბაზალტ-ანდეზიტური შედგენილობის მეტაგრავაკები, მეტაფიქლები) ერთის მხრივ და მეორეს მხრივ, აქვე განვითარებული სერპენტინიტები და მეტაგაბრო, და ორივე წარმონაქმნის შემცველი კვარც-დიორიტული გნეისები, მათი თანაარსებობის ფაქტი, ასევე მათი ურთიერთობის ამკარა ტექტონიკური ხასიათი, დამაჯერებლად მიუთითებს მეტავულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნებისა და მათთან სივრცობრივად დაკავშირებული სერპენტინიტების და გაბროიდების ერთიან ალოქტონურ ბუნებაზე; 4. ვინაიდან არ არსებობს ნეოავტოქტონური და სხვა მტკიცებანი, ხრამის მასივის ალოქტონის ფესვების ადგილმდებარეობის ან მისი გადაადგილებისა და ხრამის ავტოქტონზე განლაგების დროის საკითხი ჯერჯერობით ღიად რჩება.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ხრამის კრისტალური შვერილის გნეისებს შორის გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის [17,19] მიერ გამოყოფილ იქნა ორი სახესხვაობა: ქარსიანი დანაგროვებით წარმოდგენილი კვარც-დიორიტული გნეისები – პირველადი სედიმენტოგენური მეტამორფული ქანები და გნეისების სახესხვაობა ქარსიანი მასების გარეშე, ფუძე მაგმური ქანების რელიქტებით. პირველს, ო. ხუციშვილიც პარაგნეისებად მიიჩნევს და მას კვარციან-დიორიტულ გნეისებს უწოდებს, ხოლო მეორეს – საწყისი მაგმური ქანების შეცვლის პროდუქტებად მიიჩნევს. დ. შენგელიასა და ნ. იკოშვილის სტატიაში [32], სადაც დეტალურადაა განხილული ხრამის კრისტალური მასივის გნეისები, ეთანხმებიან რა წინა მკვლევარების მოსაზრებებს გნეისების ორი გენეტიკური ტიპის გამოყოფის შესახებ, გნეისების სახესხვაობების სახელწოდებაში შეაქვთ გარკვეული კორექტივები: კვარციან-დიორიტულ გნეისებს ქარსიანი მასებით უწოდეს ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები, რადგან დეტალური კვლევის შედეგად დადგინდა, რომ ქარსიანი მასები წარმოადგენენ კორდიერიტის დაშლის

პროდუქტებს, ხოლო ქანები თავისი ქიმიური და მინერალოგიური შემადგენლობით პასუხობს პლაგიოგრანიტს და არა კვარციან დიორიტს; ხოლო გნეისიმაგვარ კვარციან-დიორიტებს კი უწოდეს ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარციან-დიორიტული გნეისები. ორივე სახეობის გნეისები ყალიბდება რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად, რომელიც დროში წინ უსწრებს ხრამის კრისტალურ მასივზე ფართოდ გავრცელებულ გვიანვარისკული პოსტმეტამორფული კალიუმიანი გრანიტების წარმოშობას.

ამავე ავტორების მიხედვით, ზემოთაღნიშნული პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად ჩამოყალიბებული ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების მინერალური შედგენილობა საკმაოდ მარტივია –  $\text{Crd+Bt+Pl+Qtz}\pm\text{Ort}$ . ეს მაღალტემპერატურული მინერალური ასოციაცია, რეტროგრადული მეტამორფიზმის ან გრანიტიზაციის შედეგად იცვლება პლაგიოგნეისებში ფართოდ წარმოდგენილი დაბალტემპერატურული პარაგენეზისით –  $\text{Ms(Ser)+Chl+Ab+Qtz}\pm\text{Mikr}$ .

რაც შეეხება გნეისებთან სივრცობრივად დაკავშირებულ მიგმატიტებს, რომელთა შორისაც, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ო. ხუციშვილი და მ. კეკელია ლეიკოკრატული ნაწილის მიხედვით გამოყოფენ კვარც-დიორიტულ და გრანიტულ მიგმატიტებს. პირველი წარმოიქმნება ქანის საწყისი მასალის გადაკრისტალების შედეგად, ხოლო მეორე სახესხვაობა ჩამოყალიბდა გნეისებში გრანიტული მასალის ინექციების შედეგად. დ. შენგელიასა და ნ. იკოშვილის მოსაზრებით, უფრო მართებულია მიგმატიტებს შორის შემდეგი ორი ასაკობრივ-გენეტიკური სახესხვაობა იქნას გამოყოფილი: პლაგიოგრანიტული და გრანიტული. პირველის ლეიკოკრატული ნაწილი კვარცითა და მჟავე პლაგიოკლაზითაა წარმოდგენილი და წარმოიშობა რეგიონული მეტამორფიზმის კულმინაციურ (ულტრამეტამორფიზმის) სტადიაზე, როგორც ბიოტიტ-კორდიერიტიანი გნეისების, ასევე ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების ხარჯზე, მაგრამ განსხვავებულია ამ ორი სახეობის მიგმატიტის სუბსტრატის მინერალური შედგენილობა. ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების ხარჯზე წარმოშობილ მიგმატიტების სუბსტრატში ვადგენთ პარაგენეზისებს –  $\text{Bt+Pl+Crd}\pm\text{Cum}\pm\text{Qtz}$ ,  $\text{Crd+Bt+Ms}\pm\text{Qtz}$ , ლეიკოკრატულ ნაწილში –  $\text{Qtz+Pl}\pm\text{Cum}\pm\text{Bt}\pm\text{Ms}\pm\text{Ort}$ . რქატყუარიანი კვარციანი დიორიტების ულტრამეტამორფიზმის შედეგად ჩამოყალიბებული მიგმატიტის სუბსტრატში კი განვითარებულია –  $\text{Pl+Hbl}\pm\text{Bt}\pm\text{Qtz}$ , ხოლო ლეიკოკრატულ ნაწილში –  $\text{Pl+Qtz}\pm\text{Hbl}$ .

მიგმატიტების გრანიტული სახეობა კი წარმოიშობა პოსტმეტამორფული კალიუმიანი გრანიტების შემოჭრისთანავე ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების, ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისებისა და პლაგიომიგმატიტების (როგორც ბიოტიტ-კორდიერიტიან, ასევე რქატყუარიანი სუბსტრატის შემთხვევაში) ფელდშპატიზაციის შედეგად. მათი ლეიკოკრატული

ნაწილი ერთნაირია – გრანიტული შედგენილობის, ხოლო მათ სუბსტრატში მუქი მინერალი მხოლოდ ბიოტიტით და პლაგიოკლასით არის წარმოდგენილი.

თ. წუწუნავასა და ნ. იკოშვილის [33] მიერ ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ამგები ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების, ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარციანი დიორიტებისა და ტექტონიკური ქერცლის სახით გნეისებში მოქცეული მეტაქვიშაქვების დეტალური პეტროქიმიური შესწავლის შედეგად დადგინდა, რომ მეტაქვიშაქვების საწყისი ქანები არ წარმოადგენს წმინდა ტერიგენულ ნალექებს, ავტორების აზრით, მეტაქვიშაქვები გრაუვაკული ქვიშაქვების ან ფსამიტური დაბალთიხამიწიანი ტუფიტების ტიპის წარმონაქმნებია ანდეზიტ-ბაზალტური შედგენილობის ვულკანიზმის პროდუქტების მინარევებით. ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების საწყისი ქანებიც ვულკანოგენურ-დანალექი ბუნებისაა. გნეისების მეორე, შედარებით ნაკლებად გავრცელებული სახესხვაობა – ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები უნდა განვიხილოთ, როგორც საწყისი ფუძე მაგმური ქანების გარდაქმნის პროდუქტები. ასევე, ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები ბარბარენის მინერალურ-პეტროგრაფიული კლასიფიკაციით მიეკუთვნება კორდიერიტის შემცველ პარალუმინურ (CPG) ტიპს, ხოლო ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები კი – ამფიბოლიტურ კირტუტე (ACG) ტიპს.

ე. გამყრელიძისა და დ. შენგელიას [25] მონოგრაფიულ ნაშრომში მოცემულია მრავალი სიახლე ხრამის კრისტალური მასივის შესახებ. დეტალურადაა განხილული მასივის ამგები ავტოქტონური და ალოქტონური კომპლექსები, ასევე მათი ფორმირების თანამიმდევრობა. ხრამის მასივის ავტოქტონური კომპლექსი მკვლევარების აზრით, აგებულია ვარისკულამდელი გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსით და გვიანვარისკული გრანიტოიდებით. ალოქტონურ კომპლექსში კი განხილულია ულტრაბაზიტ-ბაზიტური ასოციაცია (სერპენტინიტები, გაბრო, ამფიბოლიტები) და დაბალი საფეხურის მეტამორფიზმის ქვიშაქვები.

გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში შემოჭრილია გვიანვარისკული გრანიტების ინტრუზიული სხეულები, რომლებიც წარმოადგენენ ჰარპოლითისებურ სხეულს, განლაგებულს გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსზე. ყველაზე გავრცელებულია ბიოტიტიანი გრანიტები, რომლებშიც გვხვდება გრანატის შემცველი და მისგან იზოლირებული ორთიტ შემცველი ბიოტიტ-რქატყუარიანი გრანიტები, შემდეგ გრანოდიორიტები, გვხვდება ასევე ალიასკიტები და აპლიტები. ვარისკულამდელი გნეისებისა და გვიანვარისკული გრანიტოიდების ქიმიური შედგენილობის შედარება გვიჩვენებს, რომ გრანიტული კომპლექსი ხასიათდება უფრო მაღალი  $\text{SiO}_2$  და  $\text{Na}_2\text{O}$  შემცველობით, მაღალი ტუტიანობით და რკინიანობით, ვიდრე გნეისები. S, I და A ტიპის გრანიტების დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე გრანიტული კომპლექსი ხვდება I ტიპის ველში, ხოლო კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები – S ტიპის ველში.

ავტორების აზრით, სავარაუდოდ, გრანიტული კომპლექსი წარმოიქმნა ანატექსისის შედეგად.

ალოქტონური კომპლექსის სერპენტინიტების ლინზისებური სხეული 20 მ<sup>2</sup>-ზე ვრცელდება გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსის განვითარების ზოლში. ქანი შედგება სერპენტინის, ტრემოლიტის და ტალკისაგან. სერპენტინიტების და კვარციან-დიორიტული გნეისების კონტაქტები დანაოჭებულია და არ შეიმჩნევა ინტრუზიული სხეულის ზემოქმედების კვალი. შეიმჩნევა სხლეტვის სარკეები.

გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში ფართოდ არის განვითარებული მეტაგაბროს შტოკისებრი სხეულები. მათი წილი გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანებში  $\approx 20\%$ . ო. ხუციშვილის [27], ე. გამყრელიძისა და დ. შენგელიას [25] მონაცემებით გაბრო ძლიერ გაგრანიტებულია – მასში ჭარბად გვხვდება კვარცისა და მინდვრის შპატების ინექციები. გაბროს განცდილი აქვს გვიანვარისკული რეტროგრადული მეტამორფიზმი.

ხრამის კრისტალური მასივის ამგები ქანების ფორმირების თანმიმდევრობა, ე. გამყრელიძისა და დ. შენგელიას მიხედვით, შემდეგნაირია: მასივის უძველესი წარმონაქმნები გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსის ქანებია, რომელთა საწყისი ქანების ასაკი ძირულის კრისტალური მასივის გნეისებთან ანალოგიით, კამბრიულისწინად მიაჩნიათ. გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში გამოვლენილია რეგიონული მეტამორფიზმის ორი ეტაპი: კამბრიულისწინა პროგრადული HT/LP და გვიანვარისკული რეტროგრადული LT/LP [25,34]. კომპლექსი იკვეთება გვიანვარისკულამდელი გაბროს და გვიანვარისკული გრანიტების ინტრუზიული სხეულებით. გვიანვარისკული გრანიტული კომპლექსის ფორმირების დროს ხდება გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის გრანიტიზაცია და რეტროგრადული გარდაქმნები. გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში განვითარებულ გაბროს განცდილი აქვს გვიანვარისკული გრანიტების გავლენა, თუმცა მას არ შეხება მაღალტემპერატურული ვარისკულამდელი რეგიონული მეტამორფიზმი, რომელიც განიცადა გნეისურ-მიგმატიტურმა კომპლექსმა. ასე რომ, გაბროს სავარაუდო ასაკი გვიანვარისკულამდელი ან ადრეგარისკულია, ხოლო მისი დაბალტემპერატურული რეგიონული მეტამორფიზმის (მწვანე ფიქლების ფაციესი) ასაკი კი უნდა შეესაბამებოდეს ვარისკული ტექტოგენეზის სუდეტურ ფაზას.

რეგიონალური მეტამორფიზმის კამბრიულამდელი და გვიანვარისკული ეტაპები გეოლოგიური მონაცემების გარდა, კარგად არის დასაბუთებული იზოტოპური მონაცემებით. K-Ar მეთოდითაა დათარიღებული გრანიტული კომპლექსის ასაკი [35] და  $326 \pm 7$  და  $323 \pm 6$  მლნ. წელია, რაც შუა კარბონულს მიესადაგება. ამ მოსაზრებას ამყარებს ხრამის მასივის პოსტმეტამორფულ გრანიტებს და ძირულის კრისტალური მასივის გრანიტებს შორის არსებული მსგავსება. განსაკუთრებით საყურადღებოა ახლახან, ცირკონების LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით დათარიღების მონაცემები [36,37]. ხრამის კრისტალური მასივის

გვიანვარისკული გრანიტების ცირკონის 25 კრისტალში ამ მეთოდით 27 წერტილოვანი განსაზღვრა არის შესრულებული. 26 გაზომვის შედეგი გვიანვარისკულ კონკორდატულ ასაკს გვაძლევს –  $325 \pm 2.3$  Ma, რომელიც  $319-332 \pm 6$  Ma ინტერვალს მოიცავს. მხოლოდ ერთ შემთხვევაში ცირკონის კრისტალის ბირთვში დაფიქსირებულია მემკვიდრეობითი ასაკი –  $931 \pm 6$  Ma, რაც სავარაუდოდ, ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში განვითარებული რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ასაკს აფიქსირებს.

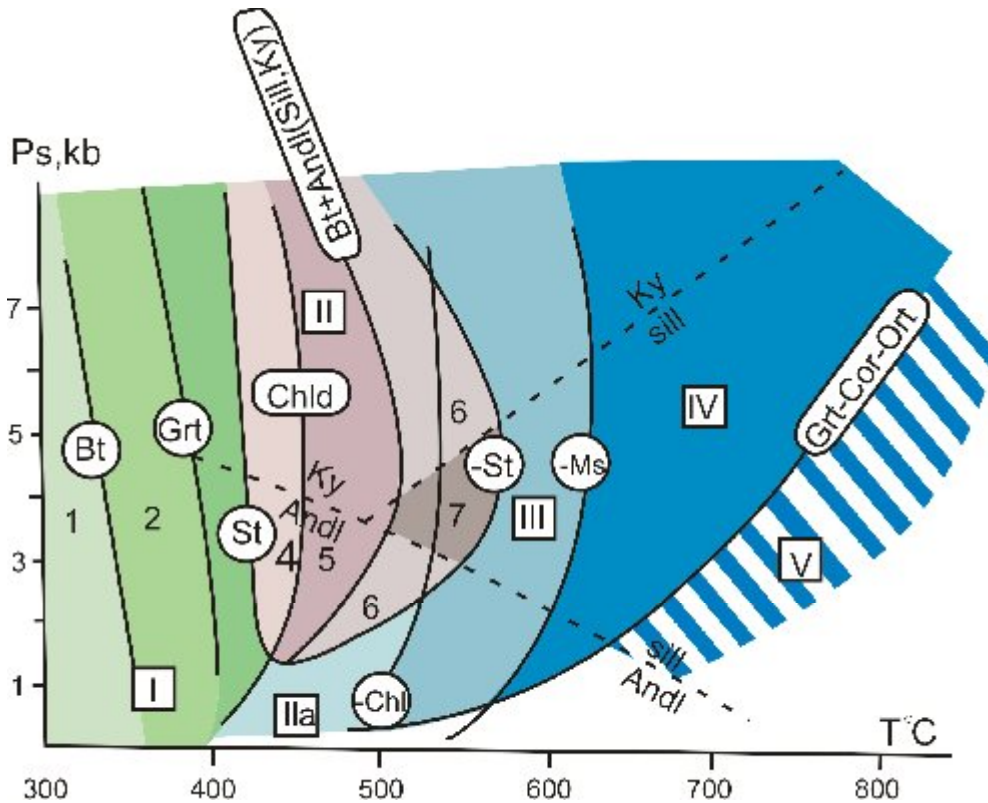
## 2. შრომაში გამოყენებული მეტამორფული ფაციესების (სუბფაციესების) და მეტამორფიტების საწყისი ქანების კლასიფიკაციის პრინციპები

პ. ესკოლას [38,39] მიერ შემოთავაზებული მეტამორფული ფაციესების ცნება და კლასიფიკაცია, მოგვიანებით ვ. ფიტისა და ფ. ტერნერის [40] დამატებებით, დღესაც კლასიკურ ნიმუშად ითვლება მეტამორფული წარმონაქმნების შესწავლაში. სწავლებამ მეტამორფული ფაციესების შესახებ შემდგომში განვითარება ჰპოვა ვ. სუდოვიკოვის [41], ჰ. ვინკლერის [42], ა. მარაკუშევის [43], ჰ. ცვარტის [44], ს. კორიკოვსკის [45], ა. მიაშიროს [46], ნ. დობრეცოვის [47,48] და სხვა მკვლევართა შრომებში. ამ მეცნიერთა ახალი მონაცემების გათვალისწინებით ესკოლას–ტერნერის ტრადიციული მეტამორფული ფაციესები ფართო ხმარებაშია თანამედროვე პეტროლოგიურ ლიტერატურაში.

გასული საუკუნის ოთხმოციანი წლებიდან კავკასიის მეტამორფული კომპლექსების ფაციალური ანალიზი მკვლევარების მიერ შესრულებულია ს. კორიკოვსკის [45,49] სქემის მიხედვით [50,51,52,53,54,55,56,25]. წარმოდგენილ ნაშრომში ავტორი ს. კორიკოვსკის მეტამორფული ფაციესების დანაწილების სქემას ეყრდნობა. იგი კარგად არის დასაბუთებული ფაზური წონასწორობის მრავალი მონაცემით, როგორც კავკასიის, ასევე სხვა რეგიონების მაგალითზე. მეტამორფული ფაციესების დანაწილების აღნიშნული სქემა წარმატებით დამკვიდრდა კავკასიის ალპურისწინა კომპლექსების შესწავლაში.

ეს სქემა გამარტივებული სახით მოცემულია სურ. 3–ზე.

მწვანე ფიქლების ფაციესი (ველი I) წარმოდგენილია სამი სუბფაციესით: ქლორიტ-სერიციტული (1), ბიოტიტური (2) და გრანატული (3), რომლებიც ერთმანეთისგან გამიჯნულნი არიან ბიოტიტის და გრანატის იზოგრაფებით.



სურ. 3. შრომაში გამოყენებული მეტამორფიზმის ფაციესებისა და სუბფაციესების ს. კორიკოვსკის [45] სქემა. რომაული ციფრები – ფაციესები, არაბული – სუბფაციესები. მინერალების სიმბოლოები მიანიშნებს კრიტიკული მინერალების ან პარაგენეზის გაჩენას ან გაქრობას.

ქლორიტული სუბფაციესის ტემპერატურული ინტერვალი 300-350°C, წნევა 1-7.5 კბარი. ბიოტიტური სუბფაციესის TP პირობებია: T=350-370 (400)°C, P=1-7 კბარი, ხოლო გრანატულის – T=370-440°C, P=1.2-8 კბარი. ტემპერატურისა და წნევის შემდგომი მატებისას მეტამორფიზმის მწვანე ფიქლების ფაციესს ანაცვლებს სტავროლითური ფაციესი (ველი 2), სადაც ოთხი სუბფაციესია გამოყოფილი:

- სტავროლით-ქლორიტოიდული (T=440-460°C, P=1.2-8 კბარი);
- სტავროლით-ქლორიტული (T=460-500°C, P=1.2-8 კბარი);
- სტავროლით-ბიოტიტ-ანდალუზიტური (კიანიტური) (T=500-530°C, P=1.3-8 კბარი);
- სტავროლით-სილიმანიტური (T=530-550°C, P=1.3-8 კბარი).

სტავროლითური ფაციესი იწყება სტავროლითის იზოგრაფით, ხოლო მაღალტემპერატურული საზღვარი დგინდება ამავე მინერალის გაქრობით.

სტავროლით-ქლორიტოიდული სუბფაციესის მაღალტემპერატურულ საზღვარს აპირობებს ქლორიტოიდის არასტაბილურობა, ხოლო სტავროლით-ბიოტიტ-ანდალუზიტური (კიანიტური) სუბფაციესი იწყება Bt-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> იზოგრაფით. სტავროლითური ფაციესის ყველაზე უფრო მაღალტემპერატურული სტავროლით-



სილიმანიტური სუბფაციის განისაზღვრება სილიმანიტის იზოგრადით. როგორც სურ. 1-დან ჩანს სტავროლითური ფაციესის ტემპერატურული პირობებია:  $T=430-570^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1-7.5$  კბარი. ამავე ტემპერატურულ ინტერვალს შეესაბამება სტავროლითური ფაციესის დაბალწნევიანი ბიოტიტ-ქლორიტ-ანდალუზიტ-მუსკოვიტური სუბფაციის (ველი II), სადაც  $T=400-500^{\circ}\text{C}$ ,  $P=0.2-1.5$  კბარს. ქლორიტისა (დაბალი წნევის პირობებში) და სტავროლოთის (მაღალი წნევის პირობებში) პროგრადული მეტამორფიზმის დაშლის შედეგად (შესაბამისად,  $P_s < 1,5$  კბარი და  $P_s > 1,5$  კბარი) წნევის ყველა პირობებში გამოიყოფა ბიოტიტ-მუსკოვიტური გნეისების ფაციესი (ველი III), სადაც კრიტიკული პარაგენეზისია  $Ms+Qtz$ . სტავროლითური და ბიოტიტ-მუსკოვიტური გნეისების ფაციესები შეესაბამება ტრადიციულ ეპიდოტ-ამფიბოლიტურ ფაციესს. ხრამის კრისტალური მასივის მეტამორფულ კომპლექსში ფართოდ გავრცელებული ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების მინერალური შედგენილობა, რომელიც ფორმირებულია გვიანვარისკული გრანიტების შემოჭრამდე, მიმდინარე პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად, მარტივია –  $Crd+Bt+Pl^{20-30}+Qtz\pm Ort$  და უფრო მეტად პასუხობს ბიოტიტ-მუსკოვიტური გნეისების ფაციესს, ხოლო იშვიათი მინერალური ასოციაცია  $Crt+Bt+Ort+Pl+Qtz$  კი ესადაგება ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატურ ფაციესს, რომელზეც ქვემოთ შევჩერდებით. ბიოტიტ-მუსკოვიტური გნეისების ფაციესისათვის დამახასიათებელი მინერალური პარაგენეზისებია:

- 1–2  $Sill(Ky, Andl)+Bt+Grt+Ms\pm Mikr+Pl+Qtz$
- 2a  $Sill(Ky, Andl)+Bt+Crd+ Ms\pm Mikr+Pl+Qtz$
- 3  $Gedr+ Sill+ Grt+Crd+Qtz$  (Ky-Andl-იან კომპლექსებში)  
 $Crd+ Grt+ Sill+Qtz$  (Andl- Sill-იან კომპლექსებში)  
 $Hyp_{Fe}+Cum+Grt\pm Gedr+Qtz$
- 4  $Bt+ Mikr\pm Grt\pm Ms+Pl+Qtz$
- 5  $Bt+Grt+Ms\pm Ep\pm Hbl+Pl+Qtz$
- 6  $Hbl_{\text{მწვ. (მუქი მწვ.)}}+Clz(Zs)\pm Grt+Pl+Qtz$
- 7  $Hbl_{\text{გამჭ. ან მწვ.}}+Cpx+Clz(Zs)+Cc+Scap\pm(Andr-Gros)$

მეტაპელიტებში – მუსკოვიტის და მეტაბაზიტებში ეპიდოტის ჯგუფის მინერალების სრული მაღალტემპერატურული დაშლის შემდეგ გამოიყოფა ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატური ფაციესი (ველი IV). ამ ფასიესისათვის დამახასიათებელი მინერალური პარაგენეზისებია:

- 1-2  $Bt+Sill+Grt\pm Mikr+Pl+Qtz$ ,  $Bt+Sill+Grt_{Mn-Fe-Mg}+Crd\pm Mikr+Pl+Qtz$
- 2a  $Bt+Sill+Crd\pm Mikr+Pl+Qtz$ ,  $Grt+Sill+Crt\pm Gedr+Qtz$
- 3  $Hyp+Grt\pm Gedr\pm Cum\pm Crd+Qtz$
- 4  $Bt\pm Grt+Mikr+Pl+Qtz$
- 5  $Bt\pm Hbl\pm Grt+Pl+Qtz$
- 6  $Hbl_{\text{მწვ. (მუქი მწვ.)}}\pm Cpx\pm Grt+Pl\pm Hyp+Qtz$
- 7  $Hbl+Cpx+Cc\pm Scap\pm(Gros-Andr)+Pl$

ტემპერატურის შემდგომი მატებისას ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატური ფაციესი გადადის გრანატ-კორდიერიტ-კალიშპატურში (ველი V). ამ ფასიესისათვის დამახასიათებელი მინერალური პარაგენეზისებია:

1-2 Grt+Crd±Sill±Bt±Ksp+Qtz

3 Grt<sub>Fe-Mg</sub>+Crd+Sill±Gedr+Qtz, Grt<sub>Fe-Mg</sub>+Hyp±Gedr+Pl+Qtz

4 Bt±Grt+Mikr+Pl+Qtz

5 Bt±Hbl±Grt+Pl+Qtz

6 Hbl<sub>შვ3, (ბუქი შვ3)}</sub>+Cpx±Grt±Hyp+Pl+Qtz

7 Cpx±Hbl+Cc±Scap±(Gros-Andr)+Pl

ა. ტომპსონის [57] მიერ შემოთავაზებულია რეგიონული მეტამორფიზმის პირობებში განვითარებული მეტაპელიტების მეტამორფული ზონები შესატყვისი მინერალური პარაგენეზისებით და მათი შედარება მეტამორფული ფაციესების ტრადიციულ კლასიფიკაციასთან (ცხრ. 1), რადგან შრომაში მოგვიხდება მეტამორფული ზონების (ჩვენს შემთხვევაში ფაციესების ან სუბფაციესების) კორელაცია კლასიკურ მეტამორფულ ფაციესებთან, მოკლედ შევჩერდებით ა. ტომპსონის ცხრილზე.

მეტამორფული ზონების დასახელება ა. ტომპსონს ყოველგვარი ცვლილებების გარეშე მიღებული აქვს ს. კორიკოვსკისგან [45,49]. ამ ცხრილში წარმოდგენილია თითოეული ზონისათვის დამახასიათებელი მხოლოდ ერთადერთი ძირითადი წონასწორული მინერალური ასოციაცია იზოგრადული მინერალით.

