



ILP

ISBN 978-9941-0-2612-6

GRUZINSKAYA
N. A.

კუპრილე სუბარეალის გენერაცია
და მართვა არა ერთ მარტო მოხდება:
უკანასკნელი გენერაცია
არის უკანასკნელი



A. OKROSTSVARIDZE
D. R. TORMEY

PROTEROZOIC TO PHANEROZOIC
EVOLUTION OF THE CONTINENTAL
CRUST: THE DZIRULA UPLIFT
OF THE INNER CAUCASIAN
MICROPLATE

ა. იაროსევარიძე
ლ. რ. იორგევი

პროცენტური ძეგლის ევოლუცია
პროტეროზოლიდან ფანეროზოლისკენ:
ძაგლასის შიდა მიკროფილის
ძორულის აზევება

თბილისი
2010

აქთანდილ თქმისცემაზე
პიროვნების შეკვეთებათა დატერმინი,
ა ჯანელობის გერილუთის ინსტრუმენტი,
მთავარი შეკვეთი თანამშრომელი
ობინისა, საჭაროებელი

డానియుల్ రీ. టాటార్మెంట్

გეოფონისა და კუტების მოწყვერის, პროცესიონალურ გეოლოგიურ კონსალტაცია **ENTRIX**-ის გეოკონსულტანტი. მთავრო მუქინიშვილი, ლეის-ანდერების, დათვერცხნია, ა.შ.

ნაშრომში შემოიტახულებია აღმართისწინა კონსტიტუციის დოკუმენტის მიხედვის აზეკების შაგმართ კრიტიკის განხილვის ახდენ
მიუღვება და განხილვისა კონტინენტური ქრეჭის კონფლიქტის
პროცესები კუკახის ფანეროზური კოლექტურ იროვნებში.
ნიკოლაი, რომ ამ იროვნების ურთმოწერაში ირგვნულადა
ჩირიული ქამრიულობისწინა წარმონაჭერება, რომელთა მონაწილეობა
ამ მოვლენებში განვითარდებულია გონიერების პრო-
ცირულზური დაოთხსეურის დახმარებული ყორადღიშების
მიზარდეთ ჩირიულობით. ნაშრომში დაფუძნებულია იროვნე-
ბალურ სავალი და დაბრუნებული მონაცემების ინტერაქ-
ტუაციები და არსებულ მდგრად სიმეცნივრო დიტერატურის
ანალიზე.

რედაქტორი:	ხელისუფლების მცნობელიათ კორპუსის ადამიანის წარმო, პროფესიონალური და შენიშვნის თბილისის ინ ჯგუფის მცნობელის ხასკველი ფორმა
რეკორდის:	უნიკალურის არიგებული დამზადება

შინაგანი კურსები

ნოველის ხანგრძლებას სამეცნიერო კვლევების გაზინდნა
კვებისთვის ორგების ზოდ მიტროფალის აღმართისწინა მიმ-
ულის პერიოდში კოდინგებულია რეკორდში მიმდინარე პა-
რადიასტერი და მაგმური მრავალენგბის ფართო სპექტრი. რას
გამოკიდებული არა გამოიყენებოდა ინგრავებულენგბისათვის წარმოდ-
გნის მნიშვნელოვანი საკვანძო ხრომისტრის.

ადგანი მასკვთ, რომ ნაშენიში წარმოედგენილი ქართველ და
ინტელიგენცია ენგზე, რაც ქარგ დახმარებას გაუწეს ქართველ
ხტევების და გაოღლების, გიმიტების პროცესების
ინტელიგენციი ენის დაუყვალები შეცნოვილ წარმატების კრი-
კრითი წიგნის მიზანიდა.

ავთანდიშვ თქმისცემაზე
პირლენის შეკვეთებათა დატტონი,
ა. ჯანელიძის პერილური ინსტრუმენტი,
მთავარი შეკვეთი თანამშრომელი
ობიექტის, საჭარხელით

డానియుల్ రీ. టాటార్మెం

გეოფონისა და კუტიკულის მოწყვერის, პროცესიონალუ გეოლოგიური კონსალტინგის **ENTRIX**-ის გეო-ტექნიკურნი. მთავრო მუცხვირი, ლინეარუ-ანალიზი, დათვერცხია, აშშ.

ნაშრომში შემოიტახულებია აღმართისწინა კონსტიტუციის დოკუმენტის მიხედვის აზეკების შაგმართ კრიტიკის განხილვის ახდენ
მიუღება და განხილვისა კონტინენტური ქრისტიანული კონფერენციის
პროცესები კუკახის ფანეროზეურ კოლენიურ იროვნებში.
ნიკოლები, რომ ამ იროვნების ურთმოწერაში ირგვნულადა
ჩირიული ქამრიულობისწინა წარმონაჭერება. რომელთა მონაწილეობა
ამ მოვლენებში განვითარდებულია გონიერების პრო-
ცერიტეური დაოსოსეუროს დასტრატეგიული ურიგენებების
მიზრადით ჩირიულით. ნაშრომში დაფუძნებულია იროვნე-
ბალურ სავალი და დაბრუნებული მონაცემების ინტერაქ-
ტუაციები და არსებულ მდგრად სიმეცნიერო დიტერატურის
ანალიზე.

რედაქტორი: ხელისუფლების მცნობელობითი კორპუსის
ადამიანის წარმო, პროფესიონალური და უცნობობა
თბილისის ინ-ჯექსის შემთხვევაში სახელმწიფო
უნივერსიტეტის მთავრობის დაქმინდე

შინაგანი კურსები

ნოველის ხანგრძლებას სამეცნიერო კვლევების გაზინდნა
კვებისთვის ორგების ზოდ მიტროფალის აღვარისწინა მომ-
ულის პერიოდში კოდინგებულია რეკორდული მიმღინარე პა-
რადიალური და მატემატიკური გარსების საქმეზე. რას
გამოკიდებული არა არა მატემატიკური ინტერესული გა-
რადიალური და მატემატიკური ინტერესული გარსებისათვის წარმოდ-
გნებს მნიშვნელოვან საკვანძო ხრომისას.

ამ ნაშრომში აღნიშვნული ასევების მაგალითზე განხილულია კონტინენტური ქრებას გარეობულის პრეცესების ფანტასიურ კოდაზისურ ღრუავების მიზანები. ნაცვენებია, რომ ვარისკოვანი კონსოლიდაციის ძირების ასევები შე აღინიშვნა ნებართვებით ხორუი პან-აფრიკული ტემპის ურთიერთობის მიზანების წარმონაქმნები, რომლებიც ირგაც უდიდე არიან ჩარისფეროზე ჯავახის ფანტასიურული კოდაზისული ღრუავების მიზანების შესრულებასთან დაკავშირდებია.

ადგანი მასკვთ, რომ ნაშენიში წარმოედგენილია ქართველი და
ინტელისური ენგზე, რაც ქარგ დახმარებას გაუწეს ქართველი
ხტევებისას და გაოღლების, კითხვისაც პროცესორები
ინტელისური ენის დაუყენების შეცნოვისას წარმატებას კრი-
კრით წიგნის მიზანია.

፭፻፲፭

ძირულის ერთხმადური შახივი, რომელიც კაციასის შედი მიერთოფილის ცენტრალურ ნაწყლში ჰიმოდგება, ვრცელოთ ასეთი აზვეგბაა. იყი აგრძელია მეზოზოგრაფის წინა შეტამიორ- ფირებით, მოგრძილებით და კრინიცოლების ფართით სპექ- ტროთ. ამ გრინიცოლების გარეშემოური, იზიტოპური და გვი- ქრიზოლითოგრაფი მონაცემების ანალიზი, რომელზედაც და- ფუძნებულია ნაშრომი, დაგვაცხმირგება ნითელი მოცუნილი კოლიზეური ლროგენული ქრეჭის ფორმირების პროცესს. ამ კაფილობრივნაც მეტად როგორ აკრიტიკული.

თანამდებობები ისეიტერპერი ჰინაკემბის მიხედვით დაფიქსირდებოდა კურტენის დარღვევის დროი ნაწილი ჩამოყალიბდა ნეო-პროტეინების დროშიც უკანასური შაგმილან, მაგრამ კველაზე ინტენსიურიდ კა. პროცესები მიმდინარეობდა 22–25 მილიმეტრის დასის ინტერვალში (Tailor, McLennan, 1985). ამ პროცესზე მიყვანილი ქრება, გასძღვების ვართ, დაიყო გრანულიტერის სიტერპ (ჰალა) და გრანიტულ-გნესისერ (ტეკდა) ფენებით, კონტინენტური ქრებას უწინებელო ნაწილი ჩამოყალიბდა

ნეოპარისტების ურინაფეროვანობის დროის ინტერვალში. ამ პერიოდში დისოციაციონის გასწევების გამო ძორითადმა გრანატურისტების მქნებმა პროცესებმა დოკუმენტაცია განიცადა რომელიც სუბდისკრიფტი ხორცია. აქ კონტინენტური ქრისტიანობის მიმდინარეობა კანიკულაციის დროის განვითარების შემდეგის სუბდისკრიფტი ხორცია.

რეცენზიუმი ცნობილია, მსხვილმატერიალით გრაფილი და კონტინუუმით გამოყენების ასაკი ათვლება იმ დროის, როცა მანგანიუმი წარმოადგინა მისი პირველი გრანიტობული შემადგრევის გამოყენება. ტემპერატურული რეკომენდაცია კუპლასტურადან Sm-Nd ისოტოპური სისტემას (იხურება დაახლოეს პირ 1200-1300°C გრადუსზე) საშუალების გამოყენების დავალიუმის სირთული პირველი გრანიტობული მრავალის გამოყენების დრო მანგანიუმი პრიცენტითის ნაწილობრივი დღისის პროცენტში. ამ მაჩვით გამოითვლება მრავალერთო ასაკი T_{d} (TD), რომელიც დაისახოებს იმ დროს, როცა არისტეტიუმ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ქანტი ისეთია, თუ რეცენზიუმი მანგანიუმ წარმოადგინება [Allegre, Ben-

Otman, 1980). განსხვავდით Sm-Nd იზოტოპური სისტემის, Rb-Sr იზოტოპური წყველი აფაქსიონული მდნარის კრისტალიზაციის დროს, ხოლო ^{87}Ar - ^{40}Ar - გრანიტოდენდი მიგმარი ქაბერის გაცვლის დროს 400-300°C ტემპერატურის ქრისტო. აღსაჩინავია, რომ ტექტის შედეგი მიკროფილაზი და ზოგადად კავკასიის ოროგნეზულ სისტემაში ამ საკითხს ჯერთვანი კურადღება არ კომობოდა და ამავდრო ეს ნაშრომი პირველი ნაირია რკინის ამ მნიშვნელოვანი გეოლოგიური ძრობების შესახებ ავლია.

რეზონალური ცნობილია, კავკასიის ფანერიზორური ინიციაციის ფორმირება და კვარცული დაკავშირებულია რეგიონალურ კოდის სივრცის პრიულისტონი, რომლებიც გამოწვეულია არაბერთის ფილაქნის მოძრაობით კვრაზოვლი ფილაქნის მიმართვებით. კავკასიის შედეგი მიკროფილი მეზოზოგრაഫიური კონსტრუქციის ძირის ასეულია კა ამ ინიციაციის კრიკომი საინტერესო წირმინდებნია. რომელშიც კოდირებულია რეზონალური მიმდინარე გარემოებური მიკრონების ფართის სპექტრი და ამდენად იგი ფანერიზორური კრინიცნიტური ქრისტის კვარცულის შესახებ ავლია და მნიშვნელოვანი იძიებების წარმოდგენის. რის გამოც სწორებ იყო იქნა შერჩევდი სუნი კალციის მიმოւარე იმიტებდნ.

შეიძლება დაუკავშირებულია არსებულ მრავალრიცხოვან პედოკარიებზე და აგრეთვე ავტომატი მიუნ ნარინებულ Sm-Nd, Rb-Sr და ^{87}Ar - ^{40}Ar იზოტოპური სისტემის კვლევაზე. წევნის მიუნ მირულის აზეკების გრანიტოდენდი აღვენდი იქნა 70 ნიმუში, რომელთა კოროდინატები დაფიქსირდა ტოპოგრაფიულ რეკომენდი GPS-ის გამოყენებით. ყველა აღვენდ ნიმუში (7-8 ქ.) განისაზღვრა მოაფარი, მცირე, იშვიათი და

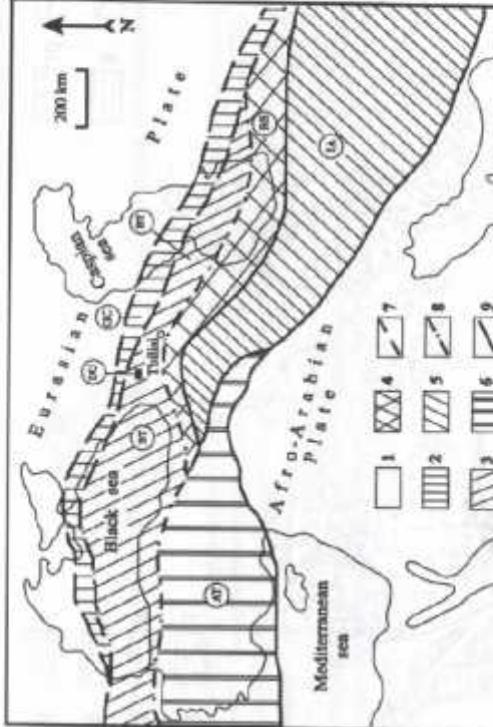
იშვიათ მიწავლებების შემცველობანი. პეტონურაფიული და გარემოებრივი შენსაცის შედეგად შემცველ 24 ნიმუშში იქნა გამოკვლეული Sm-Nd, Rb-Sr და ^{87}Ar - ^{40}Ar იზოტოპური სისტემები. Sm-Nd და Rb-Sr წაკითხული შესწავლი ჩატარდა ბერკლის უნივერსიტეტის (აშშ) იზოტოპური კლავის (ენერგიური, ხოლო ^{87}Ar - ^{40}Ar იზოტოპური სისტემების და აგრეთვე მთავარი, მცირე, იშვიათი და იშვიათი მიწავლებების შემცველობების განხილვის სისტემის შემცველობის (კანიდა) დაბორიალიზაციებში.

1. რეგიონის გეოლოგიური კონსტრუქციები და მიზანების ასევების მოძღვა გეოლოგიური ჩანასახით

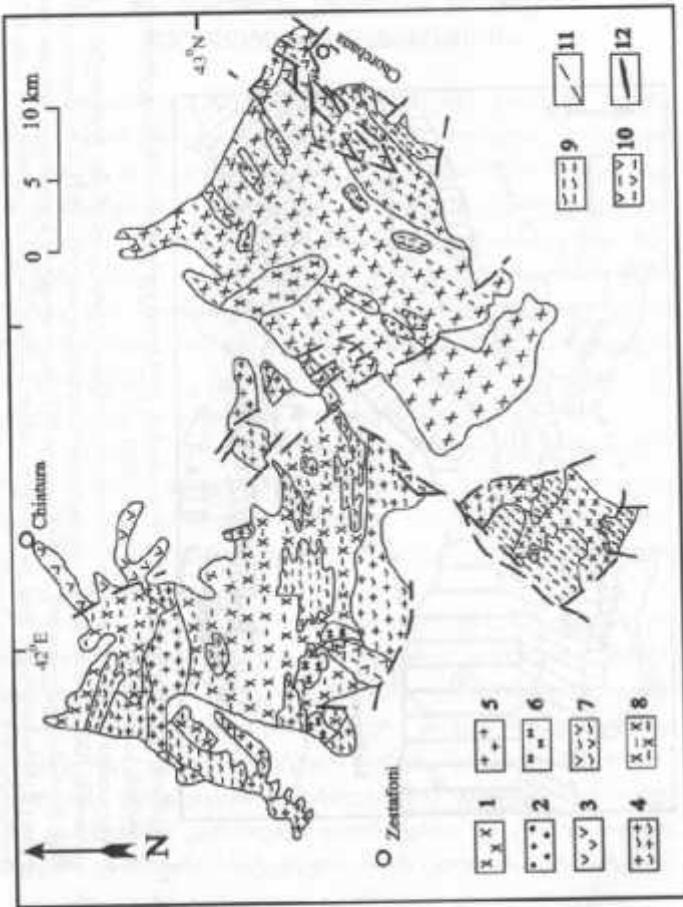
კავკასიის შიდა მიკროფიზიკური მდგრადიების დინამიკა და მცირებულების მოძიებულებები სინკლინიურ სისტემის, რომელიც ტრადიციულად განახოდებოდა როგორც შიდა კავკასიური მასივი, მიკროკონტრინები ან მიკროფიზიკური მდგრადიების მისა განსაზღვრავს როგორც შევი ხევაურებრივი ტრანსისიური ტერიტორიას (Gamkrelidze, 1997) (ნახ. 1). შიდა ფიზიკური მდგრადიების გამოყენება უმრავესობის მექანიზმების და მექანიკური მექანიზმების და მექანიკური მექანიზმების ეს უძანასენებელი წარმოდგენილია ტერიტორიულ-კარბონატული ქანებით და შალდამიურებურ-დანალებებით მოღლასას უარმონიკურებით.

ფაქტურულ კავკასიის შიდა მიკროფიზიკური ფარგლებები მექანიკური მდგრადიების გრადუსზე ჩამოყალიბდა კონტრინებრივი ტრანსის ქანების კონტრინების კონტრინების, რომელთა ურატმენები ძირულია და ხრისტიანული ხახით შიშვლდება ტრანსისტაციასთვის აზეუდების გასწვრივ.

ძორული აზეუდება კავკასიის შიდა მიკროფიზიკურ ნაწილში შიშვლდება და თანამდებობები ერთმანეთის დასახლებით 1200 კმ² უკავია (ნახ. 2). იგი ძირითადად აგებულია კიბირიული იდევლით ქრისტიანული ფიჭვებით, პლავიომიზმატიტიბით, ქარცილიური ტურიული ინიციატივებით და თვითდორების უზრუნველისით (თბილისქერის გხეისურ-მიტარიშვილის ქმნელების კამპინებით და გარემონიზირებულ ანტეპიკლინი მიკროფიზიკური სედანალებით ხევების ანტეპიკლინი მიკროფიზიკური გრანიტებით; სედანალების ანტეპიკლინი მიკროფიზიკური გრანიტებით და გიარებებით).



ნახ. 1. კავკასიის და ჩინა ზონაზე ჩატარებული ტერიტორიული დარღვევების ტერიტორიული ანგალისას საფუძვლის ჩერ (Gamkrelidze, 1997).
1-ხელებულის (GC), 2-ბაი ზეპა ჩელიანის (BZ), 3-ბაი ზეპა ბერის (B), 4-უკრაინული ტრანსის (AT), 5-ანტიკლინი (IA), 6-ანტიკლინი (BS), 7-ანტი-ალენის (AS), 8-კავკასიური კარბონატული ტრანსის (KZ), 9-ტრიან-კრისტალური (TK). DU - ძირული აზეუდება.



935. 2. ရုရှင်ပြည့်စုံမှု အကျဉ်းချုပ် (အနေဖြင့်၊ သေခါး၊ ၂၀၀၃)၊

1-მეტან ლურჯის განაკვეთები; 2- ჰელიუმის განაკვეთები; 3- ჰელიუმ ვადურის განაკვეთები; 4- ჰელიუმის განაკვეთები; 5- ჰელიუმის განაკვეთები; 6- აერინის და ჰელიუმის განაკვეთები; 7- ჰელიუმის განაკვეთები; 8- ჰელიუმის განაკვეთები; 9- ნიტროგენის განაკვეთები; 10- ნიტროგენის განაკვეთები; 11- ნიტროგენის განაკვეთები; 12- ნიტროგენის განაკვეთები.

ძირულის აზეკების დაღი ნაწილი აგებულია გნეისურ-მიგ-მატორური კომპლექსით, რომლის პროტოლიტის ტარმიალური კრისტალური ფიქლები, პლაგიოგრანიტები და პლაგიომიგმა-ტიტიტი. რომელთაც განვითარდი აქთო კრექნილური რეგიონ-ლური მეტამორფიზმი. ამ ჭანების დანართებული რესტიტები, რომელთა ზომები კროკელი სინიმერნილიან კროკელი დაცი-მეტების ფარგლებში იცლება, განხელა ქანისაუკლამებელ კვარცლონიტულ თრიალინებებში. მათი უმრავლესობა ჩარ-მოდგენილია მეტამორფიზმით, რომელიც მეტამორფიზმულია ბიორიტ-მუჟესორიცნების უზ. ბიორიტ-სილიმინიტ-კალიტიტის და დაბალტმეტრიტულ გრანიტ-კორდიტიტ-რიტოლიტის ზანან ფაკიუსებში (გამკრელიძე, შენგელია, 2005). კამბრიულ ქანი-ში, გვიანანანაფრიცკელი თერმიტული პროცესების განვილეობაში გნეისურ-მიგატიტურ კომპლექსში განვითარდა გამოდგნიტე რეციცლინგური ტონილისური შეკაბენილების სხეული. ხოლო სკაპილარუზერზე, ვერისცვლი ტამბო-კურ-მიგმური ციცლის დროს, მასში იქრგა მეტაკლინიანი გრანიტების მრავალობის მიერთებული სისტემული სხეულები. რის შედეგიდაც კომპლექსის ქანების დაღი ნაწილი გარდაიტნა გრანიტ-გნესიტებად, გარნიტ-მიგმატიტებად და პარფინიტლაბ-ტურ მიკროკლინიან გრანიტებად.

80-იანი წლების დანაწესებში დაგენერირები იქნა რომ, ძირული აზეკების ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილში დონიშვნები რეციცლიტური ფრაგმენტები, კ. წ. ხორნიანა-უნდევების ზონა (გამკრელიძე და სხვ., 1981). მოგვანებით ჩატარდა აღნიშვნელურ ქანების დაღი ნაწილი გარდაიტნა გრანიტ-გნესიტებად, გარნიტ-მიგმატიტებად და პარფინიტლაბ-ტურ მიკროკლინიან გრანიტებად.

ბის რესტიტების წარმოადგენებს, რომელთა ზო მოდალური ასა-კი 810±100 მეტ. წელს შექმნამდეა.

90-იანი წლების ბოლოს ძირულის აზეკების გრანიტ-რეცლების განვითარების შესწავლის შემთხვევაში გამოიყოფა იქნა მოხაზუების რომელის თანაბეჭდის ში ფარგლებში იმდექიცი-ურია არამარტო ხორნიანა-უნდევების ოფიციალური ზონა, არ-ამერ მოდიანალ გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი (შენ-გელია, იკრისარიძე, 1998), რაც დადასტურია შემდგრომება სამუცნელი კვლევებმა (გამკრელიძე, შენგელია, 1999, 2005). დაშვებული იქნა, რომ კერტიკალური იკრეცოლდმა ხერუქ-ტურამ დაითხოვებოს ვასქელების გამო მის ქვედა ფანჯრში გამოიწვია უნიალური ნაკლებების ხორნიანიტები დარიბა და S ტიპის კირ-ტუტე გრანიტოლური მდნარების გენერიცია კარისციული სხვერტის გროს კი მდნარები შეიტრუნ თბ-დექტორი გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსში და გავლინიერები იყო ფერზერი მახალის.

