



საქართველოს საკათარქოს წმიდა ანდრია პირველწოდებულის
სახელობის ქართული უნივერსიტეტი

ინფორმატიკის, მათემატიკისა და საბუნებისმეტყველო
მეცნიერებათა სკოლა (ფაკულტეტი)

ნინო სადრაძე

სადისერტაციო ნაშრომი

კონტინენტური კოლიზიის ზონის გეოდინამიკა სამხრეთ
საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები)
კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის ევოლუციის
მაგალითზე

საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა დოქტორის აკადემიური ხარისხის მოსაპოვებლად
გეოლოგიაში

დოქტორანტის სამეცნიერო ხელმძღვანელი

*შოთა ადამია, გეოლოგია-მინერალოგიის მეცნიერებათა დოქტორი,
პროფესორი*

მიმართულება - 05 საბუნებისმეტყველო მეცნიერებანი
დარგი/სპეციალობა - 0506 გეოლოგია

თბილისი
2015 წელი

სარჩევი

სარჩევი	2
ანოტაცია	4
1 შესავალი	8
1.1 თემის აქტუალობა	8
1.2 კვლევის ძირითადი მიზანი და ამოცანები	9
1.3 საკვლევი ობიექტის განსაზღვრა და პრობლემების ფორმულირება	10
1.4 შრომის მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა	11
1.5 შრომის სტრუქტურა და მოცულობა	12
1.6 კვლევის მეთოდოლოგია	12
1.7 კვლევის შედეგების აპრობაცია	12
1.8 პუბლიკაციები	13
2 თანამედროვე ვულკანიზმის გეოგრაფიული (გლობალური) განაწილება და მისი კავშირი გეოლოგიურ სტრუქტურებთან	15
2.1 ვულკანიზმი როგორც პროცესი	15
2.2 თანამედროვე ვულკანიზმის გლობალური განაწილება	17
2.3 ლითოსფეროს ფილების დივერგენტულ საზღვრებთან დაკავშირებული ვულკანიზმი	18
2.4 ოკეანური რიფტები	18
2.5 კონტინენტური რიფტები	22
2.6 ლითოსფეროს ფილების კონვერგენტულ საზღვრებთან დაკავშირებული ვულკანიზმი	24
2.7 კოლიზიური ვულკანიზმი	27
2.8 შიდაფილური ვულკანიზმი	29
3 საქართველოს გეოლოგია და მაგმატიზმი	33
3.1 საქართველოს ტექტონიკური პოზიცია	33
3.2 საქართველოს მაგმური ფორმაციები	36
3.3 საქართველოს კოლიზიამდელი ვულკანიზმი	37
3.4 კუნძულთარკალური (სუპრა-სუბდუქციური) ვულკანიზმი	37
3.5 შიდაფილური ვულკანიზმი	43
3.6 რკალსუკანა აუზის ვულკანიზმი	45
3.7 კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი	46
4 შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონის სინ- პოსტკოლიზიური მაგმური ფორმაციები	49
5 სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი	53

5.1	გოდერძის ფორმაცია (ზედა მიოცენი - ქვედა პლიოცენი)	55
5.2	ახალქალაქის ფორმაცია (ზედა პლიოცენი - ქვედა პლეისტოცენი)	73
5.3	აბულ-სამსარის ფორმაცია (შუა პლეისტოცენი - ზედა პლეისტოცენი)	84
5.4	სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიისშემდგომი ვულკანიტების გეოქიმია	87
6	ჯავახეთის ზეგნის სეისმურობა და დამაბულობების ველები	96
6.1	სეისმურობა	96
6.2	დამაბულობების ველები	99
7	საქართველოს და მიმდებარე არეების თანამედროვე გეოდინამიკა	101
7.1	საქართველოს და მიმდებარე არეების სილრმული სტრუქტურები	101
7.2	საქართველოს და მიმდებარე არეების ლითოსფეროს სეისმური ტომოგრაფიული მოდელი	103
7.3	საქართველოს და მიმდებარე არეების მიწისძვრის წყაროების - რღვევების გეომეტრია, კინემატიკა და აქტიური ტექტონიკა	107
8	კონტინენტური კოლიზიის ზონის გეოდინამიკა სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის ევოლუციის მაგალითზე ძირითადი დასკვნები	110
	გამოყენებული ლიტერატურა	114
		115