მეტაპელიტების მეტამორფიზმის ზონები და საყრდენი მინერალური პარაგენეზისები  
ა. ტომპსონის [57] მიხედვით

ქანი	მეტამორფიზმის ზონა	მინერალური პარაგენეზისი	მეტამორფული ფაციესი
ფილიტები	ქლორიტული	Qtz+Ms+ +CHLORITE+ Ab	მწვანე ფიქლების
ფიქლები	ბიოტიტური	Qtz+Ms+Chl+ +BIOTITE+ Ab	
	გრანატური	Qtz+Ms+Chl+ +Bt+GARNET+ Ab ან OI	
	სტავროლითური	Qtz+Ms+ Bt+ +Grt+OI+ STAVROLITE	ამფიბოლიტური
კიანტიტური (ანდალუზიტური)	Qtz+Ms+ Bt+ + Grt+OI+ KIANITE		
გნეისები	სილიმანიტური	Qtz+Ms+ Bt+ + Grt+OI+ SILIMANITE	გრანულიტური
	კალიშპატ- სილიმანიტური	Qtz+K- FELDSPAT+ Bt+Grt+ SILIMANITE +Pl	

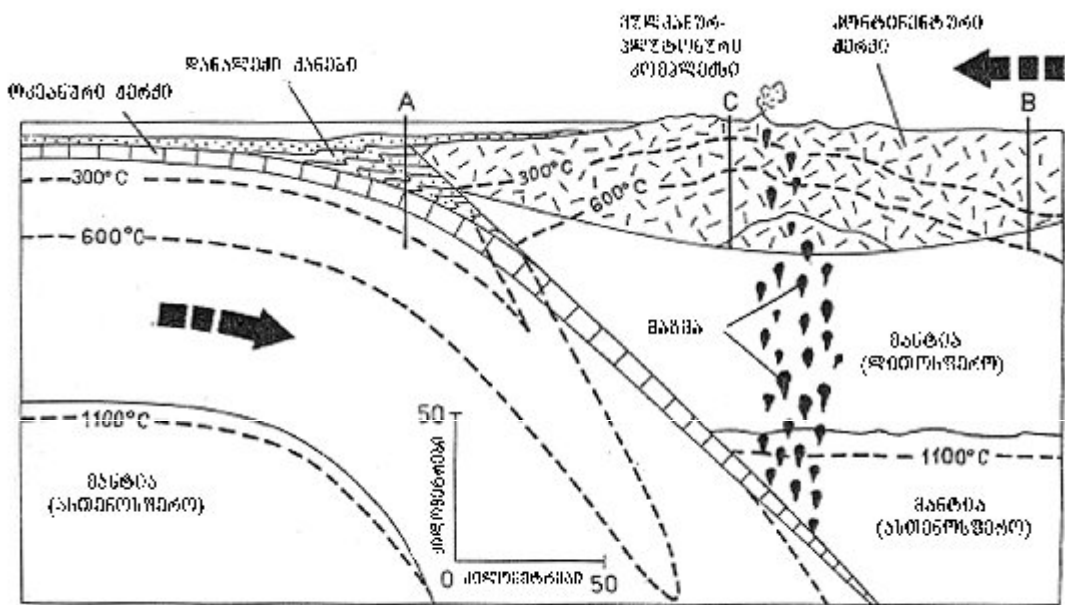
შენიშვნა: დიდი შრიფტით აღნიშნულია იზოგრაფული მინერალები

ეს მონაცემები სავსებით შეესაბამება ს. კორიკოვსკის შეხედულებას, მაგრამ იგი უფრო ზოგადია. ამიტომ, ჩვენ უპირატესობას ვანიჭებთ ს. კორიკოვსკის სქემას და შრომაში ამ უკანასკნელით ვსარგებლობთ. ა. ტომპსონის მიხედვით, მეტამორფიზმის მწვანე ფიქლების ფაციესს მიეკუთვნება – ქლორიტის, ბიოტიტის, გრანატის ზონები; სტავროლითის, კიანტიტის (ანდალუზიტის) და სილიმანიტის ზონები კი

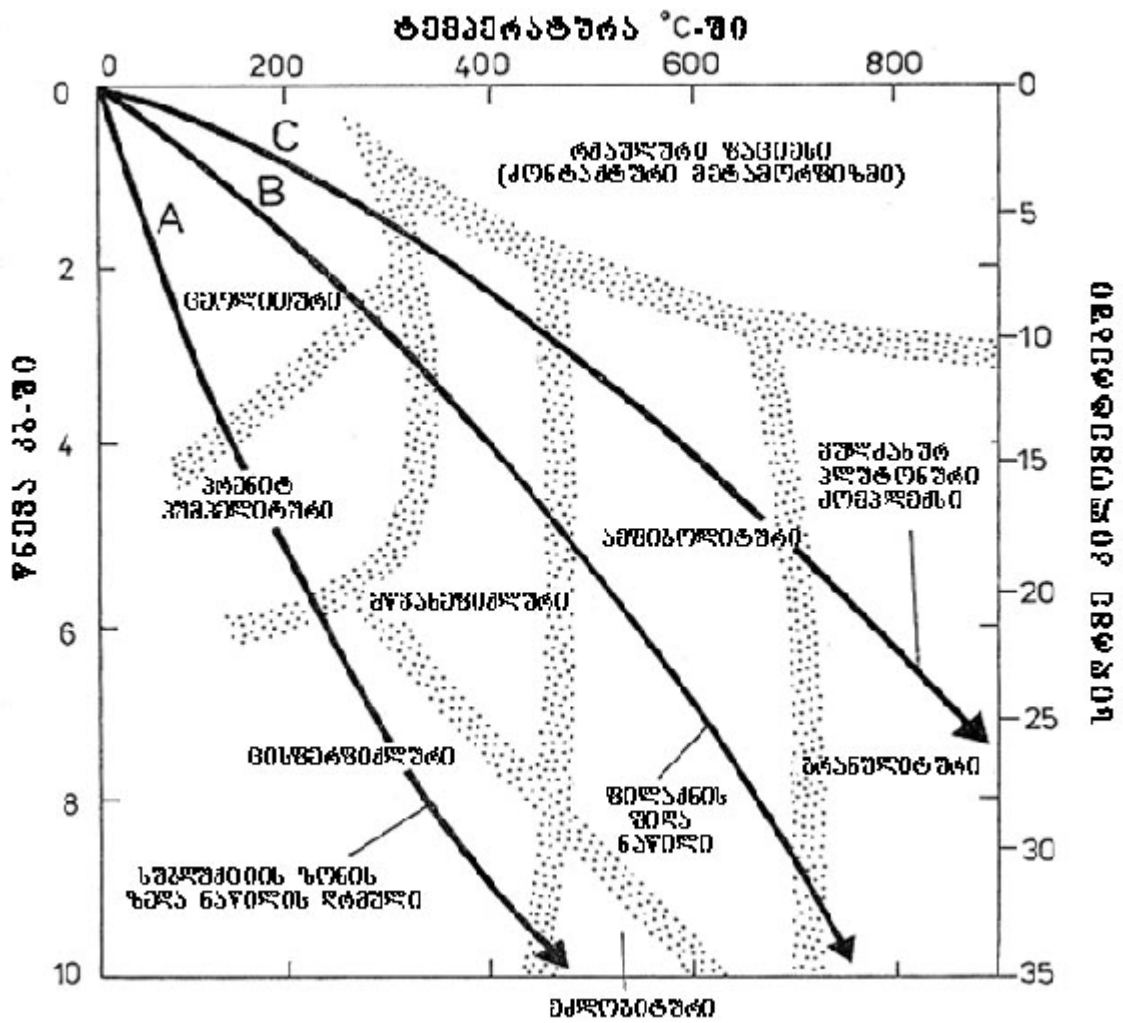
ამფიბოლიტური ფაციესია; კალიშპატ-სილიმანიტური ზონა განსაზღვრულია, როგორც გრანულიტური ფაციესი.

თანამედროვე ექსპერიმენტული მონაცემები და მეტამორფული პეტროლოგიის მიღწევები შეჯერებულია მ. კლოოსის [58] მიერ შემოთავაზებულ დიაგრამაზე, რომელიც შემდგომ ნ. დობრეცოვმა და ა. კირდიაშკინმა [59] განავითარეს. მეტად თვალსაჩინოა ჩ. პლამერისა და დ. მაკ გერის [60] მიერ წარმოდგენილი რეგიონული მეტამორფიზმისა და ფილაქნების ურთიერთკავშირის თეორია (სურ. 4). ამ სქემაზე ნაჩვენებია რეგიონული მეტამორფიზმის ტემპერატურისა და ტექტონიკური ფილების ურთიერთკავშირი შეიძლება გამოყენებული იქნას მეტამორფიზმის ცალკეული ფაციესის გავრცელების ზონის (ტემპერატურისა და წნევის მიხედვით) განსაზღვრისათვის. ვ. ერნსტის [61] მიერ მოცემულია მეტამორფული ფაციესების სქემა, რომელიც სწორედ ჩ. პლამერისა და დ. მაკ გერის მიხედვითაა შედგენილი (სურ. 5). საინტერესოა ასევე, ა. ტომპსონის მეტამორფული ქანების საწყისი ქანების ტრადიციული კლასიფიკაცია (ცხრ. 2), სადაც გათვალისწინებულია კ. კეპეჟინსკასის [62] და ს. კორიკოვსკის [45] დამატებები. ზემოთ აღნიშნულ საკითხებზე დეტალურად აღარ შევჩერდებით, რადგან ხრამის მასივის ავტოქტონური კომპლექსის რეგიონული მეტამორფიზმის დახასიათების დროს ჩვენ ვსარგებლობთ ს. კორიკოვსკის მეტამორფული ფაციესებისა და სუბფაციესების სქემით.

წარმოდგენილ სადისერტაციო ნაშრომში ჩვენს მიერ განხილულია ორი ძირითადი კლასი: მეტაპელიტები და CaO მდიდარი ქანები. როგორც ცნობილია, კლასიკური გაგებით ტერმინი “მეტაპელიტი” მიესადაგება თიხური დანალექი ქანების მეტამორფულ ექვივალენტებს, რომელიც  $Ca:(Al+Mg+Fe)$  დაბალი ფარდობით ხასიათდება და შესაბამისად კალციუმთან სილიკატებს არ შეიცავს. ამავე დროს, ს. კორიკოვსკი [45] ითვალისწინებს იმ გარემოებას, რომ მეტაპელიტების მინერალური შედგენილობა მნიშვნელოვნადაა გაპირობებული ქანის კალიუმით გაჯერების ხარისხით, ამ ნიშნით გამოყოფს სამ ჯგუფს:



სურ. 4. მეტამორფიზმი კონვერგენტული ფილების გასწვრივ. (A) შედარებით ცივი და ცხელი ლითოსფეროს ზონების განლაგება და დაძაბულობის ზონების სავარაუდო მეტამორფიზმის ადგილი. (B) იზოთერმები: 300, 600, 1100 [60].



სურ. 5. მეტამორფული ფაციესები ვ. ერნსტის [61] მიხედვით. ისრებით ნაჩვენებია ტემპერატურის მატება სიღრმესთან ერთად, ჩ. პლამერისა და დ. მაკგერის [60] მიხედვით. A – სუბდუქციური ზონის ზედა ნაწილის ღრმადი, B – ფილაქნის შიდა ნაწილი, C – ვულკანურ-პლუტონური კომპლექსი.

მეტამორფული ქანების კლასიფიკაცია – ტომპსონის [57] მიხედვით

	ქანთა ტიპები	მინერალური შედგენილობა	მინერალური შედგენილობა	არაორიენტირებული ტექსტურა
პელიტური	თიხამიწით მდიდარი ნა- ლექები. გამოფიტული ფულკანური და პლუტონური ქანები	Qtz, Ms, Bt, Chl, Ep, Grt, St, Ol	ფიქლები, ფილიტები, კრისტალური ფიქლები, გნეისები	პელიტური რქაულები, პელიტური გრანულაიტები
მაფური (ბაზიტური)	ბაზალტური ფულკანაიტები, გაბროული ინტრუზივები	Chl, Ep, Amph, Pl, Px, Grt	წვანე ფიქლები, ამფიბოლიტები	ფუძე რქაულები, ფუ- ძე გრანულიტები
კვარც- მინდვრის შპატური	ქვიშაქვები, არკოზები, გრანაიტული და სიენიტური ინტრუზივები, რიოლითები,	Qtz, Mc	კრისტალური ფიქლები, გნეისები	რქაულები, ფელზიტური გრანულიტები
კვარციტული	კვარციტი	Qtz, Mc	კრისტალური ფიქლები, გნეისები	კვარციტები
კალციუმისანი	უპირატესად კირქვები და დოლომიტები, იშვიათად კარბონატები და კომპლექტები	Ca, Grt, Px	მარმარილო, Ca -იანი სილიკატური ქანები	მარმარილო, Ca -იანი სილიკატები, რქაულები
ულტრაფუძე	პერიდოტიტი, სერპენტინიტი	Talc, Serp.(Ca), Mg-Amph, (Ca), Mg-Px	კრისტალური ფიქლები	ულტრაფუძე რქაულები

–  $K_2O$  გაუჯერებული მეტაპელიტები – არ შეიცავს მუსკოვიტსა და კალიუმის მინდვრის შპატს; აქ ერთადერთი კალიუმიანი მინერალი ბიოტიტია.

–  $K_2O$  გაჯერებული მეტაპელიტები – ხასიათდება მუსკოვიტის (ან ფენგიტის) სიჭარბით, ხოლო მის მაღალტემპერატურული დაშლის შემთხვევაში ( $Ms+Qtz \rightarrow Al_2SiO_5+Ksp+H_2O$ ) ჩნდება კალიუმის მინდვრის შპატი.

–  $K_2O$  გადაჯერებული მეტაპელიტები (ეს ქანები ლიტერატურაში ცნობილია კვარც-მინდვრის შპატიანი ქანების სახელწოდებით) – მწვანე ფიქლების ფაციესიდან დაწყებული გრანულიტური ფაციესის ჩათვლით ხასიათდება კალიუმის მინდვრის შპატის ჭარბი შემცველობით. კ. კეპეჟინსკასის [62] მიხედვით მეტაპელიტებს მიეკუთვნება ქანები, რომლებშიც  $CaO$  შემცველობა 3%-ზე ნაკლებია, ხოლო  $SiO_2$  რაოდენობა მერყეობს 57-67 მას%. იგი  $SiO_2$  შემცველობის ზედა საზღვრად 67% ითვალისწინებს იმ მოსაზრებით, რომ თავიდან ავიცილოთ გრანიტული და კვარციტული ქანების მოხვედრა პეტროქიმიურ დიაგრამებსა და წონასწორულ მინერალთა ასოციაციების გაანალიზების დროს.

როდესაც ვსაუბრობთ  $CaO$  მდიდარ ქანებზე, ვგულისხმობთ  $CaO$  მდიდარ როგორც მეტამორფიზებულ დანალექ (მერგელები), ასევე მეტამორფიზებულ ფუძე მაგმურ ქანებს.

### 3. ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის პეტრომინერალოგია

სადისერტაციო ნაშრომის პირველ თავში წარმოდგენილი მონაცემები მოწმობს, რომ ხრამის კრისტალური მასივი ძირითადად აგებულია ვარისკულისწინა გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსითა და გვიანვარისკული გრანიტოიდებით, აგრეთვე ვარისკულისწინა მეტამორფიზებული გაბროს შტოკისებური სხეულებით. მასივში აღინიშნება სუსტად მეტამორფიზებული მეტაქვიშაქვების და სერპენტინიტების მცირე ზომის ალოქტონური წარმონაქმნები.

#### 3.1 გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი

გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი ხრამის კრისტალური შვერილის უძველესი წარმონაქმნია, გაშიშვლებულია დაახლოებით  $20^2$  კმ ფართობზე მდ. ხრამისა და მისი შენაკადების ღრმა ხეობებში.

გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის შემადგენლობაში მონაწილეობს გნეისები და მიგმატიტები, რომლებიც სივრცობრივად ერთმანეთთან მჭიდროდ არიან დაკავშირებული, მცირე მანძილზეც მორიგეობენ, რის გამოც გაერთიანებული არიან ერთიან კომპლექსში [27,29].



ხრამის კრისტალური შვერილის გნეისებს შორის ორი გენეტიურად განსხვავებული სახესხვაობა გამოიყოფა: ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები (მეტაპელიტები) და ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები (ორთოგნეისები) (სურ. 6,7) [32]. ორივე სახესხვაობის გნეისები ჩამოყალიბდა რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად, რომელიც დროში წინ უსწრებს ხრამის კრისტალურ მასივზე ფართოდ გავრცელებულ პოსტმეტამორფული კალიუმის გრანიტების შემოჭრას. ამ უკანასკნელთა გავლენით გნეისები უბან-უბან ძლიერ გაგრანიტებულია და გრანოდირიტული და გრანიტული შედგენილობისაა. გნეისები რუხი ფერის, წვრილ და საშუალო მარცვლოვანი, ჩვეულებრივ მკაფიოდ გამოხატული გნეისური ტექსტურის მქონე ქანებია, რომლებიც საკმაოდ ხშირად ინეცირებულია ლეიკოკრატული მასალით.



სურ. 6. ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისი (მდ. ხრამის ხეობა)



სურ. 7. ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისი (მდ. ხრამის ხეობა)

### 3.1.1 ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები

ხრამის კრისტალური შვერილის, პოსტმეტამორფული კალიუმის გრანიტების შემოჭრამდე, პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად

ჩამოყალიბებული ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების მინერალური შედგენილობა საკმაოდ მარტივია –  $\text{Crd+Bt+Pl+Qtz}\pm\text{Ort}$ . ეს მაღალტემპერატურული მინერალური ასოციაცია, რომელიც შედგენილობით  $\text{K}_2\text{O}$  გაუჯერებელ მეტაპელიტებს პასუხობს, იშვიათად კი –  $\text{K}_2\text{O}$  გაჯერებულ მეტაპელიტებსაც (Ort-თან ასოციაციაში), რეტროგრადული მეტამორფიზმის ან გრანიტიზაციის შედეგად იცვლება დაბალტემპერატურული პარაგენეზისით –  $\text{Ms(Ser)+Chl+Ab+Qtz+Mikr}$ .

სავარაუდოდ, პარაგენეზისი  $\text{Crd+Bt+Pl+Qtz}$ , პასუხობს რეგიონული მეტამორფიზმის ბიოტიტ-მუსკოვიტური გნეისების ფაციესს, ხოლო იშვიათი მინერალური ასოციაცია კალიუმის მინდვრის შპატიტით –  $\text{Crd+Bt+Pl+Ort}\pm\text{Qtz}$  უფრო მაღალტემპერატურულ ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატურ ფაციესს, სადაც კალიუმის მინდვრის შპატიტ მუსკოვიტის დაშლის პროდუქტს უნდა წარმოადგენდეს.

ძირითადი ქანმაშენი მინერალებია: კორდიერიტი, პლაგიოკლაზი, კვარცი, ბიოტიტი. ასევე, მუსკოვიტი, იშვიათად გვხვდება კალიუმის მინდვრის შპატიტ.

მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია პინიტი, ქლორიტი, კალციტი, ცოიზიტი, ლიმონიტი. გვხვდება გასერიციტებული და გასოსურიტებული პლაგიოკლაზი, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში გვხვდება როგორც მჟავე, ასევე საშუალო სიმჟავიანობის (ფუძისკენ გადახრილი) პლაგიოკლაზი.

აქცესორული მინერალებიდან წარმოდგენილია: ცირკონი, აპატიტი, ორთიტი, სფენი (15,19,20).

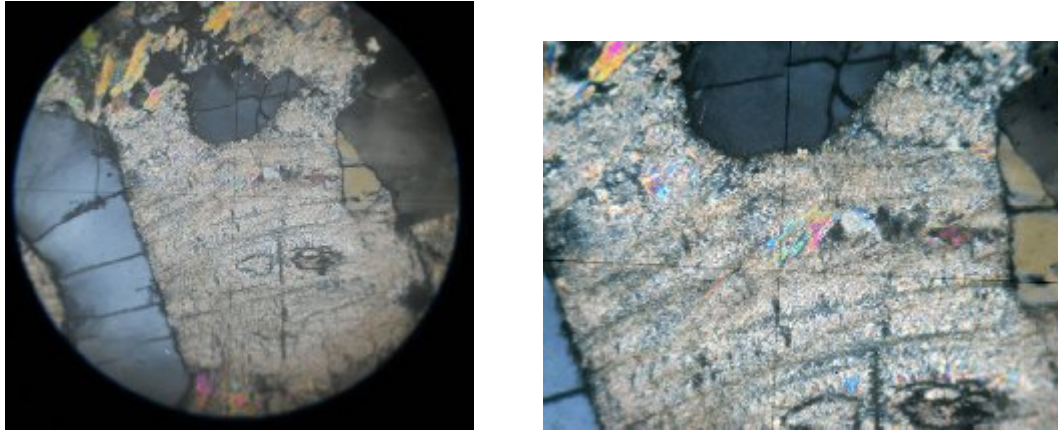
აღნიშნული ქანების სტრუქტურა ჰიპიდომორფულია. ხშირია კატაკლაზირებული უბნები.

ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები კარგად გამოხატული ზოლებრივი ტექსტურით ხასიათდება, სადაც ბიოტიტით გამდიდრებული ფენები მორიგეობენ მინდვრის შპატიტთა და კვარცით წარმოდგენილ ლეიკოკრატულ ფენებთან (სურ.8). გვხვდება კვარციანი და აპლიტური ინექციები, დაკავშირებული გრანიტულ ინტრუზივთან.



სურ. 8. ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისი ზოლებრივი ტექსტურით (მდ. ხრამის ხეობა)

**კორდიერიტი** – პლაგიოგნეისების ქარსიანი უბნები, რომლებსაც გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი [19] საწყისი დანალექი ქანების გარდაქმნილ რელიქტებად მიიჩნევდნენ, პინიტიზირებული კორდიერიტია (სურ. 9, 10), ხოლო ქანი, თავისი მინერალური შედგენილობითა და ქიმიური მახასიათებლებით პასუხობს პლაგიოგნეისს [32], სწორედ აქედან მომდინარეობს მისი სახელწოდება.



სურ. 9. პინიტიზირებული კორდიერიტი ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში (ჯვარედინი ნიკ.)

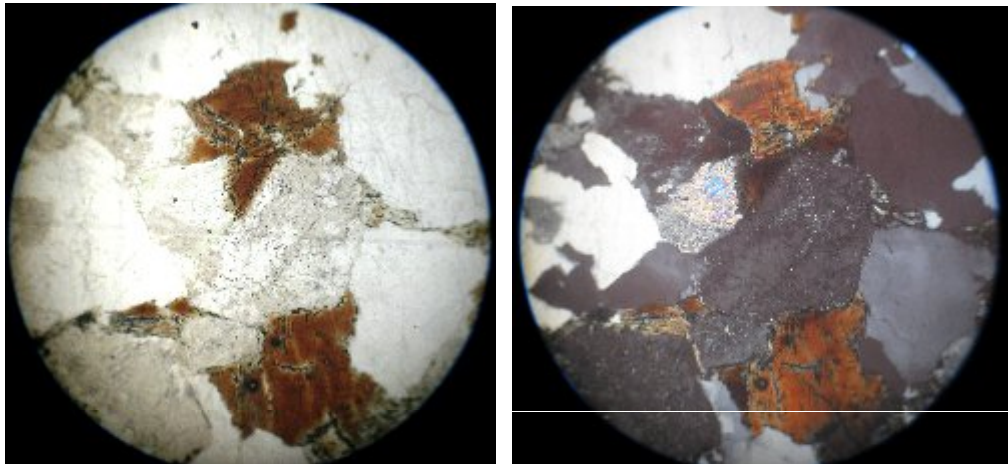


სურ. 10. პინიტიზირებული კორდიერიტის უბნები ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში

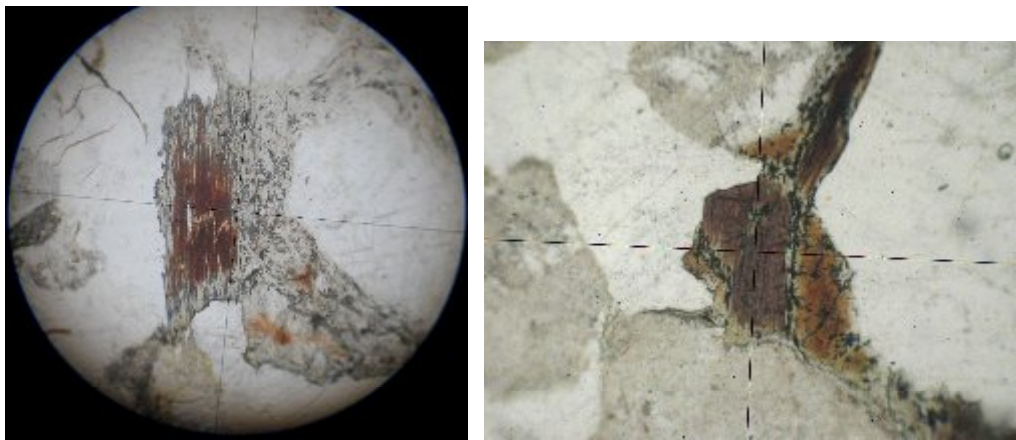
პინიტიზირებული კორდიერიტის ოდენობა ადგილ-ადგილ ქანის 50%-ს აღწევს. სადი კორდიერიტის რელიქტები საკმაოდ იშვიათია. ასევე, პინიტიზირებულ უბნებში შეიმჩნევა სადი მუსკოვიტისა და ქლორიტის ქერცლები, იშვითად ახლადწარმოქმნილი სკაპოლითიც გვხვდება. აქვე, გამუსკოვიტებულ და გაქლორიტებულ ბიოტიტთან ერთად შეიმჩნევა სადი ბიოტიტის ქერცლებიც (სურ. 11, 12, 13, 14).

**ბიოტიტი** – არის ქანმაშენი ფემური მინერალების ერთადერთი წარმომადგენელი ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში. გვხვდება როგორც სადი, ასევე გაქლორიტებული, უფრო იშვიათად გაეპიდოტებული, გაკარბონატებული და

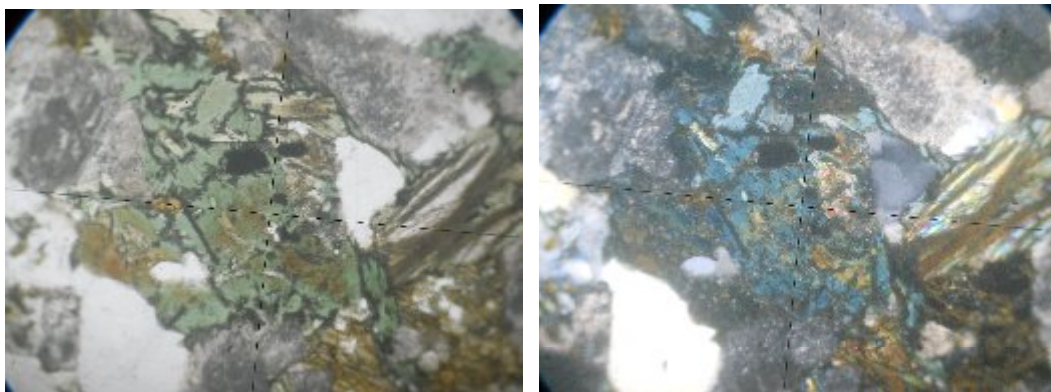
გამუსკოვიტებული ბიოტიტი. აღსანიშნავია ქლორიტიდან წარმოქმნილი მეორადი ბიოტიტის არსებობაც. ქანში მისი პროცენტული შემცველობა 4-10%-ია. ბიოტიტის ფერი დამოკიდებულია შეცვლის ხარისხზე და ხასიათზე და მომწვანოდან რუხ ფერამდე მერყეობს. გაქლორიტებულ ბიოტიტში ხშირად გვხვდება აქცესორული მინერალების ჩანართები, როგორცაა: ცირკონი, აპატიტი, ორთიტი, სფენი და ა.შ. (სურ. 15).



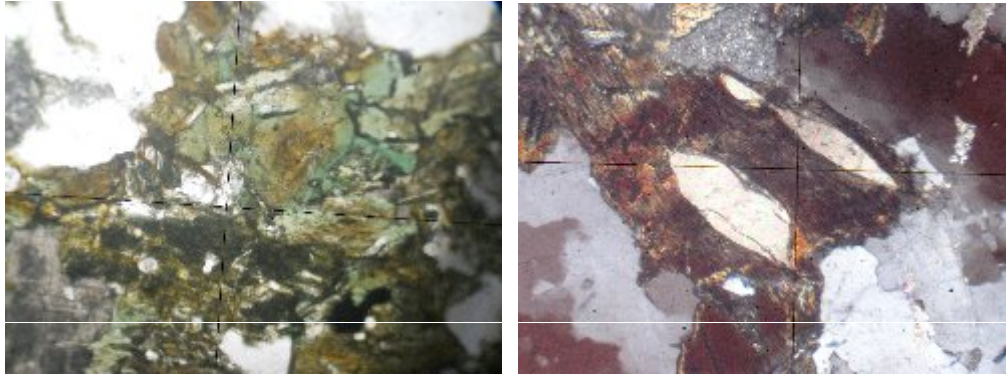
ა ბ  
სურ. 11. ნაწილობრივ შეცვლილი ბიოტიტი (ა-1 ნიკ., ბ-ჯვარედინი ნიკ.)



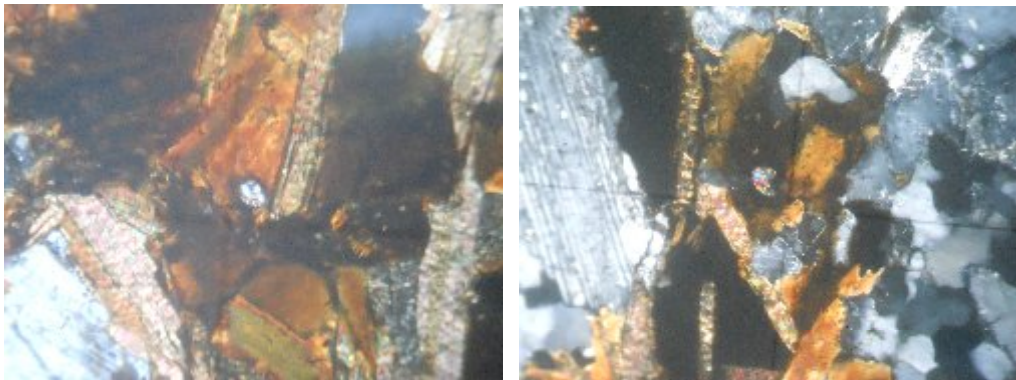
სურ. 12. გაქლორიტებული და შედარებით საღი ბიოტიტის მარცვლები (1 ნიკ.)



სურ. 13. გაქლორიტებული ბიოტიტი (ჯვარედინი ნიკ.)

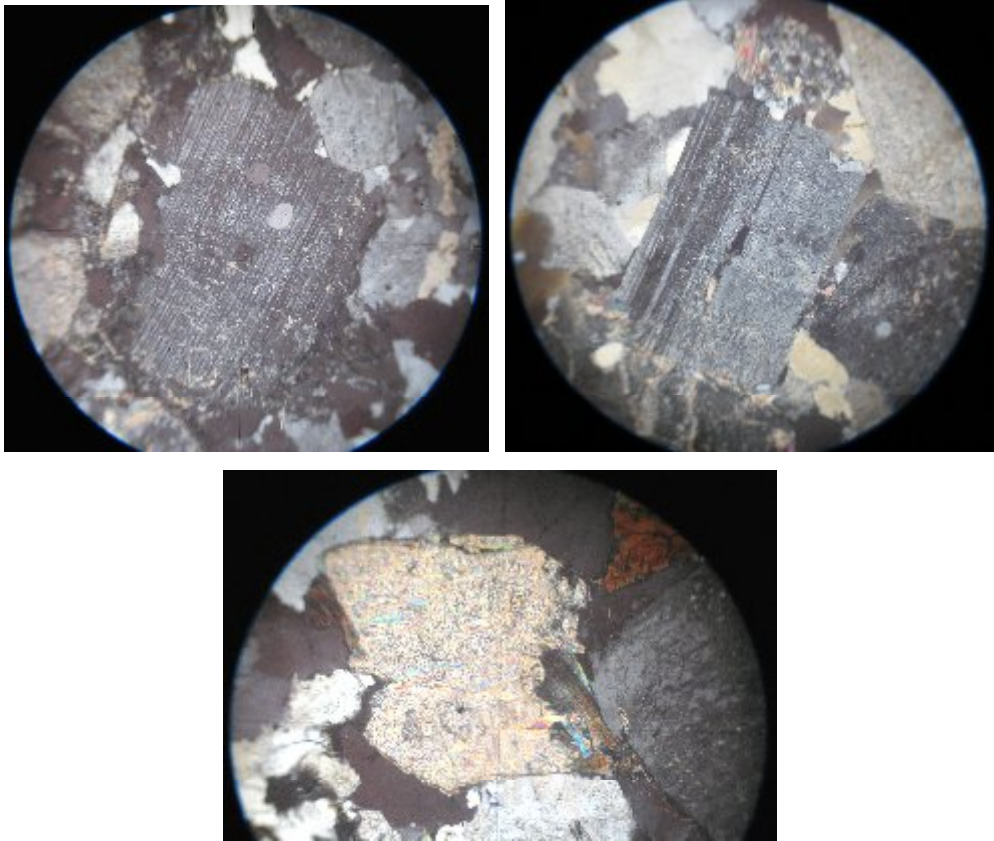


სურ. 14. ქლორიტი (კარბონატი გაქლორიტებულ ბიოტიტში)  
(ჯვარედინი ნიკ.)