9 ревю

ST ରମେଶ୍ କାନ୍ତିଲିଙ୍ଗପାଳ ପାଠ୍ୟକର୍ତ୍ତା

ଶ୍ରୀମତୀ ପାତ୍ନୀ କଣ୍ଠାରୀ ମହିଳା କାର୍ଯ୍ୟକ୍ଷେତ୍ରରେ କାମକାଣ୍ଡଲି କାମକାଣ୍ଡଲି

డి? నిష్టరుకుండాదిల్లింగు

ପ୍ରକାଶନ ମାଧ୍ୟମରେ ପ୍ରକାଶନ କରିଛନ୍ତି

የዚህ የሚከተሉት በቻ መሠረታዊ ሪፖርት ነው፡፡

ინტრუზიულ მახასი აღინიშნება ბიოტიტიანი გრუსების და მოქმარიტების დაზორუებულებული ჩანართები. თავის შენიერ მასთვით ტრინალიტები და გრანიტიდორიტები იკვეთებიან გვიანვარისცემული კარტიტესკეფეტების კლინიკაზე აღმოჩენის და კედების მრავალრიცხვოვანი ძარღვებით.

ინტრუზიული სხეულების დიდი ნაწილი წარმოადგენილია მასეგილმარტკლოვინი მასიური ტრინალიტებით, რომლებიც ზოგ უბანზე, გვიანვარისცემული შეტანილებული პროცესების შედეგად, გადაღიან გრანიტიდორიტებში და ზოგჯერ ნორმულ გრანიტებშიც შემცავი ტრინალიტების ძირითადი მინერალური ნია რელიგიურიან-ანდეზინის რიგის პლატინურკლასტები და ბიოტიტები (15-20%). შედარებით მცირე გავრცელებული სარბა-ბლოკების კარტი (დაახლოებით 15%) და კელიუმარტი (დაახლოებით 6%). აქცენტურული მინერალებისა ააგრიტი, ცირკონი, თროიტი და მარნიანი მინერალები. სავალუ-პეტროგრაფული დაკრიტულებებიან გამომდინარე შემცემა, რომ ტრინალიტები გრუსერ-მიგმატიტური კომპლექსის ბორიტიანი გრუსების რეციპინურ პროცესებს წარმოადგენს.

2.3. გვიან პალეოზოური მიკროკლინიანი გრანიტები

ეს მაგმატიტები ყარისოდა გამრცელებული ძირულის ასევების ფარგლებში და ვარისხიულ რამტონიკურ-მაგმური მოვლენების ძირითად პროცესებს წარმოადგენს. მათი სხვადასხვა ზომის მრივიდროცხვოვანი ინტრუზიული სხეულებითა გაჯერებული გრუსერ-მიგმატიტური კომპლექსი და რეგორტ ჩანს, ამ მაგმური პროცესებს შეახრცება და ზამარტული ძირულის ასევების თბილუქცური სახელვარი. ძირულის

ასევების ნილიური ნაწილში შესჭრება ამ მაგმური აქტივობის კვედაზე დიდი სხეული - რეკოს ინტრუზიე, რომელსაც გააწინია ლინზისმაგვარი ფორმა და ჰიპკლინებით 65 კმ ფართობზე ინტრუზიული აუგმენტა პორფირისებრი გრანიტებით. რომელის ძირითადი მასა საშვალოსმარცვლოვანი მასიური სტრუქტურისაა, ხოლო ძირითადისებრი გამონაზოვები წარმოადგენს იდიომორფულ K-Na მინერალს (მარგება). ძირითადი მინერალების პლატინურკლასტი, K-Na მინერალის შემზღვიერები, კოტიტი, ბიოტიტი და მუსკოვიტი. მეორადი მინერალებია: მუსკოვიტი, სერიციტი, ქლორიტი და კალიფრი. აქცენტურული მინერალებია: ცირკონი, ალტიტი, სფენი, მონაციტი და ილმენიტი. ინტრუზიები იკვეთება მნიშვნელოვანი გრანიტ-ალკალიტები და კრანიტ-პეტომიტური სხეულებით. აქრიფიტებზე მისვანი დამახასიათებელია შემცავი ქანების მრავალიცხოვანი ქსენოლიტები, ხოლო ცირტიალურ ნაწილში მათი ჩანართები პრატიტულდა არ აღინიშნება.

2.4. გვიან ტრიასული ოროოკლაზიანი გაბროები (რიკოტიტები)

შე. ძირულის ასევების აღმოსავლეთი ნაწილში შე. რიკოტულის ხეობაში აღინიშნება ოროოკლაზიანი გაბროების თანი მცირე ინტრუზი (450 და 250 მ სიმძლავეზის), რომელებიც კვეთებ კვარც-დიოქაზიტულ გრუსების. აღნიშნული უნიკალური შედეგნილობის გამო მათ მკალევარებმა გამომდინარე რაორის მდინარის სახელწოდების (რიკოტი) საკუთრის სახელი - რიკოტიტები უწოდეს. რიკოტიტების კონტაქტის ზონები გართულებულია აღმური ტექტონიკური მოვლე-

ნებით, უმეტეს შემცირება კარგდომის გრძელების 2-4 პ სისქის კონტაქტების ზოდების შემნხვევა პირველი დღის პროდუქტები - კვირც-კლიფონების სიახი ძარღვაები და დაინტები. სამხრეთი ინტრუმენტის პრიფერიტები (60-70%) აუგ- ბულია რამდენიმე გამორიგებით, რომელიც ცვერტალურ ნაწილში თანადასახლით პიროვნების გამორიგებით ნაკვ- ლდებას. რამდენიმე გამორიგები საშუალებისარცვლოვანი მასივები ქნებით, რომელთა მიზანობა მინერალური რამ- დენიარი და პირველი; შეკარგებით დამოტივირებულია პლა- გოუკლასი, ბორფიტი და რამორკლასი იშვიათი გვხევდები კვარცი. პიროვნებისანი გამორიგები მსხვიდმანცვლოვანი მა- სიური ქნებით, რომელთა ძარღვაში მინერალურია: პლაგიო- კლასი და პირველი, იშვიათი გვხევდება რამდენარი და თრიოკლასი. რამდენიმების აქცენტურული მინერალურია: მაგ- ნეტიტი, ამატიტი, სფერიტი, რომელი და იშვიათი ილმენიტი. რიკორდულისათვის დამახასიათებელია რამოდენიმე დაცვულ- ტრიტი და პირველი, იშვიათი გვხევდება რამდენარი და თრიოკლასი. რამდენიმების აქცენტურული მინერალურია: მაგ- ნეტიტი, ამატიტი, სფერიტი, რომელი და იშვიათი ილმენიტი. რიკორდულისათვის დამახასიათებელია რამოდენიმე დაცვულ- ტრიტი და პირველის არატექსიტი კინტურების ქეთენ კლიფებით დაცვული კლიფების კარც-ორთოკლასის ჩინორები, რომელთა რაოდენობა პრიფერიტება (ცნობისას) მცირდება. ჩანართები თანადასახლით ჩაცვლებულია თრიოკლასისანი გა- ძროებით. საკულე დაცვურებულიდან გამომდინარე კვირცებით, რომ ეს ჩანართები წარმოადგინებ შევე ქანების სელექცი- ური დღიერის პროცესებს. რომელიც ინტრუმენტი თავის გადადგრილების გზაზე ჩაილდება და მიმრაცვა.

3. അഭ്യർത്ഥിക്കുന്നവർ

3.1 პეტროქიმია

კვანტ-დიანოლოგულ გრაფიკებში პარამეტრი $A/CNK=1.03$, რაც
I ტაბეს გრანიტოდების მახასიათგველია, ეს პარამეტრი ტო-
ნადიოსფისათვის და მიკროკლინიაზი გრანიტებისათვის გაძ-
რდილია და შესაბამისად 1.22 და 1.42 ჰექტოგრამს, რაც S ტაბეს
გრანიტოდების მახასიათგველებს წარმოადგეხს (Clarke, 1992).
ასოქტის ასეთივე კლასიფიკაციური სქემა გვიჩვენა ამ გრან-
იტებისათვის D-D₁ დიანიტისინერულები დიაგრამისიც (ნახ. 3).
მასში ქარცულორიზოლიტული გრაფიკების ფორმულები წარტოვები
I ტაბეს გრანიტოდების კვანტში თავსეღმიან, ხელო ტონატ-

თების და მიკროკლინინიანი გრანიტების – S ტიპისას. ამროგად, ყველა განხილული პეტოლიტიური პარამეტრი დაიხსრულით მცდას განტერ სურათს გაინახნებს, მრავალ დარცვილობული გრანიტების მიმდევრულისათვის I ტიპის გრანიტებს, ხოლო ტენიალიტები და მიკროკლინინიანი გრანიტები – S ტიპისას.

გრანიტოდგრადინ განსხვავდის რიკარიტები (რიკარიტაზონი გამორიცხვი) სულ სხვა პეტოლიტიურ ბუნების არარეზნ. მათში გამოიყოფა ორი პეტოლიტიური ტიპი: პიძრილული და არაპიძრილული. არაპიძრილული რიკარიტები (ნიშ №20, №21; №23, და №26) პროტოლიტურ ქანების წარმოადგენერირდნ რომელიც იმე-ს, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O და CaO და MgO მაღალი შემცველობით გამოიჩინება (ცხრ. 3). პიძრილული რიკარიტები (ნიშ №28 და №29) გამოიღორებულია იშვიათი მიწაცლენირებით და მოფენი რიცხვ სხვა პეტოლიტებზე კლუმბიტებით. მნიშვნელოვნადა მათში განხრდით იხდიკატორული Th/La , Th/Sn და Th/Yb პარამეტრებიც. კომპლექსური პეტოლიტიური და იზოტოპური მრავალტემპირი რიკარიტები სუბდეპოზიტო გრანიტინიკური რეფილის კუნძულთა რკალურ გაბროვებს მიეკუთვნებიან (Okrostsvareidze et al., 2002).

დისტრინინაციულ დიაგრამების დახმარებით ჩენ ჟევერ-დე აღმარებინა განხილული გრანიტოდგრადინის უორმინტების გაფორმირების რეჟიმი. $\text{R}_1\text{-R}_2$ მულტიფიაკიურ დიაგრამაზე (ნახ. 4) კვარც-დიორიზული გრანიტების უიგურული წერტილები თავსხდება კოლინიურისტრული გრანიტოდგრადინ ველში. ხელო ტენიალიტების და მიკროკლინინიანი გრანიტების – სინკლინიურში. დაბაზორებით ასეთივე განტერ სურათი გვიჩვნის $\text{Rb}\text{-}(\text{Y}+\text{Nb})$ დისტრინინაციულმა დიაგრამაზე (ნახ. 5). ამ დიაგრამაზე კვარც-დიორიზული გრანიტების უიგურული

ცხრ. 1.
მიკროკლინ გრანიტოდგრადინ ტეტიურ შეცვენილობა (%) და მათი ზოგიერთი პეტროგრადული კარატერი.

კონს.	მიკროკლინის კონც.						ტეტიური კონც. გრანიტოდგრადინის შეცვენილობა (%)						
	Dz3	Dz10	Dz10	Dz13	Dz13	Dz22	Dz44	Dz45	Dz22	Dz4	Dz9	Dz5	Dz16
-SiO ₂ %	64,44	61,92	63,89	66,67	67,83	67,09	67,36	72,25	70,01	74,79	75,09	71,88	
TiO ₂	0,84	0,71	0,55	0,77	0,69	0,69	0,63	0,77	0,56	0,97	0,22	0,017	
Al ₂ O ₃	17,69	17,47	18,42	15,83	16,29	16,18	16,37	15,09	17,35	14,71	15,21	15,39	
Fe ₂ O ₃	6,46	5,18	4,64	5,99	4,40	6,87	5,62	2,57	2,15	1,15	1,38	1,74	
MnO	0,07	0,06	0,07	0,68	0,08	0,08	0,09	0,04	0,07	0,06	0,05	0,04	
MgO	1,53	1,42	1,47	2,44	2,00	2,60	1,36	0,59	1,16	0,18	0,51	0,42	
CaO	4,55	3,92	3,70	2,57	2,63	2,32	2,04	1,23	1,34	0,61	1,15	1,15	
Na ₂ O	3,96	4,17	4,35	2,99	2,85	2,86	2,84	3,55	2,16	3,65	3,79	3,31	
K ₂ O	2,08	2,72	3,14	2,92	3,72	2,71	3,71	3,78	3,19	4,17	3,75	5,52	
P ₂ O ₅	0,28	0,22	0,16	0,92	0,31	0,06	0,08	0,15	0,06	0,22	0,17	0,15	
Al ₂ Si ₅ O ₁₀	1,11	1,03	1,08	1,25	1,22	1,19	1,20	1,41	1,01	1,63	1,23	1,24	
D ₁	2,3	1,7	2,7	4,9	8,1	7,4	5,9	10,4	8,3	14,6	5,2	13,6	
D ₂	>19,4	>18,7	>16,4	>7,4	>9,3	>6,4	>5,7	>5,3	>2,7	>2,7	>4,7	>5,3	
R ₁	2667	2517	2660	2517	2520	2147	2410	2548	2775	2663	2733	2365	
R ₂	1028	997	1153	520	490	533	628	450	482	507	466	493	

3.6.2.
கார்பனைல் அமிக்ரேட்டில் கார்பனைத் துறையுமிகீவின் விவரங்களை மூலத்திற்கொண்ட செர்க்குக்கூறுகள் (பின்னால்)

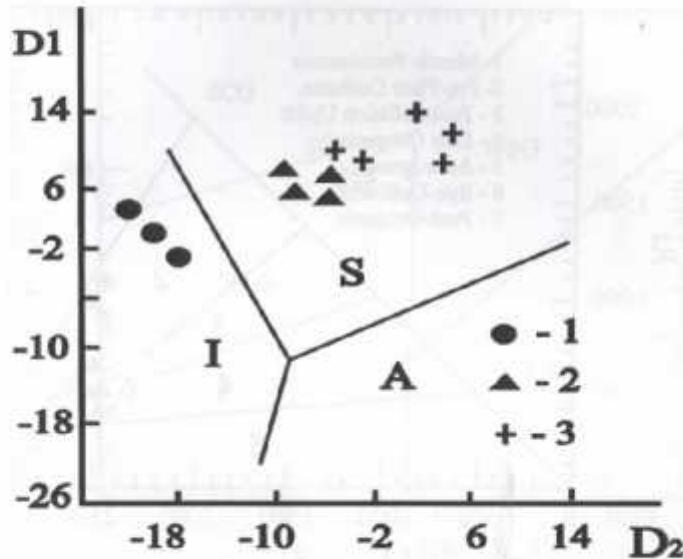
வகை	வகையீரி, வரியில்	விவரங்கள்						விவரங்கள்					
		Dz10	Dz12	Dz13	Dz31	Dz32	Dz44	Dz45	Dz2	Dz4	Dz9	Dz15	Dz16
603		475.9	723	1034	386.6	1217	505	1304	1131.6	722.5	555.8	557.7	1632
Ba ppm		105	114	109	121	119	112	98	167	161	180	171	156
Rb		278	261	407	215	288	249	292	250	72	35	199	250
Sc		22.5	17.1	16.69	22.5	31.9	32.8	15.8	13.23	13.5	12.93	15.49	10.16
Y		318.5	148	136	286.7	203.3	200.4	233.7	185.5	331.6	286	158.8	130.2
Zr		24.6	19.5	21.0	26.5	17.9	21.4	13.5	19.99	15.4	17.81	17.51	14.23
Nb		5.9	7.2	9.7	17.1	4.4	15.7	24.1	10.9	18.63	1.3	8.49	7.45
Tb		18	22	20	12	27	22	27	25	21	16	23	33
Pb		25	21	25	23	23	23	28	26	32	29	26	
Ga		81	72	62	110	81	106	56	22	95	0	13	10
Zn		148	141	257	197	217	286	239	257	179	266	142	272
Cu		6.72	4.17	3.27	6.5	4.3	4.6	5.4	4.29	7.8	4.38	3.65	2.99
Ni		14	16	15	13	14	13	16	12	12	14	13	12
V		1.1	0.87	1.0	1.1	0.74	0.8	0.6	1.1	1.23	2.23	1.34	1.07
Cr		18	16	12	22	8	16	6	0.9	21	0	0	0
Co		3	4	5	4	5	4	3	7	8	3	4	

3.6.3.
நார்பால்டீட்டுப் (நார்பால்டீட்டுப் பால்டால்டீட்டு) கார்பனைத் துறையுமிகீவின் விவரங்களை மூலத்திற்கொண்ட செர்க்குக்கூறுகள் (பின்னால்)

Elan-	R18	R20	R21	R22	R23	R24	R25	R26	R27	R28	R29	
SiO ₂	46.62	46.6	51.02	49.84	50.25	58.12	50.86	51.57	49.57	60.87	59.29	
TeO ₂	1.033	0.964	0.718	0.932	0.7	0.339	0.549	0.817	0.898	0.37	0.365	
Al ₂ O ₃	8.58	9.87	7.12	7.98	6.40	7.05	9.74	16.57	17.22	18.58	18.28	
FeO _x	11.1	11.75	10	10.57	9.26	5.76	8.41	8.36	6.8	1.58	2.91	
MnO	0.188	0.21	0.174	0.175	0.195	0.15	0.163	0.156	0.095	0.027	0.026	
MgO	11.51	10.84	11.99	11.66	11.79	10.41	10.06	4.63	5.05	0.92	1.1	
CaO	16.69	14.95	15.68	14.24	17.48	12.23	14.2	7.99	8.21	3.7	3.28	
Na ₂ O	0.83	1	1.08	1.29	1.25	2.3	1.42	2.16	1.99	2.5	3.05	
K ₂ O	1.13	1.76	1.11	1.45	0.87	1.54	2.13	5.02	5.3	9.93	8.94	
P ₂ O ₅	0.085	0.384	0.031	0.032	0.06	0.054	0.057	0.437	1.025	0.106	0.198	
Sc	3	12	10	2	7	8	4	7	7	9		
V	426	391	361	404	333	134	281	221	186	77	53	
Cr	354	335	470	384	444	667	405	100	47	0	2	
Co	52	53	61	68	53	57	52	35	37	76	85	

ప్రథమంగా 3
సాహిత్యశాస్త్రము

Zr	95	105	70	75	100	92	84	154	138	375	293
Ba	230	1018	252	160	571	632	666	1279	1477	2240	1753
Nd	29	28	15	24	15	34	22	24	35	13	22
Ni	49	41	60	58	45	77	46	18	32	8	16
Cu	13	67	11	14	56	3	11	47	167	12	931
Zn	55	63	55	59	53	51	50	67	51	6	23
Ca	10	9	10	10	10	14	12	14	15	17	16
Rb	47	57	52	59	31	50	90	139	123	167	149
Sc	247	435	215	266	211	295	435	839	501	256	470
Y	18	19	12	16	19	14	15	18	25	15	21
Nb	5	6	4	5	5	4	4	11	11	6	13
Sn	4	0	0	6	2	0	2	0	1	4	0
Pb	4	4	5	4	2	8	7	10	8	8	12
Th	2	3	2	0	1	3	3	7	7	16	22
U	2	2	2	2	1	2	2	2	2	2	4



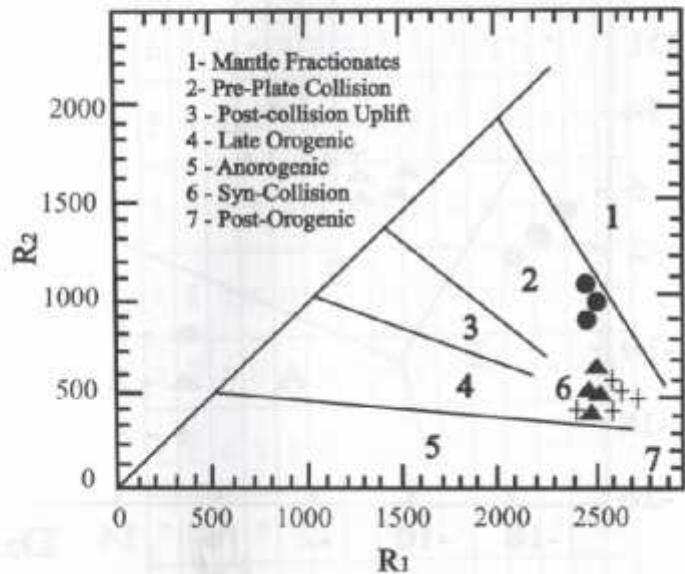
ବେଳ. 3. D₁-D₂ ଅଲ୍ପକ୍ରମିନାଫ୍ରୋଲି ରୂପରୀତି (Hassan, McAllister, 1992) ମାର୍ଗରୁଣୀ ଏହେବେଳି ପ୍ରକାଶନିକିତମାତ୍ର ଦେଖାଯାଇଥାଏଛି।

$$D_1 = 0.76\text{Al}_2\text{O}_3 + 2.91\text{MnO} - 1.93\text{Na}_2\text{O} + 1.95\text{K}_2\text{O} - 18.50\text{P}_2\text{O}_5$$

$$D_1 = 0.37\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.25\text{TiO}_2 - 54.08\text{MnO} - 4.28\text{Na}_2\text{O} - 0.55\text{K}_2\text{O} + 45.81\text{P}_2\text{O}_5$$

გრანიტონდების კელები: I- ტიპის; S- ტიპის; A- ტიპის.

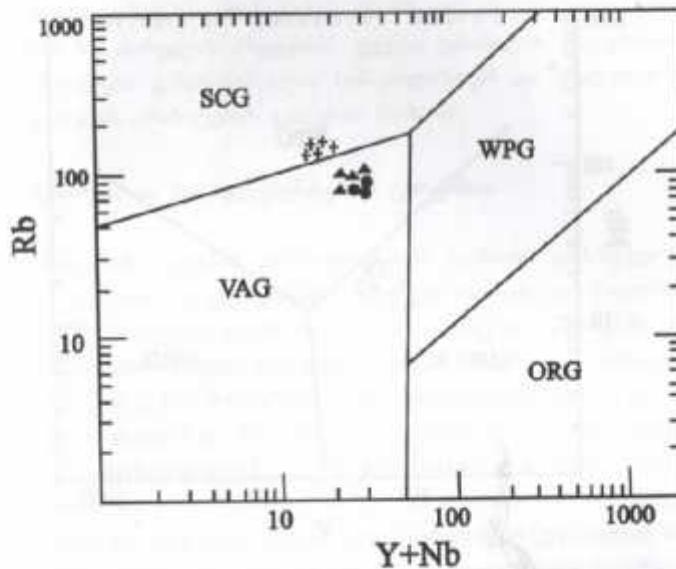
ମେଲିରୁଥିବାଟା ନିର୍ଣ୍ଣୟତା: ୧-ପ୍ରାଚୀକୃ-ଯୁଗାନ୍ତରିକ ଗ୍ରେହିଙ୍କୁ, ୨-ଶ୍ରଦ୍ଧାଳୁ-ନିଷେଧ ଓ ଉଚ୍ଚଅନୁକୋଳନକୁଟ୍ଟୀଙ୍କୁ, ୩-ମୂର୍ଖୀକୁଳିନିବାନ୍ତ ଗୁରୁତ୍ବକୁର୍ଦ୍ଦା.