დანართები:

1	საქართველოს ტექტონიკური რუკა
2	საქართველოს გეოლოგიური რუკა
2.1	საქართველოს გეოლოგიური რუკის ლეგენდა
3	სამხრეთ საქართველოს ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური ფორმაციების გეოლოგიური რუკა
4	სამხრეთ საქართველოს კოლიზიისშემდგომი ვულკანიტების ქიმიური ანალიზების ცხრილი
5	კავკასიის M უთანხმოების იზოხაზების რუკა
6	საქართველოს აქტიური სტრუქტურების რუკა
7	საქართველოს და მიმდებარე არეების პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქციები: ა. გვიანი ტრიასული; ბ. გვიანი იურული; გ. ცარცული; დ. ეოცენური დროისთვის
8	კავკასიის და მიმდებარე არეების ტექტონიკური კორელაციის რუკა

ანოტაცია

საკვალიფიკაციო შრომის საკვლევ ამოცანებს წარმოადგენს სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) ვულკანურ წარმონაქმნთა სტრატეგრაფიული თანმიმდევრობის, შედგენილობის, ფორმაციათა ურთიერთობის და სტრუქტურის დაზუსტება; რეგიონის შესახებ კომპლექსური მონაცემების საფუძველზე კონტინენტური კოლიზიის ზონის ვულკანიზმის თავისებებურებების ახსნა და გეოდინამიკური რეკონსტრუქცია; კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის გეოდინამიკური პირობების რეკონსტრუქციის საფუძველზე ვულკანური მოქმედების განახლების შესაძლებლობის შეფასება.

ნაშრომში წარმოდგენილია დასახული ამოცანების გადასაწყვეტად ჩატარებული კომპლექსური კვლევის შედეგები:

- განხილულია თანამედროვე ვულკანიზმის გეოგრაფიული (გლობალური) განაწილება და მისი კავშირი გეოლოგიურ სტრუქტურებთან. განსხვავებულ გეოდინამიკურ პირობებში წარმოქმნილი ვულკანიტების იდენტიფიკაციის მეთოდები;
- მოცემულია საქართველოს კოლიზიამდელი და კოლიზისშემდგომი ვულკანური ფორმაციების (პალეოზოური-მეოტხეული) ანალიზი პეტროქიმიური და გეოქიმიური მახასიათებლების და წარმოშობის გეოდინამიკური პირობების საფუძველზე;
- განხორციელდა შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონის კოლიზიისშემდგომი მაგმური ფორმაციების და რეგიონის მთავარი სტრუქტურული ერთეულების (ტერეინების) კორელაცია;
- სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიისშემდგომი ვულკანური ფორმაციებისთვის დაზუსტებულია სტრატეგრაფიული თანმიმდევრობა, ვულკანურ ფორმაციათა ურთიერთობა, ასაკი;
- ვულკანიტები იდენტიფიცირებულია პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური და გეოქიმიური კვლევების საფუძველზე;
- კავკასიის ლითოსფეროს სეისმური ტომოგრაფიული მოდელის საფუძველზე უარყოფილია რიგი მკვლევარების მოსაზრება კავკასიონის შარიაჟული აგებულების შესახებ;

- განხილულია სხვადასხვა ავტორის მიერ შემოთავაზებული კონტინენტი-კონტინენტი კოლიზიური ზონის კოლიზიისშემდგომი ეტაპის მაგმური აქტივობის გეოდინამიკური მოდელები და მათი კრიტიკული ანალიზი;
- საკვლევ რეგიონის კომპლექსური მონაცემების (სეისმურობა, დამაბულობების ველები, GPS მონაცემები, რეგიონის ლითოსფეროს სეისმური ტომოგრაფიული მოდელი, ვულკანიტების პეტროქიმიური და გეოქიმიური თავისებურებები) საფუძველზე დახასიათებულია კონტინენტური კოლიზიის ზონის ვულკანიზმის თავისებურებები და მისი მსგავსების მიზეზები სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმთან, შექმნილია სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიისშემდგომი ეტაპის მაგმური აქტივობის გეოდინამიკური მოდელი;
- გეოდინამიკური რეკონსტრუქციის საფუძველზე გამოთქმულია მოსაზრება, რომ რეგიონისთვის ვულკანური მოქმედების განახლების წინაპირობები ამჟამად არ ჩანს.