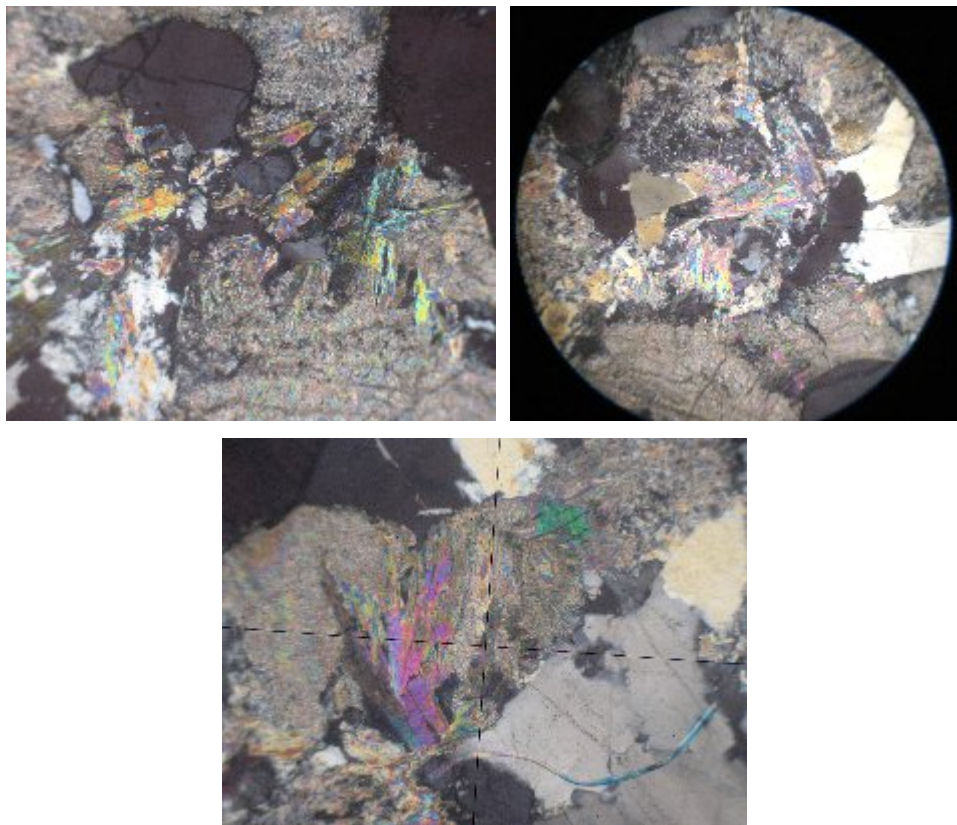


სურ. 15. ცირკონი ბიოტიტში (ჯვარედინი ნიკ.)

**პლაგიოკლაზი** – ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში ყველაზე გავრცელებული მინერალია და ქანის 40-47%-ს შეადგენს [63]. ძირითადად წარმოდგენილია საშუალო სიმჟავიანობის სახეხვაობით – ანდეზინით, მაგრამ არც თუ იშვიათად გვხვდება ოლიგოკლაზის რიგის მჟავე პლაგიოკაზებიც. ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში გავრცელებული პლაგიოკლაზები გასერიციტებულია, მაგრამ გვხვდება საღი სახეხვაობებიც (სურ.16,17). ხშირია პერტიტული შენაზარდები კალიშპატთან და კვარცთან. მიკროსკოპში პლაგიოკლაზები ხასიათდება კარგად გამოხატული მრჩობლით. მათი კრისტალიზაციის ტემპერატურა – 430-530°C-ია, ხანდახან კი 560-580°C-მდე ადის [63].

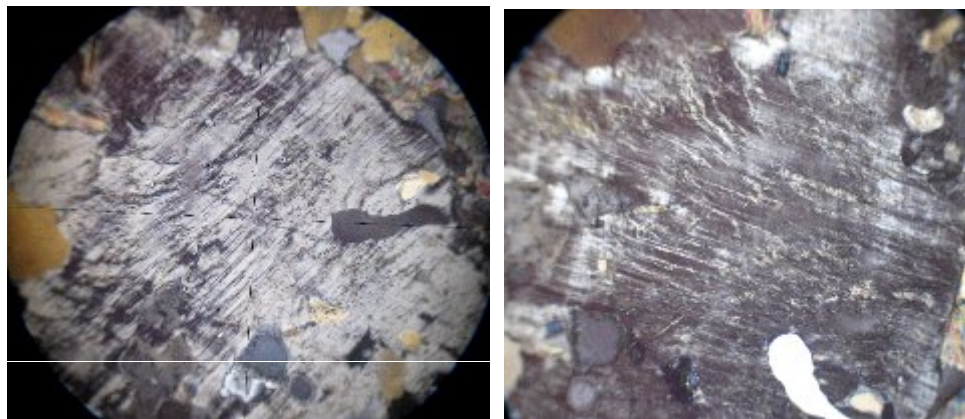


სურ. 16. სადი (მრჩობლით) და გასერიციტებული პლაგიოკლაზები (ჯვარედინი ნიკ.)



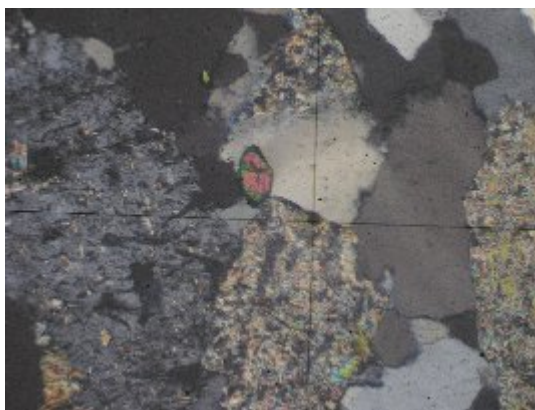
სურ.17. სერიციტი და მუსკოვიტი (ჯვარედინი ნიკ.)

**კალიუმის მინდვრის შპატი** – ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში მეორეხარისხოვან როლს ასრულებს, მაგრამ გვხვდება ინტენსიურად ფელდშპატიზირებული გნეისებიც, რომლებშიც წვრილქერცლოვანი ქარსიანი მასები იშვიათად არის შენარჩუნებული. სამაგიეროდ, მნიშვნელოვნად გაზრდილია მჟავე პლაგიოკლაზისა და კვარცის რაოდენობრივი როლი. კალიშპატი ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისების ყველა ნიმუშში არ გვხვდება და არ ახასიათებს მიკროკლინის მესერი, რომელიც ხრამის მასივის გრანიტული ინტრუზივისთვისაა დამახასიათებელი, თუმცა იშვიათად მესრიანი მიკროკლინიც გვხვდება (ნიმ. 34-09). აღინიშნება როგორც სალი, ასევე გაპელიტებული კალიუმის მინდვრის შპატი (სურ.18). სხვა ქანმაშენ მინერალებთან კონტაქტები ძლიერ უსწორმასწორო და დაკბილულია. უნდა აღინიშნოს, რომ კალიშპატი სალი იქნება თუ გაპელიტებული, ხშირად ქმნის პერტიტულ შენაზარდებს მჟავე პლაგიოკლაზთან.

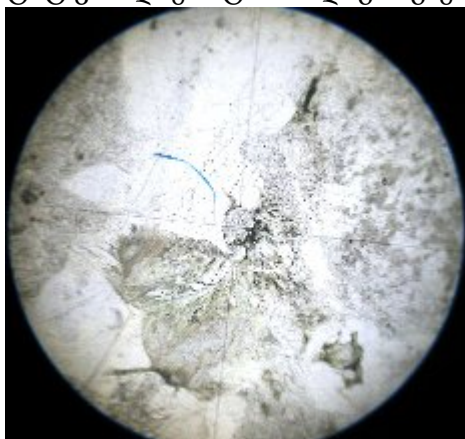


სურ. 18. კალიუმის მინდვრის შპატი (ჯვარედინი ნიკ.)

**კვარცი** – ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში გვხვდება ქსენომორფული მარცვლებით, ავსებს რა სხვა უფრო ადრე ჩამოყალიბებულ მინერალთა შორის სივრცეებს. ქანში კვარცის შემცველობა 20-39%-მდე მერყეობს. მიკროსკოპული შესწავლისას, საკმაოდ ხშირად ვამჩნევთ კვარცის მარცვლებში ჩაზრდილ კალიუმის მინდვრის შპატის კრისტალებს. ასევე, ხშირია პლაგიოკლაზის მარცვლებში ჩაზრდილი კვარცი. ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში გავრცელებულ კვარცს ახასიათებს ტალღისებური და ჩვეულებრივი ჩაქრობა, რაც ორი გენერაციის კვარცის არსებობაზე მიუთითებს – უფრო ადრეულის (ტალღისებური ჩაქრობით) და გვიანის (ჩვეულებრივი ჩაქრობით). კვარცი ხშირად დამსხვრეულია და წარმოდგენილია მოზაიკური აგრეგატების სახით. გ. ზარიძისა და ნ. თათრიშვილის მონაცემებით, ეს ფაქტი მიუთითებს იმაზე, რომ კვარცის ჩამოყალიბება ხდებოდა დინამიურ გარემოში, მაღალი წნევის მოქმედების პირობებში.



სურ. 19. ცირკონი ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში (ჯვარედინი ნიკ.)



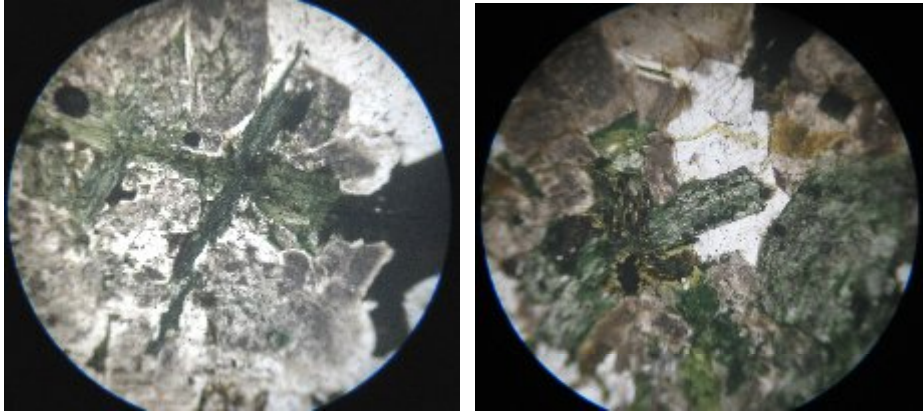
სურ. 20. აპატიტი (1 ნიკ.)

ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისების საწყისი ქანები ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებია, ხოლო პეტროლოგიურ-მინერალოგიური კლასიფიკაციით მიეკუთვნებიან კორდიერიტის შემცველ პარალუმინურ (CPG) გრანიტების ტიპს [33].

### 3.1.2 ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები

ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები ხრამის კრისტალურ მასივზე მცირე გავრცელებით სარგებლობს და გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის დაახლოებით 2%-ს შეადგენს. ქანის საღი, შეუცვლელი სახესხვაობები იშვიათად გვხვდება და უმეტეს წილად წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, რქატყუარითა (სურ.21) და კვარცით. უფრო მცირე გავრცელებით სარგებლობს ბიოტიტი, რომელიც გრანიტიზაციის პროდუქტს წარმოადგენს. იგივე შეიძლება ითქვას კალიუმის მინდვრის შპატზეც. მეორადი მინერალებიდან ქლორიტი ანაცვლებს რქატყუარასა და ბიოტიტს, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები წარმოქმნილია რქატყუარასა და პლაგიოკლაზის ხარჯზე. ასევე, შეიმჩნევა პლაგიოკლაზის დენორთიტიზაციის პროდუქტები – სოსურიტი, პრენიტი, კალციტი და რქატყუარას გააქტინოლიტება.





სურ. 21. რქატყუარა ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც-დიორიტულ გნეისებში (ა-1 ნიკ. ბ-ჯვარედინი ნიკ.)

ქიმიური შედგენილობის თვალსაზრისით, ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებში, ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც-დიორიტულ გნეისებთან შედარებით, მაღალია  $K_2O$  შემცველობა და ტუტიანობა, მაღალია ასევე,  $SiO_2$  და  $MgO$  შემცველობები, ხოლო  $Na_2O$  და  $CaO$  რაოდენობა პირველი სახეობის გნეისებში უფრო დაბალია.

ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების საწყისი ქანები ფუძე მაგმური ქანებია, პეტროლოგიურ-მინერალოგიური კლასიფიკაციით მიეკუთვნებიან ამფიბოლურ კირტუტე (ACG) გრანიტების ტიპს.

### 3.1.3 მიგმატიტები

როგორც აღვნიშნეთ, ხრამის კრისტალური მასივის გნეისებს სივრცობრივად უკავშირდება მიგმატიტები. დიდი გავრცელებით სარგებლობს შრეებრივი მიგმატიტები, აგმატიტები იშვიათად გვხვდება (სურ. 22).





სურ. 22. შრეებრივი მიგმატიტები (მდ. ხრამის ხეობა).



სურ. 23. შრეებრივ მიგმატიტში განვითარებული იზოლირებული ბუდეები (ულტრამეტამორფიზმის პროცესი) და ლეიკოკრატული შედგენილობის 10 სმ-იანი ძარღვი (მდ. ხრამის ხეობა)



სურ. 24. გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში გრანიტული გამონადნობი 50X30 სმ (მდ. ხრამის ხეობა)



სურ. 25. გარდამავალი ქანი გნეისსა და მიგმატიტს შორის (მდ. ხრამის ხეობა)

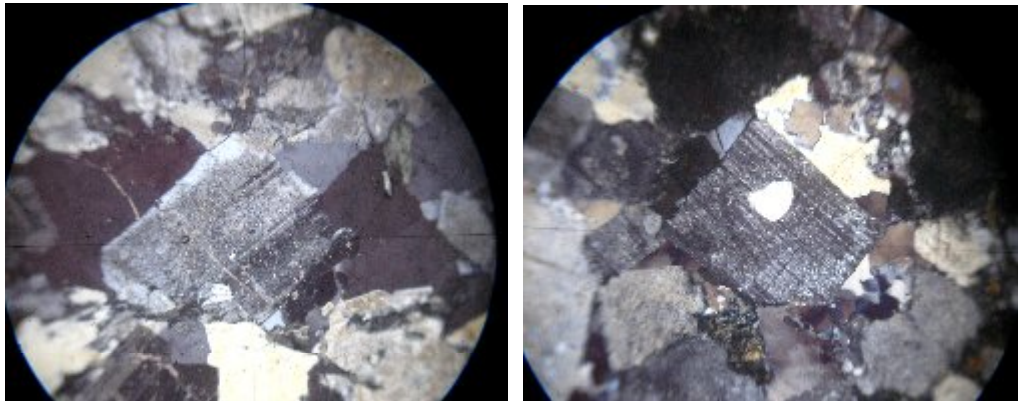
მიგმატიტებს შორის გამოიყოფა ორი ასაკობრივ-გენეტიური სახესხვაობა: პლაგიოგრანიტული და გრანიტული [32].

პირველი სახეობის მიგმატიტების ლეიკოკრატული ნაწილი წარმოდგენილია კვარცითა და პლაგიოკლაზით. პლაგიოგრანიტული მიგმატიტების ფორმირება დაკავშირებულია როგორც ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების, ასევე ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების გარდაქმნასთან ულტრამეტამორფიზმის დროს, როდესაც რეგიონული მეტამორფიზმი აღწევს კულმინაციურ სტადიას. ეს მიგმატიტები იდენტურია ლეიკოკრატული ნაწილის პლაგიოგრანიტული შედგენილობით, მაგრამ განსხვავებულია მათი სუბსტრატის მინერალური შედგენილობა. ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების ხარჯზე წარმოშობილი მიგმატიტების სუბსტრატში დადგენილი მინერალური პარაგენეზისებია:  $Bt+Pl+Crd\pm Cum\pm Qtz$ ,  $Crd+Bt+Ms\pm Qtz$ , ლეიკოკრატული ნაწილის მინერალური პარაგენეზისია:  $Qtz+Pl\pm Cum\pm Bt\pm Ms\pm Ort$ ; ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების ულტრამეტამორფიზმის შედეგად წარმოშობილი მიგმატიტების მელანოკრატული ნაწილი კი შემდეგი მინერალური პარაგენეზისითაა წარმოდგენილი:  $Pl+Hbl\pm Bt\pm Qtz$ , ხოლო ლეიკოკრატული ნაწილი –  $Pl+Qtz\pm Hbl$ .

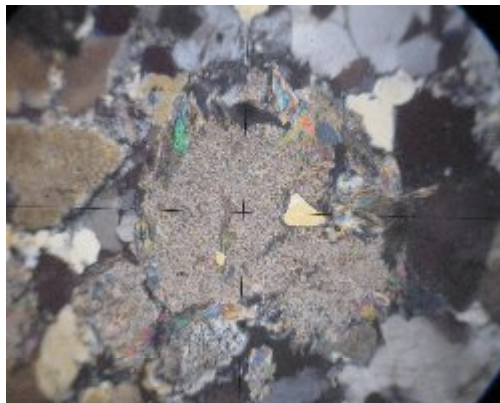
რაც შეეხება მიგმატიტების გრანიტულ სახეობას, ის წარმოიშობა პოსტმეტამორფული კალიუმისანი გრანიტების შემოჭრისთანავე ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების, ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისებისა და პლაგიომიგმატიტების (როგორც ბიოტიტ-კორდიერიტიანი, ასევე რქატყუარიანი სუბსტრატის შემთხვევაში) ფელდშპატიზაციის შედეგად. მათი ლეიკოკრატული ნაწილი ერთნაირია – გრანიტული შედგენილობისაა, ხოლო სუბსტრატში მუქი მინერალი მხოლოდ ბიოტიტით (კვარც-დიორიტულ გნეისებში რქატყუარა მთლიანად ჩანაცვლებულია ბიოტიტით) და პლაგიოკლაზით არის წარმოდგენილი.

მიგმატიტების მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, კვარცი, ბიოტიტი, იშვიათად გვხვდება კალიუმის მინდვრის შპატი, რქატყუარა. მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია: სერიციტი, მუსკოვიტი, ქლორიტი.

**პლაგიოკლაზი** – ძლიერ დამსხვრეული და გასერიციტებულია, ხშირია მუსკოვიტის მარცვლებიც. თუმცა, არც თუ ისე იშვიათია შედარებით საღი პლაგიოკლაზი, რომელსაც კარგად ემჩნევა მრჩობლები (სურ.26,27).

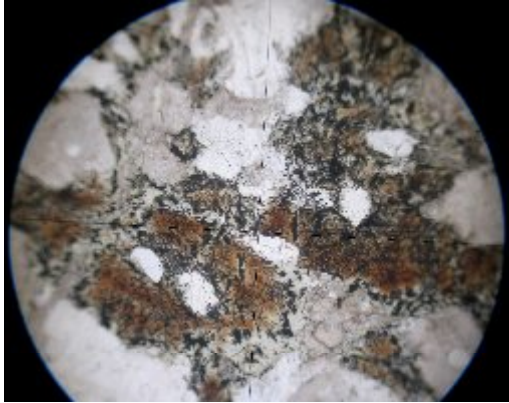


სურ. 26. საღი პლაგიოკლაზები მრჩობლით (ჯვარედინი ნიკ.)

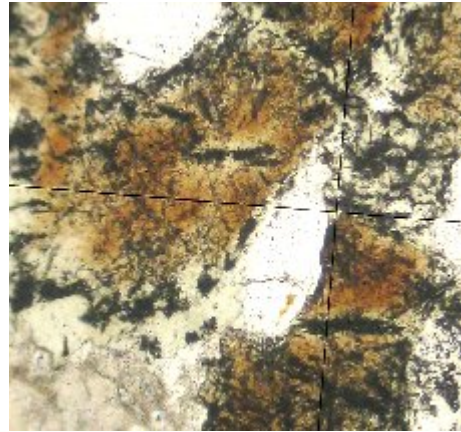


სურ. 27. გასერიციტებული პლაგიოკლაზი მუსკოვიტის მარცვლებით (ჯვარედინი ნიკ.)

**ბიოტიტი** - თითქმის მთლიანად გაქლორიტებულია, თუმცა შედარებით საღი მარცვლებიც გვხვდება (სურ.28,29).

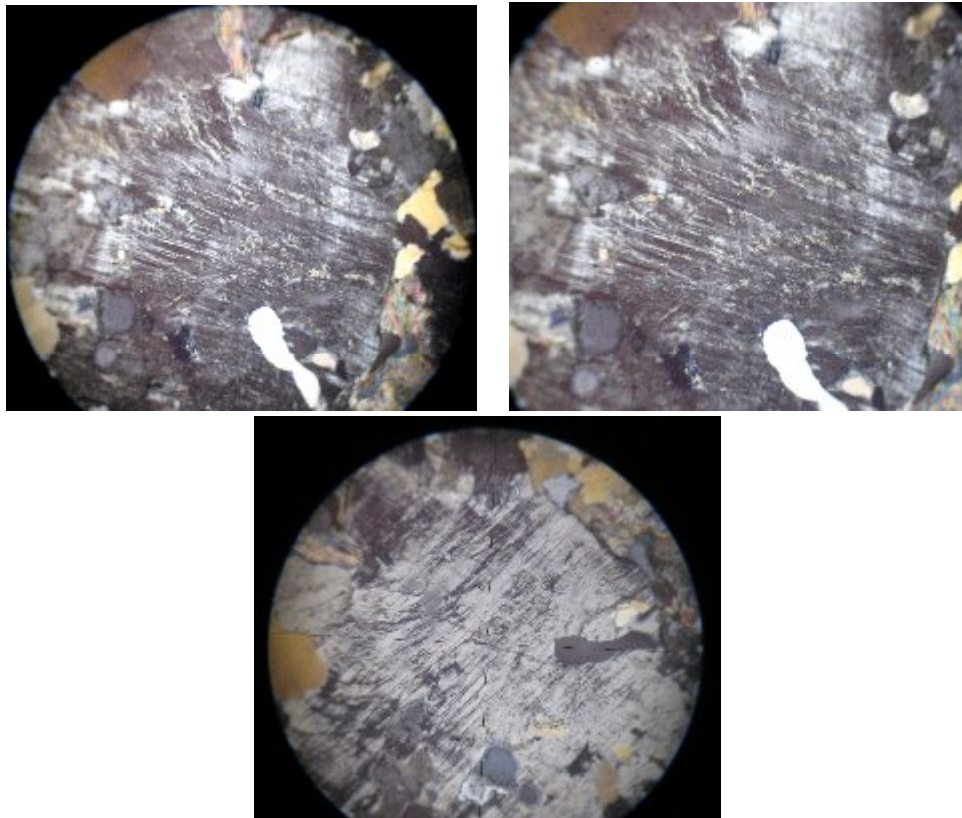


სურ. 28. ბიოტიტი (1 ნიკ.)

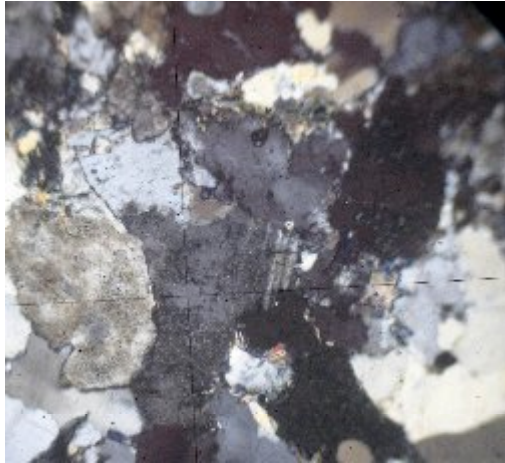


სურ. 29. ბიოტიტის ფრაგმენტი (1 ნიკ.)

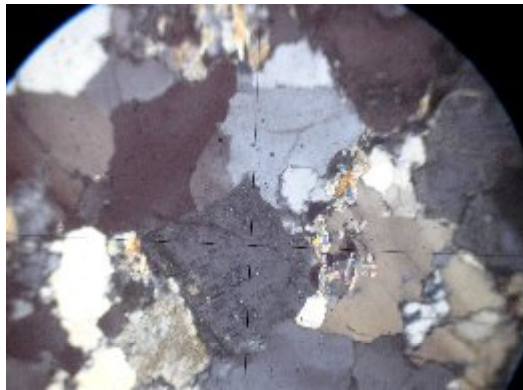
კალიუმის მინდვრის შპატი - გაპელიტებულია, შეიმჩნევა საღი კალიშპატის მარცვლებიც (სურ.30,31,32), რომელთაც ზოგან მესერიც კი ეტყობა. ორ შლიფში კალიშპატი საკმაოდ საღი მარცვლებით დიდი რაოდენობითაა წარმოდგენილი და შეადგენს შლიფის დაახლოებით 60%-ს.



სურ. 30. საღი კალიუმის მინდვრის შპატი (ჯვარედინი ნიკ)



სურ. 31. ნაწილობრივ გაპელიტებული კალიუმის მინდვრის შპატი (ჯვარედინი ნიკ)



სურ. 32. გაპელიტებული კალიუმის მინდვრის შპატი (ჯვარედინი ნიკ)

**რქატყუარა** - მთლიანად ჩანაცვლებულია ბიოტიტით და ქლორიტით, საღი მარცვლები არ შეიმჩნევა.

#### 4. მეტაბაზიტები

ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში განვითარებულია შტოკისებური მეტაგაბროს ინტრუზივები, რომელიც სხვადასხვა სიმძლავრის (1-60 მ) სხეულებით არის წარმოდგენილი. იგი წვრილ- და საშუალომარცვლოვანი, მუქი ნაცრისფერი შავი ფერის მკვრივი ქანია, რომელიც დასერილია კვარც-მინდვრის შპატიანი მარღვებით. ქანს ადგილ-ადგილ კარგად ეტყობა გრანიტების ზეგავლენა (სურ. 33,34,36,37,38).

აღსანიშნავია, რომ გაბროს არ განუცდია კამბრიულისწინა მაღალტემპერატურული პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმი, რომელიც ინტენსიურად არის განვითარებული გაბროს შემცველ გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში (სურ.35). ამავე დროს, გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსის ქანების მსგავსად ისინი მეტამორფიზებულია გვიანვარისკული ასაკის (სუდეტური ფაზის) მწვანე ფიქლების ფაციესის ტემპერატურულ პირობებში.



სურ. 33. გაბროული ინტუზივი (კარგად ჩანს გრანიტიზაციის პროდუქტები)  
(მდ. ჭოჭიანის ხეობა)



სურ. 34. გაბრო გრანიტული გამკვეთი სხეულით (მდ. ჭოჭიანის ხეობა)



სურ. 35. გაბროსა და გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის კონტაქტის ზოლი  
(მდ. ჭოჭიანის ხეობა)

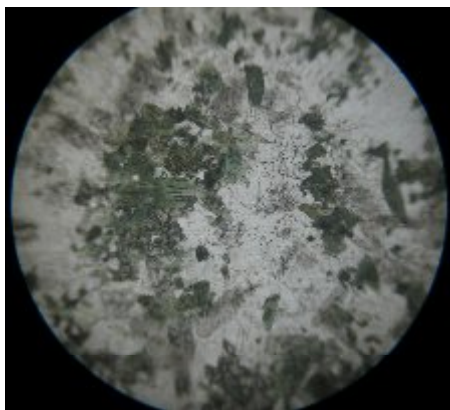


სურ. 36. გაბრო (ავტოლითი) (მდ. ხრამის ხეობა)



სურ. 37. გაბრო (მდ. ხრამის ხეობა)

გაბროს მთავარი ქანმამენი მინერალებია: მონოკლინური პიროქსენი და ფუძე პლაგიოკლაზი.

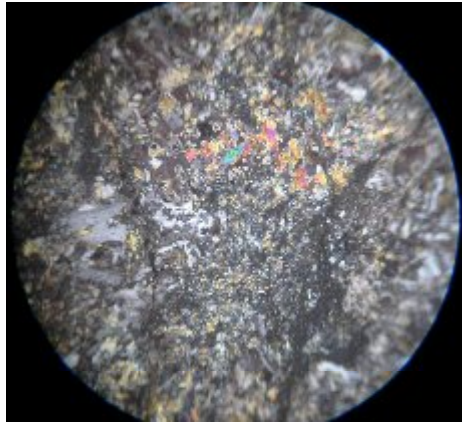


ა



ბ





ბ

სურ. 38. შედარებით სალი (რქატყუარიანი) და შეცვლილი გაბრო  
(ა- ნიკ., ბ,გ-ჯვარედინი ნიკ.)

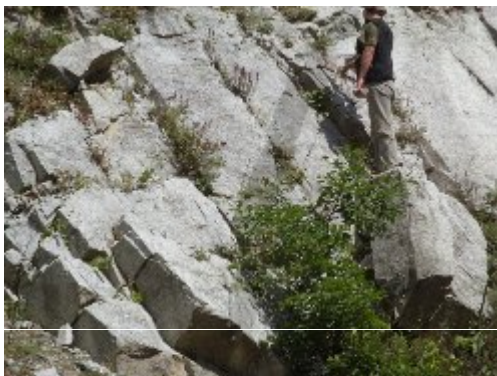
სალი პლაგიოკლაზი წარმოდგენილია ბიტოვნიტით (An 78-84). მონოკლინური პიროქსენი ხშირად ურალიტიზირებულია. აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება: სფენი, ლეიკოქსენი, მაგნეტიტი.

გაბროს განცდილი აქვს გვიანვარისკული რეტროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმი. შესაბამისად ქანში განვითარებულია მაღალტემპერატურული მინერალური პარაგენეზისი  $Cpx+Pl^{78-84}$  და რეტროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის მინერალური ასოციაცია –  $Ab+Act(T_2)+Chl\pm Qtz$ .