ნახ. 4. R₁-R₂ დისკრიმინაციული დიაგრამა (Bachelor, Bowden, 1985) ძირულის აზევების გრანიტოდებისთვის.

$$R_1 = 4\text{Si} + 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti}); \quad R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}.$$

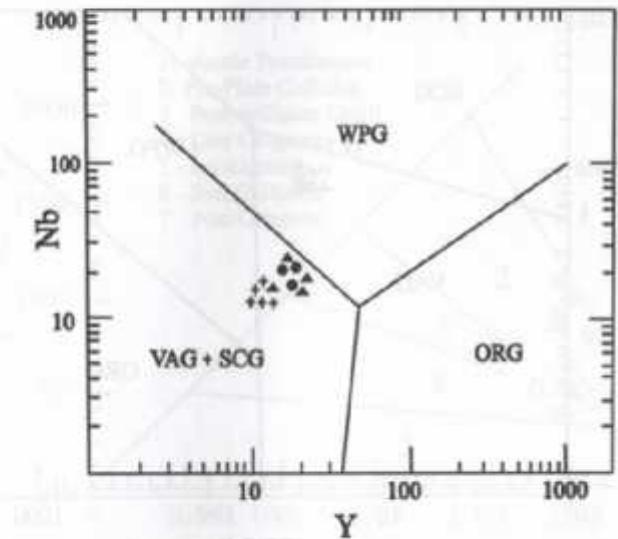
პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც მე- 3 ნახაზზე.



ნახ. 5. Rb -(Y+Nb) დისკრიმინაციული დიაგრამა (Pearce et al., 1984) ძირულის აზევების გრანიტოდებისთვის.

SCG - სინ-კოლაზიური გრანიტები; WPG - შიდა ფილატნური გრანიტები; ORG - ოკეანური ქედების გრანიტები; VAG - ვალ-კავური რკალების გრანიტები.

პირობითი ნიშნები იგივეა, რაც მე- 3 ნახაზზე.



ნახ. 6. Nb-Y დისკრიმინაციული დიაგრამა (Pearce et al., 1984) ძირულის აზევების გრანიტოდებისთვის.

WPG – ძაღლაქნური გრანიტები; ORG – კუანური ქედების გრანიტები; VAG + SCG - კულკაური რეალების და ხინკოლიზიური გრანიტები.

პირობითი ნიშნები იკვევა, რაც მე- 3 ნახაზზე.

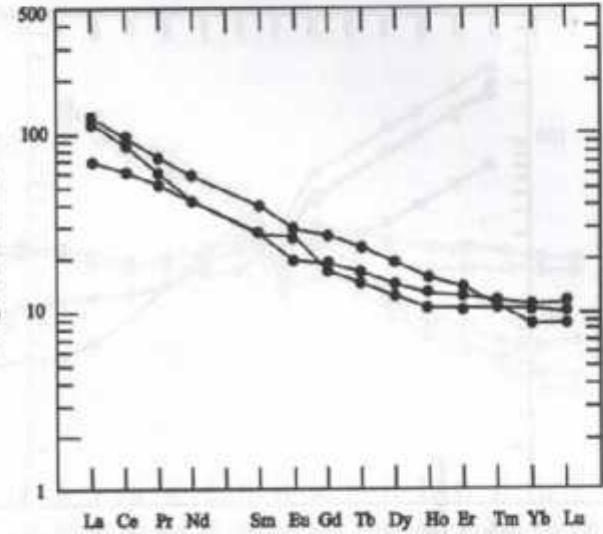
წერტილები თავსხვდისან კუნტლითა რეალის გრანიტების კელში, ხოლო ტონალიტების და ჰიქოკლინიტის გრანიტების - სინკრისიზოების გრანიტების. Y-Nd დისკრიმინაციულ დიაგრამაზე მიწულის აზევების კელში გრანიტის ფიგურული წერტილები განლაგერებულია ხინკოლიზოების და კულკაური რეალების გრანიტების კელში (ნახ. 6).

3.2. იშვიათი მიწაკლებების გეოქიმია

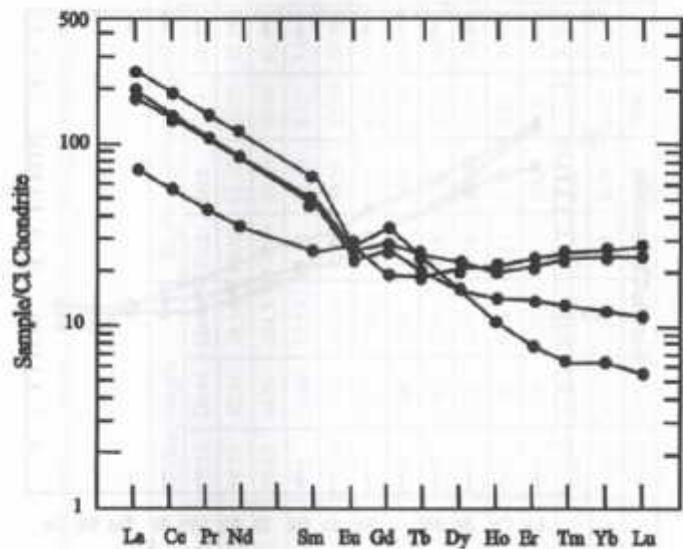
ძირულის აზევების გრანიტოდებში საქმიანდ განსხვავდებულია იშვიათი მიწაკლებების შემცველების და განაწილების კანონისმიერებანი (ცხრ. 4). კვარც-დიორიტულ გრანიტებში ამ კლემტების ჯგუფი რაოდენობა არ არის ფიდი და მათი განაწილების კანონისმიერება უფრო დიორიტულია ვიდრე გრანიტული, რაღაც მათ ტრენდების გაანიჭოთ დაბალი დონე. სუბტრანიტული ასიმეტრულობა და პრაქტიკულად არიან გამოიჩინონ (ნახ. 7), რაც იმაზე მოვალისათვებს, რომ კვარც-დიორიტულ გრანიტებში მაგმის ურაქერების პრაქტიკულად არ პირინა დაგიდო. ტრენდების და გრანიტოდების მიწაკლები მიწაკლებების შემცველების საქმიანდ მაღალია, თუმცა არ აღანიშნება ტრენდების შეკვეთი ასიმეტრულობა (ნახ. 8). ისინი გამოიდებენ დანათანილებით, ხელმი შედარებით გადარიცხებული მძიმე იშვიათი მიწაკლებებით, მაგრამ მათში სუსტადაა გამოიხატული ეს ნიშნები. რაც გვამუქებებს, რომ მაგმურ სისტემაში კრისტალური ურაქერები არ იყო იჩენისური. მიკროკლინის გრანიტებში იშვიათი მიწაკლებების განაწილება ტიპური გრანიტულია, დანათანილების მაღალი

ଓইগুণো কিন্তু গৃহের বিনামূলে সৈকতের দুর্ভাগ্য (প্রস্তাৱ), এখনও পুনৰ্বৃত্তি কৰিবলৈ প্ৰয়োগ হৈ

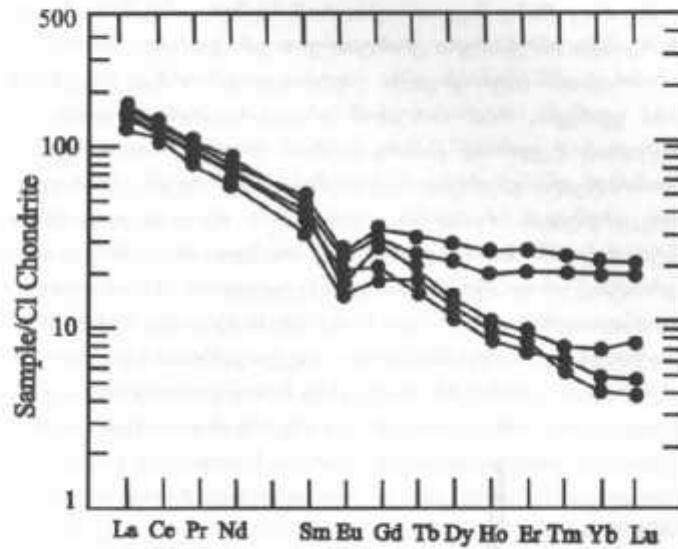
Համական.	Ալյուրագույղ. ձեղյան										Խոհացածառացային ալյուրագույղ. ձեղյան				
	Dz10	Dz12	Dz13	Dz21	Dz31	Dz32	Dz44	Dz45	Dz22	Dz4	Dz9	Dz5	Dz16		
Էսթ.	29.25	27.98	27.11	43.76	16.75	42.44	58.34	40.09	51.69	47.53	32.29	28.27			
Լ.Ա.															
Ce	58.26	55.21	52.72	85.95	33.65	84.08	104.5	76.69	88.15	53.89	61.43	51.17			
Pr	6.83	6.12	5.51	10.09	4.11	10.09	13.53	9.10	12.14	5.15	7.69	6.07			
Nd	21.95	20.18	19.57	37.43	16.09	37.69	49.76	33.44	45.51	27.19	23.10	22.10			
Sm	5.93	5.07	4.16	6.87	3.87	7.28	9.44	5.91	8.85	4.19	5.12	3.91			
Eu	1.71	1.60	1.53	1.34	1.69	1.48	1.61	1.15	1.49	0.78	0.86	1.01			
Gd	5.54	1.35	3.53	5.41	3.89	5.92	7.09	4.16	5.22	2.75	4.03	2.96			
Dy	4.81	3.82	3.13	4.10	5.27	5.79	4.07	2.79	4.18	2.39	2.88	2.14			
Ho	0.89	0.64	0.59	0.82	1.21	1.12	0.59	0.45	0.79	0.28	0.51	0.30			
Եշ	2.26	2.17	1.72	2.30	3.93	3.68	1.29	1.15	2.63	0.76	1.32	0.79			
Ter	0.26	0.25	0.27	0.33	0.65	0.60	0.16	0.16	0.40	0.10	0.16	0.10			
Yb	1.46	1.62	1.78	2.10	4.48	4.15	1.08	0.85	0.70	0.65	0.92	0.61			
Ln	0.19	0.26	0.25	0.30	0.79	0.62	0.14	0.12	0.34	0.08	0.12	0.09			



ნახ. 7. ისევათი მნახ ულუმერობის ვანანილების დიაგრამა
კვარც-ჭირიტულ გნეზისებში.



ნახ. 8. იძებათი მინა ელემენტების განაწილების დიაგრამა ტონალიტებში.



ნახ. 9. იძებათი მინა ელემენტების განაწილების დიაგრამა მიკროკლინიაზ გრანიტებში.

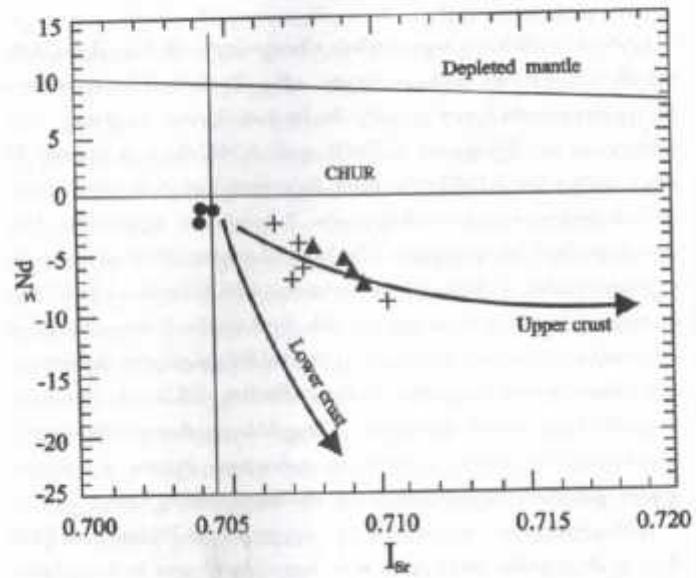
შემცველობებით და მძიმე იმუს დაბალი კონცენტრაციებით (ნახ. 9). ტრენდებს გააჩნია მკვეთრად გამოიხატული. სუ მინა-
მუმ, რაც იმაზე მიღვითოთებს, რომ მაგმურ სისტემაში მიმდი-
ნარეობდა ინტენსიური ერთხელური ფრაქციული.

ამროგად, ჩატარებულმა პეტროგეოქიმიურნა სამუშაოებ-
მა გვაჩვნია, რომ ძირულის ა'ხევის გრანიტოდენუმი ას-
ნებურად მკუთხიად განსხვავდება კრომინერობების. კარტ-
დიორიტული გნესისები მეტალუმინის 1 ტიპის გრანიტებს
შეკვეთებითა, რომლებიც კრისტალი რეალის გეოლინიმი-
ურ რეზისში ჩამოყალიბებუნ და რომლის პიგმენტ მცნარში
კრისტალურ ფრიცენიშის პრაქტიკულად არ აქონია აღვალი.
ტონალითები და მიკროკლინინი გრანიტები პეტროქიმიურად
იდენტური წარმონაქმნებია და შეკვეთებიან 5 ტიპის პეტ-
რალუმინის გრანიტებს, რომლებიც ჩამოყალიბებუნ იროვნების
კვარციტის სინკლინიურ ურაშე ტონალითების მაგმურ
კამერაში კრისტალური ფრაქციონალუნ სუსტი იყო. ხოლო მიკ-
როკლინინის გრანიტებში კი პროცესი შედარისთ ინტენსიუ-
რად მიმდინარეობდა.

4. სტრუქტურის და ნარჯის მიმდინარეობის გარემონტი

სტრუქტურების და ნეოდიტების ისოტოპური მინაცემები მოწ-
ყოს ა'ხევისაში გამოკვლეულ იქნა 21 ნიმუშში (ცხრილი
5). კარტ-დიორიტულ გნესისებში სრ პარამეტრი სამართ სტა-
ბილირია და მერკურის 0.70400 დან 0.7442-მდე ფრაქციებში,
რაც იმაზე მიღვანიშებს, რომ მის ფრაქტიზაცია მოხაწილ-
ების დატვირთვის დანართის განაცვის -0.96703-დან -2.19501-მდე
უარისტებში, რაც იმას გვიჩვნებს რომ ისინი ჩამოყალიბებები
ის პროცესის განვითარების დაბალი პერიოდი (Pitcher, 1982). ეს კი იმაზე
მიღვანიშებს, რომ ძირულის ა'ხევის კარტ-დიორიტული
გნესისებში შესაძლოა განხერიკვა განიცადო რველი ზედა ჭრ-
ების ქინების გადაღლითის ან ასიმილაციის გახოთ.

რონალიტებში სრ პარამეტრი იცვლება 0.7081-დან 0.7082-
მდე ფრაქციებში, რაც ტიპური ზედა ჭრების მინაცემების
ამ ჭანებში ეს პარამეტრი კი მერკურის -2.8792-დან -6.8906
უარისტებში, რაც იმაზე მიღვანიშებს, რომ ეს ჭანები სამოუ-
ალიბრებები ის სუბსტრატიდან. რომელსაც ხონდრიტიან შე-
დარტების სრ/ Nd ფარადისა უფრო დაბალი პერიოდი. კრისტ-
ალი ჭრები ჭანებიდან. ამ მინაცემებითი გამომდინარე
ეს და სრ ისოტოპური პარამეტრები მიკროკლინინის გრანიტებში
დასხვებული უმონის სუსტის გვაჩვნებებს. სრ მერკურის
0.70667-დან 0.71460-მდე, ხოლო საშეალო შემცველობა კი
0.70860±0.00048 ტოლია. რაც იმას გვიჩვნებს, რომ აქ ჭანების



სახ. 10. ϵ_{Nd} - ის დიაგრამა (Bor-Ming et al., 2000) ძირულის აზეპების გრანიტოდემისთვის.

ვარიაბლით ნიშნები იყვნენა რაც მე-3 ნახაზზე.

ცხრილი 5.
ძირულის აზეპების კრანტოლიტურმა და რეკრომენტურმა (კრისტალურა ზოგან გამოიყენება), Rb, Sr, Sm and Nd (ppm) ტერციალურადან და ისოზომორფური მინერალები.

Sample	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	I _{Sc}	I _{Sm}	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{148}\text{Sm}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}
Dz10	89.27	387.51	0.4576	0.70873	0.7044	3.24	22.47	0.512362	0.11958	-1.76803
Dz12	97.64	402.23	0.4934	0.71023	0.7044	3.96	20.38	0.512379	0.11780	-0.96703
Dz13	110.22	416.89	0.7476	0.71172	0.7044	4.17	18.87	0.512071	0.12140	-2.19501
ტერციალური მინერალები										
Dz21	116.25	213.75	1.53879	0.72051	0.7092	6.48	38.45	0.512062	0.10410	-6.26938
Dz22	118.87	294.18	1.1432	0.71757	0.7089	3.98	17.08	0.512349	0.14194	-2.87918
Dz44	110.20	248.86	1.2529	0.71126	0.7087	7.10	39.63	0.512094	0.11064	-6.98145
Dz45	89.67	290.02	1.3833	0.71166	0.7088	9.30	48.56	0.512070	0.11123	-6.89018

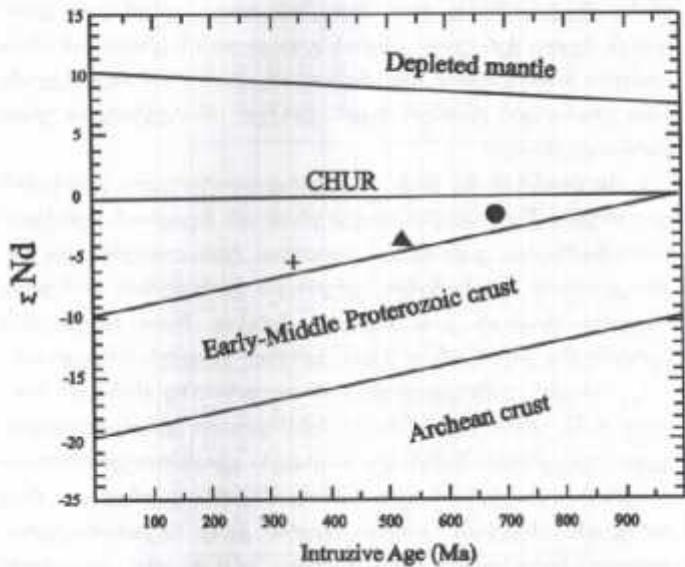
ტენიანი ქ.
მარიამ გამაძე

შემოწინააღმდეგობის კლიმატის კონფიგურაცია									
Ds2	114.99	249.60	0.98124	0.71519	0.7072	5.86	31.29	0.51216	0.10863
Ds4	153.33	74.03	1.29601	0.71512	0.7146	8.08	45.59	0.51191	0.10647
Ds9	177.68	36.08	1.62012	0.71785	0.7066	1.20	4.17	0.51223	0.17722
Ds5	130.40	293.49	1.72948	0.71723	0.7067	5.08	23.20	0.51214	0.13525
Ds16	155.39	250.46	1.73452	0.71581	0.7066	3.92	23.31	0.51227	0.10387
ტენიანი ქალი (თენიანი კლიმატის კონფიგურაცია)									
R20	442.21	54.82	0.35912	0.70602	0.70497	7.06	33.62	0.51237	0.12968
R21	50.59	215.24	0.06948	0.70715	0.70514	3.60	13.88	0.51258	0.16417
R23	257.81	123.59	0.26257	0.70614	0.70526	6.19	26.67	0.51258	0.14327
R26	836.14	119.42	0.40361	0.70654	0.70533	6.88	37.17	0.51254	0.11421
R28	164.31	255.52	0.81807	0.71064	0.70521	3.57	20.87	0.51250	0.10549
R29	834.03	149.32	0.87557	0.70790	0.70528	5.56	38.03	0.51252	0.10085
									+0.0989

პრიტოლითი ზედა ქრეტულ ქანების წარმოადგენდა. რა პარამეტრი კი იცვლება -2.19589-დან -9.36967-მდე უარგლებული. რაც იმასებ მოგვანიშნება, რომ მათ შესაძლოა გრძელებული განხილვების ქვეშ ქრეტულ ქანების გადაღვევის გზით. ამ ისერტოპური მონაცემების შეკვერციით აშკარა, რომ შეკრელი ინიციატივი გრანიტები ტიპურ ზედა ქრეტულ ანაგენტიტიტებს უნდა წარმოადგენდნენ.

რა-1st დიაგრამაზე (ნახ. 10) ვარცელობის ქანების ფაზურული წერტილები ფაქტორად არ ხდებიან ქრეტული წარმონაქმნების ვალში და მხოლოდ ტენიანოსების და მიკროკლინინის გრანიტების გენერაცია გარდაქმნის ძირულის აზეკების ტიპურ კონტინენტურ ქრეტულ შასის ფაზურული წერტილები კი აშკარად ზედა ქრეტულ ტენიანს მოჰყვებათ.

რა-2 - ასკების დამტენებულებების დაგვრამაზე (ნახ. 11) ნათელად ჩინს. რომ ჩვენს მიერ შესწოლით გრანიტოდენის კველა უიგურული წერტილი თავსედება გვიანმრთებრივი უდინერთებური ქრეტის ვალში. რაც ასკარად კვინვენტებს, რომ ძირულის აზეკების კონტინენტური ქრეტი გვიანმრთებრივი უდინერთებური წარმონაქმნია. იგი თავისი კოდაკური აგენტებით, გრანიტოდენის პეტონიანურული ტიპით, ისოტოპური ასკებით და რა პარამეტრების მიხედვით წარმოადგენს ტიპურ ტენიანების ანუ კოდაკური თრონგნად (Wendy, 1996). ვ პირ-მინგის და სხვების (Bor-Ming et al., 2000) მფლოდის გამოყენებით რა-პარამეტრზე დაგრძნებით შეკვეცულ გამოიგვევადა შესწავლით გრანიტოდენის მანქიური კომპონენტების წილი. მიღებული შეკვეცების გვინდვენა, რომ ქრეტულორიტულ უნიტებში მანქიური მასივის საფარაულო რიოდენისა საშეცვლოდ 50% ფარგლებშია ხატირებ შევა-



სახ. 11. ϵ_{Nd} – ინტრუზიულის ასაკის (მლ. წ.) დააგრამა (Bor-Ming et al., 2000) ძირულის აზევების გრანიტოდებისთვის.

პირველი ნიშნები იგივეა რაც მე-3 ნახაზზე.