Annotation

Research objectives of the Ph.D. degree thesis are: specification of stratigraphic succession, composition, interrelationships of the formations and structures of southern Georgia (Javakheti and adjacent environs) volcanic series; interpretation of volcanism features of continental collision zone and geodynamic reconstructions on the basis of combined data; assessment of hazard risks provoked by the recommence of volcanic activity, based on the reconstruction of geodynamic conditions of post-collisional volcanism.

The results of combined research, conducted in order to accomplish planned tasks are submitted in the thesis:

- Is discussed geographic (global) distribution of modern volcanism and its link to geological structures; identification methods of volcanites formed under different geodynamic conditions.
- Is proposed analysis of pre- and post-collisional volcanic series (rock associations) of Georgia (Paleozoic-Quaternary) on the basis of petrochemical and geochemical features and geodynamic conditions of their origin.
- Were made correlations of post-collisional magmatic series and of huge regional structural units (terrains) of the Black Sea-Caspian Sea region.
- Is made precise determination of stratigraphic succession, interrelationships, ages for post-collisional volcanic series of southern Georgia (Javakheti and adjacent environs).
- Is rejected assumption of several researchers about overthrust sheet structure of the Caucasus based on seismo-tomographic model of the Great Caucasus lithosphere.
- Are discussed geodynamic models of post-collisional stage magmatic activity in continent-continent collision zone introduced by researchers in different time; modern geodynamic models of post-collisional volcanism in neighboring to Georgia countries (Turkey, Iran, and Armenia) and is proposed its critical analysis.
- On the basis of combined data, obtained in the study region (seismicity, stress fields, GPS data, seismo-tomographic model of the regional lithosphere, petrochemical and geochemical features of volcanites) are explained peculiarities of continental collision

zone volcanism and the reasons of its similarity to suprasubduction volcanism; is created the geodynamic model of the Neogene-Quaternary volcanism.

- In respect to geodynamic reconstruction is made assumption that there's no risk of volcanic activity recommence in the region.

1.შესავალი

1.1 თემის აქტუალობა

ვულკანიზმი მნიშვნელოვანი მოვლენაა დედამიწის ლითოსფეროს, ჰიდროსფეროს და ატმოსფეროს ფორმირებაში, გვაძლევს საშუალებას აღვიქვათ დედამიწის შიგნეთში მიმდინარე მაგმური პროცესები ერთიან ვულკანი-მაგმა სისტემად. ვულკანიზმი უპირატეს კავშირშია ლითოსფერული ფილების საზღვრებთან, თანხმობაშია გლობალური ტექტონიკის თეორიასთან, არის ენერჯის და მასალის წყარო.

აქტუალურია ვულკანური პროდუქტების (ლაგური ნაკადები, ექსტრუზივები, ვულკანური კლასტოლითები) და ვულკანურ პროცესებთან დაკავშირებული მოვლენების (მიწისძვრები, მეწყერები, ლახარები, ღვარცოფები, მომწამლავი აირები) ზემოქმედება გარემოზე. ამ მოვლენებთან ხშირად დაკავშირებულია ათასობით ადამიანის სიცოცხლე, უსაფრთხოება და დიდი ეკონომიკური ზარალი.

დიდი როლი აქვს ვულკანიზმს საქართველოს გეოლოგიური აგებულების ჩამოყალიბებაში და განვითარებაში. საქართველოს ფარგლებში ცნობილია სანდოთ დათარიღებული ვულკანოგენური და ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნები: კოლიზიამდელი - დევონური, კარბონული, გვიან ტრიასული, იურული, ცარცული, პალეოცენური, შუა- და გვიანეოცენური, აგრეთვე სინ-კოლიზიური (ოლიგოცენი ?) და კოლიზიისშემდგომი - გვიან მიოცენ-ადრე პლიოცენური, გვიან პლიოცენურ-პლეისტოცენური.