## 5. გვიანვარისკული გრანიტოიდული კომპლექსი

### 5.1 გვიანვარისკული გრანიტები

ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი გაკვეთილია გვიანვარისკული გრანიტული ინტრუზიული სხეულებით (სურ.39).





სურ. 39. გრანიტები

ყველაზე ფართოდ გავრცელებულია ბიოტიტიანი გრანიტები და ალიასკიტები. მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: კვარცი, ოლიგოკლაზი, მიკროკლინი და ბიოტიტი. მეორადები სერიციტი (მუსკოვიტი), ქლორიტი, იშვიათად ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები. აქცესორებიდან ცირკონი, აპატიტი, ორთიტი და მადნეული მინერალები.

ბიოტიტიანი გრანიტები და ალიასკიტები მსხვილი, საშუალო და წვრილმარცვლოვანია. ჰომოგენურია, ჰიპიდომორფული სტრუქტურის.

**კვარცი** მისი შემცველობა მერყეობს 17,4%-დან 56,3%-მდე [9]. გვხვდება ორი გენერაციის კვარცი: პირველი გენერაციის კვარცი მარცვლოვანია, მარცვლების ზომა 0,5-0,8 მმ, ახასიათებს ტალღისებური ჩაქრობა. მეორე გენერაციის კვარცი გვხვდება წვრილმარცვლოვანი აგრეგატების სახით, მარცვლების ზომა 3-4 მმ, დამახასიათებელია არასწორი ფორმები.

**კალიუმის მინდვრის შპატი** მიკროკლინი თითქმის ყოველთვის გაპელიტებულია, მესერი არ შეიმჩნევა. გვხვდება მათი ძარღვები და ძარღვაკებიც. მარცვლების ზომა მერყეობს 3-8 მმ-ის ფარგლებში. კალიუმის მინდვრის შპატი გრანიტებში მეტასომატური წარმოშობისაა [18]. ხშირად ქმნის პერტიტულ შენაზარდებს კვარცთან.

**პლაგიოკლაზი** (An 0-35) რიგისაა, ზონალურია, მარცვლების ზომა 2 მმ-მდეა, გასერიციტებული ან გამუსკოვიტებულია.

**ბიოტიტი** მცირე რაოდენობით გვხვდება, წარმოდგენილია ფირფიტისებური კრისტალების სახით, ძლიერ გაქლორიტებულია, სადი მარცვლები თითქმის არ გვხვდება. ფერი მოყვითალო-მომწვანოდან მკრთალ-ყვითლამდე იცვლება. ბიოტიტის შეცვლის შედეგად ჩნდება ქლორიტი, მუსკოვიტი.

ხრამჰეს I-ის მიდამოებში მ. ცხელიშვილმა [21] აღწერა გრანატშემცველი ბიოტიტიანი გრანიტები, რომლებიც გამიჯნა ორთიტშემცველი ბიოტიტ-რქატყუარიანი გრანიტებისგან [22]. გრანატშემცველი გრანიტების მთავარი ქანთმაშენი მინერალები კვარცი, მჟავე პლაგიოკლაზი, კალიუმის მინდვრის

შპატი და ბიოტიტი. მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია: მუსკოვიტი (სერიციტი), ქლორიტი, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალების ნაცვლად.

**კვარცი** ქანში მსხვილ- და წვრილმარცვლოვანი სახით გვხვდება. აღსანიშნავია კვარცის მარღვაკები, პლაგიოკლაზსა და მიკროკლინთან ერთად. მარცვლის ზომა მერყეობს 0,2x0,2 მმ-დან 1,0x0,3 მმ-ის ფარგლებში. არც თუ ისე იშვიათად ჩაზრდილია მიკროკლინში. კვარცი და კალიუმის მინდვრის შპატი ქმნიან პეგმატიტურ (ლითოგრაფიულ) სტრუქტურას.

**კალიუმის მინდვრის შპატი** – წარმოდგენილია ბადისებრი მრჩობლიანი მიკროკლინით, რომელიც ზოგჯერ რთული აღსაქმელია. მიკროკლინი თითქმის ყოველთვის გაპელიტებულია. მარცვლების ზომა 0,7x0,9მმ-დან 1,0x4,0 მმ-ის ფარგლებში იცვლება.

**პლაგიოკლაზი** – გვხვდება მსხვილმარცვლოვანი კრისტალების სახით. გასერიციტებულია და მრჩობლები ძალიან ცუდად აღსაქმელია. გვხვდება ასევე სადი კრისტალები, რომელთათვისაც დამახასიათებელია კარგად გამოხატული მრჩობლები.

**ბიოტიტი** – თითქმის თანაბრადაა გავრცელებული. მუქი-მოწითალო-მოყავისფრო, იშვიათად მუქი და ყავისფერი ფერისაა. ბიოტიტი ძლიერ გაქლორიტებულია, მაგრამ კრისტალური ფორმები მაინც ემჩნევა.

გრანატის შემცველობა 5-10%-ია. მარცვლების ზომა მერყეობს 2-8 მმ-ის ფარგლებში. გრანატში გვხვდება ბიოტიტის, აპატიტის და ორთიტის ჩანართები, ასევე, ილმენიტი და ცირკონი. გრანატები კანონზომიერად არის განაწილებული მსხვილ და საშუალომარცვლოვან მასაში. მათი შედგენილობაა: Alm – 73%, Pir – 15%, Spes – 5%, Andr – 3-4%.

ორთიტშემცველი ბიოტიტ-რქატყუარიანი გრანიტების მინერალური შედგენილობა ასეთია კვარცი, კალიუმის მინდვრის შპატი, პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზი), რქატყუარა და ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები. აქცესორები სფენი, ცირკონი, მონაციტი, ქსენოტიმი, თორიტი, ტურმალინი, ფლუორიტი, შეელიტი, გრანატი, ანათაზი, ილმენიტი და სხვ.

**კვარცი** წარმოდგენილია ქსენომორფული მარცვლების სახით. გვხვდება მოზაიკური სტრუქტურის მცირე გამონაყოფები, რომელსაც პლაგიოკლაზი და კალიუმის მინდვრის შპატი ქმნის კვარცთან ერთად. კვარცის შემცველობა მერყეობს ფართო საზღვრებში 20,1-დან 28,5%-მდე.

**კალიუმის მინდვრის შპატი** წარმოდგენილია უმესრო მიკროკლინით. სუსტად გაპელიტებულია. სხვა მინერალებთან კონტაქტის საზღვრებში დაკბილულია და შეცვლილია. ხშირია პერტიტული გამონაყოფები. კრისტალების ზომა მერყეობს 0,5-1,5 მმ-ის ფარგლებში.

**პლაგიოკლაზი** გვხვდება პორფირული გამონაყოფების სახით, რომლის ზომა 2-3 მმ-ია. დამახასიათებელია კარგად გამოხატული მრჩობლები. პლაგიოკლაზი

მიკროკლინთან ქმნის ანტიპერტიტულ შენაზარდებს. ხშირად გასერიციტებულია (მუსკოვიტი).

**ბიოტიტი** გვხვდება ფირფიტების სახით. მუქი მოყვითალო-მომწვანო ფერის. გაქლორიტებულია და საღი ძალიან იშვიათია, რომელშიც გვხვდება აპატიტის, ცირკონის, ორთიტის მრავალრიცხოვანი ჩანართები.

**რქატყუარა** წარმოდგენილია მწვანე სახესხვაობით. ხშირად ჩანაცვლებულია ბიოტიტით, ქლორიტით და ეპიდოტით. ზოგ შემთხვევაში რქატყუარა წარმოდგენილია აქტინოლიტით.

**ეპიდოტი** შლიფში მოყვითალო-მომწვანი და მომწვანო ფერისაა. გვხვდება მსხვილი და პრიზმული კრისტალების სახით, ასევე პატარა ძარღვაკების სახითაც.

**ორთიტი** კარგად გამოხატული პრიზმული კრისტალების სახით გვხვდება, ზოგ შემთხვევაში მისთვის დამახასიათებელია კარგად გამოხატული მრჩობლი. ფერი – მოყავისფერი. ორთიტი ქანში თანაბრადაა განაწილებული.

ხრამის მასივის გვიანვარისკული გრანიტები შედგენილობით თითქმის იდენტურია. მთავარი ქამნაშენი მინერალებია: კვარცი, რომელიც გვხვდება მსხვილი და წვრილი კრისტალების სახით, ახასიათებს ტალღისებრი ჩაქრობა და კალიუმის მინდვრის შპატთან ერთად ქმნის პეგმატიტურ სტრუქტურას. კალიუმის მინდვრის შპატი, გვხვდება მესრიანი და უმესრო მიკროკლინის სახით, რომელიც უმეტეს შემთხვევაში გაპელიტებულია. პლაგიოკლაზი წარმოდგენილია გასერიციტებული მჟავე პლაგიოკლაზით (ალბიტი, ოლიგოკლაზი). ბიოტიტი თითქმის ყოველთვის შეცვლილია ქლორიტით, მაგრამ შერჩენილი აქვს კრისტალური ფორმები, მასში გვხვდება აქცესორული მინერალების ჩანართები (აპატიტი, ცირკონი, ორთიტი). რქატყუარა დამახასიათებელია ბიოტიტიანი ბიოტიტ-რქატყუარიანი გრანიტებისთვის და ალიასკიტებისთვის.

გრანატშემცველ გრანიტებში რქატყუარა არ გვხვდება. მისთვის დამახასიათებელია მინერალი გრანატი, რომელიც ძალზე დამსხვრეულია და საზღვრები დაჟანგულია. ეს მინერალი სხვა გრანიტებისთვის არ არის დამახასიათებელი. ბიოტიტ-რქატყუარიანი გრანიტებში გვხვდება მინერალი ორთიტი, რომელიც არც ერთ სხვა სახესხვაობაში არ გვხვდება. აქცესორებიდან ზემოთაღნიშნულ გრანიტებში გვხვდება ცირკონი და აპატიტი.

## 5.2 გვიანვარისკული კვარც-პორფირები და გრანიტ-პორფირები

კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-პორფირებს ხრამის მასივის მნიშვნელოვანი ფართობი უკავია (იხ. სურ. 2) და ქმნიან მძლავრ სილისებრ სხეულს. ისინი ჰიფსომეტრულად ყველაზე უფრო მაღალ დონეს იკავებენ.

კვარც-პორფირები და გრანიტ-პორფირები საკმაოდ დეტალურად არის შესწავლილი [9,16,17,13,64,14,11,27].

შ. ადამიას [11,12] მიხედვით ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტები ქვედა-შუა კარბონული კვარც-პორფირების და გრანიტ-პორფირების ინტრუზიულ ფაციესს წარმოადგენს. ისინი თანდათანობით ანაცვლებენ ერთმანეთს და ზედაპალეოზოურ ტექტონო-მაგმურ ციკლს მიეკუთვნებიან.

ო. ხუციშვილის [27,65] მიხედვით გრანიტული და კვარც-პორფირ – გრანიტ-პორფირული მაგმატიზმი მიეკუთვნება სხვადასხვა ტექტონო-მაგმურ ციკლს. კვარც-პორფირები და გრანიტ-პორფირები ზედაპალეოზოურ ვულკანო-პლუტონური ფორმაციის ინტრუზიულ ფაციესს წარმოადგენს. მათი შემოჭრა მოხდა ზედა პალეოზოური ვულკანოგენ-დანალექი კომპლექსის წარმოშობის შემდეგ. ამავე დროს, მასივის ფარგლებში ფართოდ არის წარმოდგენილი მცირე ზომის კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-პორფირების დაიკები და შტოკისებრი სხეულები.

ო. ხუციშვილის [27,65] მონაცემებით, კვარც-პორფირ – გრანიტ-პორფირული და ვულკანოგენურ-დანალექი ფორმაციების ჩამოყალიბების სქემა ასეთია: ქვედა კარბონულში გროვდება ვულკანოგენ-დანალექი კომპლექსი. მოგვიანებით, ასევე ზედაპალეოზოურ დროში ამ კომპლექსში შემოიჭრება კვარც-პორფირ – გრანიტ-პორფირული სუბინტრუზიული სხეულები. ამის შემდეგ, ადგილი აქვს სწრაფ აზევებას, რომელსაც მოჰყვება მნიშვნელოვანი დენუდაციის პროცესი.

### 5.3 ზედაპალეოზოური ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი ("ქვედა ტუფიტები")

ზედაპალეოზოური ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი ფართოდ არის წარმოდგენილი ხრამის კრისტალური მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე. (იხ. სურ. 2). კომპლექსის ზედა პალეოზოური ასაკი დადგენილია პ. გამყრელიძის, მ. რუბინშტეინის და ნ. სხირტლამის მიერ 1958 წელს. მოგვიანებით, ნ. სხირტლამემ ამ კომპლექსში ქვევიდან ზევით გამოყო სამი ჰორიზონტი:

1 – კვარც-პორფირებისა და გრანიტ-პორფირების ჰორიზონტი  $\approx 1000$  მ;

2 – მეორადი კვარციტების ჰორიზონტი  $\approx 120$  მ;

3 – შრეებრივი ტუფებისა და ტუფობრექჩიების ჰორიზონტი, სილიციტების და არგილიტების შუაშრეებით და კირქვის ლინზებით  $\approx 700$  მ, სადაც მარჯნებისა და ბრაქიოპოდების საშუალებით მათი ასაკი განსაზღვრულია როგორც შუა ზედა კარბონული [13,64,14].

დღეისათვის [8,11,27,65] ფაუნისტურად და ფლორის ნარჩენების მიხედვით ზედაპალეოზოური ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსის ასაკობრივი დიაპაზონი მიღებულია ვიზუურიდან ბაშკირულ სართულამდე.

მინერალოგიური და პეტროქიმიური თვალსაზრისით ვულკანოგენურ-დანალექი კომპლექსი ერთგვაროვანია [9,16,17,64]. მასში მონაწილეობას ღებულობს კვარც-პორფირული შედგენილობის პიროკლასტოლითები: წვრილ- და საშუალო შრეებრივი, ხშირად გაკვარცებული ტუფიტები და ფერფლიანი ტუფები,

უხეშ შრეებრივი და მასიური ტუფობრეჭიები. პიროკლასტოლითებთან არც თუ ისე იშვიათად მორიგეობს ნახშირიანი ფიქლები, არგილიტები, სილიციტები, იშვიათად ქვიშაქვები და გრაველიტები.

## 6. ალოქტონური კომპლექსი

ხრამის კრისტალური მასივის ალოქტონური კომპლექსი აგებულია გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში განვითარებული სუსტად მეტამორფიზებული მეტაქვიშაქვებით და ლინზისებური სხეულებით წარმოდგენილი სერპენტინიტებით.

ექვგარეშეა მასივზე გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსთან მიმართებაში მეტაქვიშაქვებისა და სერპენტინიტების ალოქტონური ბუნება: სუდეტური პოსტმეტამორფული მიკროკლინიანი გრანიტები კვეთს გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსს და ვარისკულისწინა გაბროს, მაგრამ მათი ზეგავლენის ნიშნები შემჩნეული არ არის ალოქტონური კომპლექსის ქანებზე, რომელთა გადაადგილება უფრო ძველია კავკასიონის, ძირულისა და ლოქის მასივების საურულ შარიაჟულ წარმონაქმნებთან შედარებით [30,25].

**მეტაქვიშაქვების** გამოსავალი არ აღემატება 50 მ-ს. იგი მოქცეულია გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში ტექტონიკური ქერცლის სახით. ქანი წარმოადგენს ფიქლებრივ, საშუალომარცვლოვან ფსამიტებს (კვარც-პლაგიოკლაზიანი მეტაქვიშაქვები), ბაზალური, კონტაქტური ან კოროზიული აუტიგენური ქლორიტის ცემენტით. თ. წუწუნავას და ს. კორიკოვსკის [31] მონაცემებით ქვიშაქვების გარდაქმნის დონე ანქიმეტამორფიზმის ინტერვალშია.

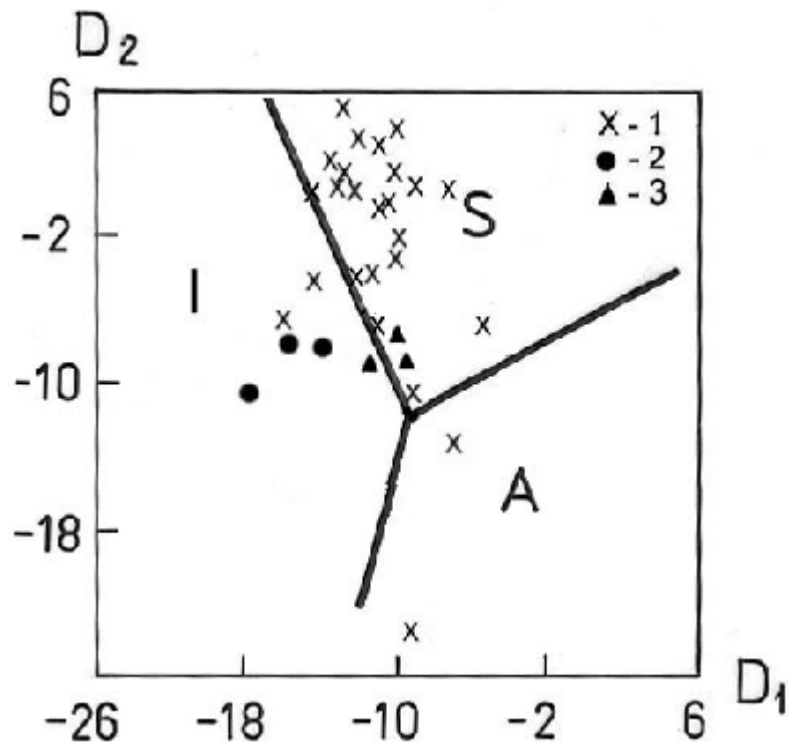
**სერპენტინიტები** – გვხვდება გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსის განვითარების ზოლში, მდ. ჭოჭიანის ხეობის მარცხენა ფერდობზე, მდ.მდ. ხრამისა და ჭოჭიანის შესართავიდან  $\approx 1$  კმ-ის დაშორებით. სერპენტინიტების ლინზისებური სხეული 20 მ<sup>2</sup>-ზე ვრცელდება. ქანი შედგება სერპენტინის, ტრემოლიტის და ტალკისაგან. საწყისი ქანების რელიქტები არ შეიმჩნევა. სერპენტინიტებისა და კვარც-დიორიტული გნეისების კონტაქტებში არ აღინიშნება ინტრუზიული სხეულის ზემოქმედების კვალი. კონტაქტის ზონები დანაოჭებულია. გნეისებისა და სერპენტინიტების დამრგვალებული ნატეხები იგივე მასალითაა შეცემენტებული. შეიმჩნევა სხლეტვის სარკეები. ეს უკანასკნელი სერპენტინიტული სხეულის შიგნითაც ხშირია. ეს ყველაფერი იმაზე მიუთითებს, რომ სერპენტინიტის სხეული პროტრუზივია. ს. კეკელიასა და ო. ხუციშვილის მიხედვით [65], სერპენტინიტები იშვიათი ელემენტების შემცველობით შუა ოკეანური ქედების ულტრაბაზიტების ანალოგიურია და შეესაბამება მანტიურ ჰარცბურგიტ-ლერცოლიტურ ასოციაციებს.

## 7. ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების შედარებითი დახასიათება

ნეოპროტეროზოული გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების შემადგენლობაში რაოდენობრივად მნიშვნელოვან როლს ასრულებს.

ძირულისა და ხრამის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ფორმირების პირველ ეტაპზე (1000-1200 მლნ. წ., [36,37]) მიმდინარეობდა პროტეროზოულ ოკეანურ ქერქზე ტერიგენული ნალექებისა (უპირატესად გრაუვაკებისა და ფსამიტების) და ბაზიტური წარმონაქმნების (ვულკანიტებისა და სილისებრი სხეულების) დაგროვება [33]. ბაზიტების წილი ძირულის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის საწყის ეტაპში 25%-ს აღწევდა, ხოლო ხრამის მასივში შემთხვევაში 2%-ს არ აღემატებოდა.

გრენვილურმა (800-1000 მლნ წ., [37]) რეგიონულმა მეტამორფიზმმა ( $T \approx 720-760^{\circ}\text{C}$ ,  $P < 1.5$  კბარი) განაპირობა აღნიშნული ნეოპროტეროზოული წარმონაქმნების გარდაქმნა პლაგიოგნეისებად და პლაგიომიგმატიტებად საყრდენი მინერალური პარაგენეზისით:  $\text{Crd} + \text{Pl} + \text{Bt} \pm \text{Sill} \pm \text{Grt} \pm \text{Spl} \pm \text{Qtz}$ . ძირულის მასივის ფარგლებში ასევე დაფიქსირებულია პლაგიომფიბოლიტები და ამფიბოლიტები პარაგენეზისით –  $\text{Hbl} + \text{Cpx} \pm \text{Grt}$  [32,66,25,67,37], ხოლო ხრამის მასივზე, კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების გარდა, გვხვდება ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები. ჰ. ჰასენისა და ა. მაკალისტერის [68] მიხედვით ხრამის მასივის პლაგიოგნეისების შედგენილობა მთლიანად პასუხობს გრანიტების S გენეტურ ტიპს, ხოლო ძირულის მასივის პლაგიოგნეისების ფიგურული წერტილები განლაგდა I და S ტიპის გრანიტების ველების გამყოფი წრფის მახლობლად [69] (სურ.40).



სურ. 40. I, S და A ტიპის გრანიტების დისკრიმინაციული დიაგრამა  
 1 – ხრამის მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები;  
 2 – ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები;  
 3 – ძირულის მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები;

ძირულის კრისტალური მასივის ფარგლებში დადგენილია გვიანბაიკალური რეგიონული მეტამორფიზმი ( $T \approx 500-650^{\circ}\text{C}$ ,  $P \approx 2.7$  კბარი) – მაღალტემპერატურული დიაფტორეზი [66,70,71]. მან გამოიწვია პლაგიოგნეის-პლაგიომიგმატიტური კომპლექსის ინტენსიური პლაგიომიგმატიზაცია. ვითარდება მინერალური პარაგენეზისები –  $\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Grt} \pm \text{Kps}$ ,  $\text{Bt}+\text{Andl} \pm \text{Grt}+\text{Pl}+\text{Qtz} \pm \text{Kps}$ ,  $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Bt}$ ,  $\text{Hbl} \pm \text{Cum} \pm \text{Cpx}+\text{Pl}$ . ამასთან, ყალიბდება პლაგიოგრანიტ-გრანიტული სერიის გრანიტოიდები [25,67]. U-Pb LA ICP MS მეთოდით განსაზღვრული გვიანბაიკალური რეგიონული მეტამორფიზმის და მასთან შეწყვილებული გრანიტოიდების ასაკი 500-540 მლნ. წელია [36,37]. გვიანბაიკალური რეგიონული მეტამორფიზმი ხრამის კრისტალური მასივის ფარგლებში დაფიქსირებული არ არის.

დანაოჭების საურული ფაზის დროს მიმდინარეობდა შავი ზღვა – ცენტრალური ამიერკავკასიის მიწის ქერქის გაორება [72,73,74,75,76,25], რაც დასტურდება გეოფიზიკური მონაცემებითაც [77]. მიწის ქერქის სიალური და მაფური მძლავრი ( $\approx 30$  კმ) ტექტონიკური ზეწარი გადაფარავს რა სიალურ სუბსტრატს, მასში ამყარებს მაღალ TP რეჟიმს. მიწის ქერქის გასქელება ასტიმულირებს ქანების შერჩევითი ლღობის პროცესს. “ინვერსიულ” სიალურ სუბსტრატში (მესამე შრეში) სხვადასხვა სიღრმეზე წარმოიქმნება გვიანვარისკული ევტექტოიდური გრანიტები.



ტექტოგენეზის გვიანვარისკული ფაზის გამოვლინების დროს ძირულისა და ხრამის პლაგიოგნეის-პლაგიოგრანიტული კომპლექსი დასერილია და გაჟღენთილია სხვადასხვა ზომის ქერქულ-ანატექტიტური ევტექტოიდური კალიუმიანი გრანიტებით, ქანები განიცდის ინტენსიურ მიკროკლინიზაციას [16,25,67]. პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები გარდაიქმნება გრანიტო-გნეისებად და გრანიტულ მიგმატიტებად.

ცირკონების LA ICP MS U-Pb მეთოდით დადგენილია ძირულისა და ხრამის მასივების გვიანვარისკული გრანიტოიდების ფორმირების დროის ინტერვალი – 316-330 მლნ. წელი [36,37], დაახლოებით ასეთივე ციფრები (325-336±10 მლნ. წელი – ძირულის მასივი, 330-340±10 მლნ. წელი – ხრამის მასივი) მიღებულია ო. დუდაურისა და სხვათა [78,79] მიერ ვარისკული გრანიტების ქარსების K-Ar მეთოდით დათარიღების შემთხვევაშიც.

ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების პეტროქიმიური მონაცემები წარმოდგენილია მე-3 და მე-4 ცხრილებში.

ცხრილი 3

ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების პლაგიოგნეისების ქიმიური შედგენილობა (მას.%)

№	ნომ. №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
1	20-6	60.03	0.62	19.20	5.97	3.67	0.11	1.59	2.73	3.92	1.87	0.29	-	100.0
2	16-0	64.00	0.66	17.90	5.55	3.12	0.25	1.22	2.60	2.84	1.71	0.11	-	100.0
3	200	69.89	0.49	17.02	6.80	3.78	0.29	1.98	2.38	2.70	1.6	0.14	-	100.0
4	35	65,70	0,60	15,00	4,75	2,00	0,07	2,00	2,73	2,43	2,22	0,32	0,20	98,99
5	36	66,00	0,68	14,77	5,53	2,34	0,07	1,75	2,56	2,40	2,00	0,78	0,21	99,56
6	37	66,72	0,60	15,00	4,71	2,22	0,07	1,60	2,88	2,61	2,18	0,20	0,23	99,63
7	51	62,00	0,71	17,27	6,27	2,00	0,09	2,07	3,08	2,43	0,32	2,22	0,23	99,95
8	52	67,68	0,60	14,52	4,45	2,57	0,08	1,34	1,73	3,83	0,22	0,22	0,14	100,0
9	53	69,28	0,48	15,50	4,73	1,90	0,07	1,00	2,30	2,70	1,28	0,32	0,32	99,84
10	54	67,58	0,47	14,75	4,92	1,75	0,08	1,50	2,65	3,10	2,25	0,20	0,14	99,74
11	55	68,46	0,62	13,88	4,93	2,04	0,06	1,31	2,46	2,91	1,84	0,66	0,16	100,0
12	56	73,20	0,31	12,80	3,55	1,40	0,07	0,90	2,70	3,55	1,44	0,28	0,06	99,79
13	434	62,10	0,98	15,80	6,70	2,70	0,07	2,70	1,78	3,37	2,48	0,26	0,14	98,81
14	16	62,82	0,22	16,30	7,08	2,16	0,07	1,89	3,24	2,59	0,36	2,64	0,39	100,0
15		61,20	0,87	17,08	6,35	2,58	0,12	2,34	2,76	2,85	3,52	0,12	0,12	99,90
16		71,89	0,24	15,23	2,41	1,42	0,05	1,50	2,62	2,17	2,28	0,06	0,07	99,94
17		69,05	0,25	14,57	3,86	1,82	0,94	0,86	3,07	2,13	2,84	0,08	0,08	99,95
18		66,67	0,42	15,11	5,15	1,29	0,13	3,70	1,77	3,74	1,72	0,04	0,18	99,92
19		70,08	0,37	14,09	3,66	1,65	0,07	2,05	2,93	2,32	2,64	0,00	0,08	99,84
20		65,37	0,62	15,68	5,38	2,07	0,10	1,75	3,35	2,54	2,92	0,00	0,17	99,95

21		64.53	0.65	15.31	5.72	2.75	0.13	1.92	3.31	1.89	3.64	0.00	0.14	99.98
22		60.72	0.98	17.29	6.46	2.53	0.10	3.03	2.76	3.31	2.40	0.00	0.18	99.76
23	ქ-1	61.65	0.96	16.44	6.53	2.64	0.10	2.52	2.27	3.11	3.00	0.19	0.13	99.54
24	ქ-2	70.59	0.36	15.37	3.57	1.66	0.06	1.25	2.46	2.44	1.78	0.19	0.20	99.93
25	ქ-3	68.88	0.49	14.31	4.06	2.11	0.08	0.70	2.33	3.08	1.43	0.22	0.11	98.80
26	ქ-4	65.54	0.61	15.34	5.07	2.04	0.09	1.88	3.04	2.49	2.57	0.32	0.19	98.18
27	ქ-5	66.34	0.55	14.94	5.34	1.82	0.10	2.73	2.17	3.07	1.86	0.41	0.20	99.53
28	ქ-6	67.86	0.43	14.79	4.29	2.02	0.51	1.23	2.98	2.37	2.51	0.14	0.16	99.29
29	ქ-7	61.36	0.85	17.28	6.37	2.27	0.10	2.55	2.92	2.87	1.36	1.11	0.21	99.25
30	ქ-8	62.26	0.59	16.45	7.25	2.54	0.08	1.83	3.10	2.65	0.38	2.65	0.35	99.13
31	30-09	61.68	0.95	16.59	6.62	2.91	0.09	1.76	2.96	2.70	-	-	0.30	99.59
32	34-09	74.94	0.15	12.43	2.15	0.87	0.04	0.69	4.07	2.61	-	-	0.06	99.67
33	39-09	68.46	0.40	15.13	4.38	0.90	0.12	1.43	2.42	3.27	2.84	0.26	0.25	99.86
34	43-09	71.64	0.40	9.20	3.13	1.88	0.06	2.44	4.30	2.58	0.40	2.65	0.36	99.04
35	47-09	66.74	0.63	13.94	6.42	1.50	0.10	1.32	2.89	1.82	3.72	0.34	0.11	99.53

შენიშვნა: ნიმუშები 1-3 – ძირულის კრისტალური მასივი, 4-35 – ხრამის კრისტალური მასივი; 4-14-ის მონაცემები აღებულია [63]-დან, 15-22-ის მონაცემები კი – [25]-დან.