ესია აგრეთვე მანქარი მასალის წილი სხვა გრანიტოდებისგან. ამ გამოიყენების მიხედვით ასეთია, რომ ძირულის აზევების გრანიტოდებში მანქარი მასალის წილი გაცილებით დიდია კოდრებისგან მასალის გრანიტოდებისთვის.

4.1. იზოტოპური ასაკები

ნენს მიერ კომპლექსურად იქნა შეხწავლითი ძირულის ასაკების გრანიტოდენის იზოტოპური ასაკის გამოყენებით რიცორტულ სმ-Nd ის გა Rb-Sr და ^{40}Ar - ^{39}Ar იზოტოპური წევილები.

კვარცდორიტულ გრანიტებში სმ-Nd მოდელურმა ასაკმა სანდო შედეგი კი აღმართება (2370 ± 600 Ma), თუმცა ამ ქანების პიროვნეული გამტებითიან გამომდინარე ეს სავარაუდოც იქნ. ჩაგრამ არა გამოიყინება, რომ ეს რიცხვები მათი პროტოლიტის გრანიტოდენის შემადგრევლის შინაგანი გამოუყოფის საწყის დრის აღიარებას. შედარებით სარწმუნო შედეგი აჩვენა Rb-Sr იზოტოპურმა სისტემაში. კვარცდორიტულ გრანიტების 4 ნიმუშის მონაცემების გავრცელი იზოტოპური ის 686±74 მდ. წელს ასევებობს (MSWD=0,07) (ცხრ. 6). ეს შედეგი არც თუ ციფრ კორელაციაში მცირდება კვარცდორიტული გრანიტების წინა კრიოლეტი იზოტოპურ მონაცემთან - 726 ± 222 მდ. წელი (U-Pb მეთოდი; Baranitski et al., 1990). ამ მონაცემების და რეცონის გეოლოგიური კვალუკისათვის გამომდინარე შეიძლება დაკატეგორირდეთ, რომ პიბრიდული განტრაციის კვარცდორიტულმა გრანიტებმა რეგრეტულია განიცადეს და გამოირისებულია ნეომონიტურისაურიში, დორგანიურიკული რეპრინტურ-მაგმური მოვლენების დროს.

სმ-Nd მოდელურმა ასაკმა წრინადისუბჰიკ კი გამოიყენა სანდო შედეგი ამ მეთოდისგან განსხვავდით ამ ქანებში Rb-Sr იზოტოპური (MSWD=0,19). რომელიც აგვრცელი იქნა 4 ნიმუშისათვის 538 ± 53 მილიონი წელი მოგვცა. რაც კამბრიულ დროს შეეხადება (ცხრ. 6). ამ ქანების ბიოტიტების (ნიმ Dz 45) დათარიღებამ ^{40}Ar - ^{39}Ar მეთოდით 306±2 მდ. წელი გამოიყენა

ცხრილი 6.

მონული აზევების გრანიტოდენის და იზოტოპურაზიანი კაბრიუტის (რიცორიტების) იზოტოპური ასაკები მიღიარის ნედლი.

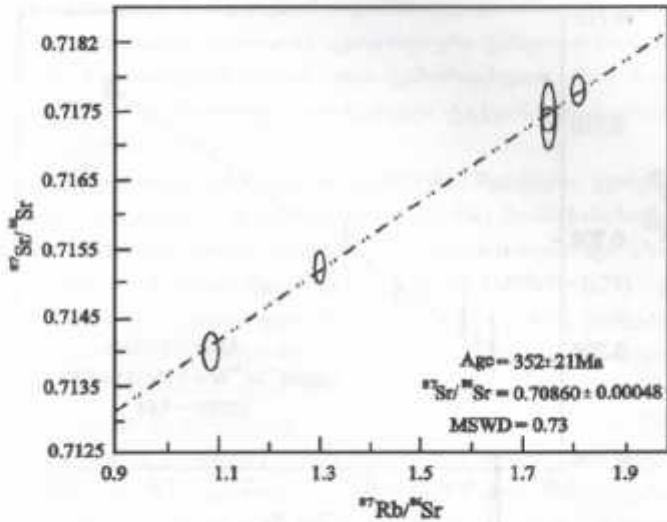
ქანის დასახელება	Sm-Nd მეთოდი	Rb-Sr მეთოდი	^{40}Ar - ^{39}Ar მეთოდი
კვარცდორიტული გრანიტები	2370 ± 600	686 ± 74	309 ± 5 (ბიოტიტი)
ტონალიტები და გრანიტოდენი	-	538 ± 53	306 ± 2 (ბიოტიტი)
მიკროკლინიანი გრანიტები	-	351 ± 21	303 ± 4 (ბიოტიტი)
ორიოცლიანი გაბრიელი	278 ± 48	211 ± 11	219 ± 4 (რიცორიტი) 217 ± 3 (ბიოტიტი)

(ცხრ. 7). რაც ვკინ პალეოზოური რიცხვებია. როგორიც ჩანს ეს გადასალისზედაცემია ვარიოციტები თურმელ პრიცესებითი უნდა იქნას დაკატეგორიზებული. მრავალორცხოვის მონაცემების გადაწყვეტილობის აშკარია, რომ ვკინ პალეოზოური მიზევლის აზევების ქანები 300° C ტემპერატურაზე ზემოთ გადისურდება, რამაც გამოიწვია იზოტოპური ^{39}Ar მასიური მიკრაცია, რომ ვკინ მიზევლის შეცნილში K-Ar და Ar-Ar იზოტოპური სისტემები შეისრულება განისაზღვრება თურმელი მოვლენების

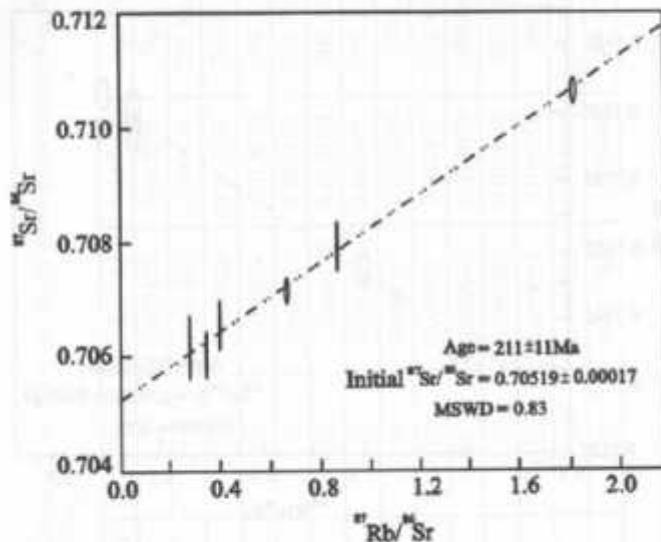
ცენტრული მარტინის მარტინის (ნიზევით Dz-32) ^{36}Ar - ^{39}Ar გენერატორი და არარეალური საფუძვლები.

T°C	^{39}Ar (%)	Ar atm. (%)	$^{37}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}^{40}\text{Ar}$	Age (Ma)
550	0.4	72.4	0.9	0.002453	0.017003	70±30.7
600	1.4	43.8	0.19	0.001483	0.009114	252.5±12.5
650	8.3	9.5	0.02	0.000324	0.012125	3014±2.3
700	19.4	2.2	0.00	0.000074	0.013029	303.2±1.5
750	21.6	0.8	0.0	0.000027	0.013152	304.5±1.5
800	10.4	0.5	0.01	0.000018	0.013134	305.7±2.1
850	4.6	0.5	0.01	0.000017	0.012971	309.3±2.7
900	3.3	0.5	0.02	0.000018	0.012887	311±3.3
950	4.3	0.5	0.02	0.00002	0.012817	312.4±4.7
1000	6.3	0.2	0.0	0.000008	0.013029	308.8±2.1
1050	6.6	0.1	0.01	0.000005	0.013089	307.7±2.1
1100	5.6	0.6	0.03	0.000021	0.013014	308±2.3
1150	6.2	0.7	0.05	0.000023	0.012993	308.3±2.5
1450	1.2	52.8	4.44	0.001788	0.006346	305±20.1

$t_{1/2}^{39}\text{Ar} = 18.10 \text{ (650°C-1150°C)} = 30.5, 8 \pm 2.1 \text{ Ma}$ ($t_{1/2}^{39}\text{Ar} = 18.10 \text{ (650°C-1150°C)} = 30.62439 \pm 0.000017$).



6ab. 12. გაერთიანებული გრანიტების Rb-Sr ისოტოპური ასაკი.



ნაბ. 13. რეკომენდირების (ორიენტულა ზოანი გამოყენების) Rb-Sr აზომუნებულობის ასაკი.

შემდგომ ასაქ უკინებებრ. ამ ფაქტის გათვალისწინებით შეიძლება დავუშვით. რომ ტინალითებმა უნისურ-მიგმატი- ტურ კომპლექსში რეცეპტორი გამხრიულ დროში განიცადეს თუმცა მარცვლის შვერილის გადაღებული განვითარების ის- ტრონის გათვალისწინებით არაა გამოიყენდი. რომ მათი ყორმობრება მომხდარი გარისციული ტიტონიკურ-მაგიტრი მოვლენების დროსხვა.

მიკროკლინიან გრანიტებში სარწმუნო შედეგები გვთხვენა Rb-Sr ისოტოპურმა დათარიღების. რეგურც მუ-12 ნახაზედან ჩინ რბ-სრ ისოტოპის აგენტებით 5 ნიმუშისათვის და ისოტოპური ახალ 35±21 მდ. წელს პასუხობს (MSWD=0,73). ეს შრინაცემი აღნიკარისონული რიცხვებია, რის გამოც ფაქტებით, რეალ ძირულის აზეპებაში ჩიკორკლინიანი გრანიტითული მატერიალი აქტივობა დაკავშირდებულია კარისციულ ტექტონიკურ-მაგმურ მოვალეობით. ამავე გრანიტებში (ნიზ. Dz2, Dz9, Dz16) ^{40}Ar - ^{39}Ar მეთოდით განისაზღვრა მცხ.კორიტების ისოტოპური ასაკი, რომელიც კვლავ ნიმუშში თითქმის იღენტერია და საშედელ 303±4 მდ. წელს პასუხობს. რეგურც ფაქტებით ას შემთხვევაშიც, ისე როგორც ტინადაღის შემთხვევაში, შეიძეგლია გრანი კარისციული რიცხვები, რიც გამოწვეული უნდა იყოს იგივე თერმული პროცესებით. რომელსებაც უკავშირდა საუბარი.

ორთოკლასიზნიან გამბიტოვებულიც Sm-Nd მრავალფერობის ახალი კორელაციული შედეგი გვიჩვინება (278 ± 48 მდნ. წელი; $\text{MSWD} = 0,028$), რაც შესაძლებელია გამოიწვევეთა მათთვის ახილებული ახალი თარიღის კლასიზნიან გამბიტოვების ქრისტალიზაციის პერიოდის დროს. შედეგი გვიჩვინება Rb-Sr მეთოდისა, როგორც მეტ-13 ნახაზიდან გვეკვეთ 6 ნიშვნისათვის აღმისავალი Rb-Sr ცხრილისა 211 ± 11 მდნ.

წელი პასუხისმგებელის (MSWD=0.83), ამ ინტერცენის კრისტალიზაციის დაახლოებით იყვნება დრო გაფაქტინი რატიოულის „³⁹Ar-³⁷Ar“ მეთოდით გათარიღებაში, რომელიც 219 ± 4 მლ. წლის შევხიძის ფაქტურად იგივე დრო გამოვლინება ამ ინტერცენისგან ამ მეთოდით ბორტიტის გათარიღებაშიც (217 ± 3 მლ. წლის).

როგორც ცნობილია Rb-Sr სისტემა ქანში იხურება $600\text{--}700^{\circ}\text{C}$ ტემპერატურის რეაქციის პროცესში, ³⁹Ar-³⁷Ar სისტემა რეაქციაში $-450\text{--}500^{\circ}\text{C}$, ხოლო ბორტიტში $-300\text{--}350^{\circ}\text{C}$ ტემპერატურის პროცესში. აღნიშნულიდან გამომდინარე ფფიქტოდო, რომ შედგენილი შედეგი კარგ შესაბამისობაში იმურავება კრისტალიზაციას და შეიძლება კამტერციას. რომ იროვნება გამოსახული შენირების შემთხვერი მომხდარია გვიან ტრიასული კიბერიული ტექტონიკურ-მაგმური მიკვლებების დრის, დასალოებით $210\text{--}220$ მლ. წლის ინტერვალში.

5. რეზორნის გარემონტირებული მინერალები

გაუკაშის მომენტის გეოდინამიკური გეოლოგიური მოძრავი მოდელების თანახმად, რეზორნის დაუსტნებულია გეოლოგიურ, პალეოოკალურ, პალეობიოგრაფიული და პალეომიცნიტურ მონაცემებშიც. მის აღგითას გეოლოგიურ წარსელში არსებობდა ტეოსის იუვანური აუზი, რომელიც აღმოჩნდა ცელის დაინტრა არაბერისა და აღმოსავალით კვრიას ფილტრის ქლდულის შედეგად (Gamkrelidze, 1991; 1997; Stampli, Borel, 2002; Raumer et al., 2003). კავკავის შედა მიკროფილია ამ მოდელებშიც განიხილება როგორც მაკროფიზიკური, კანქლილი რეალი ან ტერვინი, რომელიც განვითარებული იყო ტეოსის შედა იუვანურ სიერტეში. შეი პანგრეული კავშირი რეზორნის დიდ კინტინგურ ფენასთან და ფილიტრების შექმნაშიც გეოლოგიური ინფორმაციის სტრუქტურის გამო სუსტარა შესწავლით. ძირულის აზეკების შემთხვებულმა ახალში გამტონილი კუტილიტურმა, პეტრილიტურმა და ისოროკურმა მონაცემებშიც (Shengelia, Okrostsvaridze 1998; Gamkrelidze, Shengelia 1998, 2001; Zakariadze et al., 1998; Okrostsvaridze, Clarke 2005), ხაშუელება მოგვევა ჩამოტკიცებისა ახალი წარმოდგენების შინ ფორმირებაშიც და ზოგადად კავკავის შედა მიკროფილიანება.

არსებული ინფორმაციის და ნავნის მიერ მობიცებული ახალი მონაცემების შევერტების შედეგად კუტილიტ, რომ ძირულის აზეკებია წარმოდგენების კერტიკალური აქრეციონულ სტრუქტურას, რომელიც აღმოჩნდა თით დიდი წარმონაქმნისგან. გონიდანური წარმონაქმნის თბილაქციური გნიფი-მაგმატური კომპლექ-

ხიხგან (ზედა) და უკრანისული ქნაციალური კუნძულთა რეაციის სუმენტისხან (ქვედა). წერი ამ იდეაშის მიზანულია რეგისის გეოდინამიკური განვითარების ისტორიაში, გრინიტოიდების გა- ციტიური ტიპებისა და მათი ურთიერთდამოიყენებულების და აგრძელებულ გნისტრო-მაგმატიური კონდენსაციის და არაბჟოს ფილატის ჩრდილო კინების შედეგნიდობის, აგებულების ასაკის და გენეზისის დოდმა მსუავებების (Gamkrelidze, 1991, 1997; Stampfli, Borel, 2001; Raumer et al. 2003). არცემული მონაცემების მიხედვით (Marzo, Fyfe, 1979; Hesseini, 1989; Nasir, Safarjalani, 2000) არაბჟოს ფილის ჩრდილო ნაწილი, რომელიც განალიტულია კვარაციის შიდა მიკროფილის სამსრულო, წარმოადგენს მოკროერტინგნერების მოხაიკას, რომელიც ერთმანეთისა შეაკვთირა პარაფინული ტექსტინგნერ-მაგმური მოვდებების. უმცრესი მათგანი ძირულის შემრიცხის გნისტრო-მიგმატიური კომპლექსის მსუავები შედეგნიდობის და ტექტონიკური განვითარების ისტორიის ხასიათდება. პანტერული მასიური, მეტამორფული, ულტრამეტამორფიზმის და წარმოქმნილი პროცესები ატარებდა ურთინაირ ხასიათს და მიმდინარეობდა 700-450 მეტ. წლის ინტერვალში. ამ დროის არაბჟოს რეგიონისათვის არსებობს მნიშვნელოვანი გეოლოგიური მტკიცებულებანი, რომელის მიხედვითაც გვაინ პანტერული ტექტონიკურ-მაგმური მოვდებები ხასიათდება გარდამავალი ტიპით, კერძოდ უფრო ძირები შეია ფილატიური პროცესები იცვლები უფრო ძირებაზედა (ფანეროზოური) ფილატიების კიდეზე ტექტინით. (Krauss, 1982). წერი აზრით, შეხაძლებულია გნისტრო-მიგმატიური კონდენსაციის ტექტინის ჩაძირებულია არაბჟოს ფილატის ჩრდილო კიდეზე და კავშირულებულია ტექტინიკურ-მაგმური მაკვდენებთან. რომლებიც

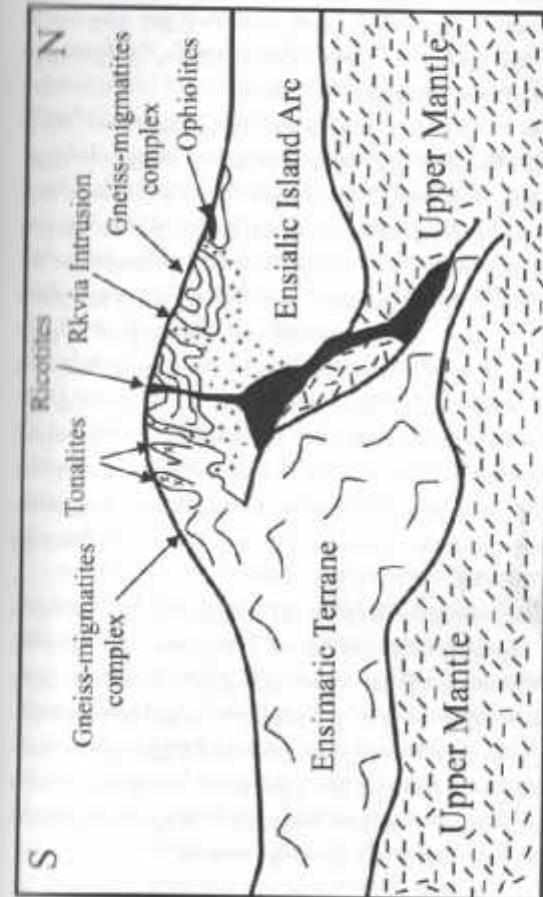
ინტენსიურად განვითარდა გვიანონდოფიციულში და სიღრუპების დასაწყისში (Raumer et al. 2003).

ძირულის აზევების გნისტრო-მიგმატიური კომპლექსის ტერენულ პრეტენზი მეტყველებს აგრეთვე ის გარემონტი, რომ იგი თავისი უქცევები ასაკით (ნეომონტერური), გრანიტოიდები მაგმის განვითარების ტიპით (ტიგვალური დაღუბა). რეგიონისათვის „უცხო“ წარმონაქმნია და იგი ამ ნაშირ დაც გეოლოგიურ მსავალების აკლების ფილის ჩრდილო კიდის წარმონაქმნებთან. ამისთან კრისა, ახლად გასხინდა პალეოზოური ტეოსის ფილებებში შეცდებებისა ნამოყვალიბებულიყო პალეოზოურის წინი გეოლოგიური წარმონაქმნები, რომელთა არსებობა ამ არეალში მხოლოდ მათი რელიტებრი ბუნებით შეიძლება ასხინას.

აღსანიშნავა რომ, ძირულის აზევების სამსრულო ასაღ- გაზრდა კულკანოზოურ-დანადღები საფარის დროს ბერდების შედეგად გასხინდით ძირულის აზევების ძილეოგეორი გნისტრო-მიგმატიური კონდენსაციის ქანები (Надарениშვili, 1980). რაც კოდვ ურთო დამატებითი არგუმენტია ამ კომპლექსის სამხრეთული წარმოშობის.

ღოვებით ერთნაირი რიცხვები (303-306 მლ.წ.წლი) გვიჩვნა, რაც მიზულის სტრატეგიის გაცვების 300-350° C ტემპერატურაში ასაკიამდე მიზნას შეესაბამება.

კოროვაციური, სტრატეგიული, უსიტომესობი და სხვა მასაცემების მიხედვით ვარისცოდეთ რაქტერიულ-მარმური მოფლენების შემდეგ ძირულის ასევები ნამოყვალიბდა ტანავე კონტინენტურ ქერქის, თუმცა იგი არ იყო სტრატეგიული ნივაბნია, რადგანიც ზედა ტრიასულში მასში იქმნება მცირე განალენები ინტრუზივები. ინიც კულტ მონაცემებით მიეკუთვნებიან კარბონიტები რეალურ წარმონაქმნებს და რეფორმის ამ პერიოდისათვის ძირულის ასევების ფარგლებში გრძელდებოდა კოდინაური და სებადუქციური პროცესები. აღნიშნული გაბრიელები ინტრუზივები შეიცავს ინთენსუატებებს და კალიფრო მდიდარ ლიფიცირატულ ჩანართებს, რომლებშიც SiO_2 შემცველობა 60% ფარგლებში შემცვებებს, ხოლო K_2O კონცენტრაცია 9% აღწევს. როგორც თრიასულაზარი გაბრიელის (რიკოსიტების) ისე შისტი არსებული დეიკოდრატული ჩანართების Rb პირამიდები კი მანტიური მონაცემებია და $0,704976$ -დან $0,705333$ -მდე ფარგლებში მცრყვლას. როგორც რიკოსიტებში ისე შის ჩანართებში ჩვენ პირამიდრიც დიდ კორიცხვებს არ ავლენს და იცვლება $+0,4485$ -დან - $-0,3696$ -მდე ინტერვალში. რიკოსიტების ინტრუზივების დრო დათარიღდა კომპლექსებით: $\text{Rb}-\text{Sr}$ მეთოდით მოდისი ქინი - 211 ± 11 მლ.წლი, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ მეთოდით რქატეტარი - 219 ± 4 მლ.წლი, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ მეთოდით ბორტიტი - 217 ± 3 მლ.წლი, დანაშენები ისეტრემული სისტემების დახურვის ტემპერატურებიდან გამომდინარე (Rb-Sr - ქანზე ისურება 550 - 600 ° C, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ რქატეტარიში - 450 - 500 ° C, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ბორტიტში - 300 - 350 ° C). ვიდეოები შედგი-



ჩა. 14. პიკოლიტურული გეოლოგიური ჭრილო ტანალის აზინისას გასწორება.

ნაბაზე ნაწილებში რქატეტარი ხელის ჩრდილო-ჩრდილო-დასავალური კამისულის მდგრადული ფრენის და ტრიასული ფრენის დასავალური რეზისულ გრუპულ ურეა მცველი უკინოს.

ბი ქართველი და ურთმანეობის და შეიძლება დაფუძვოთ, რომ ძირი ულის შემოიღის გარედომატიურ გნიფის ში რეკონსტრუქციის შემთხვევას გვიან ტრიასულში, კინერებით ტექნიკურ-მაგისტრი მოვლენების დროს.