ჯავახეთის ვულკანური პლატო წარმოადგენს სომხეთის და ცენტრალური ანატოლიის ვულკანური პლატოს ჩრდილო დაბოლოებას და საინტერესო ერთეულია როგორც კონტინენტური კოლიზიის თანამედროვე მაგალითი. არის უნიკალური მხარე კოლიზიამდელი-კოლიზიური და კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის შუალედური რეჟიმის თავისებურებების შესასწავლად, მითუმეტეს, რომ პეტროლოგიური და გეოქიმიური თავისებურებებით სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმის მსგავსია.

მნიშვნელოვანია სამხრეთ საქართველოს ვულკანური რეგიონის ფარგლებში კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის გეოდინამიკური პირობების რეკონსტრუქცია და მის საფუძველზე ვულკანიზმის განახლების შესაძლებლობის შეფასება.

სამხრეთ საქართველოს ახალგაზრდა ვულკანიზმთან არის დაკავშირებული დმანისის პალეოანთროპოლოგიური ადგილსაპოვებელი, რომელიც გამოირჩევა ჰომინინების ნაშთების, ქვის იარაღების და ხერხემლიანთა ფაუნის სიმდიდრით. დმანისის ძეგლის პალეოკლიმატური და პალეოეკოლოგიური კვლევები მიუთითებს რეგიონში, პლიოცენურ-პლეისტოცენის საზღვარზე, მოზაიკური ლანდშაფტის (ჭალის ტყეები, ტყიანი სავანე, გაშლილი ველები, ნახევრადუდაბნო) არსებობაზე. გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური დაკვირვებების საფუძველზე კი, საკვლევ რეგიონის მდინარეული ქსელის მიერ ლავური ნაკადების ეროზია არ მიაწინებს რეგიონის ტოპოგრაფიის მნიშვნელოვან ცვლილებაზე პლეისტოცენური-ჰოლოცენური დროის განმავლობაში.

საკვლევ რეგიონში გავრცელებული ვულკანური წარმონაქმნები საუკეთესო მოსაპირკეთებელი და ინერტული მასალაა, რაც ვულკანიტების კვლევას პრაქტიკულ მნიშვნელობას მძენს.

1.2. კვლევის ძირითადი მიზანი და ამოცანები

- სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) ვულკანურ წარმონაქმნთა სტრატეგრაფიული თანმიმდევრობის, შედგენილობის, გეოლოგიური ასაკის, ფორმაციათა ურთიერთობის, სტრუქტურის დაზუსტება გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური, იზოტოპური, პალეომაგნიტური და ბიოსტრატეგრაფიული მონაცემების საფუძველზე.
- რეგიონის კომპლექსური (საველე-გეოლოგიური, პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური, გეოქიმიური, სეისმური ტომოგრაფიული, სეისმოლოგიური, სტაციონარული GPS სადგურების) მონაცემების საფუძველზე კონტინენტური კოლიზიის ზონის ვულკანიზმის თავისებებურებების ახსნა და გეოდინამიკური რეკონსტრუქცია.
- სამხრეთ საქართველოს ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური ფორმაციების ციფრული, თემატური გეოლოგიური რუკების პროექტების შექმნა ArcGIS 10.0 პროგრამის გამოყენებით
- გეოდინამიკური პირობების რეკონსტრუქციის საფუძველზე რეგიონში ვულკანური მოქმედებების განახლების შესაძლებლობის შეფასება.