#### ცხრილი 4

ძირულის კრისტალური მასივის ამფიბოლიტების და ხრამის კრისტალური მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების ქიმიური შედგენილობა (მას.%)

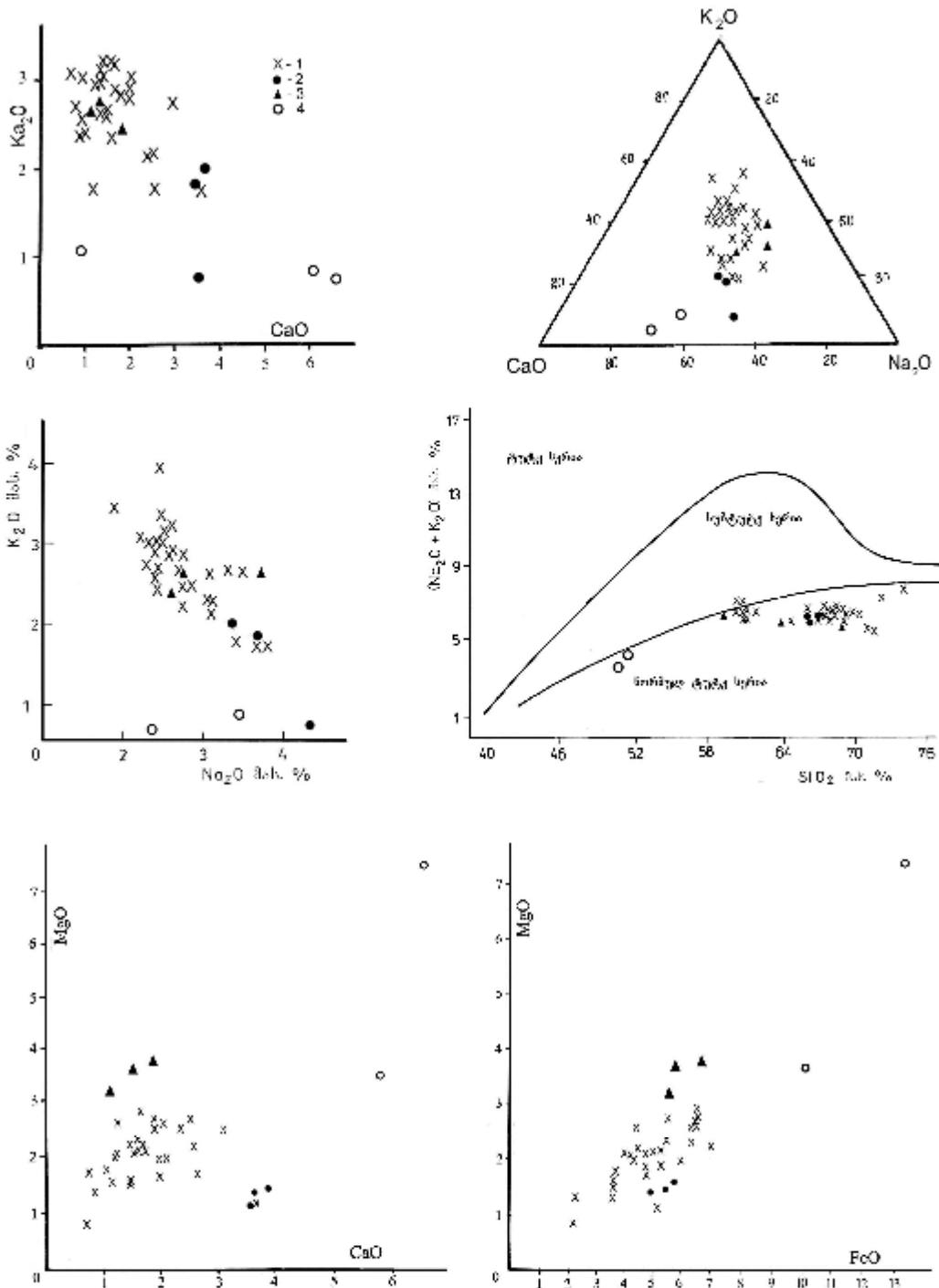
№	ნიმ. №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
1	03-53	51.37	1.99	14.10	13.64	7.52	0.27	6.62	0.67	2.41	-	-	0.16	100
2	02-22	51.72	1.99	17.30	10.03	3.62	0.36	6.02	0.92	3.50	-	-	-	98.51
3	-	65.67	0.44	13.59	5.76	1.54	0.14	3.94	2.03	3.46	3.22	0.02	0.15	99.96
4	-	66.86	0.39	15.33	4.91	1.37	0.13	3.58	1.79	3.66	1.78	0.00	0.15	99.95
5	-	65.35	0.45	13.91	5.70	1.63	0.11	3.61	0.71	4.39	4.88	0.04	0.14	99.92

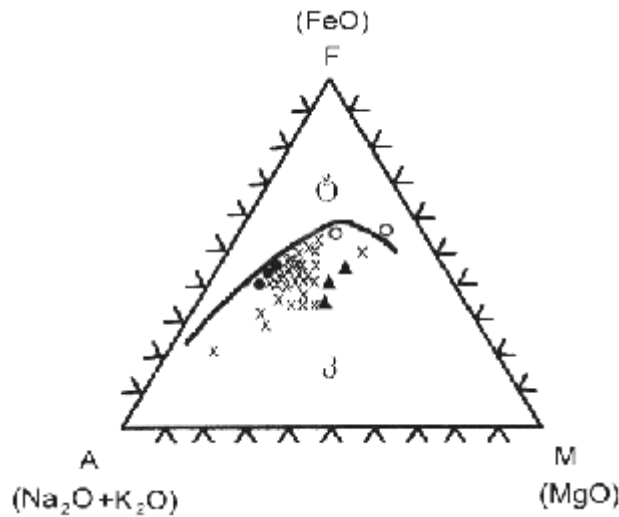
შენიშვნა: ნიმუშები 1-2 – ძირულის კრისტალური მასივი, მონაცემები აღებულია [67] – დან; 3-5 – ხრამის კრისტალური მასივი, მონაცემები აღებულია [25] – დან.

ხრამის კრისტალური მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებისა და ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების, ასევე ძირულის კრისტალური მასივის პლაგიოგნეისებისა და მეტაბაზიტების (ამფიბოლიტების) შედარებითი დახასიათებისათვის აგებულია პეტროქიმიური დიაგრამები (სურ. 41).

ხრამის მასივის პლაგიოგნეისებში, ძირულის მასივის პლაგიოგნეისებთან შედარებით K<sub>2</sub>O, CaO, SiO<sub>2</sub> და (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) შემცველობა რამდენადმე მაღალია. ხრამის მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებისათვის დამახასიათებელია FeO და Na<sub>2</sub>O შედარებით დაბალი და MgO მკვეთრად დაბალი შემცველობა, ძირულის მასივის პლაგიოგნეისებთან შედარებით.

ხრამისა და ძირულის კრისტალური მასივების გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსებში განვითარებული CaO-თი მდიდარი ქანების (შესაბამისად ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტები და ამფიბოლიტები) პეტროქიმიურმა შედარებამ (გათვალისწინებულია დ. შენგელიას მონაცემებიც, შენგელია და სხვ., 2006) ცხადყო, რომ პირველ მათგანში მეტია  $K_2O$ -ს,  $Na_2O$  და  $(Na_2O+K_2O)$  რაოდენობა. მკვეთრად მაღალია  $SiO_2$  შემცველობა. ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც-დიორიტულ გნეისებში ძირულის მასივის ამფიბოლიტებთან შედარებით CaO, MgO და FeO ბევრად უფრო მცირე რაოდენობითაა წარმოდგენილი.





სურ. 41. პეტროქიმიური დიაგრამები.

1–ხრამის მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტის პლაგიოგნეისები; 2–ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები; 3–ძირულის მასივის კორდიერიტის პლაგიოგნეისები; 4–ძირულის მასივის ამფიბოლიტები.

ხრამისა და ძირულის კრისტალური მასივების ამგები ქანების და ზედა და ქვედა კონტინენტური ქერქის ქიმიზმის შედარებიდან [80] გამომდინარე, CaO-ს დაბალი შემცველობის მიუხედავად, ორივე მასივის პლაგიოგნეისები იხრება ზედა კონტინენტური ქერქისაკენ. ასევე, ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისებიც ზედა კონტინენტურ ქერქს პასუხობს, ხოლო ძირულის მასივის მეტაბაზიტების (ამფიბოლიტები) შემცველობები ქვედა კონტინენტური ქერქისაკენ იხრება.

ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების შემცველობები წარმოდგენილია მე-5 და მე-6 ცხრილებში.

ცხრილი 5

ხრამისა და ძირულის კრისტალური მასივების პლაგიოგნეისებში იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების შემცველობა (გ/ტ)

№	03-84	03-86	03-87	03-89	03-55	03-22	01-53	01-62	01-35	30-09	34-09
Rb	79.31	86.7	88.66	59.48	117.04	44.62	119.8	166.9	139.2	101.0	81.0
Sr	288.3	130.93	139.9	70.91	207.3	320.6	83.49	61.35	115.2	182.0	77.0
Zr	73.8	172.5	123.1	105.6	223.07	171.8	127.7	119.13	153.7	212.0	171.0
Y	12.2	26.08	23.86	13.4	24.38	19.15	18.24	20.71	43.58	37.0	47.0
Ba	1096	571.8	275.7	1065	656.3	297.7	797.0	1261.3	1066.5	911.0	936.0
La	18.52	28.59	21.97	20.91	45.70	21.47	33.91	40.03	33.43	-	-
Ce	34.62	62.44	45.61	39.03	91.46	41.64	65.11	84.06	80.42	-	-
Pr	4.27	7.22	5.34	3.96	10.35	4.51	7.45	9.72	8.75	-	-

Nd	15.87	28.92	21.08	13.55	39.74	17.76	27.66	35.67	34.92	-	-
Sm	3.12	5.4	4.04	2.23	7.17	4.02	4.53	5.88	5.79	-	-
Eu	1.2	1.68	1.12	1.07	1.65	1.61	1.36	1.42	1.54	-	-
Gd	3.1	5.8	4.47	2.46	6.42	4.44	4.83	6.49	8.52	-	-
Tb	0.44	0.82	0.66	0.31	0.9	0.72	0.95	0.77	1.31	-	-
Dy	2.29	4.76	4.16	2.05	4.73	4.19	4.47	4.38	8.71	-	-
Ho	0.47	0.95	0.84	0.5	0.9	0.75	0.92	0.92	1.91	-	-
Er	1.33	2.67	2.58	1.66	2.47	2.01	2.64	2.48	5.45	-	-
Tm	0.2	0.39	0.38	0.23	0.38	0.26	0.36	0.32	1.17	-	-
Yb	1.2	2.74	2.58	1.6	2.49	1.80	2.87	1.89	7.41	-	-
Lu	0.19	0.43	0.38	0.24	0.41	0.27	0.33	0.32	1.05	-	-
Ta	0.28	0.87	0.67	0.47	0.75	0.39	0.95	0.66	1.80	-	-
Th	4.46	8.71	6.58	3.67	14.84	4.77	11.31	14.17	12.87	-	-
Hf	1.88	4.51	3.13	3.88	6.12	4.42	4.35	3.80	5.42	-	-
Nb	2.15	11.14	6.49	8.69	13.5	5.21	10.26	15.86	17.86	-	-
U	1.3	1.96	1.78	0.83	2.52	1.90	2.97	3.10	3.73	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	156.0	146.0
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	136.0	21.0
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.0	1.0
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30.0	1.0
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16.0	2.0
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	86.0	41.0

შენიშვნა: ნიმუშები №03-84, 03-86, 03-87, 03-89, 30-09, 34-09 – ხრამის მასივის პლაგიოგნეისები; №03-55, 03-22, 01-53, 01-62, 01-35 – ძირულის მასივის პლაგიოგნეისები, მონაცემები აღებულია [67] - დან.

## ცხრილი 6

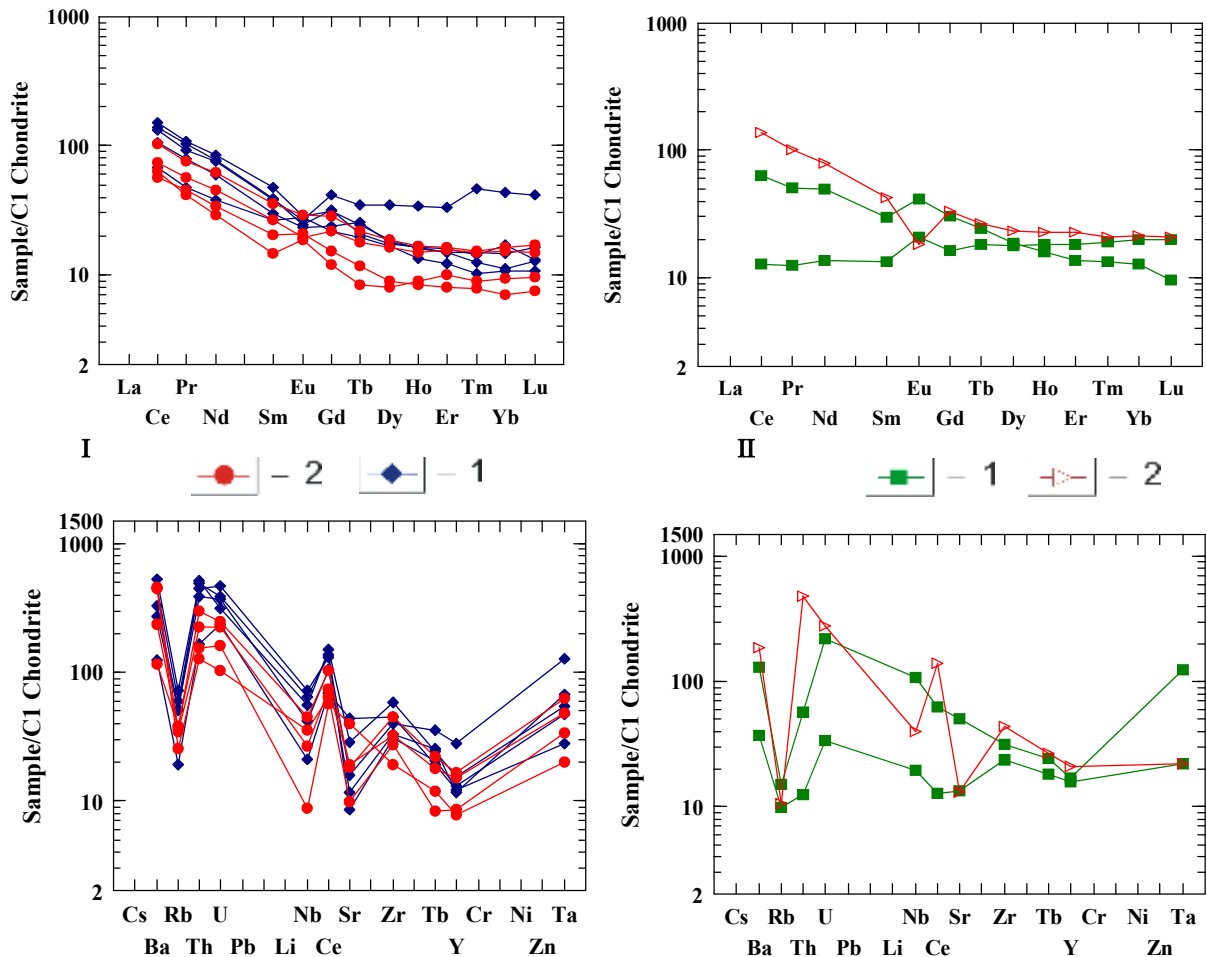
ხრამის კრისტალური მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც დიორიტულ გნეისებში და ძირულის კრისტალური მასივის ამფიბოლიტებში იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების შემცველობა (გ/ტ)

№	03-88	03-53	02-22
Rb	24.69	22.77	34.80
Sr	95.28	97.73	367.87
Zr	170.5	91.46	120.62
Y	32.58	25.01	26.52
Ba	447.1	88.90	316.06
La	41.59	6.08	17.15
Ce	84.68	7.84	38.48
Pr	9.48	1.18	4.81
Nd	36.69	6.41	23.06
Sm	6.52	2.03	4.58
Eu	1.05	1.21	2.41
Gd	6.77	3.34	6.26
Tb	1.00	0.68	0.90
Dy	5.88	4.47	4.70
Ho	1.29	1.02	0.90
Er	3.77	3.04	2.26

Tm	0.53	0.49	0.34
Yb	3.63	3.36	2.16
Lu	0.53	0.50	0.24
Ta	0.53	0.31	1.75
Th	13.96	0.36	1.66
Hf	4.91	2.71	2.79
Nb	9.71	4.78	26.70
U	2.21	0.27	1.75

შენიშვნა: ნიმუშები №03-88 – ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები; №03-53, 02-22 – ძირულის მასივის ამფიბოლიტები, მონაცემები აღებულია [67] - დან.

ხრამის კრისტალური მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტანი პლაგიოგნეისების, ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისებისა და ძირულის კრისტალური მასივის პლაგიოგნეისების და ამფიბოლიტების შედარებითი დახასიათებისათვის აგებულია იშვიათ და იშვიათმიწა ელემენტების სპაიდერგრამები (სურ. 42).



სურ. 42. ხრამის და ძირულის კრისტალური მასივების პლაგიოგნეისებისა და ამფიბოლიტების იშვიათი და იშვიათმიწა ელემენტების სპაიდერგრამები ნორმალიზებული ქონდრიტზე, პირობითი ნიშნები: I - 1 ხრამის მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტანი პლაგიოგნეისები, 2 ძირულის მასივის კორდიერიტანი პლაგიოგნეისები, II - 1 ხრამის

მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები, 2 - ძირულის მასივის ამფიბოლიტები.

ძირულისა და ხრამის პლაგიოგნეისების იშვიათმიწა ელემენტების სპაიდერგრამაზე ხაზების აშკარა თანხმობაა ერთი ნიმუშის გარდა, რომლისთვისაც დამახასიათებელია შედარებით კარგად გამოხატული  $Eu/Eu^*$  უარყოფითი ანომალია. ზოგადად, ორივე მასივის პლაგიოგნეისებში  $Eu/Eu^*$  სუსტადაა გამოხატული. ხრამის მასივის პლაგიოგნეისების უმრავლესობისათვის დამახასიათებელია  $Eu$ -ის დადებითი ანომალია. ასევე დადებითი  $Eu/Eu^*$ -ით ხასიათდება ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები, ხოლო ძირულის მასივის ამფიბოლიტები  $Eu/Eu^*$ -ის მკვეთრად გამოხატული უარყოფითი ხასიათის მატარებელია.

ორივე მასივის პლაგიოგნეისებში მომატებულია მსუბუქი იშვიათმიწა ელემენტების შემცველობა, ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარციან დიორიტებში კი მსუბუქი იშვიათმიწა ელემენტების შემცველობა შედარებით მცირეა ძირულის მასივის ამფიბოლიტებთან შედარებით.

როგორც ცნობილია, მანტიური წარმოშობის ქანებისათვის დამახასიათებელი არ არის  $Eu/Eu^*$  ანომალია, ხოლო ზედა კონტინენტურ ქერქში  $Eu/Eu^*=0.65$ , ქვედა კონტინენტურ ქერქში კი –  $Eu/Eu^*=1.14$ . შესაბამისად, ჩვენი მონაცემების მიხედვით, ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივის ამგები ქანები ქერქული, კერძოდ ზედა ქერქული წარმოშობისაა: ხრამის მასივის პლაგიოგნეისებში  $Eu/Eu^*$  მერყეობს 0.26-0.46 შორის, ძირულის მასივის პლაგიოგნეისების  $Eu/Eu^*$  კი – 0.22-0.38 შორის, ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც დიორიტული გნეისების  $Eu/Eu^*=0.16$ , ძირულის მასივის ამფიბოლიტებში  $Eu/Eu^*$  მერყეობს 0.45-დან 0.47-მდე.

ზედა კონტინენტური ქერქში  $Rb/Sr=0.32$ ,  $La_N/Yb_N=9.2$ ,  $Sm/Nd=0.17$ , ქვედა კონტინენტური ქერქში –  $Rb/Sr=0.023$ ,  $La_N/Yb_N=3.8$ ,  $Sm/Nd=0.25$ . ხრამის მასივის პლაგიოგნეისებში  $Rb/Sr=0.28-1.05$ ,  $La_N/Yb_N=8.52-15.43$ ,  $Sm/Nd=0.16-0.19$ ; ძირულის მასივის პლაგიოგნეისში  $Rb/Sr=0.14-2.72$ ,  $La_N/Yb_N=4.51-21.18$ ,  $Sm/Nd=0.16-0.23$ ; ხრამის მასივის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც დიორიტულ გნეისებში  $Rb/Sr=0.26$ ,  $La_N/Yb_N=11.46$ ,  $Sm/Nd=0.18$ ; ძირულის მასივის ამფიბოლიტებში  $Rb/Sr=0.09-0.23$ ,  $La_N/Yb_N=1.81-7.94$ ,  $Sm/Nd=0.20-0.32$ . ეს მონაცემები მოწმობს, რომ ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების ამგები ქანები ზედა ქერქული წარმოშობისაა. მხოლოდ ძირულის მასივის ამფიბოლიტები  $Rb/Sr$ ,  $La_N/Yb_N$ ,  $Sm/Nd$  მონაცემებით, იხრებიან ქვედა კონტინენტური ქერქისაკენ.

ს. ტეილორისა და ს. მაკლენანის მიხედვით, როდესაც  $Eu/Eu^* < 1.05$ -ზე, მაშინ ქანი გადარიბებულია  $Eu$ -ით, ხოლო თუ  $Eu/Eu^* > 1.05$ -ზე, მაშინ ქანი გამდიდრებულია  $Eu$ -ით. აქედან გამომდინარე, შეიძლება ითქვას, რომ ძირულისა

და ხრამის კრისტალური მასივების ამგები ქანები Eu-ით გაღარიბებულ ქანებს მიეკუთვნება.

ამრიგად, ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა მაგმატიკები და რეგიონული მეტამორფიზმის გამოვლინება ხრამის კრისტალურ მასივთან შედარებით მნიშვნელოვნად უფრო მრავალფეროვანია. ამავე დროს, დიდ მსგავსებას იჩენს ამავე მასივების ნეოპროტეროზოული გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსები, სადაც გვხვდება კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები და CaO-თი მდიდარი ქანები. მინერალოგიური და პეტროქიმიური შედგენილობით ორივე მასივის კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები პრაქტიკულად იდენტურია. CaO-თი მდიდარი მეტამორფიტები კი მნიშვნელოვნად განსხვავდება ერთმანეთისაგან. ეს უკანასკნელი ძირულის მასივზე გაცილებით უფრო ჭარბად გვხვდება ( $\approx 25\%$ ), ვიდრე ხრამის გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში ( $\approx 2\%$ ).

#### **8. ხრამის კრისტალური მასივისა და ასლანურას ბლოკის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების შედარებითი დახასიათება**

ასლანურას ბლოკის ფუნდამენტის გამოსავალი ყველაზე უფრო ახევებული ჰორსტისებრი უბანია ერთიანი ხრამის კრისტალური მასივის ფარგლებში. ო. ხუციშვილის [27] მონაცემებით, მდ. ასლანურას ხეობაში გაშიშვლებული გნეისური კომპლექსის ზედაპირის ჰიფსომეტრული დონე 150-200 და 300-350 მეტრით აღემატება შესაბამისად მდინარეების - კლდეისისა და ხრამის ხეობების ასეთივე ზედაპირს.

ზემოაღნიშნულის გამო გარკვეულ ინტერესს იწვევს ასლანურას ბლოკის და ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის შედარებითი დახასიათება.

ხრამის კრისტალური მასივისა და მდ. ხრამის მარჯვენა შენაკადის ასლანურას ხეობაში გაშიშვლებული გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის წარმონაქმნები რამდენადმე განსხვავებულია.

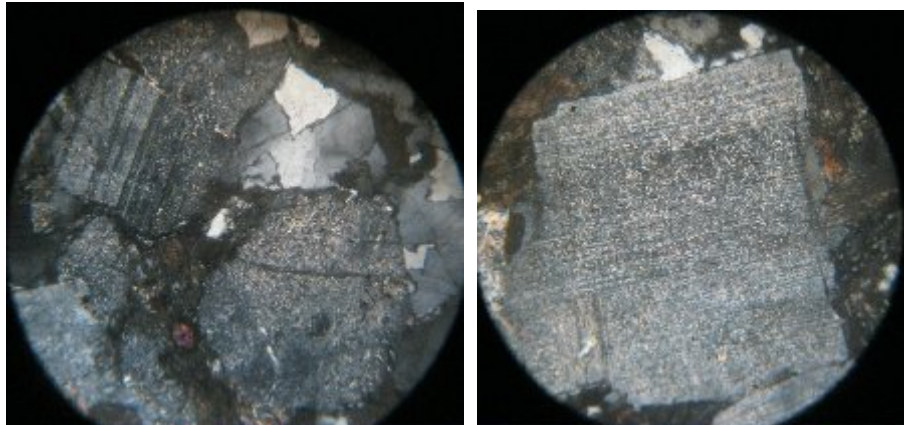
მდ. ასლანურას პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები მკვრივი, მუქი ნაცრისფერი ქანებია. ინტენსიურად გამაღნებული და გაკვარცებული (სურ.43).



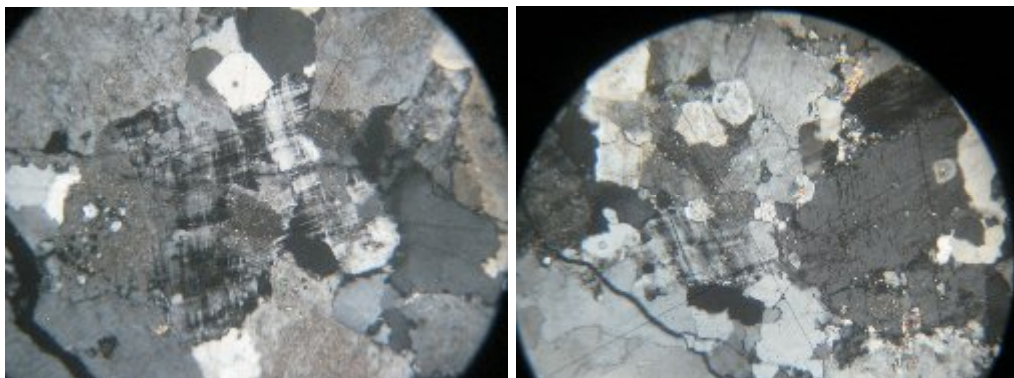


სურ. 43. პლაგიოგნეისი (მდ. ასლანურას ხეობა)

მდ. ასლანურას გნეისებისა და მიგმატიტების მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, კვარცი, ბიოტიტი, რქატყუარა. **პლაგიოკლაზი** - შესწავლილი თლილები უმრავლესობაში შლიფის მესამედს შეადგენს და ოლიგოკლაზის რიგისაა. ძირითადად გასერიციტებული და გამუსკოვიტებულია, ზოგან შემორჩენილია საღი უბნებიც (სურ. 44). პლაგიოკლაზი, ამ ქანებში გაცილებით უფრო ნაკლები ინტენსიურობით არის მიკროკლინიზირებული, ვიდრე ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის პლაგიოკლაზი. მდ. ასლანურას გნეისებში გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის გნეისებისაგან განსხვავებით, მხოლოდ ერთეულ შემთხვევებში გვხვდება მესრიანი მიკროკლინი. ფართოდ არის წარმოდგენილი გაპელიტებული უმესრო კალიუმის მინდვრის შპატი (სურ.45).

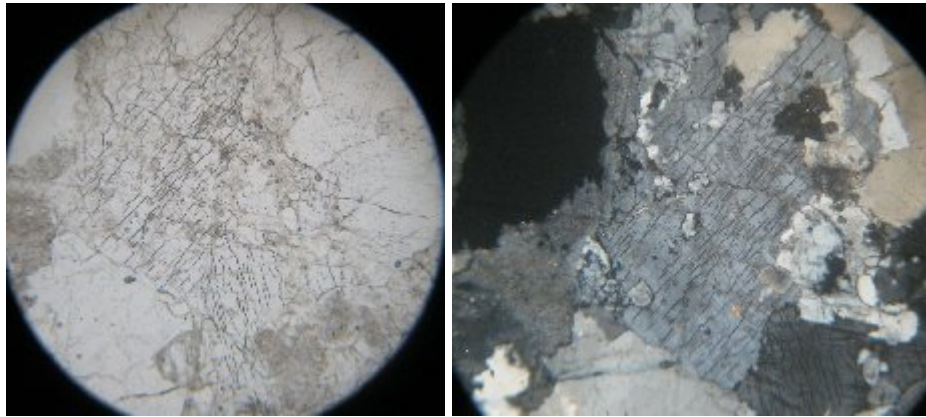


სურ. 44. შედარებით საღი და გასერიციტებული პლაგიოკლაზი (მდ. ასლანურას ხეობა) (ჯვარედინი ნიკ.)