ჩემი აზრით რეკონსტრუქციის თავისი შედეგნიდანით მნიშვნელოვანი სწორმაციას ატარებს ძირი ულის აზერულების შეხეხები. როგორც სემთ იყო ნაჩვენები, მათი მაგრამ უზრი კერა ჩაიხახა მანქირაში და გვიან ტრიასულში შეიტანა კვარცილიონიტულ გნიფის შემთხვევაში, მაგრამ მათი გაძლიერება კინი შენაურობით შესაძლებელი იყო შემთხვევა კალიფიან კრაისტელითან ან მათ პროსტლენიტით კონტაქტის შედეგად. როგორც ჩანს გაბრიოლულში ინტრუზიზი გაჯეთის დროს გამოიწვია ამ ქანტის შემსყიფით დღითა და დაბალტეპირატურული სიციციუმ-კალიფიანი შენარების ასიმილაცია გარდა აღნაშნულია, რეკონსტრუქციი არ ხერხდი კალიფიან შედიდათ და კორექტურული ჩანართები, ჩემი აზრით, მეტვინიშნებს შეტანილი კატეგორიაში მისი რეზერვუარის ხახვიძლივი დროით არ ხერხდია ხე.

ამგვარად, რეკონსტრუქციის თავისი ვაზოტიკური შედეგნიდან იწინად ადასტურებს ძირების აზერულების ნების მიერ შემთხვევას სერიუმულ მოდელს. კერძოდ, აქ ნეოპროტეროზოური ენსიმიტური გნეისურ-მიგმატიტური კომპლექსი გვიან პალეოზოიურ იბრუკერულ განლაგებას საკარისელი უნივალურ კუნძულთა რეალურ რეალურ შემდგრომი ტექნიკურ-მაგისტრი მოვლენებით და კაჭმირებულია ამ აკრეიციური სტრატეგიის კონდენსაციასთან.

დასტვები

ქამპანიის შიდა მიკროფილი ძირების ახევების გრანიტოდენის ხაგებლება კერტოლებული და Sm-Nd, Rb-Sr და ⁴⁰Ar-³⁹Ar ინტერული სისტემების შეხწავდაში და აგრეთვე რეგიონის გეოლიგიკური განვითარების ანალიზში გამოიყენა, რომ აღნიშვნულ ახევების კონტაქტური ქერქი ნამოვალიბრაციული დროში, ნეოპროტეროზოური დიამონდებურის ურაგვენების მონაზიდებით, პალეოტემისის დახურვის და მესოტემისის განსხინის პროცესში მიმდინარე რემონტურ-მარმერი მოვლენების შედეგად.

ჩატარებული კომპლექსური ხამუშაოების შეხედვით, ძირების აზევების ფარგლებში ხელმიტური უნიტები-მიგმატიტური კომპლექსი, რემედიაცია გონდვანური წარმოშობის უნიტიტური ტერენის ჩაწილია პალეოზოიური ნივრის ბილის თბილიციური განლაგება, სავარიულო კინიალურ კუნძულთა რეალური.

ურმილესულ როგორ აგებულების კოდინიტურ-აკრეციონულ სტრატეგიაში განვითარი დაიწყო ახლა მაგმურია კერტების უნიტიტური ტერენის დამირული ნაწილებები გამოხავისურებული მის ზემოთ განლაგებულ მანქირაში გამოიწვია გაბრიოლული მაგმის უორმიტება, რემედიაცია ლოკალური განვითარი სტრატეგიის ხედა ნაწილებში. გაბრიოლულ მაგმის რესერვუარის მიღალი ტემპერატურაში და სტრუქტურის გასტატების და კოდინიტის შედეგად გამოიყოფილია სისტემა ქარგია კრონდებულ ხელი შეცწიო გერაბალური ნალექების ანატოლიტურ ლილია და კედიტებით მდიდარი კრინიტურული მდიდარების ფორმირებას. ვარისტოგლი ტექტონიკურ-მაგმური

მოვლენების დროს ამ მინარეფშია გაფართო თბილების უნიკალური კომპლექსი და ლითონიურის ეს ნაწილი ზედა განმოწყვეტის პილის გარდაქმნა წილურ კონკრეტურ ძრობა. ოუმჯო ეს ნაცემობის არ იყო სტაბილური წარმონაქმნი, რადგან ზედა ცრიას ცვლის კომერციული ტექსტინკურ-მაგმური მოვლენების დროს ნებამოტევროსურ გნეისურ-მიგმატიურ კომპლექსში შეიტანა კალიუმით გამდიდრებული გამრის მცირე ინტრუსიები (რიკორიტები). ისორეოპური მინაცემების მიხედვით ინტრუსიების მიგმამ განუჩაკია განიცადა მანჩიაში, ხელი კალიუმით შეიდარი ჩანართები მას შეეძლო მიერაც მხელური კ მდიდარი ქანების, კრისის, მიკროკლინისის გრანიტების ამ მათ პრიორიტეტების გაკეთის შედეგად. ეს კი ინიციად ადასტურებს მირულის აზეგადის კონტინენტური ქერქის კვლეულის ნეკნ მიურ შემოთავაზემდებული აკრეტიული მოდელის შესაძლო რეალობას.

დასასრულ აკლიმატო, რომ მირულის აზეგადი ამგამიდ წარმოიდგნას ტიპური ტეთისური ანუ კულიტიური თრობენები პროცესების შედეგად ჩამოყალიბდებულ კონტინენტურ ქერქს, რომელშიც თავმოყრილია სხვადასხვა ასაკის და განეზისის ქანები, და რომლის ფორმირებაშიც მანჩიური კომინენტის როლი გაცემულით მნიშვნელოვანი იყო, ვიდრე ამის ნეკნ აქამდე მივიწნევდთ.

მადლობები

აეტორები მიღებულის უხდით დაღმაუქის უხევერსიტეტის (ქანადა) პროფესორის დ. პ. კლარქს, რომლის ძალისხმულობის უსაძლებელი გახდა ანალიტიკური სამუშაოების ჩატარება როგორც ბერკლის უნივერსიტეტის ინიციატივით კვლევის ცენტრში (აშშ), ასევე დაღმაუქის უხევერსიტეტში. ეს სამუშაო ნაწილობრივ დაფინანსებული იქნა NATO-ს გრანტით მეცნიერება შშიდობისათვის, რაც გულწრფელ მადლიურების იმსახურებს. ლითონიურის საერთაშორისო პროექტამის (ILP) კი საფუძველი ჩატარა ამ კომპლექსურ კვლევას.

ლიტერატურა

1. Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.М., Кекелишвили М.А., 1981. Офватиты Диорульского массива и проблемы Палеотектоники на Кавказе. Геотектоника, 5, 23-33.
2. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М., 2005. Декембрейско-палеогеновый региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и сеодинамика Конкага. Москва, Наука, 458 с.
3. Закарьяძე Г.С., Карпенко С.Ф., Базилов В.А., 1998.Петрология, геохимия и Sm-Nd возрасты позднепермских палеоконтактных комплексов Диорульского выступа Закавказского массива.Петрология, 6 (4), 422-444.
4. Заридзе Г.М., Тотршивили Н.Ф., 1959. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Диорульского массива. Тр-ды ГИН АН Грузии, 3, 33-79.
5. Коновалко В.И., Ярмолов В.В., Ковач В.М., Сатыникова Е.В., 1996. Источники палеогеологических гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные. Геохимия, 8, 699-712.
6. Надарешвили Г.Ш., 1980. Меловой вулканизм Аджаро-Триалети. Тбилиси, Мецниверби, 148.
7. Чихегидзе К.С. 1999. Делорские гранитоиды Диорульского кристаллического массива. Труды Геол. Инст-та АН Грузии, Нов. Сер. Вып. 174, 294-300.
8. Шенгелия Д.М., Окроцциваридзе А.В., 1998. Новые данные о новых данных строении Диорульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы. Докл. РАН 559 (6), 800-803.
9. Abdel-Fattah M.A.R., Doig R., 1989. Discussion on the age of the Feiran basement rocks, Sinai: Implication for Late Precambrian crustal evolution in the Northern Arabian-Nubian shield. J. Geological Society, 146 (5), 883-887.
10. Allegre C.J., Ben Othman D., 1980. Nd-Sr Relationship in Granitoid Rocks and Continental Crust development: a chemical approach to Orogenesis. J. Nature, 286, 333-343.
11. Bartnicki Ye. N., Dudauri O. and Stepaniuk L. M., 1990. Geochronology Phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe. Isotopes in Nature, Leipzig, 1-10.
12. Batchelor R.A., Bowden P., 1985. Petrogenetic interpretation of Granitoid rock series using multicatonic parameters. J. Chem. Geol. 48, 43-55.
13. Bor-Ming J., Fuyuan W., Bin C., 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. J. Episodes, 23 (2), 82-92.
14. Boyton W., 1984. Cosmochemistry of the REE: Meteorite studies. Rare Earth Elements Geochemistry. Amsterdam, 63-114.

15. Castro A., Moreno-Ventas J., De La Rosa J. D., 1991. H-type (hybrid) granitoids: A proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth Sci. Rev. 3 (3/4), 237-253.
16. Chappel B.W., White A.Y.R., 1974. Two contrasting Granite types. J. Pacif. Geol. 8, 173-174.
17. Clarke D.B., 1992. Granitoid Rocks. London: Blackwell, 283 p.
18. Clarke D.B., Chatterjee A. K., Giles P.S., 1993. Petrochemistry, tectonic history, and Sr-Nd systematic of the Liscomb Complex Meguma Lithotectonic Zone, Nova Scotia. Can. J. Earth Sci. 30, 449-464.
19. Collins W.J., 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: products of three-component Transection of the Royal Society of Edinburgh: J. Earth Sciences, 87, 171-181.
20. Condie K.C. 2005. Earth as an Evolving Planetary System, Elsevier, 447.
21. Collins W.J., 1998. Evolution of Petrogenetic model for Lachlan Fold Belt granitoids: implication for crustal architecture and tectonic models. Aust. J. Earth Sciences, 45, 83-500.
22. DePaolo D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. New-York: Springer-Verlag , 187.
23. DePaolo D.J., Lim A.M., Solubert G., 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation age from Sm-Nd isotope data and application to the south-western United States. J. Geophys. Res. 96, 2071-2088.
24. Гамкрелидзе И.П., 1991. Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust of Mediterranean belt (Carpathian, Balkanides, Caucasus). J. Tectonophysics, 196, 385-396.
25. Гамкрелидзе И.П., 1997. Terrane of the Caucasus and adjacent areas. Bull. Acad. Sci. of Georgia, 155 (3), 75-81.
26. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М., 1998. Interaction and age of the Diirula crystalline massif constituting rocks. Bull. Acad. Sci. Georgia, v.158, N1, p.93-96.
27. Hassan H.H., McAllister A.L., 1992. An integrated geological, geochemical investigation of uranium metallogenesis in selected granitic plutons of the Miramichi Anticlinorium, New Brunswick. Can. J. Earth Sci. 13, 91-115.
28. Kroner A., Stern R.J., 2005. Pan-African Orogeny. Encyclopedia of Geology. Amsterdam: Elsevier, 1, 4-12.
29. Marzouki F., Fytte W.S., 1979. Pan-African plates: Additional evidence from igneous events in Saudi Arabia. J. Contribution to Mineralogy and Petrology, 60 (3), 219-224.
30. Krauss M., 1982. Vorstellungen zu plattentektonischen Prozessen in Prekambrium. J. Zeitschrift fur geologische Wissenschaften, 9, 1259-1287.
31. Ок名义瓦里ძე А.В., Шенгелия Д.М., 1996. New Data on the formation of ini-

- croctine granites of Dzirula salient. *Bull. Acad. Sci. Georgia*, 14 (1), 93-95.
32. Okrusshvaridze A.V., Clarke D.B., 2003. *The First Data on the Investigation of Sm-Nd and Rb-Sr Isotopic Systems of the Dzirula Salient Gneisses-Quartz-Diorites of the Black Sea - Central Transcaucasian Terrane*. *Bull. of the Georg. Acad. Sci.* 168 (2), 281-285.
33. Okrusshvaridze A.V., Clarke D.B., 2004. *New data of isotopic investigation of magmatic rocks of Dzirula salient of Caucasian Inner Massif*. *J. Repns Russ. Acad. Sci.* 398 (1), 117-121.
34. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindall A.G., 1984. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *J. Petrol.* 25, 956-973.
35. Samson S.D., Patchett P.J., 1991. *The Canadian Cordillera as a modern analogue of Proterozoic crustal growth*. *Aust. J. Earth Sciences*, 38, 595-611.
36. Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., and Zhao, 2008. *The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time and their implication of the origin of superplume*. *Gondwana Research Volume 14, Issues 1-2*, 51-72.
37. Roumer J.F., Stampfli M., Bussy F., 2003. *Gondwana-derived microcomponents – the constituent of the Variscan Alpine collisional orogens*. *J. Tectonophysics*, 365, 7-22.
38. Stampfli G.M., Borel G.D., Cavazza W., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P.A., 2001. *Palaeotectonic and paleogeographic evolution of the Western Tethys and Peri-Tethyan domain*. *J. Episodes*, 24 (4), 222-228.
39. Stern, R.J., 2008. *Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth during during a critical episode of Earth history*. *Gondwana Research Volume 14, Issues 1-2*, 33-50.
40. Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The continental crust: its evolution and composition*. London: Blackwell. 312 p.
41. Windley B., 1996. *The evolving Continent*, 3rd edition. Chichester: John Wiley and Sons, 526.

სიტყვი

შინაგამიშვილი მარიამი	3
შეხვედროვები	4
1. რეგიონის გეოტექტონიკური პრინციპები და ძორულის ასევების მოცულ გეოლოგურები დახასიათება	8
2. ჩავედრი და კორევებები და გრანიტურიდების პეტროგრაფია	14
3. ტერმინური სიური კარბონატობები ენერგეტიკი	14
4. ტემპორალუ მასიური ტენადიოზები და გრანიტური ტენადიოზები	15
5. კუნძულ პალეო-სიური მიკროგლიციანი ენერგეტიკი	16
6. კუნძულ ტენადი თრიოლურაზიანი ენერგეტიკი (ტიტანიტები)	17
7. ტერმინური ქიმია	19
8. ტერმინური ასევები	19
9. ტერმინური მენავეგენების გეოქიმია	29
10. სერინიციუმის და ნეოდიმიუმის ენერგეტიკების გეოქიმია	35
11. ტერმინური ასევები	42
12. რეგიონის გეოდინამიკური კარბონატები	49
13. ტერმინური მდნარების გენერაცია და კონტინენტური ქრექტის გეოდინამიკა	52
14. ტენადი	58
15. ტენადი	60
16. ტენადი	61

ඩ. රිජ්‍යාලිස් පෙරේරා

ඩ. එ. මාණ්‍යන්තර

ප්‍රධාන සංගමීය ප්‍රතිපාදක
වෛද්‍ය විභාග අංශ මාණ්‍ය ප්‍රතිපාදක
ඕස්ට්‍රෝනික්ස් ප්‍රතිපාදක
පාසැලුම් සංඛ්‍යා මිශ්‍ර ප්‍රතිපාදක
සිංහල මාණ්‍ය ප්‍රතිපාදක

බඳවා ඇත්තා නිවැරදි ප්‍රතිපාදක
වෛද්‍ය විභාග අංශ
ඕස්ට්‍රෝනික්ස් ප්‍රතිපාදක
පාසැලුම් සංඛ්‍යා මිශ්‍ර ප්‍රතිපාදක
සිංහල මාණ්‍ය ප්‍රතිපාදක

A. OKROSTSVARIDZE
D. R. TORMEY

**PROTEROZOIC TO
PHANEROZOIC EVOLUTION OF THE
CONTINENTAL CRUST:
THE DZIRULA UPLIFT
OF THE INNER CAUCASIAN
MICROPLATE**

Tbilisi
2010

Avtandil Okroshtvaridze

Doctor of Geological Sciences,
Al. Janelidze Geological Institute,
Principal scientist,
Tbilisi, Georgia

Daniel R. Tormey

Doctor of Geology and Geochemistry
professional geologist
ENTRIX Inc Vice-President, Senior Principal ,
Los Angeles, California, USA

A new model of Pre-Alpine consolidation of the Dzirula Uplift magmatic source generation is introduced in this work in addition the continental crustal evolution processes of the Caucasian Phanerozoic collision orogen are considered. It is shown that Pre-Cambrian formations are organically involved in this orogen, specifically Gondwana Proterozoic lithosphere destruction fragment migrated to the North. The work is based on original field and laboratory data interpretation and on a summary of the rich scientific literature available.

Editor: Member of the Georgian National Academy of Sciences,
Professor D. Shengelia

Reviewer: Professor at Tbilisi I. Javakhishvili State University
K. Akimidze

ISBN 978-9941-0-2612-6

Preface

Prolonged study of the Pre-Alpine Dzirula Uplift of the Inner Caucasian Microplate has revealed a wide variety of geodynamic and related thermal events. The Dzirula Uplift represents a major core complex, and constrains tectonic and magmatic interpretations of the region.

The geodynamic evolution of the Caucasian orogen, based on geological, palaeofacies, paleobiogeographic and palaeomagnetic data, centers on the closing of the Tethys oceanic basin at the end of the Alpine cycle as a result of collision of the Afro-Arabian and Eastern European plates. The Inner Caucasian Microplate, of which the Dzirula Uplift is a part, was situated in the inner oceanic portion of Tethys. Field, petrochemical, isotopic, and geochronological investigation of the granitoids of the Dzirula Uplift illustrate continental crust forming processes from upper Proterozoic to upper Paleozoic. Pan-African tectono-thermal events correlate with magma formation episodes. The integrated result of these processes is that the rocks of the Dzirula Uplift evolved to ultimately resemble typical continental crust. The data reported in this work support an important role for mantle-derived magmas in the formation of this continental crust.

The work is based on the interpretation of original field, petrographic, petrochemical and isotopic data of a spectrum of granitoid rocks exposed in the Dzirula Uplift, with additional perspective from the existing rich scientific literature.

The paper is intended for students and researchers in petrology, regional geology, and tectonics. In addition, since the work is presented in both Georgian and English, it will be useful for Georgian students and geologists in mastering the professional English language, an important condition for success in scientific research.

Introduction

The Neoproterozoic marks the onset of modern plate tectonic systems, and as such the crust-forming processes preserved from the Pan-African evolution of Gondwana records this critical time period (Condie, 2005; Stern, 2008; Rino et al., 2008). The early tectonic history is frequently overprinted by younger events, but some of these areas are exposed in basement uplifts within the Alpine orogenic belt. The Dzirula Uplift in the central part of the Inner Caucasus in the Republic of Georgia is one of these windows. It exposes pre-Alpine basement, and contains a wide range of granitoids of different pre-Alpine ages. Geochemical and geochronological data provided in this paper helps shed light on crust-forming processes and geodynamics in this critical age range.

Most continental crust was formed from mantle-derived magma before Late Proterozoic, and most intensively in the interval of 3.2–2.5 Ma (Taylor and McLennan, 1985) when the earth's crust was divided into granulite-basic and granulite-gneissic. Crust formation at the end of Proterozoic and the Phanerozoic occurred as a result of lithospheric thickening, and granite-forming processes were localized at subduction zones. Here the continental crust was formed as a result of lateral and vertical accretion of island arc complexes at active continental margins or by mantle-derived magmatic additions. The application of integrated isotopic studies of Nd, Sr, and Ar isotope systematics in the North American Cordillera (De

Paolo, 1981; DePaolo et al., 1991; Samson and Patchett, 1991) in the Lachland orogen in the Eastern Australia (Collins, 1996, 1998); in the Meguma lithotectonic zone in the NE Canada (Clarke et al., 1992); and in central Asia (Kovalenko et al., 1996; Bor-ming et al., 2000) have largely supported this view of crustal formation. Generally, the tectonic evolution of the Caucasus region is also related to collisional processes, caused by the movement of the Arabian plate to the Eurasian plate. The Pre-Alpine consolidation of the Dzirula Uplift included a wide range of formations that encode the range of processes that occurred in the region. It therefore represents an important object for investigation of Proterozoic to Phanerozoic continental crust evolution. Although well-mapped, there are few isotopic or geological studies of the area (Okrostsvardze and Clarke, 2003, 2004). We use the geochemical constraints presented in this paper to further constrain the geodynamic and crust-forming processes in this area.

1. Tectonic Setting

The Caucasus represents the Northern segment of the Eastern Mediterranean orogen, which is extended over 1200 km between the Black and Caspian Seas, in a NW-SE direction. Currently it is an expression of continental collision between the Arabian and Eurasian lithospheric plates and its location represents the connecting segment between the Alpine and Himalayan mobile belts.

Paleomagnetic and paleochemical as well as traditional geological data indicate that within the oceanic basin of Tethys, which separated Afro-Arabian and Eurasian continental plates, there were relatively small continental or subcontinental plates (terranes) having various geodynamic and geological histories (Gamkrelidze, 1997; Somin, 1997; Stampfli et al., 2002). During the Late Precambrian, Paleozoic and Early Mesozoic, these terranes underwent horizontal displacement within the oceanic area of Proto-Paleo- and Meso-Tethys, followed by accretion and ultimately merging with the Eurasian continent. The Arabian and Eurasian lithospheric plates are separated by the Greater Caucasian, Black Sea-Central Transcaucasia, Baibut-Sevanian and Iran-Afganian terranes (Gamkrelidze, 1997), which in the geological past represented island arcs or microcontinents (Fig. 1). The Black Sea-Central Transcaucasian terrane is situated between the Greater and Lesser Caucasian mobile belts and is traditionally considered as the Inner Caucasian massif or Microcontinent. Both Pre-Alpine and Alpine stages are pre-

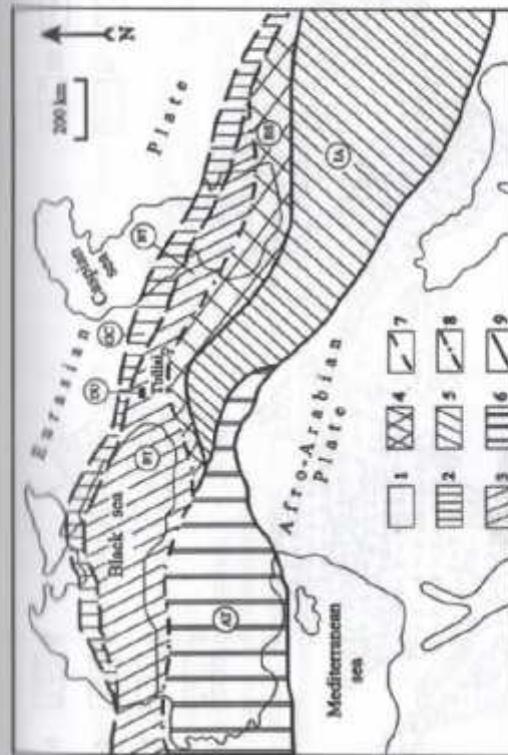


Fig. 1. Tectonic zoning of the Caucasus and adjacent area on the basis of the terrane analysis (Gamkrelidze, 1997).