1.3. საკვლევი ობიექტის განსაზღვრა და პრობლემების ფორმულირება

საკვლევი ობიექტი - სამხრეთ საქართველოს პოსტკოლიზიური ვულკანური პლატო (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) ალპურ-ჰიმალაური ნაოჭა სარტყლის ნაწილია და უნიკალური რეგიონია კოლიზიამდელი, კოლიზიური და კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის გეოდინამიკის დასახასიათებლად. იგი კონტინენტური კოლიზიური ზონის თანამედროვე მაგალითია, სადაც სუბდუქციური ვულკანური აქტივობა პალეოზოორიდან ეოცენის ბოლომდე გრძელდებოდა. მშვიდი ვულკანური პერიოდის მერე - გვიან ოლიგოცენში-ადრე მიოცენში ვულკანიზმი განახლდა მიოცენურ-მეოთხეულში. მკვლევარების ყურადღება მიიქცია იმ ფაქტმა, რომ ასეთი ზონების კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი (მაგ. აღმოსავლეთ ანატოლიის, სომხეთის, აზერბაიჯანის და ირანის პოსტკოლიზიური ვულკანური პლატოები) ხასიათდება სპეციფიკური შედგენილობით და ისინი პეტროქიმიური და გეოქიმიური თავისებურებებით ახლოს დგანან სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანურ ფორმაციებთან. ჯავახეთის პლატო არის უნიკალური მხარე კოლიზიამდელი-კოლიზიური და კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის შუალედური რეჟიმის თავისებურებების შესასწავლად, რომელიც მოიცავს პრობლემების ფართო დიაპაზონს, როგორცაა, მაგალითად, რელიეფის ინვერსია და ოკეანური პალეოგეოგრაფიული პირობებიდან კონტინენტის შიდა სრუქტურაში გადასვლა, ქანების დეფორმაცია, ნაოჭარღვევითი სრუქტურების და მათა სისტემების ჩამოყალიბება, სუბდუქციური წყალქვეშა ვულკანიზმის ჩანაცვლება კოლიზიური და კოლიზიისშემდგომი კონტინენტური ვულკანიზმით, ოკეანურ-სუბოკეანური ქერქის გარდაქმნა კონტინენტურ ქერქად და ა.შ.

რეგიონს შესწავლის ხანგრძლივი ისტორია აქვს. განსაკუთრებით ბოლო წლებში მნიშვნელოვანი ინფორმაცია გაჩნდა ქანების რადიომეტრული დათარიღების შედეგად, მრავალი გეოლოგიური პრობლემა გადაიჭრა, თუმცა რიგ საკითხებში გაუგებრობები წარმოიშვა, რომელიც ხშირად ეწინააღმდეგება გეოლოგიურ ფაქტიურ მასალას. მნიშვნელოვანია კონტინენტური ვულკანური მხარეების გეოლოგიური დანაწილების პრინციპების შემუშავება: ეს ჩვენთვის ფორმაციების გეოლოგიური პოზიცია და ვულკანიტების პეტროქიმიური მახასიათებლებია. მითუმეტეს, რომ თანამედროვე

ლიტერატურაში აქტიური ვულკანური წარმონაქმნების გენეტიური კლასიფიკაცია კომპლექსურ მიდგომას ეყრდნობა და დაფუძნებულია ვულკანური მოქმედებების ტიპზე, ვულკანიტების პეტროქიმიურ და ტექსტურულ თავისებურებებზე (McPhie et al. 1993).

საკვალიფიკაციო თემა თანამედროვე დონეზე საქართველოს პოსტკოლიზიური ვულკანიზმის გეოდინამიკური მოდელის შესაქმნელად კომპლექსური კვლევის პირველი ცდაა.

1.4. შრომის მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა

- გეომორფოლოგიური, პეტროგრაფიული, ლითო- და ბიოსტრატოგრაფიული ახალი მონაცემების საფუძველზე დაზუსტებულია რეგიონის ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური ფორმაციების დანაწილება, კრიტიკულად არის გაანალიზებული გეოქრონოლოგიური და პალეომაგნიტური მასალა, დაზუსტებულია რეგიონის გეოლოგიური რუკები. შედგენილია ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური არეების ციფრული გეოლოგიური რუკები ცალკეული ვულკანური ფორმაციებისათვის ArcGIS 10.0 პროგრამის გამოყენებით.

- ახსნილია ჯავახეთის და მიმდებარე არეების ვულკანურ წარმონაქმნთა პეტროქიმიური და გეოქიმიური თავისებურებების მსგავსების მიზეზები სუპრა-სუბდუქციურ ვულკანიზმთან.

- განსაზღვრულია სუბდუქცირებული ოკეანური ლითოსფეროს ბოლო ნაჭრის - სლაბის (slab) როლი სინ- პოსტკოლიზიური ვულკანიზმის ფორმირებაში;

- შემოთავაზებულია შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონის კოლიზიური-კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის გეოდინამიკური მოდელი;

- გამოყენებითი თვალსაზრისით საკვლევი რეგიონი მნიშვნელოვანია იმით, რომ ფართოდაა გავრცელებული მასიური ფუძე ვულკანიტები, რომლებიც საუკეთესო მოსაპირკეთებელი მასალაა; ინერტულ მასალად გამოიყენება საშუალო და მჟავე შედგენილობის არაკონსოლიდირებული ვულკანური ქვიშა, ფერფლი, პემზა, პერლიტი, რომელთა კარიერები მრავლად არის საკვლევი რეგიონის ფარგლებში, აგრეთვე ცნობილია დიატომიტის საბადო (ქისათიბი).