ა

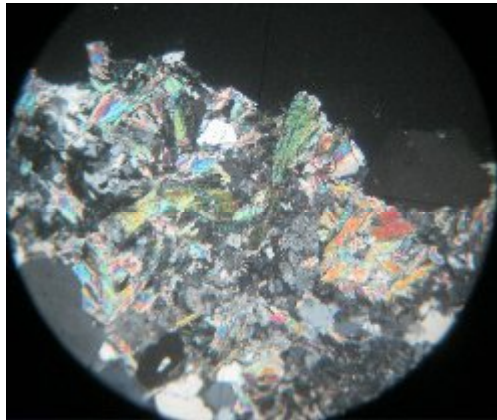
ბ



გ

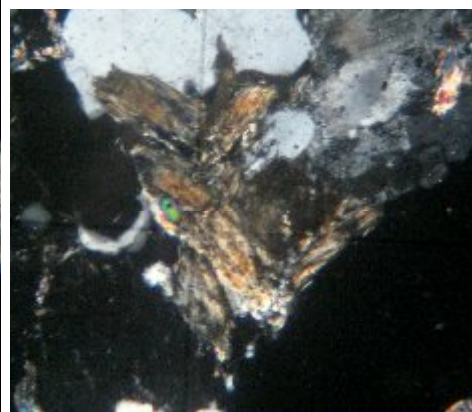
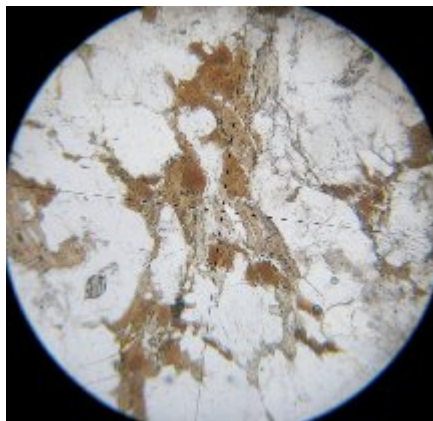
დ

სურ. 45. მიკროკლინი (ა-ჯვარედინი ნიკ.) და გაპელიტებული კალიუმის მინდვრის შპატი (გ-1 ნიკ., ბ, დ-ჯვარედინი ნიკ.) (მდ. ასლანურას ხეობა)



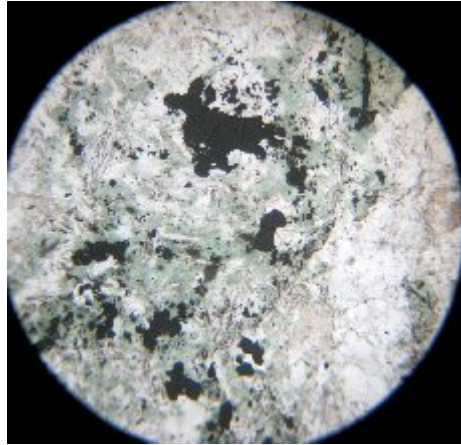
სურ. 46. მუსკოვიტის მარცვლები (მდ. ასლანურას ხეობა) (ჯვარედინი ნიკ.)

**ბიოტიტი და რქატყუარა** - ძირითადად გაქლორიტებულია, თუმცა არც თუ ისე იშვიათად შენარჩუნებულია სალი უბნები. რქატყუარა მდ. ასლანურას გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში მნიშვნელოვნად უფრო ფართოდ არის გავრცელებული, ვიდრე ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში (სურ.47,48).



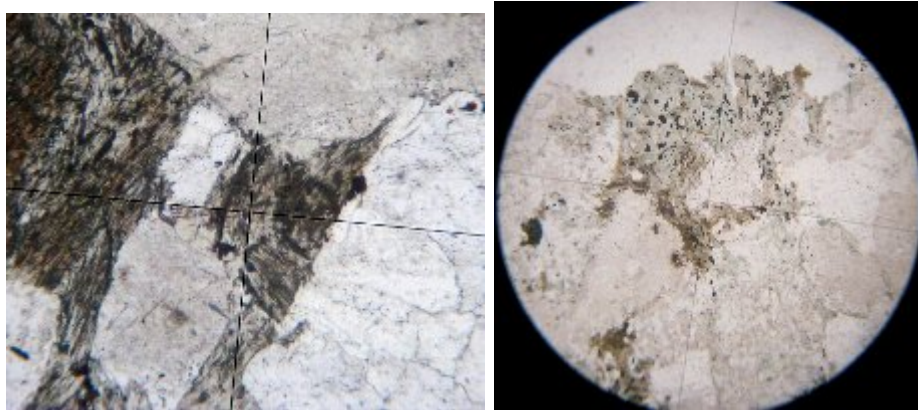
ა

ბ



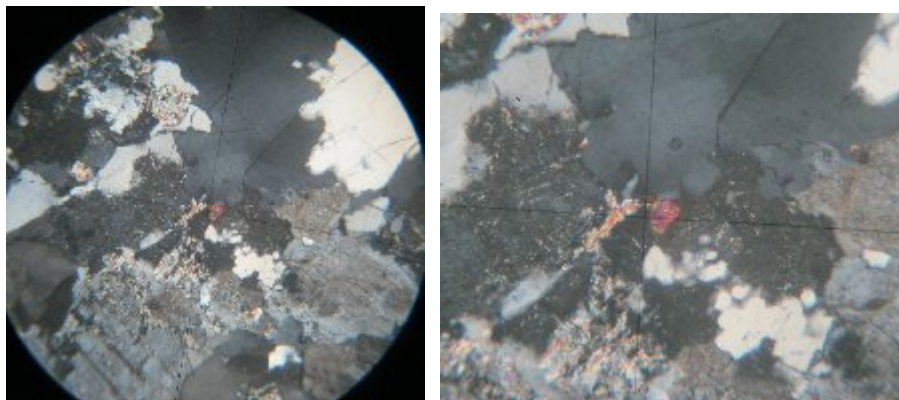
ბ

სურ. 47. ბიოტიტი (ა-1 ნიკ., ბ-ჯვარედინი ნიკ.) და რქატყუარა (გ-ჯვარედინი ნიკ.)  
(მდ. ასლანურას ხეობა)



სურ. 48. ქლორიტი (1 ნიკ.) (მდ. ასლანურას ხეობა)

აღსანიშნავია, რომ ცირკონი, ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსისაგან განხვავებით, მდ. ასლანურას გნეისების ყველა შესწავლილ გამჭვირვალე თლილში საკმაოდ დიდი რაოდენობითაა წარმოდგენილი. გვხვდება მონაციტიც (სურ.49).





სურ. 49. ცირკონი და მონაციტი (ჯვარედინი ნიკ.) (მდ. ასლანურას ხეობა)

აღსანიშნავია, რომ მდ. ასლანურას გნეისებსა და მიგმატიტებში კორდიერიტი არ გვხვდება. მინერალოგიური შედგენილობით ასლანურას ხეობის გნეისები ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების მსგავსია, მაგრამ პეტროქიმიური შედგენილობით მდ. ასლანურას გნეისები უფრო ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებისაკენ იხრება.

მდ. ასლანურას გნეისების ქიმიური შემცველობა მოცემულია მე-7 ცხრილში.

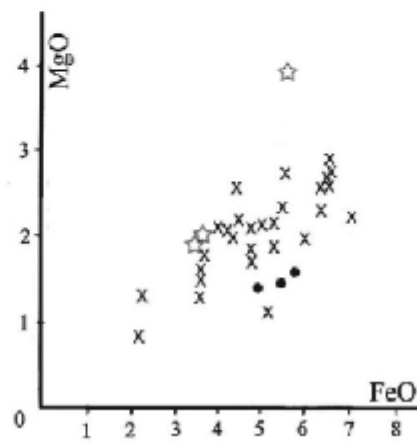
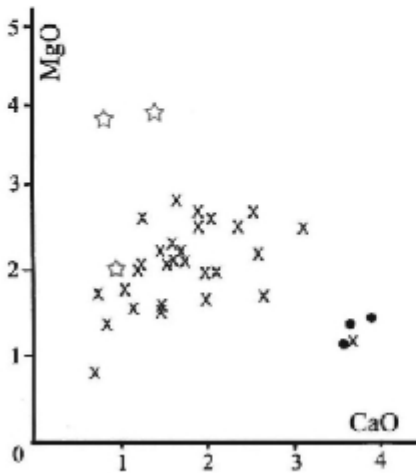
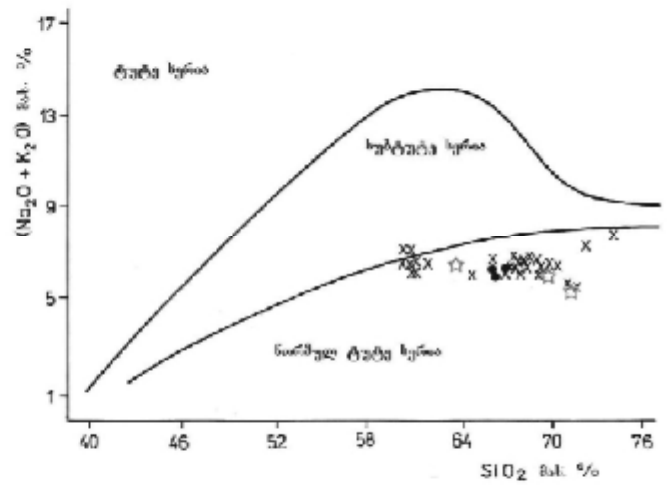
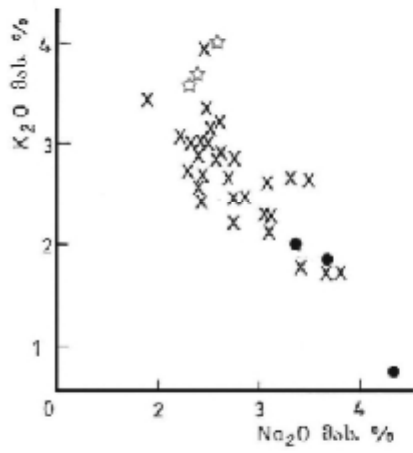
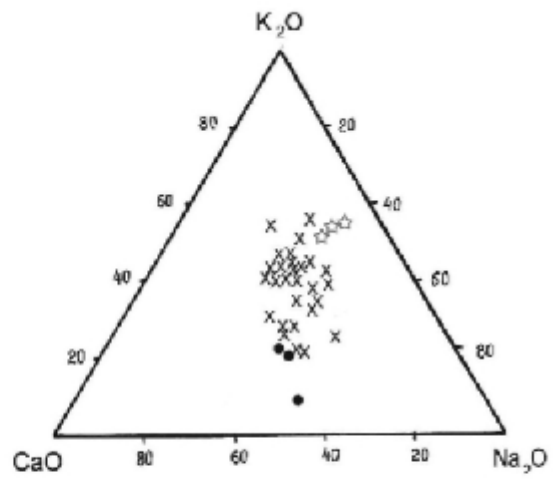
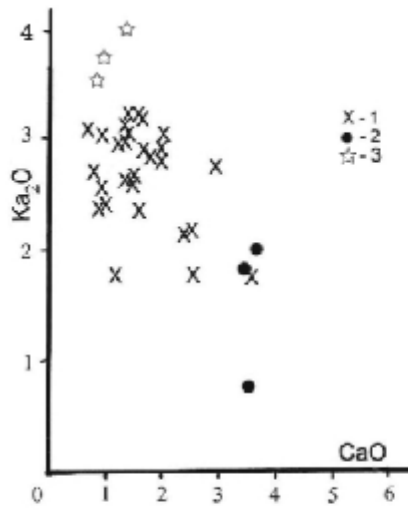
ცხრილი 7

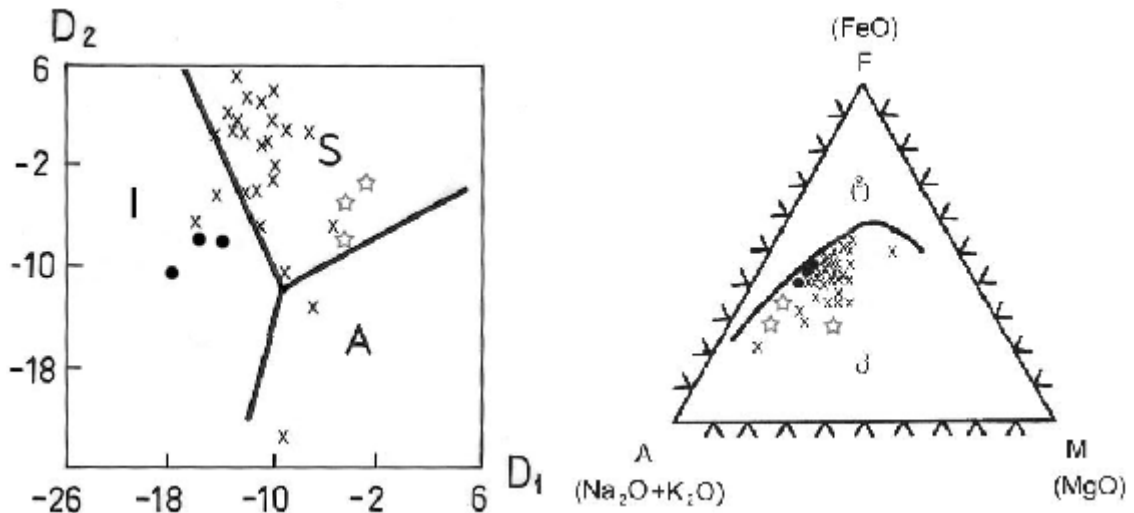
მდ. ასლანურას გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ქიმიური შემცველობა (მას. %)

№	ნიმ. №	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ხურ. დანაკ.	Σ
1	7-11	69,3	0,6	12,0	3,8	2,0	0,13	1,0	3,73	2,4	0,4	0,1	4,0	-
2	9-11	71,5	0,58	10,2	3,81	3,88	0,06	0,88	3,55	2,36	0,42	0,1	2,74	-
3	10-11	69,64	0,7	12,75	5,71	3,9	0,13	1,4	4,02	2,44	0,6	0,12	4,1	-

შენიშვნა: ქიმიური ანალიზი შესრულებულია ივ. ჯავახიშვილის თბილისის სახლმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიის დეპარტანენტთან არსებულ ლაბორატორიაში.

განსახილველი ქანების შედარებითი დახასიათებისათვის აგებულია პეტროქიმიური დიაგრამები (სურ. 50).





სურ. 50. პეტროქიმიური დიაგრამები

1 - ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისი, 2 - ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც-დიორიტული გნეისი, 3 - მდ. ასლანურას პლაგიოგნეისი

მდ. ასლანურას გნეისებში, ხრამის მასივის ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებთან და ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც-დიორიტულ გნეისებთან შედარებით,  $K_2O$  შემცველობა მაღალია, ასევე რამდენადმე მეტია ( $K_2O+Na_2O$ ), იგივე შეიძლება ითქვას  $MgO$ -ზეც, რომლის შემცველობა ოდნავ მომატებულია ორივე სახეობის გნეისებთან შედარებით.  $SiO_2$  რაოდენობით მდ. ასლანურას გნეისები უახლოვდება ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებს, რაც ამ ქანების ინტენსიური გაკვარცებით არის გაპირობებული.  $Na_2O$  შემცველობა მდ. ასლანურას გნეისებში ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებთან და ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც-დიორიტულ გნეისებთან შედარებით რამდენადმე დაბალია, თუმცა უახლოვდება პლაგიოგნეისებს; მდ. ასლანურას გნეისებისათვის დამახასიათებელია  $CaO$  მკვეთრად დაბალი შემცველობა.

ასევე, დაბალია  $Al_2O_3$  რაოდენობაც, ხოლო  $MnO$  და  $P_2O_5$  შემცველობები ცვალებადია.

$AFM$  და  $SiO_2 - (K_2O+Na_2O)$  დიაგრამებზე მდ. ასლანურას გნეისების ფიგურულმა წერტილებმა, ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისების და ბიოტიტ-რქატყუარიან კვარც-დიორიტული გნეისების მსგავსად, დაიკავა ნორმული კირტუტე სერიის ქანების ველები. I, S და A ტიპის გრანიტების დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე მდ. ასლანურას გნეისების შედგენილობა კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებთან ერთად მთლიანად პასუხობს გრანიტების S გენეტურ ტიპს, მაშინ როცა კვარციანი დიორიტები იკავებენ I ტიპის გრანიტების ველს.

ამრიგად, მდ. ასლანურას ხეობაში გავრცელებული გნეისები მინერალოგიური შედგენილობით ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის

ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების მსგავსია, ხოლო ქიმიზმით ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებს უახლოვდება.

## 9. ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის პეტროგენეტური მოდელი

ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში გამოვლენილია რეგიონული მეტამორფიზმის ორი ეტაპი – კამბრიულისწინა პროგრადული HT/LP და გვიანვარისკული რეტროგრადული LT/LP [25,34]. რეგიონული მეტამორფიზმის კამბრიულისწინა და გვიანვარისკული ეტაპები დადგენილია გეოლოგიური მონაცემებით [25,34], აგრეთვე იზოტოპური განსაზღვრებით [35,25].

ხრამის კრისტალური მასივის გვიანვარისკული გრანიტოიდების ცირკონის 25 კრისტალში LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით შესრულებულია 27 წერტილოვანი განსაზღვრა. 26 გაზომვის შედეგი გვიანვარისკულ კონკორდატულ ასაკს გვაძლევს –  $319-332 \pm 6$  Ma (საშ.  $325.6 \pm 2.3$  Ma). მხოლოდ ერთ შემთხვევაში ცირკონის კრისტალის ბირთვში დაფიქსირდა მემკვიდრეობითი ასაკი –  $931 \pm 16$  Ma, რაც ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში განვითარებულ რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ასაკს აფიქსირებს [37].

კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის ინდიკატორული მინერალური პარაგენეზისებია: Crd+Bt+Qtz±Ort, Hbl+Bt+Pl±Qtz, Bt+Pl±Cum±Qtz.

ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებისა და მიგმატიტების რესტიტების კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის ქანმაშენი მინერალებია: კორდიერიტი, პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი, კვარცი და ორთოკლაზი. მიგმატიტებში დაფიქსირებულია კუმინგტონიტი. მინერალების მოკროზონდური გაზომვების შედეგები მოცემულია მე-8 ცხრილში.

ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის მინერალების ქიმიური შედგენილობა  
(მას.%)

ნომ. №	მინერალი	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
10-ბ	Crd	48.52	0.07	33.45	8.87	0.15	6.02	0.51	0.35	0.68
	Crdp	46.08	0.07	32.61	8.25	0.14	6.79	0.38	0.43	0.81
	Bt	36.25	2.68	18.43	19.13	0.10	10.68	0	0.04	9.38
	Pl	56.14	0	27.25	0.09	0	0	10.54	5.87	0.12
	Ort	63.88	0	17.96	0.25	0.01	0	0.03	1.60	16.08
	Ms	48.83	0	34.65	0.15	0	2.33	0	0.70	10.21
	Chl	28.45	0.13	23.81	31.44	0.06	14.46	0.03	0.02	0.01
21-ბ	Grd	47.65	0.09	33.54	9.78	0.28	7.04	0.12	0.03	0.19
	Crdp	46.15	0.05	32.38	8.47	0.16	6.05	0.40	0.22	0.78
	Bt	37.13	3.12	18.70	21.43	0.05	9.97	0.03	0.12	9.41
	Pl	56.47	0.02	27.53	0.10	0	0	10.41	6.00	0.10
	Ort	64.66	0	27.00	0.08	0	0	0.02	0.88	16.16
	Ms	48.26	0	35.27	0.17	0	2.02	0	0.65	16.975
9	Hbl	44.52	0.76	10.00	18.14	0.50	9.53	11.30	1.30	0.51
	Pl	56.00	0	27.50	0.08	0.01	0	11.54	4.87	0.13
	Bt	35.54	2.92	17.00	22.99	0.20	8.62	1.00	0.39	7.90
	Chl	27.40	0.14	24.85	30.90	0.07	14.81	0.02	0.02	0.03
10	Hbl	45.90	0.50	10.91	13.66	0.14	10.24	11.32	1.54	0.40
	Pl	55.80	0.01	28.02	0	0	0.02	11.41	5.90	0.10
	Bt	35.70	2.48	14.24	21.88	კვ.	9.60	0.45	0.41	8.20
	Chl	27.90	0.12	23.60	31.24	0.02	15.03	0.02	0.03	0.02

შენიშვნა: ნომ. №10-ბ - პლაგიოგნეისი (Crd<sub>46</sub>+Crdp+Pl<sup>44</sup>+Bt<sub>50</sub>+Ort<sup>18</sup>+Ms+C±Chl<sub>40</sub>), ნომ. №21-ბ - პლაგიომიგმატიტის რესტიტი (Crd<sub>44</sub>+Crdp<sub>44</sub>+Pl<sup>43</sup>+Bt<sub>55</sub>+Ort<sup>18</sup>±Ms), ნომ. №9 - კვარც-დიორიტული ორთოგნეისი (Pl<sub>45</sub>+Hbl<sub>55</sub>+Bt<sub>60</sub>), ნომ. №10 - პლაგიომიგმატიტის ლეიკოკრატული ნაწილი (Pl<sup>35</sup>+Hbl<sub>40</sub>+Qtz±Bt<sub>63</sub>).

Crd-კორდიერიტი, Bt-ბიოტიტი, Pl-პლაგიოკლაზი, Qtz-კვარცი, Ort-ორთოკლაზი, Hbl-რქატყუარა, Cum-კუმინგტონიტი, Crdp-პინიტიზირებული კორდიერიტი, Ms-მუსკოვიტი, Chl-ქლორიტი.

მიკროზონდული კვლევა ჩატარებულია მოსკოვის ლომონოსოვის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტის პეტროგრაფიის კათედრასთან არსებულ, ნივთიერების ლოკალური მეთოდებით კვლევის ლაბორატორიაში, რასტრული ელექტრონული მიკროსკოპის Scan-4DV გამოყენებით (ოპერატორი ე. გუსევა).

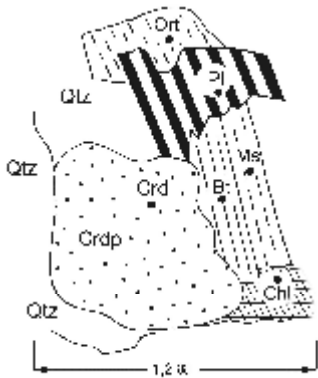
კორდიერიტი ქანის ერთ-ერთი მათავარი ქანმაშენი მინერალია. ზოგიერთ ნიმუშში მისი შემცველობა ქანში 50% აღემატება. მისი პორფირობლასტები უმრავლეს შემთხვევაში მთლიანად პინიტიზირებულია და ხშირად ძირითადი ქსოვილის შთაბეჭდილებასაც ტოვებს (სურ.51). ძალიან იშვიათად შეიმჩნევა კორდიერიტის სალი უბნები. კორდიერიტის ხარჯზე პინიტის გარდა განვითარებულია გვიანი გენერაციის მუსკოვიტი, რკინის ჟანგი და იშვიათად ქლორიტი.



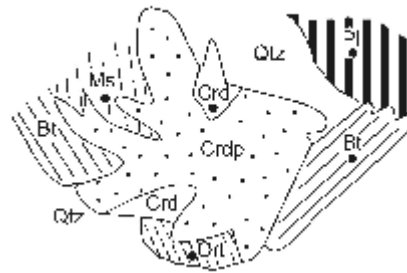


სურ. 51. პინტიზირებული კორდიერტი (ჯვარედინი ნიკ.) (მდ. ხრამის ხეობა)

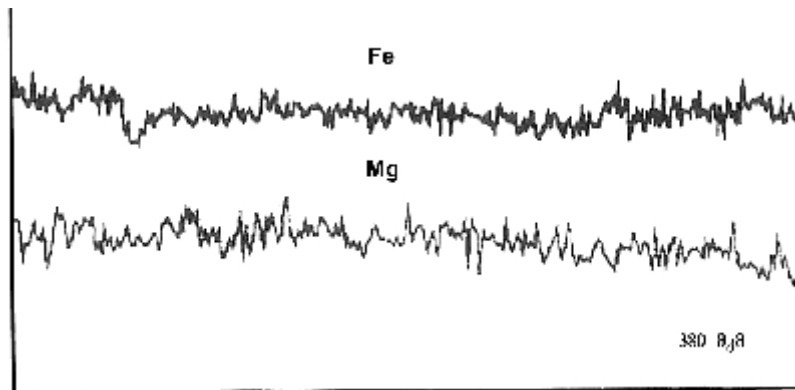
კორდიერტის ქიმიური შედგენილობა (იხ. ცხრ. 8, სურ. 52, 53) და მიკროზონდური პროფილი (სურ. 54.) მოწმობს, რომ იგი მაღალ რკინიანია ( $X_{Fe} \approx 44-46$ ), ჰომოგენურია და ზონალობა არ ახასიათებს.



სურ. 52. ბიოტიტ-კორდიერტიანი პლაგიოგნეისის ჩანახატი მიკროზონდური კვლევისათვის (ნიმ.10-ბ; იხ. ცხრ.8)



სურ. 53. პლაგიომიგმატიტის რესტიტის ჩანახატი მიკროზონდური კვლევისათვის (ნიმ.21-ბ; იხ. ცხრ.8)



სურ. 54. კორდიერტის მიკროზონდური პროფილი (ნიმ. 10-ბ)

ბიოტიტი უპირატესად გამუსკოვიტებული და გაქლორიტებულია. სადი ბიოტიტი მაღალტიტანიანია ( $TiO_2$  2,68-3,12 მას.%,  $X_{Fe}=50-55$ , იხ. ცხრ. 8, სურ. 52, 53).

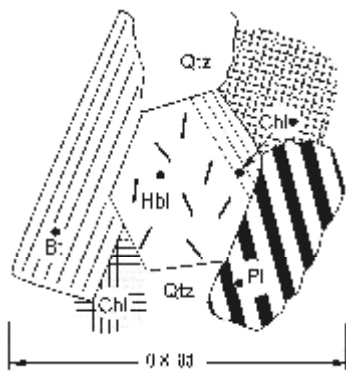
პლაგიოკლაზი ძირითადად პორფირობლასტების სახით გვხვდება. იგი ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგისაა (იხ. ცხრ. 8, სურ. 52, 53), ძალიან ხშირად გასერიციტებული, გამუსკოვიტებული, გაალბიტებულია და ჩანაცვლებულია მესერიანი მიკროკლინით.

კალიუმის მინდვრის შპატი წარმოდგენილია უმესრო (მოუწესრიგებელი) პორფირობლასტებით (იხ. ცხრ. 8, სურ. 52, 53), რომლებშიც ალბიტის მოლეკულის ოდენობა 7-13%-ია, ხოლო - 2V - 59-71° - ის ფარგლებშია. ასევე, გვხვდება სადი მესერიანი (მაღალმოწესრიგებული) კალიუმის მინდვრის შპატი - მიკროკლინი, რომელიც მეორადი მინერალია და დაკავშირებულია გვიანვარისკულ გრანიტწარმოშობის პროცესთან. პირველადი კალიუმის მინდვრის შპატი, კორდიერიტიანი პლაგიოგენეისებისა და მიგმატიტებისგან განსხვავებით, ბიოტიტ-რქატყუარიან ორთოგენეისებში არ გვხვდება.

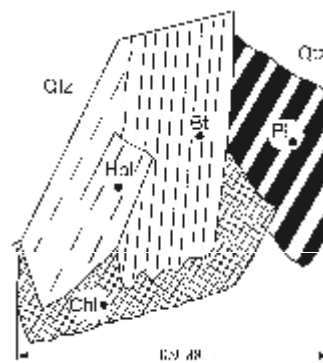
მუსკოვიტი, როგორც კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის პროდუქტი არ გვხვდება. ის ყოველთვის მეორადი პროდუქტია და ანაცვლებს კორდიერიტს, ბიოტიტსა და პლაგიოკლაზს. მუსკოვიტის ქიმიური შედგენილობა (იხ. ცხრ. 8, სურ. 52, 53), გვიჩვენებს, რომ მასში ფენგიტისა და პარაგონიტის რაოდენობა მცირეა.

ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული ორთოგენეისების მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, რქატყუარა და კვარცი. დამორჩილებულ როლს თამაშობს ბიოტიტი, იშვიათად გვხვდება უმესრო კალიუმის მინდვრის შპატი.

პლაგიოკლაზი უპირატესად გასერიციტებული, გასოსურიტებული და გაალბიტებულია. იგი ხშირად განიცდის მიკროკლინიზაციას. პლაგიოკლაზის რელიქტები ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგისაა (იხ. ცხრ. 8, სურ. 55, 56).



სურ.55. კვარც-დიორიტული ორთოგენეისის ჩანახატი მიკროზონდური კვლევისათვის (ნიმ.9, იხ. ცხრ.8)



სურ.56. პლაგიომიგმატიტის ლეიკოკრატური ნაწილის ჩანახატი მიკროზონდური კვლევისათვის (ნიმ.9, იხ. ცხრ.8)

რქატყუარა უმრავლეს შემთხვევაში გაბიოტიტებული და გაქლორიტებულია. მისი რელიქტები ჩვეულებრივი მწვანე ან რუხი სახეობით არის წარმოდგენილი (იხ. ცხრ. 8, სურ. 55, 56).

ბიოტიტის სალი ფირფიტები იშვიათად გვხვდება. იგი გამუსკოვიტებული და გაქლორიტებულია. ბიოტიტი, ისევე როგორც პარაპლაგიოგნეისებში, აქაც მაღალტიტანიანია ( $\text{TiO}_2$  2,48-2,92 მას.%,  $X_{\text{Fe}}=60-63$ ; იხ. ცხრ. 8, სურ. 55, 56).

### 9.1 ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის PT პირობები

ხრამის კრისტალური მასივის რეგიონული მეტამორფიზმის კამბრიულისწინა ეტაპის PT რეჟიმი შეფასებული გვაქვს რიგი გეოთერმობარომეტრისა და საყრდენი მინერალური პარაგენეზისების სტანდარტული პეტროგენეტიური სქემებით.

გეოთერმომეტრია. დადგენილია, რომ რკინამაგნეზიალურ მინერალებს შორის რკინისა და მაგნიუმის გადანაწილების კანონზომიერება გაპირობებულია ტემპერატურის ცვალებადობით. ეს გარემოება საფუძვლად უდევს გეოლოგიურ თერმომეტრებს.