- 1 - Continental frame of the Mediterranean mobile belt; Terranes: 2 - Greater Caucasian (GC), 3 - Black Sea-Central Transcaucasian (BT), 4-Baibut-Sevanian (BS), 5-Iran-Afganian (IA), 6-Anatolian (AT); Ophiolite suture (marking the location of small and large oceanic basins): 7-Late Pre-Cambrian, 8-Paleozoic, 9-Mezo-Cenozoic; DU - Dzirula Uplift.

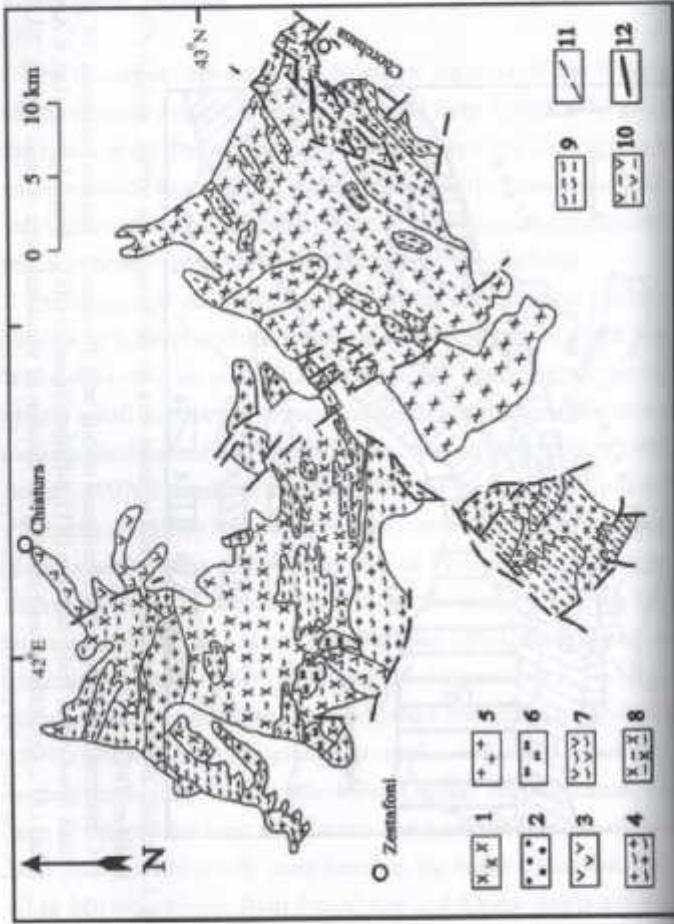


Fig. 2. Schematic geological map of the Dzirula Uplift (Gamkrelidze, Shengela, 2005).

1 – Middle Jurassic granitoids; 2 – Late Triassic orthoclase gabbro (ricolites); 3 – Late Palaeozoic rhyolite volcanic; 4 – Late Variscan microcline granites and pegmatites; 5 – Variscan Rkvia intrusive porphyry granites; 6 – Cambrian massive tonalites and granodiorites; 7 – Cambrian metavolcanic – phyllites complex; 8 – Pre-Cambrian quartz-diorites gneisses; 9 – Pre-Cambrian plagiogneisses, plagiomigmatites, crystalline schists and quartz-diorites gneisses; 10 – Pre-Cambrian gabbro-amphibolites; 11 – Pre-Cambrian metacapillites; 12 – Faults.

served in the Inner Caucasian massif. The Inner Caucasian Massif consists of a pre-Alpine crystalline basement, exposed in the Dzirula, Khrami, and Loki uplifts, that is overlain by an Alpine, non-metamorphosed and moderately folded, nearly 10-km thick Upper Triassic through Cenozoic volcano-sedimentary cover. The Dzirula Uplift reflects much a wider and more interesting spectrum of geological processes than the other pre-Alpine terranes, and is also preserved over a larger area.

The Dzirula Uplift is exposed in the central part of the Inner Caucasian Microplate and occupies nearly 1200 km² at the current erosion level (Fig.2). It is mainly constructed by Precambrian plagiogneisses, plagiomigmatites, crystalline schists, quartz-diorite gneisses and ophiolites (gneiss-migmatite complex); Cambrian tonalities and granodiorites; Upper Paleozoic anatectic microcline granites; and Upper Triassic hybrid orthoclase gabbros (Ricötites).

Most of the Dzirula uplift is composed of the gneiss-migmatite complex. Its protolith is represented by crystalline schists, plagiogneisses and plagiomigmatites, which underwent the earliest (Grenvillian or older) regional metamorphism. The wrinkled restites of these rocks, the size of which ranges between one to tens of meters, are found in the Precambrian magmatic quartz-diorite gneisses. Most are represented by metapelites, which underwent regional metamorphism to biotite-muscovite-gneiss, biotite-sillimanite-orthoclase and low-temperature garnet-cordierite-orthoclase facies (Gamkrelidze, Shengelia, 2005).

In the Cambrian, during Pan-African tectonic-magmatic events, several tonalite composition bodies were generated in the gneiss-migmatite complex. Later, in the Upper Paleozoic Variscan tectono-magmatic events, numerous intrusions of microcline granites were emplaced, and most of the gneiss-migmatite complex transformed into granite-gneisses, granite-migmatites and porphyroblastic microcline granites.

The northeastern part of the Dzirula uplift contains ophiolite fragments, and is known as the Chorchana-Utslevi Ophiolitic Zone (Gamkrelidze et al., 1981). The ophiolites are spatially related to the gneiss-migmatite complex, and are cut by the Upper Paleozoic microcline granites. A detailed study of this unit (Zakariadze et al., 1998) identified ultra-basic harzburgites that represent melting restites of tholeiitic basalt; their Nd model age corresponds to 810 ± 100 Ma. Later study indicated that not only the Chorchana-Utslevi ophiolitic zone overthrust, but the whole gneiss-migmatite complex overlies it in the Dzirula Uplift. Vertical accretion caused melting of subcontinental sediments and generation of S-type granitoid melts. During the Variscan tectono-magmatic events, these melts intruded into the obducted gneiss-migmatite complex and saturated it by granitoid material (Okrostsvadze, Shengelia, 1996; Shengelia, Okrostsvadze, 1998).

2. Field Relations and Granitoid Petrography

2.1. NeoProterozoic quartz-diorite gneisses

The majority of the gneiss-migmatite complex of the Dzirula Uplift is constructed of NeoProterozoic quartz-diorites gneisses (~70%). They are dark gray, medium grained rocks, with occasional plagioclase phenocrysts (4-5 mm). Mineral composition includes plagioclase, biotite, quartz, hornblende; secondary minerals include K-feldspar, muscovite, chlorite and epidote; accessory minerals include apatite, zircon, grothite, thorite and ore minerals.

Amphibole (1.5-2.0 mm) is represented by green hornblendes and is found in diorites that are in close spatial relation with gabbro-diorite composition inclusions existing in the rocks. K-feldspar is rarely found in quartz-diorite gneisses and are typically represented by xenomorphic cross-hatch microcline grains (1-2 mm). Their metasomatic character was defined earlier by G. Zaridze and N. Tatishvili (1959) and later on by K. Chikhelidze (1999).

Quartz-diorite gneisses are characterized by numerous oval inclusions of gabbro to diorite composition. Inclusions range between tens of centimeters to one meter and in some cases make 30-35% of the entire exposure. We consider that the inclusions represent the restites of basic injections, which made sialic protoliths by assimilation and hybridism.

2.2. Cambrian tonalites and granodiorites

Cambrian tonalities and granodiorites are widely distributed in the Dzirula Uplift. Their largest exposures are in the Macharula and Kvirla river gorges where they are exposed over a distance of 800 m. In both sections they have magmatic contacts with the rocks of gneiss-migmatite complex. The host rock undergoes selective melting and migmatization at the contacts, and biotite gneisses and migmatite inclusions are found in the tonalite intrusive bodies. Late Variscan quartz-muscovite-microcline aplite and pegmatitic veins cut each of these features.

The mineral assemblage of unaltered unchanged tonalities consists of plagioclases (oligoclase) biotite, quartz, and K-feldspar. Accessory minerals include apatite, zircon, thorite and ore minerals. As a result of field and petrographic observation we find that tonalities may be the product of anatetic melting of biotite gneisses of the gneiss-migmatite complex.

2.3. Upper Paleozoic Microcline Granites

Upper Paleozoic microcline granites are widely spread in the Dzirula outcrop and represent the product of the Variscan tectono-magmatic events. The gneiss-migmatite complex is saturated with numerous intrusions of these granites. In the northern part of the Dzirula, the largest of these granites is exposed; the Rkvia intrusive (~65 km²) has a lens-like form of NW-SE orientation. The intrusive is composed of porphyry granites with idiomorphic K-feldspars,

the main mass of which is in a medium grained massive structure. The primary minerals are plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite and muscovite; secondary minerals are: muscovite, sericite, chlorite and epidote; accessory minerals are – zircon, apatite, grothite, monocite and ilmenite. The Rkvian intrusive is poor in inclusions, but at the left slope of the river Kvirila in its central part there are 7m x 4m size biotite-sillimanite anatetic restite. We consider they could represent protolith residue of this intrusive. The peripheral areas of the intrusive are rich in granitoid pegmatites. The river Buja section includes pegmatites reaching 1.5 km thick in the contact zone of the intrusive.

2. 4. Upper Triassic Orthoclase Gabbros (Ricotites)

In the eastern part of the Dzirula Uplift, in the Rikotula River gorge, two small intrusives (thickness- 450 m and 250 m) of orthoclase gabbro are presented, which cross cut quartz-diorite gneisses. Due to their exotic character the investigators called them the Ricotites. Their contact zones are intricate because of Alpine tectonic processes, but partial melting products are detected in the approximately 2-meter wide contact zone. The peripheral parts of the intrusive (60-70m) are constructed of hornblende gabbros which are gradually displaced by pyroxene-gabbros. Hornblende gabbros are a medium-grained massive rock, the main minerals of which are: hornblende and pyroxene; plagioclase, biotite and orthoclase are comparatively moderately; rarely-quartz. Pyroxene gabbros are

a coarse grained massive rock its main minerals are – plagioclase and pyroxene; hornblende and orthoclase rare. Accessory minerals in Ricotites are magnetite, apatite, grothite, thorite and ilmenite.

Inclusions of 10cm to 70cm diameters ellipsoid leucocratic quartz-orthoclase are characteristic of Ricotites, the number of which decreases from the periphery to the centre. The inclusions are gradually displaced by orthoclase gabbros. Following the field work results, we assume that these acid rocks inclusions are xenoliths – the product of selection melting which were abducted by the intrusive on its way of moving. We relate gabbros magma enrichment by orthoclase and quartz to these processes.

3. Geochemistry and Geochronology

Seventy samples of the Dzinula Uplift granitoids were collected for complex isotopic research. Major element, trace and rare earth element composition have been defined in each. Based on the petrographic and geochemical work, a subset of twenty four samples were analyzed for Sm-Nd, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar isotopic systematics. Sm-Nd and Rb-Sr investigations were carried out at the University of California at Berkely Isotopic Research Centre. ^{40}Ar - ^{39}Ar and major, trace and rare earth element composition determination was done at the laboratories of Dalhousie University (Canada) (Tab. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7).

4.1. NeoProterozoic Quartz-Diorite Gneiss

Quartz-diorite gneisses have an average SiO_2 content of 64.08%, with relatively high Al_2O_3 (17.86%). In these rocks Na_2O (4.16%) is higher than K_2O (2.64%) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.64$ (Tab. 1). Quartz-diorite gneisses are metaluminous rocks (Clarke, 1992) and according to A/CNK parameter (1.07) they are I-type (Chappel, White, 1974) or H-type ((hybrid) Castro et al., 1991) granitoids. The D_1 - D_2 discrimination diagram (Fig. 3) is consistent, indicating an I-type.

REE concentration in quartz-diorite gneisses is relatively low. The trend has weak asymmetry and no expressed Eu minimum (Fig. 4), which shows that in quartz-diorite gneisses magma did not undergo significant fractional crystallization. In quartz-diorite gneisses I_{ch} parameter is quite stable at 0.7044; this low value suggests a mantle source for these rocks. In these rocks ϵ_{Nd} parameter varies from -1.76803 to -2.19501. This shows that they were formed from the protolith which had comparatively low Sm/Nd parameters relative to chondrite.

The variation suggests that the quartz-diorite gneisses could have included partial melting or assimilation of older upper crust rock.

The Sm-Nd model age did not show reliable results (2376±600 Ma, Okrostsvadze, Clarke, 2003), but these results suggest that the protolith may have been middle Proterozoic formations. More reliable results were reached by Rb-Sr system. Isochrons constructed on the three samples of quartz-diorite gneisses corresponds to 686±74 Ma (Okrostsvadze, Clarke, 2003). This result corresponds

Table 1.
Dzirula Uplift granitoid chemical composition (%) and their some petrochemical parameters

Gran.	Quartz-Diorite Gneisses						Tonalites						Microcline Granites					
	Dz10	Dz12	Dz13	Dz21	Dz22	Dz24	Dz245	Dz25	Dz27	Dz29	Dz294	Dz294	Dz295	Dz296	Dz15	Dz16		
SiO ₂ %	68.44	63.92	65.89	66.67	67.83	67.09	67.36	72.25	70.01	74.79	75.09	71.88						
TiO ₂	0.84	0.71	0.55	0.77	0.69	0.69	0.63	0.27	0.56	0.07	0.22	0.017						
Al ₂ O ₃	17.69	17.47	18.42	15.83	16.29	16.18	16.37	15.09	17.35	14.71	15.21	15.49						
Fe ₂ O ₃	6.46	5.18	4.64	5.99	4.40	6.87	5.62	2.57	2.15	1.15	1.98	1.74						
MnO	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09	0.04	0.07	0.06	0.05	0.04						
MgO	1.53	1.42	1.47	2.44	2.00	2.60	1.36	0.59	1.16	0.18	0.51	0.42						
CaO	4.55	3.92	3.70	2.57	2.63	2.32	2.04	1.23	1.34	0.61	1.15	1.15						
Na ₂ O	3.96	4.17	4.35	2.99	2.85	2.86	2.84	3.55	2.16	3.65	3.79	3.31						
K ₂ O	2.08	2.72	3.14	2.92	3.72	2.71	3.71	3.78	3.19	4.17	3.75	5.42						
P ₂ O ₅	0.28	0.22	0.16	0.92	0.31	0.06	0.08	0.15	0.06	0.22	0.17	0.15						
A/CNK	1.11	1.03	1.08	1.25	1.22	1.19	1.20	1.41	1.61	1.63	1.23	1.24						
D ₁	2.3	-1.7	-2.7	4.9	8.1	7.4	5.9	10.4	8.3	14.6	5.2	13.6						
D ₂	-19.4	-18.7	-16.4	-7.4	-9.3	-6.4	5.7	-5.3	-2.7	2.7	4.7	-5.3						
R ₁	2667	2517	2660	2517	2520	2347	2410	2548	2775	2663	2733	2365						
R ₂	1028	997	1153	520	490	533	628	450	482	507	466	493						

Table 2.
Rare element content (ppm) of Dzirula Uplift granitoid

Gran.	Quartz-Diorite Gneisses						Tonalites						Microcline Granites					
	Dz10	Dz12	Dz13	Dz21	Dz22	Dz24	Dz245	Dz25	Dz27	Dz29	Dz294	Dz294	Dz295	Dz296	Dz15	Dz16		
Ba ppm	-475.9	723	1034	386.6	1217	505	1304	1131.6	722.5	555.8	557.7	1632						
Rb	105	114	109	121	119	112	98	167	161	180	171	156						
Sr	278	261	407	215	288	249	292	250	72	35	199	250						
Y	22.5	17.1	16.69	22.5	31.9	32.8	15.8	13.23	13.5	12.93	15.39	10.16						
Zr	318.5	148	136	286.7	203.3	209.4	233.7	185.5	331.6	286	158.8	130.2						
Nb	24.6	19.5	21.0	25.5	17.9	21.4	13.5	19.99	15.4	17.81	17.51	14.23						
Th	5.9	7.2	9.7	17.1	4.4	15.7	24.1	10.9	18.63	1.3	8.49	7.45						
Pb	18	22	20	12	27	22	27	25	21	16	23	33						
Ga	25	21	25	23	23	23	23	28	26	32	29	26						
Zn	63	58	62	83	71	85	53	73	112	48	63	53						
Cu	9	8	26	11	17	14	4	36	4	3	3	3						
Ni	11	13	16	39	31	44	27	17	42	20	16	18						
V	81	72	62	110	81	106	50	22	95	0	13	10						
Cr	148	141	257	197	217	286	239	257	179	266	142	272						
Hf	6.72	4.17	3.27	6.5	4.3	4.6	5.4	4.29	7.8	4.38	3.65	2.99						
Sc	14	16	15	13	14	13	16	12	14	13	12	12						
Ta	1.1	0.87	1.0	1.1	0.74	0.8	0.6	1.1	1.23	2.23	1.34	1.07						
Co	1.8	16	12	22	8	16	6	0.0	21	0	0	0						
U	3	3	4	5	4	5	4	3	7	8	3	4						

Table 3
Rare earth element content (ppm) of *Dzirua Uplift granitoids*

Gran. Sample	Quartz-Diorite Granites						Tonalites						Microcline Granites					
	Dz10	Dz12	Dz13	Dz21	Dz32	Dz44	Dz45	Dz52	Dz54	Dz59	Dz15	Dz16	Dz17	Dz19	Dz29	Dz31	Dz33	
La	29.25	27.98	27.11	43.76	16.75	42.44	58.34	40.09	51.69	47.53	32.29	28.27						
Ce	58.26	55.21	52.72	85.95	33.65	84.08	104.5	76.69	88.15	53.89	61.43	51.17						
Pr	6.83	6.12	5.51	10.09	4.11	10.09	13.53	9.10	12.14	5.15	7.69	6.07						
Nd	21.95	20.18	19.57	37.43	16.09	37.69	49.76	33.44	45.51	27.19	23.10	22.0						
Sm	5.93	5.07	4.16	6.87	3.87	7.28	9.44	5.91	8.85	4.19	5.12	3.91						
Eu	1.71	1.60	1.53	1.34	1.69	1.48	1.61	1.13	1.49	0.78	0.86	1.01						
Gd	5.54	3.35	3.53	5.41	2.89	5.92	7.09	4.16	5.22	2.25	4.03	2.96						
Dy	4.81	3.82	3.13	4.10	5.27	5.79	4.07	2.79	4.18	2.39	2.88	2.14						
Ho	0.89	0.64	0.59	0.82	1.21	1.12	0.59	0.45	0.79	0.28	0.51	0.30						
Er	2.26	2.17	1.72	2.50	3.93	3.68	1.29	1.15	2.63	0.76	1.32	0.79						
Tm	0.26	0.25	0.27	0.33	0.65	0.60	0.16	0.16	0.40	0.10	0.16	0.10						
Yb	1.46	1.62	1.78	2.10	4.48	4.15	1.08	0.85	0.70	0.65	0.92	0.61						
Σ REE	8.19	8.28	8.25	8.26	10.29	10.22	10.14	8.22	9.34	8.08	8.12	8.09						

Table 4
Chemical composition (%) and rare element content (ppm) in Rikötites (orthoclase gabbro)

Elem.	R18	R20	R21	R22	R23	R24	R25	R26	R27	R28	R29	R30
SiO ₂	46.62	46.6	51.02	49.84	50.25	58.12	50.86	51.57	49.57	60.87	59.29	
TiO ₂	1.033	0.964	0.718	0.932	0.7	0.339	0.549	0.817	0.898	0.37	0.365	
Al ₂ O ₃	8.58	9.87	7.12	7.98	6.40	7.05	9.74	16.57	17.22	18.58	18.28	
Fe ₂ O ₃	11.1	11.75	10	10.57	9.26	5.76	8.41	8.36	6.8	1.58	2.91	
MnO	0.188	0.21	0.174	0.175	0.195	0.15	0.165	0.156	0.095	0.027	0.026	
MgO	11.51	10.84	11.99	11.66	11.79	10.41	10.06	4.63	5.05	0.92	1.1	
CaO	16.69	14.95	15.68	14.24	17.48	12.23	14.2	7.99	8.21	3.7	3.28	
Na ₂ O	0.83	1	1.08	1.29	1.25	2.3	1.42	2.16	1.99	2.5	3.05	
K ₂ O	1.13	1.76	1.11	1.45	0.87	1.54	2.13	5.02	5.3	9.93	8.94	
P ₂ O ₅	0.085	0.384	0.031	0.032	0.06	0.054	0.057	0.437	1.025	0.106	0.198	
Sc	5	3	12	10	2	7	8	4	7	7	9	
V	426	391	361	404	333	134	281	221	186	77	53	
Cr	354	335	470	384	444	667	405	100	47	0	2	
Co	52	53	61	68	53	57	52	35	37	76	86	

Zr	95	105	70	75	100	92	84	154	138	375	293
Ba	230	1018	252	160	571	632	666	1239	1477	2240	1753
Nd	29	28	15	24	15	14	22	25	35	13	22
Ni	49	41	60	58	45	77	46	18	32	8	16
Cu	13	67	11	14	56	5	11	47	167	12	931
Zn	55	63	55	59	53	51	50	67	51	16	23
Ga	10	9	10	10	10	14	12	14	15	17	16
Rb	47	57	52	59	31	50	90	139	123	167	149
Sr	247	435	215	266	211	295	435	839	501	256	470
Y	18	19	12	16	19	14	15	18	25	15	21
Nb	5	6	4	5	5	4	4	11	11	6	13
Sn	4	0	0	6	2	0	2	0	1	4	0
Pb	4	4	5	4	2	8	7	10	8	8	12
Th	2	3	2	0	1	3	3	7	7	16	22
U	2	2	2	2	1	2	2	2	2	5	4

Table 5
Chemical composition of Rh, Sr, Sm and Nd (ppm) and some isotopic data of the

Sample	Rb	Sr	$\delta^{87}\text{Rb}/\text{Sr}$	$\delta^{87}\text{Sr}/\text{Sr}$	Quartz-diorite gneisses				ϵ_{Nd}	
					L_{u}	Sm	Nd	$\delta^{147}\text{Sm}/\delta^{148}\text{Sm}$		
Dz1	89.37	367.51	0.4576	0.70872	0.7044	3.24	22.47	0.512362	6.11998	-1.76803
Dz12	97.64	402.23	0.5934	0.71023	0.7044	3.96	20.38	0.512379	0.11780	-1.96703
Dz13	110.22	416.89	0.7476	0.71172	0.7044	4.17	18.87	0.512071	0.12140	-2.19501
Tonesiles										
Dz1	116.23	213.75	1.53879	0.72051	0.7092	6.48	38.45	0.512062	0.10410	-6.28938
Dz12	118.87	294.18	1.1432	0.71757	0.7089	3.98	17.08	0.512349	0.14394	-2.87918
Dz44	110.20	248.85	1.2529	0.71826	0.7087	7.10	39.63	0.512044	0.11064	-6.99145
Dz45	89.67	290.02	1.3833	0.71606	0.7088	9.30	48.56	0.512070	0.11523	-6.89098

Microcline granites											
	Dz2	114.99	249.60	0.98124	0.71519	0.7072	5.86	33.29	0.51216	0.10863	-4.50135
Dz4	153.83	74.93	1.29601	0.71512	0.7146	4.08	45.59	0.51191	0.10947	-9.36987	
Dz9	177.68	46.08	1.82012	0.71783	0.70606	1.20	4.17	0.51223	0.17722	-6.92835	
Dz5	130.40	203.49	1.72948	0.71723	0.7067	5.08	23.20	0.51214	0.13525	-6.43603	
Dz6	155.39	250.46	1.73452	0.71581	0.7066	3.92	23.31	0.51227	0.10387	-2.19580	
Rikotites (orthoclase gabbros)											
	R20	442.21	54.82	0.35032	0.70602	0.70487	7.06	33.62	0.51237	0.12968	+0.44803
R21	50.59	215.24	0.66948	0.70715	0.70514	3.60	13.88	0.51258	0.16417	-0.2603	
R23	257.81	123.59	0.29257	0.70614	0.70526	6.19	26.67	0.51258	0.14327	+0.2834	
R26	836.14	119.42	0.49361	0.70654	0.70533	6.88	37.17	0.51254	0.11421	+0.1533	
R28	164.31	255.52	0.81807	0.71064	0.70521	3.57	20.87	0.51250	0.10549	-0.3596	
R29	834.03	149.32	0.87557	0.70790	0.70528	5.56	38.03	0.51252	0.10685	+0.0969	

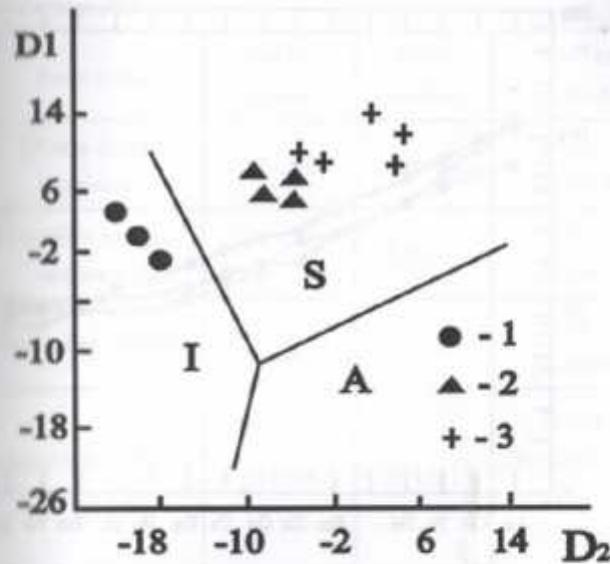


Fig.3. D1-D2 Discrimination diagram (Hassan, McAllister, 1992) for the Dzirula Uplift granitoids.

Fields: I – type granites; S – type granites; A – type granites.

D1=0.76Al2O3+2.91MnO-1.93Na2O+1.95K2O-18.50P2O5;
D2=0.37Al2O3+7.25TiO2-54.08MnO-4.28Na2O-0.55K2O+45.81P2O5.

Conventional signs:

1-quartz-diorite gneisses; 2-tonalities; 3- microcline granite.

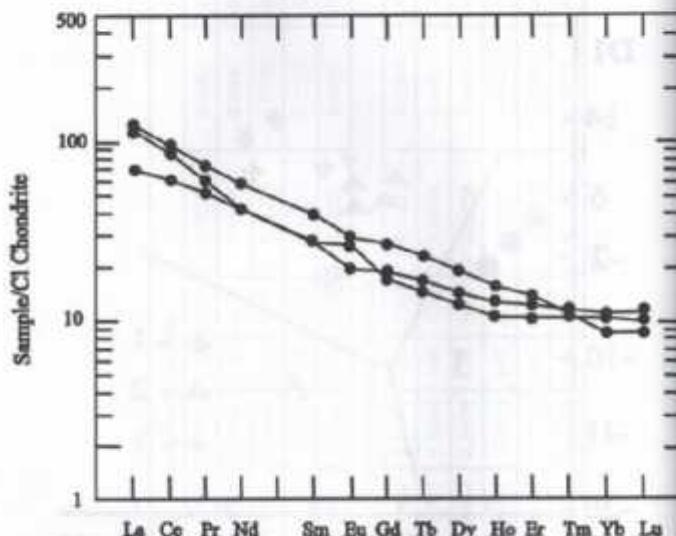


Fig. 4. Rare Earth Elements diagram for the quartz-diorite gneisses.

Table 6.

Isotopic Ages (Ma) of Dzirula Uplift Granitoid and Orthoclase Gabbros (Rikotites)

Rock name	Sm-Nd method	Rb-Sr method	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ method
Quartz-diorite gneisses	2370±600	686±74	309±5 (biotite)
Tonalites and granodiorites	—	538±53	306±2 (biotite)
Microcline granites	—	351±21	303±4 (biotite)
Orthoclase gabbros (Rikotites)	278±48	211±11	219±4 (hornblende) 217±3 (biotite)

to the only often result 726±222 Ma (Barthnitski et al., 1990; U-Pb method). Proceeding from these data and geological evolution of the region, we can assume that quartz-diorite gneisses protolith was Proterozoic subcontinental rocks, formed in NeoProterozoic (6).

4.2. Cambrian tonalites and granodiorites

SiO_2 (67.26%) is higher than in the quartz diorite gneiss, but Al_2O_3 is lower (16.16%). In these rocks as compared to quartz-diorite gneisses Na_2O concentration (2.88%) is relatively low but K_2O is quite high (3.26%).

Cambrian tonalites are metaluminous rocks (Clarke, 1992) and according to A/CNK parameter (1.22) they are S-type (Chappel, White, 1974) granitoids. The $D_{\text{i}}\text{-}D_{\text{o}}$ discrimination diagram (Fig.3) is consistent, indicating an S-type.

REE concentration is quite high, but with symmetric trends (Fig.5). They are enriched in lanthanides, comparatively poor in heavy REE and weakly expressed Eu minimum, which shows that crystal fractioning was not an important process in the development of these rocks.

In tonalities I_{g} parameter varies from 0.7081 to 0.7082 which is typical for the upper crust. The ϵ_{Nd} parameter ranges from -2.8792 to -6.8906; suggesting a strong influence of upper crustal partial melts. Proceeding from these data, we assume that tonalites could have been generated at Late Pan-African tectonic-magmatic events by melting of metapelites of the gneiss migmatite complex.

Rb-Sr isochrons constructed for four samples showed an age of 538 ± 53 Ma which corresponds to Cambrian age (Okrostsvaridze, Clarke, 2004). Biotite samples were also analyzed by ^{40}Ar - ^{39}Ar method gave an upper Paleozoic age of 306 ± 2 . Therefore late Variscan thermal events caused heated these rocks to greater than 300°C .

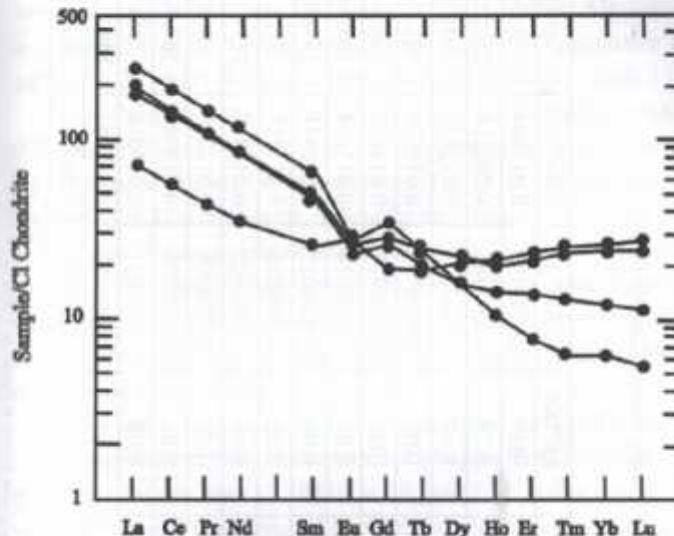


Fig. 5. Rare Earth Elements diagram for the tonalites.

Table 7.
Steps of ^{40}Ar - ^{39}Ar isotopic dating of tonalite biotites (Sample Dz-32)

T°C	^{39}Ar (%)	Ar atm. (%)	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Age (Ma)
550	0.4	72.4	0.9	0.002453	0.017003	70±30.7
600	1.4	43.8	0.19	0.001483	0.009114	252.5±12.5
650	8.3	9.5	0.02	0.000324	0.012125	3014±2.3
700	19.4	2.2	0.00	0.000074	0.013029	303.2±1.5
750	21.6	0.8	0.0	0.000027	0.013152	304.5±1.5
800	10.4	0.5	0.01	0.000018	0.013134	305.7±2.1
850	4.6	0.5	0.01	0.000017	0.012971	309.3±2.7
900	3.3	0.5	0.02	0.000018	0.012887	311±3.3
950	4.3	0.5	0.02	0.00002	0.012817	312.4±4.7
1000	6.3	0.2	0.0	0.000008	0.013029	308.8±2.1
1050	6.6	0.1	0.01	0.000005	0.013089	307.7±2.1
1100	5.6	0.6	0.03	0.000021	0.013014	308±2.3
1150	6.2	0.7	0.05	0.000023	0.012993	308.3±2.5
1450	1.2	52.8	4.44	0.001788	0.006346	305±20.1

Average age (650°C-1150°C) = 305.8±2.3 Ma (error is equal to 0.002439±0.000017).

4.3. Upper Paleozoic Microcline Granites

Microcline granites have an average SiO_2 of 72.40%; Al_2O_3 is the lowest among the Dzirula Uplift granitoids (14.95%). Alkalinity is increased ($\text{Na}_2\text{O}=3.49$; $\text{K}_2\text{O}=4.28$) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ parameter is equal to 1.22 which is typical upper crust granitoid data (Table 1).

Upper Paleozoic microcline granites are metaluminous rocks (Clarke, 1992) and according to A/CNK parameter (1.42) it is S-type (Chappel, White, 1974) granitoids. The D_1 - D_2 discrimination diagram (Fig.3) is consistent, indicating an S-type.

REE distribution in microcline granites (Fig.6) are characterized by sharp asymmetry; they show lanthanides high concentration and heavy REE low concentration. They have sharply expressed Eu minimum, which show that intensive crystal fractionation took place in magmatic system.

The I_{sc} has a very wide range, from 0.70667 to 0.71460. This range suggests extensive incorporation of upper crustal rocks. ε_{Nd} parameter ranges from -2.19589 to +9.36967; it shows that they were generated by melting of upper crust rocks. Taken together, the isotopic data suggests that the microcline granites formed by anatexitic melting of the upper crust.

The Rb-Sr isochron (Fig.7) for five samples of microcline granites corresponds to 351±21 Ma. This is Early Carboniferous, correspondingly, the activity appears to be associated with Variscan tectono-magmatic events. In microcline granites (sample Dz2, Dz9, Dz16) muscovite isotopic age was determined using ^{40}Ar - ^{39}Ar method which is identical nearly in all samples and on average equals to 303±4 Ma., which, like the tonalite ^{40}Ar - ^{39}Ar data, also corresponds to Late Variscan.

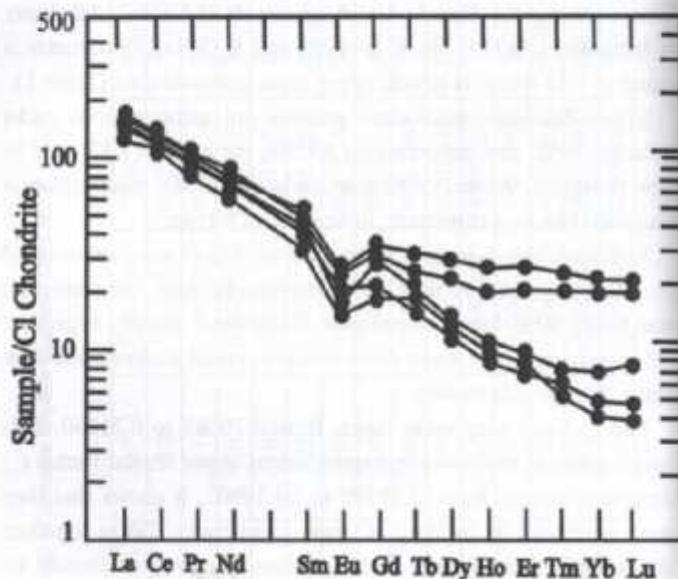


Fig. 6. Rare Earth Elements diagram for the microcline granites.

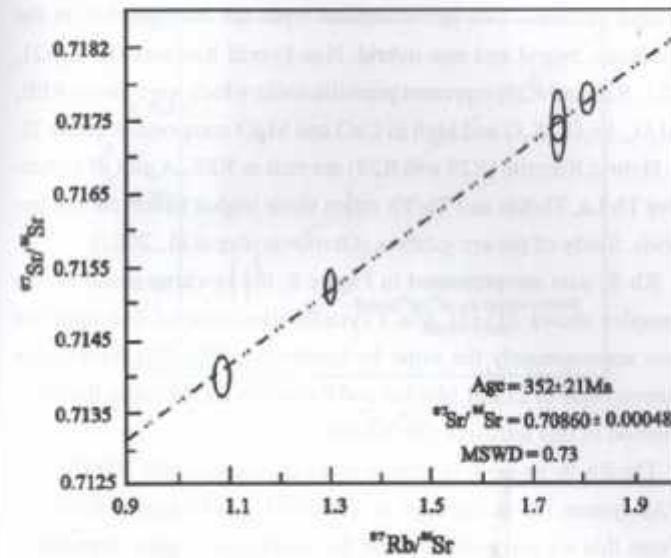


Fig. 7 Rb-Sr isochron age for microcline granites.

4.4. Upper Triassic Orthoclase Gabbros (Ricotites).

Rikotite petrochemistry suggested derivation from subduction-related volcanic. Two petrochemical types are distinguished in the Ricotites: hybrid and non-hybrid. Non-hybrid Ricotites (R20, R21, R23, R26 and R29) represent protolith rocks which were low in REE, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O and high in CaO and MgO composition (table 2).

Hybrid Rikotite (R28 and R29) are rich in REE. A plot of indicative Th/La , Th/Sm and Th/Yb ratios show higher values for the hybrids. Study of the arc gabbros (Okrostvaridze et al., 2002).

Rb-Sr data are presented in Figure 8; the isochron made for six samples shows 211 ± 11 Ma. Crystallization date of this intrusive was approximately the same by hornblende $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ thod which corresponds to 219 ± 4 Ma, me and by biotite dating using the same method in this intrusive (217 ± 3 Ma).

The Rb-Sr isotopic system in rocks is closed at $600-700^\circ\text{C}$; $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ system in hornblendes at $450-500^\circ\text{C}$; in biotites $300-350^\circ\text{C}$. From this we can conclude that the results are in good correlation with each other and indicate Ricotite intrusion took place Upper Triassic during the Cimmerian tectono-magmatic processes, approximately in the interval of 210-220 Ma.

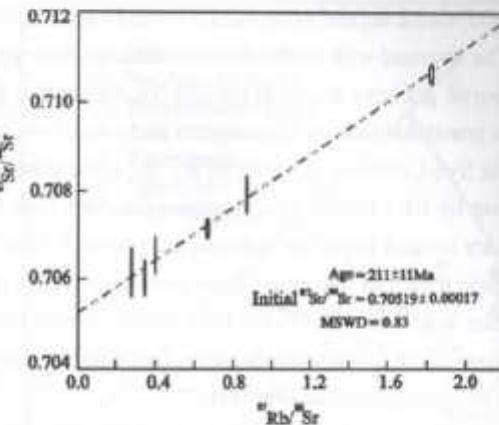


Fig. 8. Rb-Sr isochron age for Ricotites.

5. Summary of Geochemistry Findings

The geodynamic regime of formation of the Dzirula Uplift granitoids can be assessed with the R_1 - R_2 discrimination diagram (Fig. 9), quartz-diorite gneisses figure points are located within Pre-Plate Collision granitoids field, while tonalites and microcline granites – within the Syn-Collision. Approximately the same genetic picture was shown by Rb-(Y+Nb) discrimination diagram. Quartz-diorite gneisses are located within the volcanic arc granite field on this diagram, while tonalites and microcline granites – within syn-collision granite field (Fig. 10). On the Y-Nb discrimination diagram all figure points of the DU granitoids are located within sin-collision + volcanic arc granitoids field (Fig. 11).

The petrochemical investigation carried out showed, that the Dzirula uplift granitoids are genetically different from each other. Quartz-diorite gneisses belong to metaluminous I-type granites, which were formed in the volcanic arc geodynamic regime and in which magma crystal fractioning did not take place.

Tonalites and microcline granites represent petrochemically similar formations and belong to S-type paraluminous granites, which were formed at syn-collision stage evolution of the orogen. In tonalite magma chamber crystal fractioning was weak, while in microcline granites this process was intensively expressed.

On the ϵ_{Na} and I_{g} diagram quartz-diorite gneiss figures points actually do not appear in the field of crust formations and only tonalite

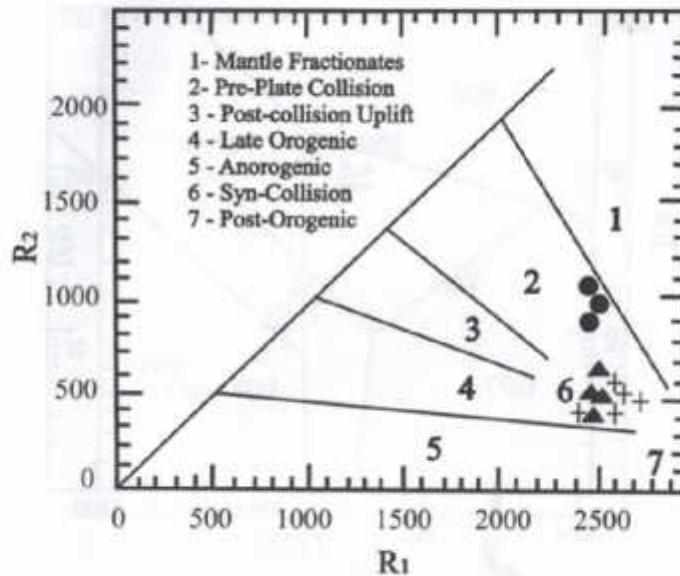


Fig. 9. R_1 - R_2 discrimination diagram (Bachelor, Bowden, 1985) for the Dzirula Uplift granitoids.

$$R_1 = 4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti}); R_2 = 6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}.$$

Conventional signs are identical to fig. 3.

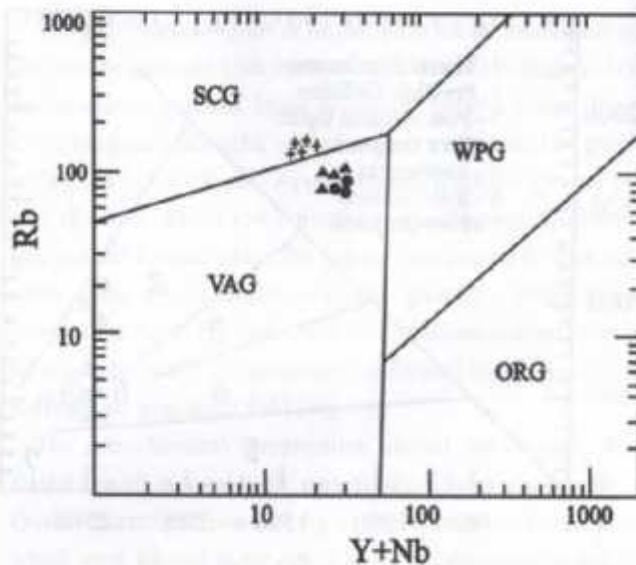


Fig. 10. Rb-(Y+Nb) discrimination diagram (Pearce et al., 1984) for the Drzirula Uplift granitoids.

SCG - Syn-collisional granites; VAG - Volcanic arc granites; WPG - Within-plate granites; ORG - Ocean ridge granites.

Conventional signs are identical to fig. 3.

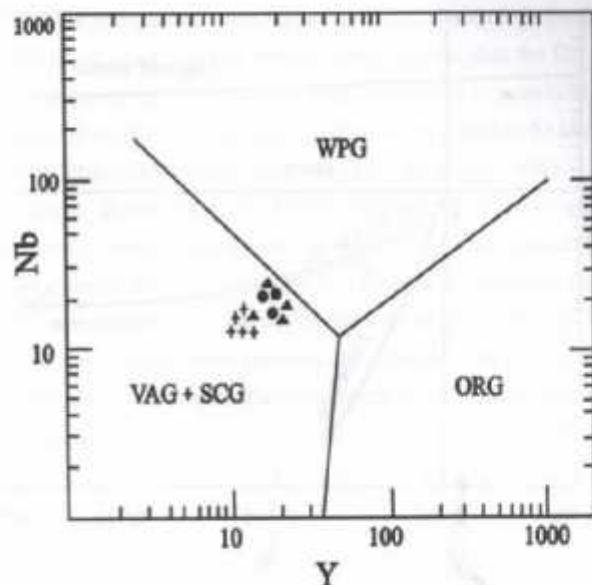


Fig. 11. Y-Nb discrimination diagram (Pearce et al., 1984) for the Drzirula Uplift granitoids.

SCG+ VAG= Syn-collisional granites +Volcanic arc granites;
WPG - Within-plate granites; ORG - Ocean ridge granites.

Conventional signs are identical to fig. 3.

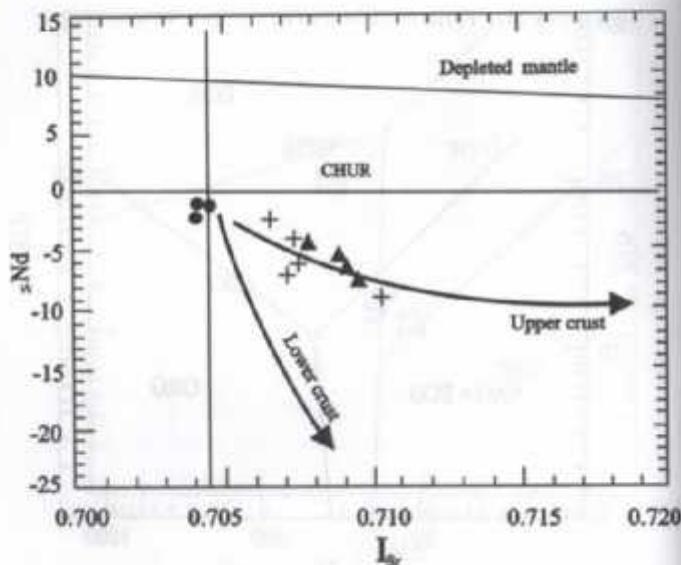


Fig.12. ϵ_{Nd} - I_{L} izotop diagram for the Dzirula Uplift granitoids.