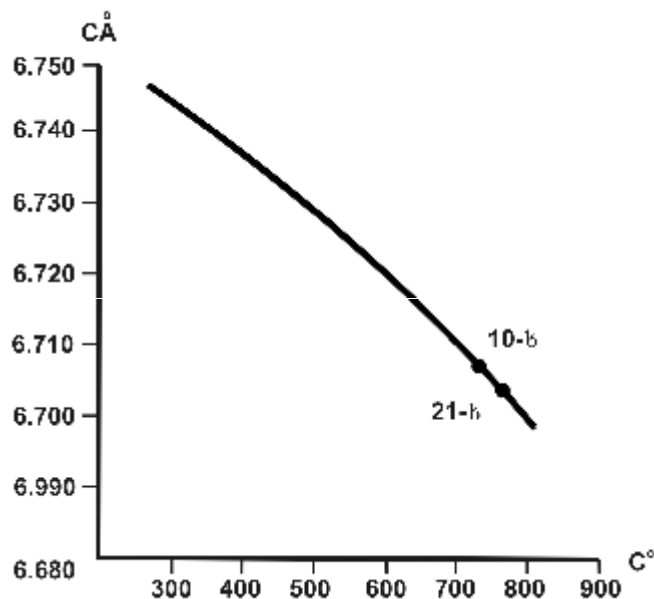
შრომაში ჩვენ ვერ ვისარგებლეთ საყოველთაოდ მიღებული გრანატ-ბიოტიტიანი [81,82,83,84,85,86] და გრანატ-კორდიერიტიანი [87] გეოთერმომეტრებით, რადგან ხრამის მასივის კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის პროდუქტებში არ გვხვდება ტიპური მეტამორფული მინერალი გრანატი. როგორც ცნობილია, გრანატისა და კორდიერიტის თანაარსებობა შეზღუდულია დაბალ- და საშუალოტემპერატურულ რეჟიმში. გრანატ-კორდიერიტიანი პარაგენეზისები ფართოდ არის გავრცელებული მაღალტემპერატურულ (ბიოტიტ-მუსკოვიტიანი გნეისებისა და რქაულების და ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატური ფაციესები) და მაღალი და საშუალო წნევის პირობებში წარმოშობილ მეტამორფიტებში. მაღალტემპერატურულ და ძალიან დაბალი წნევის პირობებში ( $P < 1.5$  კბარი) ამ მინარალების თანაარსებობა ძალიან იშვიათია. გრანატის, ასევე სილიმანიტის არ არსებობა ხრამის მასივის თიხამიწით მდიდარ მაღალტემპერატურულ ქანებში აიხსნება კორდიერიტის ფართო გავრცელებით და ერთობ დაბალი წნევით, რომელიც გაპირობებულია რეაქციით:  $\text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Crd} + \text{Ksp} + \text{H}_2\text{O}$ .

ხრამის კრისტალური მასივის პარაპლაგიოგნეისებისა და მიგმატიტების კამბრიულისწინა პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის ტემპერატურული რეჟიმის დადგენისათვის ვისარგებლეთ გრაფიტული გეოთერმომეტრით [88,89,90]. როგორც ცნობილია, ეს თერმომეტრი უნიკალურია იმ თვალსაზრისით, რომ როდესაც პროგრადულად გარდაქმნილ ქანებს შემდგომში განცდილი აქვს დიაფტორეზი, ან რეტროგრადული მეტამორფიზმი, იგი აფიქსირებს იმ მაქსიმალურ ტემპერატურას, რომლის პირობებშიც მოხდა ქანის გარდაქმნა. აღსანიშნავია, რომ სხვა ცნობილი

გეოთერმომეტრი ასახავს მხოლოდ ბოლო მეტამორფიზმის ტემპერატურულ რეჟიმს. გრაფიტის ელემენტარული უჯრედის  $C$  (Å) პარამეტრი გვიჩვენებს კონკრეტული ქანის მიერ განცდილ ყველაზე უფრო მაღალ ტემპერატურას და მისი პარამეტრი შენარჩუნებული იქნება რეტროგრადულად შეცვლილ ქანებშიც [88,89,90,91]. ამრიგად, გრაფიტული თერმომეტრის მონაცემები, რეტროგრადულად გარდაქმნილ გნეისურ-მიგმატიური კომპლექსის ქანებში, აფიქსირებს მხოლოდ პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის ტემპერატურულ პირობებს.

გრაფიტული თერმომეტრის მონაცემები მოცემულია 56-ე სურათზე და მე-9 ცხრილში, რომელიც გვიჩვენებს, რომ ელემენტარული უჯრედის  $C$  (Å) პარამეტრის მიხედვით (6,704-6,707) კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის ტემპერატურული პირობები 720-760°C ფარგლებშია (სურ.57, ცხრ.9).

ჩვენს მიერ გამოყენებულია აგრეთვე ა. ვიტნის და ს. სტორმერის [92] კალიბრატ-პლაგიოკლაზური თერმომეტრი. იგი დამოკიდებულია წონასწორულ კალიუმის მინდვრის შპატსა და პლაგიოკლაზს შორის ალბიტის მოლეკულის გადანაწილების კანონზომიერებაზე.



სურ. 57. გრაფიტის ელემენტარული უჯრედის  $C$  (Å) პარამეტრის დამოკიდებულება ტემპერატურასთან [90]

ნიმ. №10-ბ - პლაგიოგნეისი ( $\text{Crd}_{46} + \text{Crdp} + \text{Pl}^{44} + \text{Bt}_{50} + \text{Ort}^{18} \pm \text{Ms} + \text{C} \pm \text{Chl}_{40}$ ),

ნიმ. №21-ბ - პლაგიომიგმატიტის რესტიტი ( $\text{Crd}_{44} + \text{Crdp}_{44} + \text{Pl}^{43} + \text{Bt}_{55} + \text{Ort}^{18} \pm \text{Ms} + \text{C}$ )

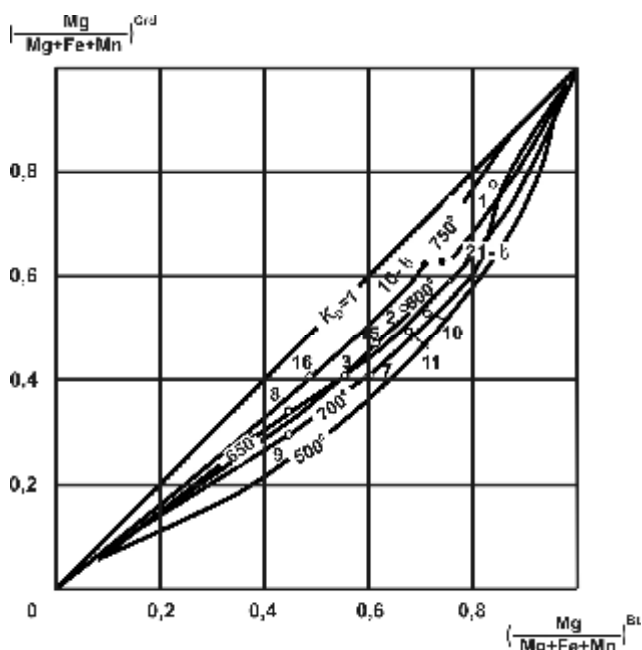
ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის კამბრიულისწინა რეგიონული მეტამორფიზმის ტემპერატურული პარამეტრები

ნომ. №	პარაგენეზისები	T°C, გეოთერმომეტრი				
		გრაფიტული	Pl-Ort	Bt-Crd	Hbl-Bt	Hbl-Pl
10-ბ	Crd <sub>46</sub> +Crdp <sub>54</sub> +Pl <sup>44</sup> +Bt <sub>50</sub> + +Ort <sup>18±</sup> Ms+C±Chl <sub>40</sub>	720	730	750	-	-
21-ბ	Crd <sub>44</sub> +Crdp <sub>44</sub> +Pl <sup>43</sup> + +Bt <sub>55</sub> +Ort <sup>18±</sup> Ms+C	760	770	660	-	-
9	Pl <sup>45</sup> +Hbl+Bt+Qtz	-	-	-	750	680
10	Pl <sup>35</sup> + Hbl+Bt+Qtz	-	-	-	760	620

შენიშვნა: გეოთერმომეტრები – გრაფიტული [90], კალიშპატ-პლაგიოკლაზური [92], ბიოტიტ-კორდიერიტული [93], რქატყუარა-ბიოტიტური [93], რქატყუარა-პლაგიოკლაზური [93].

მე-9 ცხრილის მონაცემები მოწმობს, რომ გამოყენებული პლაგიოკლაზ-კალიშპატური გეოთერმომეტრი რამდენადმე უფრო მაღალ ტემპერატურას აფიქსირებს გრაფიტულ თერმომეტრთან შედარებით - 730-770°C.

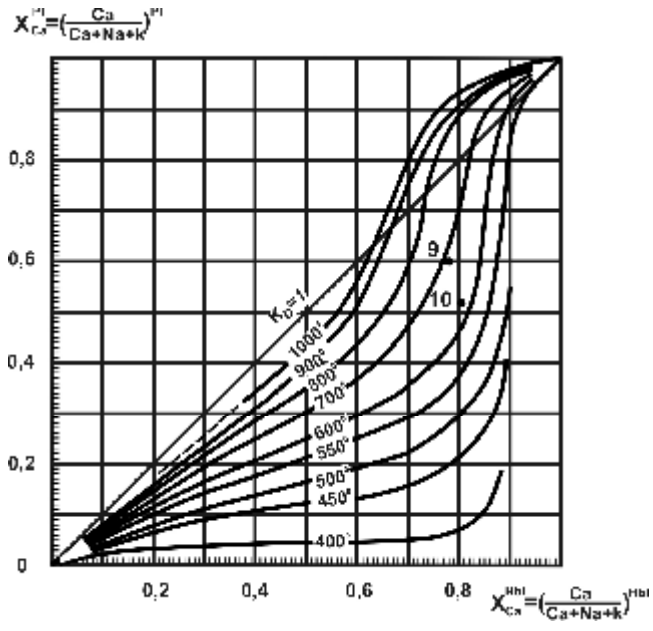
კორდიერიტ-ბიოტიტური გეოთერმომეტრი [93], აფიქსირებს ტემპერატურას - 660-750°C ფარგლებში (იხ. სურ. 58; ცხრ. 9).



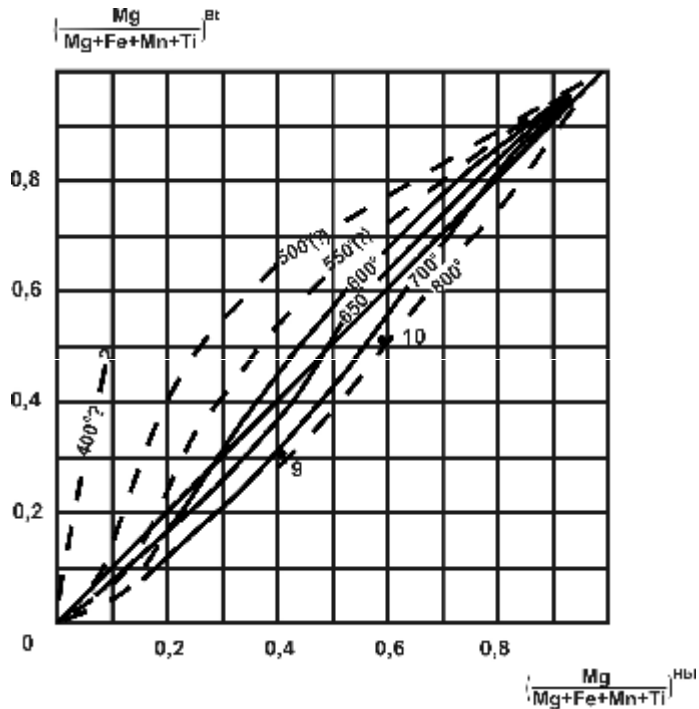
სურ. 58. კორდიერიტ-ბიოტიტური გეოთერმომეტრი

რქატყუარა-პლაგიოკლაზური და რქატყუარა-ბიოტიტური გეოთერმომეტრებით განსაზღვრულია კვარც-დიორიტული ორთოგნეისისა (ნომ. №9) და პლაგიომიგმატიტის

ლეიკოკრატული ნაწილის (ნიმ. №10) ფორმირების ტემპერატურა. იგი 620-720°C ინტერვალს მოიცავს (იხ. სურ. 59, 60; ცხრ. 9).



სურ. 59. რქატყუარა-პლაგიოკლაზური გეოთერმომეტრი



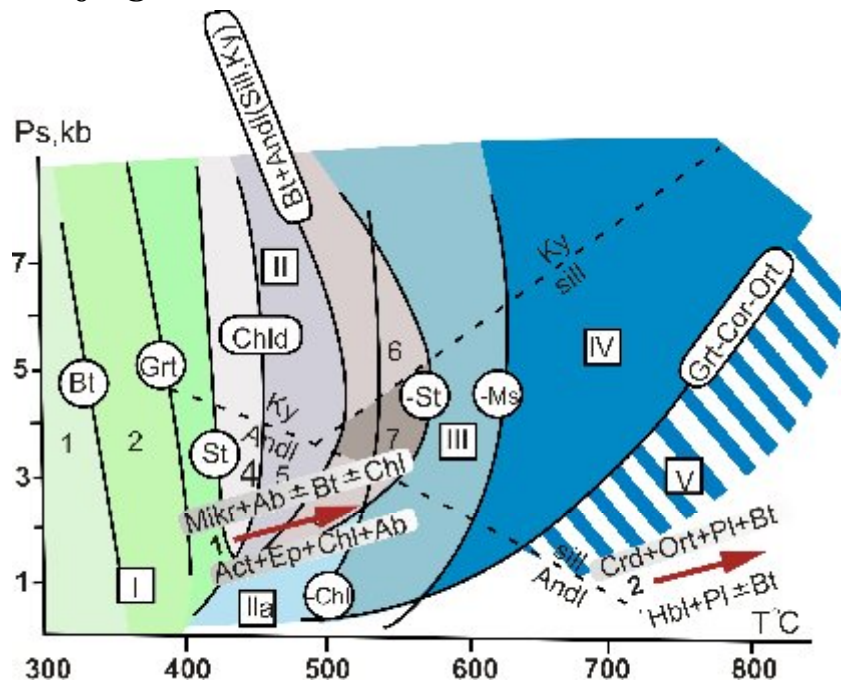
სურ. 60. რქატყუარა-ბიოტიტური გეოთერმომეტრი

ამრიგად, უფრო სარწმუნოდ მიგვაჩნია, რომ ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის ტემპერატურული პირობებია - 720-770°C, რაც შეესაბამება მაღალტემპერატურულ ბიოტიტურ-სილიმანიტურ-

კალიშპატური და გრანატულ-კორდიერიტულ-ორთოკლაზური ფაციესების პარამეტრებს.

გეობარომეტრია. ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის წნევის პირობების დადგენისთვის ჩვენ ვერ ვისარგებლეთ გეობარომეტრებით, რადგან დღეისათვის ცნობილი ყველა გეობარომეტრი გამოიყენება მაღალტემპერატურული ქანების პარაგენეზისთვის, სადაც განვითარებულია გრანატი და სილიმანიტი. ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში კი როგორც უკვე აღვნიშნეთ, გრანატი და სილიმანიტი (ანდალუზიტი) დაფიქსირებული არ არის. გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანები თავისი ქიმიური შედგენილობით ( $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  მაღალი შემცველობა) ხელსაყრელია ამ მინერალების განვითარებისთვის. მისაღებია მათი ჩამოყალიბებისთვის ტემპერატურული რეჟიმიც -  $720-770^{\circ}C$ . ერთად-ერთი მიზეზი, რომელიც აფერხებს ამ ორი ტიპური მეტამორფული მინერალის ჩამოყალიბებას, ჩვენი ვარაუდით, დაბალი წნევაა, რომელიც  $< 1,5$  კბარზე.

წნევის პირობების განსაზღვრისათვის ჩვენ ვისარგებლეთ პეტროგენეტიური სქემით [45,25], რომლიც გვიჩვენებს, რომ ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ქანების კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის წნევის პირობები  $< 1,5$  კბარზე (სურ. 61).



სურ. 61. ხრამის კრისტალური მასივის კამბრიულისწინა და გვიანვარისკული რეგიონული მეტამორფიზმის ტრენდები.

რომაული ციფრები - მეტამორფიზმის ფაციესები: I - მწვანე ფიქლების, II - სტავროლითური, III - ბიოტიტ-მუსკოვიტური გნეისების, IV - ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატური, V - გრანატ-კორდიერიტ-კალიშპატური.

რეგიონული მეტამორფიზმის ტრენდები: 1 - გვიანვარისკული, 2 - გრენვილური.

## 9.2 ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის პეტროგენეტიკური მოდელი

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ხრამის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმნებში დადგენილია რეგიონული მეტამორფიზმის პოლიციკლური ხასიათი [66,25,69,34], გამოყოფილია რეგიონული მეტამორფიზმის კამბრიულისწინა (გრენვილური) და გვიანვარისკული ეტაპები. რეგიონული მეტამორფიზმის ცალკეული ეტაპის ასაკი თარიღდება გეოლოგიურ-გეოქრონოლოგიური მონაცემებით.

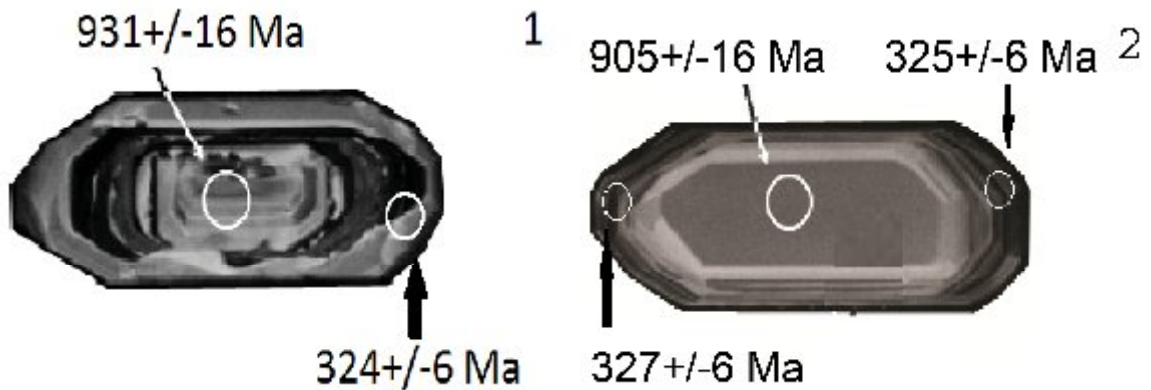
LA-ICP-MS U-Pb მეთოდით დათარიღებულ იქნა ცირკონები ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის პარაპლაგიოგნეისებიდან და სუდეტური გრანიტებიდან(ცხრ.10).



U-Pb და Lu-Hf იზოტოპური მონაცემები ხრამის მასივის ნეოპროტეროზოული პარაპლაგიოგნეისის (ნომ.1) და სუდეტური გრანიტების (ნომ.2) ცირკონებიდან

Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	error. corr.	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma±1σ)	age	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	±1σ	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	±1σ	ε <sub>Hf</sub> <sup>(T)</sup>	±1σ	T <sub>DM</sub>	T <sub>DM</sub> <sup>C</sup>
ნომ. 1																	
0.567	0.07150	0.00066	0.15077	0.00280	1.48598	0.03061	0.905	905	16	0.282389	9	0.000841	4	5.9	0.3	1215	1402
0.314	0.05293	0.00068	0.05168	0.00099	0.38213	0.00989	0.778	325	6	0.282472	12	0.001088	3	-3.8	0.4	1110	1570
0.637	0.05265	0.00049	0.5201	0.00098	0.37693	0.00801	0.887	327	6	0.282444	11	0.000603	2	-4.9	0.4	1145	1637
ნომ.2 wt. mean=325±2.3 Ma																	
0.617	0.05573	0.00073	0.05103	0.00097	0.39209	0.01069	0.697	321.0	6.0	0.282383	13	0.001573	66	-6.9	0.5	1246	1774
0.420	0.05389	0.00063	0.05159	0.00097	0.38334	0.00965	0.747	324.0	6.0	0.282540	12	0.001703	16	-1.4	0.4	1027	1425
0.435	0.05409	0.00053	0.05231	0.00097	0.39009	0.00870	0.831	329.0	6.0	0.282405	11	0.001044	11	-6.0	0.4	1198	1718
0.508	0.05314	0.00056	0.05131	0.00096	0.37596	0.00885	0.795	323.0	6.0	0.282465	14	0.001246	1	-4.0	0.5	1120	1586
0.459	0.05470	0.00070	0.05255	0.00099	0.39625	0.01065	0.701	330.0	6.0	0.282441	15	0.001271	21	-4.8	0.5	1154	1641
0.485	0.05338	0.00055	0.05118	0.00095	0.37664	0.00873	0.801	322.0	6.0	0.282449	11	0.001756	8	-4.5	0.4	1143	1623
0.368	0.05899	0.00064	0.05104	0.00096	0.41510	0.00997	0.783	321.0	6.0	0.282465	12	0.000859	4	-3.9	0.4	1109	1582
0.427	0.05531	0.00077	0.05242	0.00100	0.39972	0.01134	0.672	329.0	6.0	0.282455	13	0.000926	4	-4.2	0.5	1124	1604
0.448	0.05330	0.00061	0.05201	0.00096	0.38221	0.00949	0.759	327.0	6.0	0.282503	16	0.001804	24	-2.8	0.6	1083	1510
0.495	0.05417	0.00049	0.05203	0.00096	0.38859	0.00805	0.891	327.0	6.0	0.282576	13	0.001259	21	-0.1	0.5	964	1339
0.610	0.05331	0.00069	0.05243	0.00099	0.40922	0.01067	0.724	329.0	6.0	0.282408	16	0.005244	113	-6.8	0.6	1343	1767
0.348	0.05456	0.00210	0.05154	0.00108	0.38772	0.02164	0.375	324.0	7.0	0.282454	13	0.001246	24	-4.4	0.5	1136	1612
0.535	0.05459	0.00055	0.05221	0.00097	0.39286	0.00896	0.815	328.0	6.0	0.282483	14	0.002045	10	-3.5	0.5	1119	1558
0.292	0.05493	0.00054	0.05250	0.00098	0.39756	0.00893	0.831	330.0	6.0	0.282365	13	0.001272	7	-7.5	0.5	1262	1812
0.541	0.05293	0.00065	0.04912	0.00093	0.35845	0.00940	0.722	309.0	6.0	0.282468	12	0.001409	13	-3.9	0.4	1120	1582
0.526	0.05171	0.00068	0.05214	0.00099	0.37168	0.01011	0.698	328.0	6.0	0.282523	14	0.001737	9	-2.0	0.5	1051	1463
0.433	0.05364	0.00145	0.05180	0.00103	0.38315	0.01642	0.464	326.0	6.0	0.282483	14	0.002479	7	-3.6	0.5	1131	1562
0.483	0.05318	0.00064	0.05139	0.00098	0.37675	0.00974	0.738	323.0	6.0	0.282493	11	0.000960	5	-2.9	0.4	1072	1520
0.633	0.05473	0.00057	0.05268	0.00099	0.39747	0.00932	0.801	331.0	6.0	0.282454	10	0.001949	14	-4.5	0.3	1157	1621
0.113	0.05307	0.00047	0.05065	0.00093	0.37056	0.00753	0.904	319.0	6.0	0.282412	23	0.001727	6	-5.9	0.8	1210	1711
0.286	0.07150	0.00059	0.15540	0.00282	0.53166	0.02848	0.976	931.0	16.0	0.282328	8	0.001272	4	4.1	0.3	1313	1538
0.326	0.05513	0.00063	0.05229	0.00098	0.39742	0.00985	0.756	329.0	6.0	0.282406	8	0.001096	10	-6.0	0.3	1199	1718
0.543	0.05325	0.00052	0.05159	0.00095	0.37870	0.00834	0.836	324.0	6.0	0.282527	11	0.001864	16	-1.9	0.4	1049	1455
0.327	0.05358	0.00074	0.05236	0.00099	0.38678	0.01089	0.672	329.0	6.0	0.282398	8	0.000891	4	-6.3	0.3	1203	1733
0.448	0.05497	0.00060	0.05270	0.00098	0.39940	0.00957	0.776	331.0	6.0	0.282489	8	0.000785	3	-3.0	0.3	1073	1528
0.469	0.05299	0.00059	0.05280	0.00099	0.38576	0.00938	0.771	332.0	6.0	0.282482	9	0.001264	11	-3.4	0.3	1096	1548

დადგინდა ორი გენეტიკურად და ასაკობრივად განსხვავებული ტიპის ცირკონი: Zrn1, ფორმირებული რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპზე (1000-900 Ma) და Zrn 2, ფორმირებული სუდეტური გრანიტების კრისტალიზაციის და ხრამის მასივის ყველა ალპურისწინა წარმონაქმნის რეტროგრადული მეტამორფიზმის დროს (320-330 Ma) (სურ. 62).



სურ.62 ცირკონები ხრამის მასივის პარაპლაგიოგნეისიდან (1) და სუდეტური გრანიტიდან (2)

პარაპლაგიოგნეისის ცირკონის ბირთვში განსაზღვრული ასაკი შეადგენს  $905 \pm 16$  Ma (როლმელიც შეესაბამება გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ სტადიას). კარგად განვითარებული ზონალური არშია, რომელიც შემოზრდილია ცირკონის ბირთვზე, დათარიღებულია როგორც  $325.6 \pm 2.3$  და  $327 \pm 6$  Ma, რაც შეესაბამება სუდეტურ ენდოგენურ პროცესს.

გრანიტების ცირკონის 26 კრისტალში დათარიღების შედეგები გვიჩვენებს საშუალო ასაკს  $325.6 \pm 2.3$  Ma, რომელიც  $319-332 \pm 6$  Ma ინტერვალს მოიცავს. მხოლოდ ერთ შემთხვევაში ცირკონის კრისტალის ბირთვში დაფიქსირდა მემკვიდრეობითი ასაკი –  $931 \pm 16$  Ma, რაც სავარაუდოდ, ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში განვითარებულ რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ასაკს აფიქსირებს.

მაშასადამე, ხრამის კრისტალური მასივის უძველესი ქანების პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის ასაკი ცირკონების LA-ICP MS U-Pb მეთოდით  $931-905 \pm 2$  Ma (2 $\sigma$ ) თარიღდება [94,37,95,36]. თერმობარომეტრული მონაცემები მოწმობს, რომ კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმი იზობარულ ხასიათს ატარებდა. წნევის ვარიაცია მეტად მცირე ფარგლებშია ( $P < 1.5$  კბარზე), ხოლო ტემპერატურის დიაპაზონი უფრო ფართო ინტერვალში ( $720-770^\circ\text{C}$ ) განისაზღვრებოდა. რეგიონული მეტამორფიზმის რეჟიმი გრანატ-კორდიერიტ-ორთოკლაზური და ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატური ფაციესის პირობებს შეესაბამება (სურ.61). მეტამორფიზმის პროდუქტები: კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები, პლაგიო- და გრანიტული

მიგმატიტები, დამორჩილებული რაოდენობით რქატყუარიანი ორთო კვარციანი დიორიტები, ქმნის სუბკონტინენტურ ქანებს, სადაც გაბატონებულია კალიუმით გაუჯერებელი მეტაპელიტები და მცირე ოდენობით კალიუმით გაჯერებული მეტაპელიტები, უმნიშვნელოა CaO მდიდარი ქანების ოდენობა. ეს უკანასკნელი გამორიცხავს ბაზიტების ფორმირების კერასთან დაკავშირებული გადახურებული აღმავალი ფლუიდური ჭავლების მნიშვნელოვან როლს რეგიონული მეტამორფიზმის წარმართვისათვის. ჩვენი ვარაუდით, სუბდუქციურ სითბოსთან ერთად, რეგიონული მეტამორფიზმის მთავარ სითბოს წყაროს წარმოადგენდა რადიაქტიური სითბო.

გვიანვარისკული რეგიონული მეტამორფიზმის ასაკი -  $325-330 \pm 6$  Ma კარგადაა არგუმენტირებული მათი სინქრონული კალიუმის გრანიტების არგონული და ცირკონების LA-ICP-MS U-Pb მეთოდების განსაზღვრებით. რეგიონული მეტამორფიზმის ბოლო ეტაპი მკვეთრად გამოხატული რეტროგრადული ხასიათისაა. იგი მიმდინარეობს სუბიზობარულ პირობებში და წინმსწრებ რეგიონულ მეტამორფიზმთან შედარებით დაბალტემპერატურული პროცესია ( $T \approx 430-510^{\circ}\text{C}$ ,  $P \approx 1.3-1.6$  კბარი; იხ. სურ. 61). იგი ხრამის კრისტალური მასივის ფარგლებში რეგიონული მასშტაბისაა და ზედ ედება ყველა გვიანვარისკულამდელ წარმონაქმნებს.

## დასკვნა

ხრამის კრისტალური მასივი წარმოადგენს შავი ზღვა - ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერიტორიის ალპურისწინა ფუნდამენტის შვერილს. მასივი აგებულია კამბრიულამდელი გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსით და გვიანვარისკული გრანიტოიდებით, აგრეთვე ვარისკულისწინა მეტაგაბროთი. მასივში აღინიშნება სუსტად მეტამორფიზებული მეტაქვიშაქვების და სერპენტინიტების მცირე ზომის ალოქტონური წარმონაქმნები.

სადისერტაციო ნაშრომის კვლევის უშუალო ობიექტს გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი წარმოადგენს. კომპლექსის შემადგენლობაში მონაწილეობს გნეისები და მიგმატიტები, რომლებიც სივრცობრივად ერთმანეთთან მჭიდროდ არიან დაკავშირებული.

ხრამის კრისტალური შვერილის გნეისებს შორის ორი გენეტიურად განსხვავებული სახესხვაობა გამოიყოფა: ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები და ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები. ორივე სახესხვაობის გნეისები ჩამოყალიბდა გრენვილური რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად.

ხრამის კრისტალური შვერილის, პოსტმეტამორფული კალიუმისანი გრანიტების შემოჭრამდე, პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმის შედეგად ჩამოყალიბებული ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების მინერალური შედგენილობა საკმაოდ მარტივია -  $\text{Crd}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}\pm\text{Ort}$ . ეს მაღალტემპერატურული მინერალური ასოციაცია, რომელიც შედგენილობით  $\text{K}_2\text{O}$  გაუჯერებელ მეტაპელიტებს პასუხობს, იშვიათად კი -  $\text{K}_2\text{O}$  გაჯერებულ მეტაპელიტებსაც (Ort-თან ასოციაციაში), რეგრესული მეტამორფიზმის ან გრანიტიზაციის შედეგად იცვლება დაბალტემპერატურული პარაგენეზისით -  $\text{Ms}(\text{Ser})+\text{Chl}+\text{Ab}+\text{Qtz}+\text{Mikr}$ .

ძირითადი ქანმაშენი მინერალებია: კორდიერიტი, პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი, კვარცი. ასევე, მუსკოვიტი, იშვიათად გვხვდება კალიუმის მინდვრის შპატი.

მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია პინიტი, ქლორიტი, კალციტი, ცოიზიტი, ლიმონიტი. გვხვდება გასერიციტებული და გასოსურიტებული პლაგიოკლაზი.

აქცესორული მინერალებიდან გვხვდება: ცირკონი, აპატიტი, ორთიტი, სფენი.

ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისების საწყისი ქანები ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებია, ხოლო პეტროლოგიურ-მინერალოგიური კლასიფიკაციით ისინი მიეკუთვნებიან კორდიერიტის შემცველ პარალუმინურ (CPG) გრანიტების ტიპს.

ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისები ხრამის კრისტალურ მასივზე მცირე გავრცელებით სარგებლობს და გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის დაახლოებით 2%-ს შეადგენს. ქანის სადი, შეუცვლელი სახესხვაობები იშვიათად გვხვდება და უმეტეს წილად წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, რქატყუართა და კვარცით. უფრო მცირე გავრცელებით სარგებლობს ბიოტიტი და კალიუმის მინდვრის შპატი, რომელებიც გრანიტიზაციის პროდუქტს წარმოადგენს, ასევე მეორადი

მინერალებიდან ქლორიტი ანაცვლებს რქატყუარასა და ბიოტიტს, ეპიდოტის ჯგუფის მინერალები წარმოქმნილია რქატყუარასა და პლაგიოკლაზის ხარჯზე. ასევე შეიმჩნევა პლაგიოკლაზის დეანორთიტიზაციის პროდუქტები -სოსურიტი, პრენიტი, კალციტი და რქატყუარას ჩანაცვლება აქტინოლიტით.

ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებში, ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტულ გნეისებთან შედარებით, მაღალია  $K_2O$  შემცველობა და ტუტიანობა, მაღალია ასევე  $SiO_2$  და  $MgO$  შემცველობები, ხოლო  $Na_2O$  და  $CaO$  რაოდენობა პირველი სახეობის გნეისებში უფრო დაბალია.

ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების საწყისი ქანები ფუძე მაგმური ქანებია. პეტროლოგიურ-მინერალოგიური კლასიფიკაციით ისინი მიეკუთვნებიან ამფიბოლურ კირტუტე (ACG) გრანიტების ტიპს.

მიგმატიტებს შორის გამოიყოფა ორი ასაკობრივ-გენეტიური სახესხვაობა: პლაგიოგრანიტული და გრანიტული.

პირველი სახეობის მიგმატიტების ფორმირება დაკავშირებულია როგორც ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების, ასევე ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების გარდაქმნასთან ულტრამეტამორფიზმის დროს. ეს მიგმატიტები იდენტურები არიან ლეიკოკრატული ნაწილის პლაგიოგრანიტული შედგენილობით, მაგრამ განსხვავებულია მათი სუბსტრატის მინერალური შედგენილობა. ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების ხარჯზე წარმოშობილი მიგმატიტების სუბსტრატში დადგენილი მინერალური პარაგენეზისებია:  $Bt+Pl+Crd\pm Cum\pm Qtz$ ,  $Crd+Bt+Mu\pm Qtz$ , ლეიკოკრატული ნაწილის მინერალური პარაგენეზისია:  $Qtz+Pl\pm Cum\pm Bt\pm Ms\pm Ort$ ; ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების ულტრამეტამორფიზმის შედეგად წარმოშობილი მიგმატიტების მელანოკრატული ნაწილი კი შემდეგი მინერალური პარაგენეზისითაა წარმოდგენილი:  $Pl+Hbl\pm Bt\pm Qtz$ , ხოლო ლეიკოკრატული ნაწილი -  $Pl+Qtz\pm Hbl$ .

მიგმატიტების გრანიტული სახეობა წარმოიშობა პოსტმეტამორფული კალიუმისანი გრანიტების შემოჭრისთანავე ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისების, ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისებისა და პლაგიომიგმატიტების (როგორც ბიოტიტ-კორდიერიტიანი, ასევე რქატყუარიანი სუბსტრატის შემთხვევაში) ფელდშპატიზაციის შედეგად. მათი ლეიკოკრატული ნაწილი ერთნაირია – გრანიტული შედგენილობისაა, ხოლო სუბსტრატში მუქი მინერალი მხოლოდ ბიოტიტით (კვარც-დიორიტულ გნეისებში რქატყუარა მთლიანად ჩანაცვლებულია ბიოტიტით) და პლაგიოკლაზით არის წარმოდგენილი.

მიგმატიტების მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, კვარცი, ბიოტიტი, იშვიათად გვხვდება კალიუმის მინდვრის შპატი, რქატყუარა. მეორადი მინერალებიდან აღსანიშნავია: სერიციტი, მუსკოვიტი, ქლორიტი.

გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში განვითარებული შტოკისებური მეტაგაბროს ინტრუზივები წვრილი და საშუალომარცვლოვანი, მუქი ნაცრისფერი შავი ფერის

მკვრივი ქანია, რომელსაც ადგილ-ადგილ კარგად ეტყობა გრანიტების ზეგავლენა. გაბროს არ განუცდია ვარისკულისწინა მაღალტემპერატურული პროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმი, რომელიც ინტენსიურად არის განვითარებული გაბროს შემცველ გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში. ამავე დროს, გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსის ქანების მსგავსად მათ განცდილი აქვთ გვიანვარისკული (სუდეტური ფაზის) რეტროგრადული რეგიონული მეტამორფიზმი.

ეჭვგარეშეა მასივზე გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსთან მიმართებაში მეტაქვიშაქვებისა და სერპენტინიტების ალოქტონური ბუნება. მეტაქვიშაქვების გამოსავალი არ აღემატება 50 მ<sup>2</sup>-ს. იგი მოქცეულია გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში ტექტონიკური ქერცლის სახით. სერპენტინიტების ლინზისებური სხეული 20 მ<sup>2</sup>-ზე ვრცელდება. სერპენტინიტის სხეული პროტრუზივია.

ხრამისა და ძირულის კრისტალური მასივების გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსების შედარებისას აღმოჩნდა, რომ ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა მაგმატიტები და რეგიონული მეტამორფიზმის გამოვლინება ხრამის კრისტალურ მასივთან შედარებით მნიშვნელოვნად უფრო მრავალფეროვანია. ამავე დროს, დიდ მსგავსებას იჩენს ამავე მასივების ნეოპროტეროზოული გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსები, სადაც გვხვდება კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები და CaO-თი მდიდარი ქანები. მინერალური და პეტროქიმიური შედგენილობით ორივე მასივის კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები და პლაგიომიგმატიტები პრაქტიკულად იდენტურია. CaO-თი მდიდარი მეტამორფიტები კი მნიშვნელოვნად განსხვავდება ერთმანეთისაგან. ეს უკანასკნელი ძირულის მასივზე გაცილებით უფრო ჭარბად გვხვდება (~25%), ვიდრე ხრამის გნეისურ-მიგმატიტურ კომპლექსში (~2%).

ხრამის კრისტალური მასივისა და მდ. ხრამის მარჯვენა შენაკადის ასლანურას ხეობაში გაშიშვლებული გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების შედარებამ გვიჩვენა, რომ მდ. ასლანურას ხეობაში გავრცელებული გნეისები მინერალოგიური შედგენილობით ხრამის კრისტალური მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული გნეისების მსგავსია, ხოლო ქიმიზმით ბიოტიტ-კორდიერიტიან პლაგიოგნეისებს უახლოვდება.

ბიოტიტ-კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისებისა და მიგმატიტების რესტიტების კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმის ქანმაშენი მინერალებია: კორდიერიტი, პლაგიოკლაზი, ბიოტიტი, კვარცი და ორთოკლაზი. მიგმატიტებში დაფიქსირებულია კუმინგტონიტი.

მინერალების მოკროზონდული გაზომვების შედეგები:

კორდიერიტის პორფირობლასტები უმრავლეს შემთხვევაში მთლიანად პინიტიზირებულია. ძალიან იშვიათად შეიმჩნევა კორდიერიტის სადი უბნები.

კორდიერიტის მაღალ რკინიანია ( $X_{Fe} \approx 44-46$ ), ჰომოგენურია და ზონალობა არ ახასიათებს.

ბიოტიტი უპირატესად გამუსკოვიტებული და გაქლორიტებულია. სალი ბიოტიტი მაღალტიტანიანია ( $\text{TiO}_2$  2,68-3,12 მას.%,  $X_{\text{Fe}}=50-55$ ).

პლაგიოკლაზი ოლიგოკლაზ-ანდეზინის რიგისაა ძალიან ხშირად გასერიციტებული, გამუსკოვიტებული, გაალბიტებულია და ჩანაცვლებულია მესერიანი მიკროკლინიტით.

კალიუმის მინდვრის შპატი წარმოდგენილია უმესრო პორფირობლასტებით, რომლებშიც ალბიტის მოლეკულის ოდენობა 7-13%-ია, ხოლო -  $2V - 59-71^\circ$  - ის ფარგლებშია. ასევე, გვხვდება სალი მესერიანი (მაღალმოწესრიგებული) კალიუმის მინდვრის შპატი - მიკროკლინი, რომელიც მეორადი მინერალია.

მუსკოვიტი, ყოველთვის მეორადი პროდუქტია და ანაცვლებს კორდიერიტს, ბიოტიტსა და პლაგიოკლაზს. მუსკოვიტის ქიმიური შედგენილობა, გვიჩვენებს, რომ მასში ფენგიტისა და პარაგონიტის რაოდენობა მცირეა.

ბიოტიტ-რქატყუარიანი კვარც-დიორიტული ორთოგნეისების მთავარი ქანმაშენი მინერალებია: პლაგიოკლაზი, რქატყუარა და კვარცი. დამორჩილებულ როლს თამაშობს ბიოტიტი, იშვიათად გვხვდება უმესრო კალიუმის მინდვრის შპატი.

ხრამის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმნებში დადგენილია რეგიონული მეტამორფიზმის პოლიციკლური ხასიათი, გამოყოფილია რეგიონული მეტამორფიზმის კამბრიულისწინა (გრენვილური) და გვიანვარისკული ეტაპები.

LA-ICP-MS U-Pb წერტილოვანი მეთოდით დათარიღებულ იქნა ცირკონები ხრამის მასივის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსის პარაპლაგიოგნეისებიდან და სუდეტური გრანიტებიდან.

დადგინდა ორი ტიპის ცირკონი: Zrn1, ფორმირებული რეგიონული მეტამორფიზმის გრენვილურ ეტაპზე (931-905 Ma) და Zrn 2, ფორმირებული სუდეტური გრანიტების კრისტალიზაციისას (320-330 Ma).

თერმობარომეტრული მონაცემები მოწმობს, რომ კამბრიულისწინა ეტაპის რეგიონული მეტამორფიზმი იზობარულ ხასიათს ატარებდა. წნევის ვარიაცია მეტად მცირე ფარგლებშია ( $P < 1,5$  კბარზე), ხოლო ტემპერატურის დიაპაზონი უფრო ფართო ინტერვალით ( $720-770^\circ\text{C}$ ) განისაზღვრებოდა. რეგიონული მეტამორფიზმის რეჟიმი გრანატ-კორდიერიტ-ორთოკლაზური და ბიოტიტ-სილიმანიტ-კალიშპატური ფაციესის პირობებს შეესაბამება. მეტამორფიზმის პროდუქტები: კორდიერიტიანი პლაგიოგნეისები, პლაგიო- და გრანიტული მიგმატიტები, დამორჩილებული რაოდენობით რქატყუარიანი ორთო კვარციანი დიორიტები, ქმნის სუბკონტინენტურ ქერქს, სადაც გაბატონებულია კალიუმით გაუჯერებელი მეტაპელიტები და მცირე ოდენობით კალიუმით გაჯერებული მეტაპელიტები, უმნიშვნელოა  $\text{CaO}$  მდიდარი ქანების ოდენობა. ეს უკანასკნელი გამორიცხავს ბაზიტების ფორმირების კერასთან დაკავშირებული გადახურებული ადმავალი ფლუიდური ჭავლების მნიშვნელოვან როლს რეგიონული მეტამორფიზმის წარმართვისათვის. ჩვენი ვარაუდით,

სუბდუქციურ სიტბოსთან ერთად, რეგიონული მეტამორფიზმის მთავარ სიტბოს წყაროს წარმოადგენდა რადიაქტიური სიტბო.

გვიანვარისკული რეგიონული მეტამორფიზმის ასაკი -  $325-330 \pm 6$  Ma კარგადაა არგუმენტირებული მათი სინქრონული კალიუმიანი გრანიტების არგონული და ცირკონების LA-ICP-MS U-Pb მეთოდების განსაზღვრებით. რეგიონული მეტამორფიზმის ბოლო ეტაპი მკვეთრად გამოხატული რეტროგრადული ხასიათისაა. იგი მიმდინარეობს სუბიზობარულ პირობებში და წინმსწრებ რეგიონულ მეტამორფიზმთან შედარებით დაბალტემპერატურული პროცესია ( $T \approx 430-510^{\circ}\text{C}$ ,  $P \approx 1.3-1.6$  კბარი). იგი ხრამის კრისტალური მასივის ფარგლებში რეგიონული მასშტაბისაა და ზედ ედება ყველა გვიანვარისკულამდელ წარმონაქმნს.

იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური მონაცემები, გეოლოგიურ და პეტროლოგიურ მონაცემებთან ერთად, საშუალებას იძლევა განისაზღვროს რეგიონული მეტამორფიზმისა და გრანიტწარმოშობის ეტაპები და შესაბამისად წარმოდგინილ იქნას ხრამის მასივის ალპურისწინა კონტინენტური ქერქის ფორმირების მოდელი.



## ლიტერატურა

1. I. Gamkrelidze Terranes of the Caucasus and adjacent areas //Bull. Acad. Sci. of Georgia, 1997<sub>1</sub>, 155, N3, p.75-81.
2. П.Д. Гамкрелидзе Основные черты тектонического строения Кавказа //Геотектоника, 1966, №3, с.3-13.
3. Г.А. Цулукидзе Геологическое исследование в области речных долин Алгети и Храма. Мат. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. I, Тифлис, 1887.
4. Б.П. Беликов Геолого-петрографическое строение южных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. ССР Грузии, вып. III. СОПС, сер. Закавказье, вып. 20, 1936.
5. Г.Н. Лоладзе, Т.Г. Казахашвили Сборы, систематизация материалов, документирующих петрографию и минерализацию Закавказья (Храмской кристаллический массив), Фонды ГПУ, 1936.
6. Г.Н. Лоладзе, Т.Г. Казахашвили Геолого-петрографическое изучение Храмской кристаллической плиты, геологический отчет ГПУ, Фонды, 1938.
7. А.А. Белов, Е.А. Рейтлингер О палеотектонической характеристике “нижних туфитов” Храмского массива Южной Грузии. ДАН СССР, т. 170, №1, 1966.
8. А.А. Белов Новые данные по геологии Храмского массива Южной Грузии //Изв. ВУЗ-ов. Геология и разведка, 1967, №12, с. 3-11.
9. Т.Г. Казахашвили Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива //Тр. ТГУ, 1941<sub>1</sub>, вып.5, с.56-126.
10. Ш.А. Адамия О возрасте молодых гранитов Храмского кристаллического массива. Сообщ. АН ГССР, т. XXI, №4, 1958.
11. Ш.А. Адамия Доюрские образования Кавказа //Тр. Геол. ин-та АН ГССР. 1968, нов. сер, вып.16, 294 с.
12. Ш.А. Адамия Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление). В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа, 1984, с.3-104.
13. Н.И. Схиртладзе Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива //ДАН СССР, 1960, 130, №1, с.170-173.
14. Н.И. Схиртладзе Средний и верхний карбон – толща “нижних туфитов”. В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр.ГИН АН ГССР, 1965, нов.сер., вып.1, с.19-34.
15. Н.Ф. Татришвили Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Гостехиздат, 1948, 290 с.
16. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива (Груз. ССР) //Изв. АН СССР, 1953<sub>2</sub>, сер. геол., №3, с.126-131.
17. Г.М. Заридзе Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 382 с.
18. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили Магматизм Грузии и связанные с ним рудопроявления. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 254 с.
19. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили, Хмаладзе И.И., Дудаури О.З. Храмский массив. В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР, 1965, нов.сер., вып.1, с.135-144.
20. М.М. Рубинштейн Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии //Тр. ГИН АН ГССР, 1967, нов.сер., вып. II, 237 с.
21. М.С. Цхелишвили О гранатовой разновидности гранитоидов Храмского массива // Сообщ. АН ГССР, 1971, 64, №2, с.357-360.

22. М.С. Цхелишвили Ортитсодержащие гранитоиды Храмского массива //Сообщ. АН ГССР, 1976, 83, №3, с.649-652.
23. Т.В. Иваницкий, Т.Н. Мгелиашвили Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород //Тр. ГИН АН ГССР, 1971, нов.сер, вып.27, 195 с.
24. М.А. Кекелия, О.Д. Хуцишвили, И.И. Кикнадзе Кордиеритсодержащие граниты Храмского выступа Закавказского срединного массива //Сообщ. АН ГССР, 1975, 80, 3, с.649-652.
25. И. Гамкрелидзе, Д. Шенгелиа Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа, Москва, Научный Мир, 2005, 460 с.
26. Р.А. Гамбашидзе, О.Д. Хуцишвили О времени проявления блоковых движений на Храмском выступе кристаллического фундамента (Южная Грузия). Сообщ. АН ГССР, 78, №3, 1975.
27. О.Д. Хуцишвили Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа //АН ГССР. Геол. ин-т, 1977, вып.56, 109 с.
28. М.А. Кекелия, И.И. Кикнадзе, О.Д. Хуцишвили Выход серпентинита в Храмском выступе кристаллического фундамента //Сообщ. АН ГССР, 1977, 86, №3, с.641-644.
29. М.А. Кекелия, О.Д. Хуцишвили Петрологические особенности пород гнейсово-мигматического комплекса Храмского массива // Изв. геол. общ-ва Грузии, 1980, 9, с.109-115.
30. Д.М. Шенгелиа, О.Д. Хуцишвили, И.Р. Ахвледиани, Р.Г. Кахадзе, Н.Г. Попорадзе, М.Г. Блиадзе, Г.И. Натенадзе, З.И. Кобаидзе Новые данные о выходе метаморфитов ущ. р.Чочиани Храмского выступа фундамента Закавказского срединного массива //Научн. труды Груз. техн. ун-та, 1992, №7, с.379-384 (на груз. яз.).
31. T. Tsutsunava, S. Korikovsky Ankhimetamorphic Metasandstones of the Khrami Crystalline Massif, Georgia: Mineral Assemblates, Formation Conditions and Geological Settings // Doklady Earth Sciences (Acad. Scie. of Russia). V. 405 A. #9. P. 1399-1403, 2002.
32. Шенгелиа Д., Икошвили Н. (1998), Новые данные о гнейсах Храмского кристаллического массива //Тр. Груз. технич. университета, №1 (417), с.72-79.
33. Т. Цуцунава, Н. Икошвили О метаморфитах Храмского кристаллического массива//Тр. Груз. техн. унив-та, 1998, №4(418), с.78-85.
34. ქ. თედლიაშვილი, ნ. კვახაძე, ნ. მასურაძე, გ. ბერიძე შავი ზღვა - ცენტრალური ამიერკავკასიის ტერიტორიის გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსების შედარებითი დახასიათება, საქ. მეცნ. აკად. ჟურნ. „მეცნიერება და ტექნოლოგიები“, 2012, #1 (3), გვ. 30-38.
35. O. Dudauri, M. Togonidze, G. Vashakidze Age of the granitoids of the Transcaucasian Median Massif //Vortage Internat. Isotopen kolloquium. Preiberg, 1990, p.42-44.
36. დ. შენგელია, ო. დუდაური, ქ. ჩიხელიძე ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა წარმონაქმნების U-Pb იზოტოპური გეოქრონოლოგია ცირკონების მიხედვით. აღ. ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის შრომათა კრებული. ახალი სერია. 2010. ნაკვ. 125. გვ. 51-61.
37. I. Gamkrelidze, D. Shengelia, T. Tsutsunava, Sun-Lin Chung, Han-Yi Chiu, K. Chikhelidze New data on U-Pb zircon age of Pre-Alpine crystalline Basement of the Black-Sea-Central Transcaucasian terrane and its geological significance. Bull. of Georgian National Acad. of Sci. 2011, Vol. 5. #1. Pp. 64-76.
38. P. Eskola The mineral facies of rocks. Norsk. Geol., Tidsskr., 6. p. 143-184., 1920.
39. P. Eskola Die metamorphen Gesteine. Srpinge, Berlin, 22p. 1939.

40. W.S. Fyfe, F.J. Turner Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies. Baltimor, p. 414, 1959.
41. Н.Г. Судовиков Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Ленинград. 550 с. 1964.
42. H.G.F. Winkler Petrogenesis of metamorphic rocks, New York, Springer-Varlay, 260 p. 1965.
43. А.А. Маракушев Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука. 1965, 191 с.
44. H. Zwart The quality of orogenic belts //Geol. Mijnbouw., 1967, 47, p.283-309.
45. С. Кориковский Фации метаморфизма метапелитов. М.:Наука, 1979, 260 с.
46. A. Miyashiro Metamorphism and metamorphic belts.Halstead Press,1973,92 p.
47. Н.Л. Добрецов Фации метаморфизма. М. “Недра”. 280 с. 1970.
48. Н.Л. Добрецов, В.С. Соболев, Е.Н. Ушакова Теоретические основы метаморфизма. НГУ. 187 с. 1974.
49. С.П. Кориковский Петроградный метаморфизм герцинского цикла. В кн.: Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.Наука, 1991, с.210-216.
50. G.M. Zaridze, D.M. Schengelia (1985), Die defomation und der metamorphismus. Sixth Colloguium on Geology of the Aelgean Region. PIRI REIS International Contribution Series Publication, №2, Izmir – Turkey, p.709-714.
51. Т.Н. Цуцунава Петрология метаморфитов зеленосланцевой фации Главного хребта Большого Кавказа и Ацгаринского тектонического покрова //Автореф. кандид. дисс., 1988, 25 с.
52. Т.Н. Цуцунава Низкотемпературный региональный метаморфизм Кавказа. Докт. диссерт. Геол. ин-т. АН Грузии. 2005, 224 с.
53. М.Д. Шенгелиа Петрология средне-и высокотемпературных метапелитов Большого Кавказа //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси, 1989, 18 с.
54. D. Shengelia, S. Korikovsky, G. Chichinadze, R. Kakhadze, M. Somin, V. Potapenko, A. Okrostsvardize, N. Poporadze Metamorphic facies of the Great Caucasus. Moscow-Tbilisi: Metsniereba, 1995, 71 p.
55. Д.М. Шенгелиа, Г.М. Заридзе, Г.Л. Чичинадзе, Г.И. Баранов Метаморфические формации Большого Кавказа. Объяснительная записка к “Карте метаморфических формаций кристаллического фундамента Большого Кавказа масштаба 1:200 000”. Тбилиси: Изд-во Технич. университета, 1998, 108 с.
56. Г.М. Заридзе, Д.М. Шенгелиа, Г.Л. Чичинадзе, Г.Л. Баранов Карта метаморфических формаций кристаллического фундамента Большого Кавказа масштаба 1:200 000. Тбилиси, 1999.
57. A. Thompson Metamorphism and fluids //Understanding the Earth (a new synthesis). Editors: G.Brown, Ch.Hawkesworth and Ch.Wilson. Cambridge University press, 1992, p.222-248.
58. M. Cloos Lithopheric buonancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts //Geol. Soc.Amer. Bull., 1993, v.105, N6, p.715-737.
59. Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин Глубинная геодинамика //Гр. Ин-та геологии, геофизики и минералогии АН РАН СО. Вып.830. Новосибирск, 1994, 299 с.
60. Ch.C. Plummer, D. Mc Geary Physical geology (sixth edition). Wm.C. Brown Publishers, 1993, 573 p.
61. W. Ernst Metamorphism and plate tectonic regims. Stroudsberg. Pa.: Dowen, Hutchinson and Ross, 1975, 425 p.
62. К.Б. Кепежинкас Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Недра. Новосибирск. 198 с. 1997.

63. М.С. Цхелишвили Петрографические, минералогические и геохимические особенности гранитоидов Храмского массива (Южная Грузия). кандид. дисс. Тбилиси. 1974. 197 с.
64. Н.И. Схиртладзе Верхний палеозой – триас. В кн.: Геология СССР. Т.10. Грузинская ССР, 1964, ч.1, М.: Наука, с.39-42.
65. О.Д. Хуцишвили Состав, строение и формирование Внутрикавказского массива // Диссерт. на соиск. учен. степ. док-ра геолгич. наук. Тбилиси, 1993, 414 с.
66. Д.М. Шенгелиа Моно- и полициклический региональный метаморфизм кристаллического основания Кавказа // ГИН АН Грузии. Нов. серия. Вып.115. С.282-299. 2000.
67. D. Shengelia, I. Gamkrelidze, T. Tsutsunava, L. Shubitidze Petro- and Geochemistry of the late variscan granitoids of the Caucasus // proceeding of Al. Janelidze Institute of Geology. New series. Vol. 124. p.204-221. 2008.
68. H. Hassan, A. Mc Alister An integrated geological geochemical investigations of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi anticlinorium, New Brunswick // Geol. Surv. Canada. 1992. p. 15-91.
69. დ. შენგელია, ნ. ფოფორაძე, თ. ბუტულაშვილი ძირულისა და ხრამის კრისტალური მასივების (საქართველო) კამბრიულისწინა წარმონაქმნების შედარებითი დახასიათება. საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის შრომები. #2 (460). 2006. გვ. 24-29.
70. ნ. კვახაძე ძირულის კრისტალური მასივის ავტოქტონური კომპლექსის რეგიონალური მეტამორფიზმის შესახებ. // საქ. ტექ. უნივერსიტეტის შრომები. 2003. #3 (449). გვ. 72-73.
71. ქ. ჩიხელიძე, ნ. კვახაძე, ლ. შუბითიძე ძირულის კრისტალური მასივის ალპურისწინა ავტოქტონური კომპლექსის რეგიონალური მეტამორფიზმის პეტროგენული მოდელი. «საქართველოს ნავთობი და გაზი.» #18. 2006. გვ.72-76.
72. A. Okrosvvaridze, D. Shengelia New data on the formation of microline granite of Dzirula salient // Bull. Acad. Sci. Georgia. 1996. V.14. #1. P.93-95.
73. Д.М. Шенгелиа, А.В. Окросцваридзе Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы // Докл. РАН. 1998. Т. 359. №6. С.801-803.
74. I. Gamkrelidze, D. Shengelia New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks // Bull. Acad. Sci. Georgia. 1998. V.158. #1. P.93-96.
75. I. Gamkrelidze, D. Shengelia Petrogenetic model of the Dzirula crystalline massif magmatits in the light of tectonic layering of the Earth's crust // Bull. Acad. Sci. Georgia. 1999. V. 159. #1. P.117-120.
76. I. Gamkrelidze, D. Shengelia Origin of the igneous rocks of the Dzirula crystalline massif (the Caucasus) // Geotectonics. 2001. V.35. #1. P.51-61.
77. М.С. Иоселиани, В.К. Чичинадзе, Ш.П. Диасамидзе, З.И. Квеладзе, Т.Г. Онопришвили Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1989. С. 150.
78. Ye. Bartnitsky, O. Dudaury, L. Stepanyuk Geochronology of phanerozoic gnanites from folded areas of Eastern Europe. Fifth Working Meeting // Isotope in nature proceedings. Central Institute of Isotope and Radiation Research. Leipzig, 1990. P.1-10.
79. О.З Дудаури, М.Г. Тогонидзе, Г.М. Вашакидзе, К.В. Бакурадзе Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация. Тез. докл. юбил. сесс. ГИН АН Грузии. Тб., “Мецниереба,” 1995, с. 29-30.
80. С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннан Континентальная кора, ее состав и эволюция, Издательство “Мир,” 1988. 384 с.

81. Л. Перчук (1967<sub>2</sub>), Биотит-гранатовый геотермометр. - Докл. АН СССР, 177, №2.
82. Л. Перчук, И. Лаврентьева (1983), изд. АН СССР, М. "Наука," с. 17-89.
83. A. Thompson (1975), Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. Sci, 276.
84. D. Goldman, A. Albee (1977), Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $O^{18}/O^{16}$  partitioning between quartz and magnetite. Am. J. Sci. 277.
85. J. Ferry, F. Spear (1978), Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet. Contrib.Mineral.Petrol., 66.
86. U. Kleemann, J. Reinhardt (1994), Europ. Mineral, V.6.P.925-941.
87. И. Лаврентьева, Л. Перчук (1981), Докл. АН СССР, 259, №3, с. 697-700.
88. Д. Шенгелиа, Р. Ахвледиани, Д. Кецховели (1976). Рентгеновское изучение углисто-графитового вещества в температурном интервале 300-850<sup>0</sup>С. Сообщ. АН ГССР, т.83, №3, с.661-664.
89. Д.М. Шенгелиа, Р.А. Ахвледиани, И.А. Солдатов Экспериментальные исследования зависимости параметров элементарной решетки С(Å) углисто-графитового вещества от температуры и давления. Сообщ. АН ГССР, 1977<sub>1</sub>, 86, №2. с. 388-392.
90. Д. Шенгелиа, Р. Ахвледиани, Д. Кецховели (1977<sub>2</sub>), Графитовый термометр //ДАН СССР, т.235, №6, с.1407-1409.
91. Р. Ахвледиани, Д. Кецховели, Д. Шенгелиа (1978), Графитовый термометр. Тезисы докл. III регион. петр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпат., с.20-21.
92. A. Whitney Games, C. John Stormer (1997), Am. Mineralogist. V. 62. p. 687-891.
93. Л. Перчук (1970), Равновесия породобразующих минералов. Изд. Наука, Москва, С. 391.
94. I. Gamkrelidze, D. Shengelia, T. Tsutsunava, O. Dudaury, G. Chichinadze, M. Togonidze, K. Chikhelidze and L. Shubitidze (2010). Neoproterozoic and Paleozoic suprasubduction regional metamorphism, granitoid magmatism and geodynamics of the Caucasus. XIX CONGRESS OF THE CARPATHIAN-BALKAN GEOLOGICAL ASSOCIATION. Thessaloniki, Greece, 23-26 September 2010. Abstract. Pp. 120-121.
95. T. Tsutsunava, I. Gamkrelidze, D. Shengelia (2011), Pre-Alpine geodynamics, multistage regional metamorphism and granitoid magmatism of the Caucasus. International Congress „Natural Cataclysms and Global problems of the Modern Civilization”. Istanbul, 16-17 September, 2011. Pp 66-67.