Conventional signs are identical of fig. 3.

and microcline figure points follow the upper crust trend (fig.12). ϵ_{Nd} - Intruzive age (Ma) relation diagram shows clearly that all the granitoid figure points investigated by us are located in the field of Phanerozoic crust (fig.13), which clearly shows, that the DU continental crust is Phanerozoic formation. According to granitoid petrogenetic types, isotopic age and ϵ_{Nd} parameters it should be treated as typical Tethyside or collisional orogen by Windley (1996).

Using J. Bor-ming et al., (2000) method, we tried to calculate the share of mantle component in the investigated granitoids. The result showed that in quartz-diorite gneisses the presumable share of the mantle component is within 50% on average. Mantle component is quite high in other granites. It is evident, that in granitoids of the Dzirula Uplift the mantle component share is much higher than we supposed before.

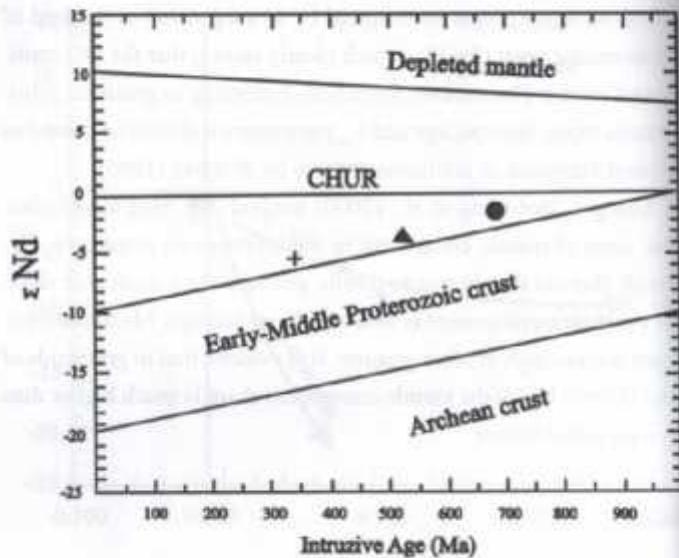


Fig. 13. ϵ_{Nd} - I_{geo} isotop diagram for the Dzirula Uplift granitoids.

Conventional signs are identical of fig. 3.

6. Geodynamic Evolution of the Region

The geodynamic evolution of the Caucasian orogen, based on geological, geochemical paleofacies, paleobiogeographic and paleomagnetic data, centers on the closing of the Tethys oceanic basin at the end of the Alpine cycle as a result of collision of the Afro-Arabian and Eastern European plates (Gamkrelidze, 1991; 1997; Stampfli, Borel, 2002; Raumer et al., 2003). The Inner Caucasian Microplate, of which the Dzirula Uplift is a part, in these models is treated as a microcontinent, island arc or terrane, which was situated in the inner oceanic portion of Tethys. Its genetic relation with any of the continental plates is not well understood. The new tectonic, petrogeochemical and isotopic data obtained from the Dzirula Uplift gave us an opportunity to constrain the relationship.

Relying on existing information and the data in this paper suggests, that the Dzirula Uplift represents a vertically accretion structure which is constructed of two large formations: Gondwanaderived gneiss-migmatite complex (upper) and ensialic island arc (lower) (Fig.14).

The interrelation of granitoid genetic types and the geodynamic evolution of the region support this structure. In addition, the gneiss-migmatite complex is similar to the Arabian Plate Northern edge in age, composition and construction (Marzouki, Fyfe, 1979; Abdel-Fattah, Doig 1989; Kröner, Stern, 2008). These authors indicate that the Northern part of Arabian Plate, situated to

the south of the Inner Caucasian Microplate, represents a mosaic of microcontinents which were connected by Pan-African tectono-magmatic events. Most are characterized by similar composition and tectonic development history to the Dzirula gneiss-migmatite complex. The intensive injection of the mantle material, metamorphism, ultrametamorphism and granite-forming processes were of the same character and took place in the intervals of 700–450 Ma. The Pan-African tectono-magmatic events at this time are characterized by a transitional regime, namely, the older inner plate processes are substituted by younger (Phanerozoic) plate edge regimes (Kraus, 1982). Our data indicates that the gneiss-migmatite complex is likely a Gondwana-derived terrain, part of, but separated from the Arabian plate northern edge during the opening of the Palaeo-Tethys Sea.

Deep drilling conducted to the south of the Dzirula Uplift shows volcanogenic sedimentary cover formations to the Dzirula gneiss-migmatite complex (Nadareishvili, 1980), which is further evidence of the Southern origin of this complex.

7. Granitoid Melt generation and Continental Crust Evolution

This work has identified four distinct granitoid types in the Dzirula uplift, including their spatial relationships, intrusion history and ages. These data, combined with an understanding of the regional geodynamics, provides an understanding of granitoid melt generation and the evolution of the continental crust in the Dzirula Uplift.

The Proterozoic gneiss-migmatite complex is the most widely distributed, and occupies the upper plate of the structure. This unit is composed of quartz-diorites gneisses of I or H-type granitoids. In keeping with their relatively primitive composition, these rocks have low REE concentration and no Eu anomaly. In tectonic discrimination diagrams, rocks from this unit plot in the pre-collisional and volcanic arc granitoids field. The average isotopic parameters of these rocks ($I_{\text{Sr}} = 0.7044 \pm 0.0066$; $e_{\text{Nd}} = -1.976692$) show that they belong to "immature" crust with a mantle component of up to 50 percent. The migmatite complex appears to have formed by partial melting of a subcontinental lithosphere by mantle-derived magmas. The age of quartz-diorite gneiss crystallization is 686 ± 74 Ma (Rb-Sr method), which corresponds to the Early Pan-African tectono-magmatic events.

The tonalites have a crystallization age of 538 ± 33 Ma (Rb-Sr age) which corresponds to Late Pan-African tectono-magmatic events. The tonalites are more evolved than the gneiss, being

peraluminous S type granitoids with higher REE concentrations. The tectonic discrimination diagrams indicate the syn-collisional granite field. The isotopic composition of the tonalites indicates a greater upper crustal character compared to the gneiss migmatite complex ($I_{\text{Sr}} = 0.7087 \pm 0.0011$; $\epsilon_{\text{Nd}} = -5.762702$).

The microcline granites have an age of 351 ± 21 Ma (Rb-Sr method), corresponding to the Variscan tectono-magmatic events. The gneiss migmatite complex is intruded by the microcline granites at this time. These rocks are much more evolved than either the gneiss migmatite or the tonalites. The microcline granites are biotitic-muscovite peraluminous S type granitoids with higher REE concentration, a Eu-anomaly, and evidence for more extensive fractional crystallization. In the tectonic discrimination diagrams the microcline granites plot in the syn-collision and volcanic arc granite fields. The isotopic composition of the microcline granites also indicates a more developed continental crust. The I_{Sr} of these rocks ranges between 0.70667 and 0.71460, and ϵ_{Nd} from -2.19589 to 9.96967.

Thus by the late Variscan, the crust of the Dzirula uplift has evolved from a primitive composition to one more characteristic of more evolved continental crust. This development occurred during cycles of tectono-magmatic activity that lasted from the NeoProterozoic to the Upper Paleozoic. As a result of these cycles, the ensialic protolith S type Upper Paleozoic microcline granites intrude into the mantle-crust hybrid I type Upper Proterozoic quartz-diorite gneisses. Based on the geodynamic setting, the gneiss-migmatite

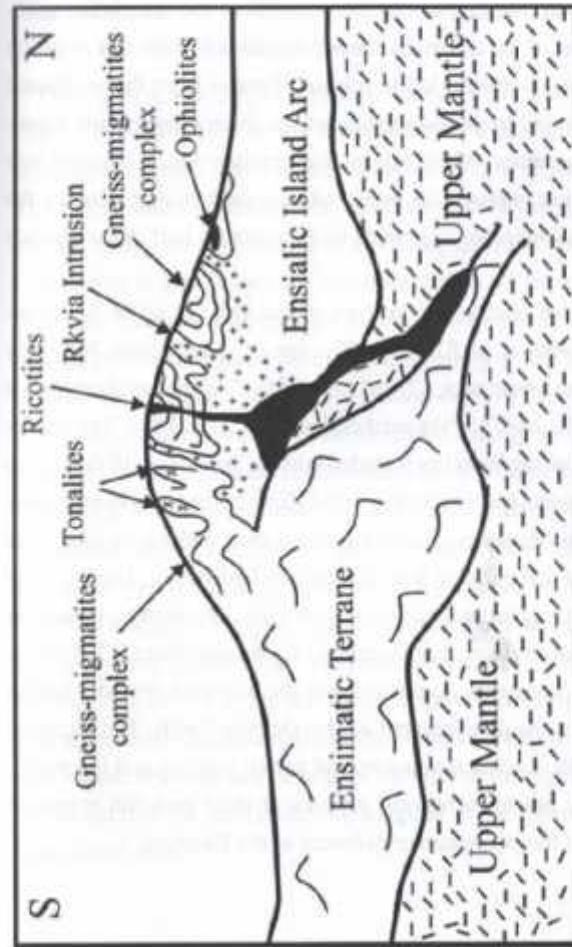


Fig. 14. N Hypothetical geological cross section through the Dzirula Uplift. It is shown on the figure how gneiss-migmatite complex is overlying ensialic island arc and how base granitoid magma sources are generated. Base magma generation possible model is shown by dark color.

complex was overthrust onto the protolith of the microcline granite, and part of the ensimatic terrane subducted under this protolith (fig.14). This collision led to release of water from the subducted terrane that led to partial melting of the microcline granite protolith and formation of the microcline granites which intruded into the overlying gneiss. This explanation is further supported by the presence of ophiolite fragments in the northern part of the Dzirula Uplift.

The fourth granitoid rock type in the Dzirula uplift is the orthoclase gabbros, or Ricotites. The age of the Ricotites by Rb-Sr method, the whole rock - 211 ± 11 Ma; ^{40}Ar - ^{39}Ar method hornblende - 219 ± 4 Ma; by ^{40}Ar - ^{39}Ar method biotite is 217 ± 3 Ma. The results indicate, that the Ricotites intruded into the Dzirula uplift during the Upper Triassic, corresponding to the Kimmerian tectono-magmatic events. The Ricotites, according to all data, belong to island arc formations that collided with the Dzirula Uplift area. The Ricotites contain orthoclase and are potassium rich. Leucocratic inclusions in the Ricotites have mantle-related I_s , ranging from 0.704976 to 0.705333. The exotic composition of the Ricotites provides further clues about the development of the Dzirula Uplift. The Ricotites appear to have a mantle source, and partial melting and incorporation of the potassium-bearing granites or their protolith appear to have led to the potassium enrichment of the Ricotites.

Conclusions

Field, petrochemical, isotopic, and geochronological investigation of the granitoids of the Dzirula Uplift illustrate continental crust forming processes from upper Proterozoic to upper Paleozoic. The formation of the continental crust in this area was episodic, occurring during three phases of tectono-magmatic events.

The data in this study also constrain the geodynamic history of the Inner Caucasian Microplate. These processes occurred in the closing process of Palaeo-Tethys and the opening of Meso-Tethys. Within the Dzirula uplift, a Gondwana-derived NeoProterozoic gneiss-migmatite complex is situated obductively on ensialic island arc. In this Variscan collision-accretion structure, the crustal thickening and released water caused partial melting of the ensialic island arc, thus generating the microcline granites, which intruded the overlying gneiss-migmatite. By the end of this process, the Dzirula Uplift resembled typical continental crust. Later, in the Upper Triassic, the structure was further intruded by potassium rich gabbros (Ricotites). Later, during the Alpine tectonic-magma processes the Inner Caucasian Microplate merged with the Euro-Asian continental southern active edge. Overall, the history indicates an important role for mantle-derived magmas in the formation of this continental crust.

Acknowledgments

The authors would like to express their gratitude to professor D. B. Clarke from Dalhousie University (Canada), thanks to his assistant it was possible to conduct analytical work both as in Berkely University Isotopic Research Centre (USA) as at Dalhousie University. This work was partially supported by a NATO Science for Peace Grant, which is gratefully acknowledged. The International Lithosphere Program (ILP) provided a platform for this interdisciplinary study.

References

1. Abdel-Fattah M.A.R., Doig R., 1989. Discussion on the age of the Feiran basement rocks, Sinai: Implication for Late Precambrian crustal evolution in the Northern Arabian-Nubian shield. *J. Geological Society*, 146 (5), 883-887.
2. Allegre C.I., Ben Othman D., 1980. Nd-Sr Relationship in Granitoid Rocks and Continental Crust development: a chemical approach to Orogenesis. *J. Nature*, 286, 335-343.
3. Barinitski Ye. N., Dudauri O. and Stepaniuk L. M., 1990. Geochronology Phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe. *Isotopes in Nature*, Leipzig, 1-10.
4. Batchelor R.A., Bowden P., 1985. Petrogenetic interpretation of Granitoid rock series using multicationic parameters. *J. Chem. Geol.* 48, 43-55.
5. Bor-ming J., Fuyuan W., Bin C., 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *J. Episodes*, 23 (2), 82-92.
6. Boyton W., 1984. Cosmochemistry of the REE: Meteorite studies. *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam, 63-114.
7. Castro A., Moreno-Ventus J., De La Rosa J. D., 1991. H-type (hybrid) granitoids: A proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.* 3 (3/4), 237-253.
8. Chappell B.W., White A.Y.R., 1974. Two contrasting Granite types. *J. Pacif. Geol.* 8, 173-174.
9. Chikhelidze K.S., 1999. Pre-Jurassic granitoids of Dzirula crystalline massif. *Proceeding Geol. Inst. Georgian Acad. Sci.*, 114, 294-300.
10. Clarke D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. London: Blackwell. 283 p.
11. Clarke D.B., Chatterjee A. K., Giles P.S., 1993. Petrochemistry, tectonic history, and Sr-Nd systematic of the Liscomb Complex Meguma Lithotectonic Zone, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.* 30, 449-464.
12. Collins W.J., 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: products of three-component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: J. Earth Sciences*, 87, 171-181.
13. Condie K.C., 2005. *Earth as an Evolving Planetary System*. Elsevier, 447.
14. Collins W.J., 1998. Evolution of Petrogenetic model for Lachlan Fold Belt granitoids: implication for crustal architecture and tectonic

Acknowledgments

The authors would like to express their gratitude to professor D. B. Clarke from Dalhousie University (Canada), thanks to his assistant it was possible to conduct analytical work both as in Berkely University Isotopic Research Centre (USA) as at Dalhousie University. This work was partially supported by a NATO Science for Peace Grant, which is gratefully acknowledged. The International Lithosphere Program (ILP) provided a platform for this interdisciplinary study.

References

1. Abdel-Fattah M.A.R., Doig R., 1989. Discussion on the age of the Feiran basement rocks, Sinai: Implication for Late Precambrian crustal evolution in the Northern Arabian-Nubian shield. *J. Geological Society*, 146 (5), 883-887.
2. Allegre C.I., Ben Othman D., 1980. Nd-Sr Relationship in Granitoid Rocks and Continental Crust development: a chemical approach to Orogenesis. *J. Nature*, 286, 335-343.
3. Barinitski Ye. N., Dudauri O. and Stepaniuk L. M., 1990. Geochronology Phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe. *Isotopes in Nature*, Leipzig, 1-10.
4. Batchelor R.A., Bowden P., 1985. Petrogenetic interpretation of Granitoid rock series using multicationic parameters. *J. Chem. Geol.* 48, 43-55.
5. Bor-ming J., Fuyuan W., Bin C., 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *J. Episodes*, 23 (2), 82-92.
6. Boyton W., 1984. Cosmochemistry of the REE: Meteorite studies. *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam, 63-114.
7. Castro A., Moreno-Ventus J., De La Rosa J. D., 1991. H-type (hybrid) granitoids: A proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.* 3 (3/4), 237-253.
8. Chappell B.W., White A.Y.R., 1974. Two contrasting Granite types. *J. Pacif. Geol.* 8, 173-174.
9. Chikhelidze K.S., 1999. Pre-Jurassic granitoids of Dzirula crystalline massif. *Proceeding Geol. Inst. Georgian Acad. Sci.*, 114, 294-300.
10. Clarke D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. London: Blackwell. 283 p.
11. Clarke D.B., Chatterjee A. K., Giles P.S., 1993. Petrochemistry, tectonic history, and Sr-Nd systematic of the Liscomb Complex Meguma Lithotectonic Zone, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.* 30, 449-464.
12. Collins W.J., 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: products of three-component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: J. Earth Sciences*, 87, 171-181.
13. Condie K.C., 2005. *Earth as an Evolving Planetary System*. Elsevier, 447.
14. Collins W.J., 1998. Evolution of Petrogenetic model for Lachlan Fold Belt granitoids: implication for crustal architecture and tectonic

- models. *Aust. J. Earth Sciences*, 45, 83-500.
15. DePaolo D.J., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. New-York: Springer-Verlag. 187.
 16. DePaolo D.J., Linn A.M., Solubert G., 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation age from Sm-Nd isotope data and application to the south-western United States. *J. Geophys. Res.* 96, 2071-2088.
 17. Gamkrelidze I.P., 1991. Tectonic nappes and horizontal-layering of the Earth's crust of Mediterranean belt (Carpathian, Balkanides, Caucasus). *J. Tectonophysics*, 196, 385-306.
 18. Gamkrelidze I.P., 1997. Terrane of the Caucasus and adjacent areas. *Bull. Acad. Sci. of Georgia*, 155 (3), 75-81.
 19. Gamkrelidze I.P., Dumbadze G.D., Kekelia M.A., 1981. Ophiolites of the Dzirula massif and problem of Paleotethys in Caucasus. *J. Geotectonic*, 5, 23-33.
 20. Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M., 1998. Interaction and age of the Dzirula crystalline massifs constituting rocks. *Bull. Acad. Sci. Georgia*, v.158, N1, p.93-96.
 21. Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M., 2005. Precambrian-Paleozoic regional metamorphism, granitoid magmatism and geodynamics of the Caucasus. M.: Scientific World. 458 p.
 22. Hassan H.H., McAllister A.L., 1992. An integrated geological, geochemical investigation of uranium metallagenesis in selected granitic plutons of the Miramichi Anticlinorium, New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.* 13, 91-115.
 23. Kovalevko V.I., Iarmoluk V.V., Kovasch V.M., Salnikova E.B., 1996. Sources of Phanerozoic granitoids of Central Asia: Sm-Nd isotopic data. *J. Geochemistry*, 8, 699-712.
 24. Kröner A., Stern R.J., 2005. Pan-African Orogeny. *Encyclopedia of Geology*. Amsterdam: Elsevier. 1, 4-12.
 25. Marzouki F., Fyte W.S., 1979. Pan-African plates: Additional evidence from igneous events in Saudi Arabia. *J. Contribution to Mineralogy and Petrology*, 60 (3), 219-224.
 26. Krauss M., 1982. Vorstellungen zu plattentektonischen Prozessen in Prekambrium. *J. Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 9, 1259-1287.
 27. Nadareishvili G., 1980. Cretaceous volcanism of Ajara-Trialedi. Tbilisi: Mecniereba, 148.

28. Okroshtvaridze A.V., Shengelia D.M., 1996. New Data on the formation of microcline granites of Dzirula salient. *Bull. Acad. Sci. Georgia*, 14 (1), 93-95.
29. Okroshtvaridze A.V., Clarke D.B., 2003. The First Data on the Investigation of Sm-Nd and Rb-Sr Isotopic Systems of the Dzirula Salient Gneisses-Quartz-Diorites of the Black Sea - Central Transcaucasian Terrane. *Bull. of the Georg. Acad. Sci.* 168 (2), 281-285.
30. Okroshtvaridze A.V., Clarke D.B., 2004. New data of isotopic investigation of magmatic rocks of Dzirula salient of Caucasian Inner Massif. *J. Report Russ. Acad. Sci.* 398 (1), 117-121.
31. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindale A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-973.
32. Samson S.D., Patchett P.J., 1991. The Canadian Cordillera as a modern analogue of Proterozoic crustal growth. *Aust. J. Earth Sciences*, 38, 595-611.
33. Rino S., Kon Y., Saito W., Maruyama S., Santosh M., and Zhao, 2008. The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time and their implication of the origin of superplume. *Gondwana Research Volume 14, Issues 1-2*, 51-72.
34. Roumer I.F., Stampfli M., Bussy F., 2003. Gondwana-derived microcontinents - the constituent of the Variscan Alpine collisional orogens. *J. Tectonophysics*, 365, 7-22.
35. Shengelia D.M., Okroshtvaridze A.V., 1998. New data on the construction of Dzirula salient of Pre-Alpine basement of Georgian block. *Rep. Russian Acad. Sci.*, 559 (6), 800-803.
36. Stampfli G.M., Borel G.D., Cavazza W., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P.A., 2001. Palaeotectonic and paleogeographic evolution of the Western Tethys and Peri-Tethyan domain. *J. Episodes*, 24 (4), 222-228.
37. Stern, R.J., 2008. Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history. *Gondwana Research Volume 14, Issues 1-2*, 33-50.
38. Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The continental crust: its evolution and composition*. London: Blackwell, 312 p.
39. Windley B., 1996. *The evolving Continent*. 3rd edition. Chichester: John Wiley and Sons, 526.
40. Zaridze G.M., Tatrishvili N. F., 1959. On interrelation age and gen-

- esis of crystalline rocks of Dzirula massif. Proceeding of the Geol. Inst. Georgian Acad. Sci. 3, 33-79.*
41. Zakariadze G.S., Karpenko S.F., Bazilev B.A., 1998. Petrology, geochemistry and Sm-Nd isotopic age of Pre-Late-Hercynian paleoceanic complex of Dzirula salient of Transcaucasian massif. *J. Petrology*, 6 (4), 422-444.

Contents

Preface	69
Introduction	70
1. Tectonic Setting	72
2. Field Relations and Granitoid Petrography	78
2.1 NeoProterozoic Quartz-Diorite Gneisses	78
2.2 Cambrian tonalites and granodiorites	79
2.3 Upper Paleozoic Microcline Granites	79
2.4 Upper Triassic Orthoclase Gabbros (Ricotites)	80
3. Geochemistry and Geochronology	82
4.1 NeoProterozoic Quartz-Diorite Gneiss	83
4.2 Cambrian Tonalites and Granodiorites	94
4.3 Upper Paleozoic Microcline Granites	97
4.4 Upper Triassic Orthoclase Gabbros (Ricotites)	100
5. Summary of Geochemistry Findings	102
6. Geodynamic Evolution of the Region	109
7. Granitoid Melt generation and Continental Crust Evolution	111
Conclusions	115
Acknowledgments	116
References	117

A. Okrostsvaridze
D. R. Tormey

**Proterozoic to
Phanerozoic Evolution of
the Continental Crust:
The Dzirula Uplift of
the Inner Caucasian
Microplate**

Printing "Print Service"
Offset paper 60x84/16
Conditional quire 3.6
Tbilisi, 2010