▪ კონტინენტური კოლიზიის ზონებში ვულკანური აქტივობის გამომწვევი მიზეზების შესწავლის და რეგიონის ლითოსფეროს მდგომარეობის რეკონსტრუქციის საფუძველზე გამოთქმულია მოსაზრება ვულკანური მოქმედების განახლების ნაკლები ალბათობის შესახებ.

1.5. შრომის სტრუქტურა და მოცულობა

ნაშრომი წარმოადგენს 114 ნაბეჭდ გვერდს. შედგება შესავლის, 7 თავის, დასკვნის, ციტირებული ლიტერატურის სიის (199 დასახელება) და დანართებისგან (8 დანართი).

1.6. კვლევის მეთოდოლოგია

- გეოლოგიური კარტირება;
- პეტროგრაფიული (დაახლოებით 150 გამჭირვალე ანათალი) კვლევა;
- 40 ქანის ნიმუშის ქიმიური ანალიზი (ICP-MS) კანადის და ლონდონის ღია უნივერსიტეტის ანალიტიკურ ლაბორატორიებში და მათი ინტერპრეტაცია;
- 10 ნიმუშის იზოტოპური შეფარდებების (Sr, Pb) ანალიზი და შედეგების ინტერპრეტაცია გოდერძის და ახალქალაქის ფორმაციის ვულკანიტებისთვის;
- პეტროქიმიური და გეოქიმიური კვლევები;
- არსებული სეისმოლოგიური, პალეოკლიმატური, პალეოგეოლოგიური, სეისმური ტომოგრაფიის და სტაციონარული GPS სადგურების მონაცემების ინტერპრეტაცია;
- მიღებული შედეგების ვიზუალიზაციისათვის გამოყენებულია GPS და GIS ტექნოლოგიები და კომპიუტერული პროგრამები.

1.7. კვლევის შედეგების აპრობაცია

დისერტაციის ძირითადი დებულებები მოსმენილი და განხილული იყო: ა.ჯანელიძის გეოლოგიური ინსტიტუტის და მ.ნოდუას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის სემინარებზე, 33-ე საერთაშორისო გეოლოგიურ კონგრესზე (ოსლო, ნორვეგია, 2008);

ევროპის გეომეცნიერთა კავშირის ასამბლეაზე (ვენა, ავსტრია, 2009); შავი ზღვის რეგიონის II საერთაშორისო სიმპოზიუმზე (ანკარა, თურქეთი, 2009); შავი ზღვის რეგიონის გეოლოგიის III საერთაშორისო სიმპოზიუმზე (ბუქარესტი, რუმინეთი, 2011); სასარგებლო წამარხების საერთაშორისო კონგრესზე (თეირანი, ირანი, 2010); კარპატ-ბალკანეთის გეოლოგიური ასოციაციის XIX კონგრესზე (სალონიკი, საბერძნეთი, 2010); ამერიკის გეოლოგიური კავშირის „AGU“ შეხვედრაზე (სან-ფრანცისკო, კალიფორნია, 2011); ევროპული გეომეცნიერების გენერალურ ასამბლეაზე (ვენა, ავსტრია, 2012); ილიას სახელმწიფო უნივერსიტეტის I საერთაშორისო სამეცნიერო-პრაქტიკულ კონფერენციაზე (თბილისი, საქართველო, 2013); პროექტის „DARIUS“ შემაჯამებელ კონფერენციაზე (თბილისი, საქართველო, 2013); მანუელ ბერბერიანის სამეცნიერო მოღვაწეობის 50 წლისთავისადმი მიძღვნილი ამერიკის გეოლოგიური კავშირის „AGU“ კონფერენციაზე (დენვერი, კოლორადო, 2014).

1.8. პუბლიკაციები

საკვალიფიკაციო თემასთან დაკავშირებით გამოქვეყნებულია 11 ნაშრომი - მათ შორის 7 იმპაქტ-ფაქტორიან და 3 მაღალრეიტინგულ რეფერირებად და რეცენზირებად საერთაშორისო სამეცნიერო ჟურნალებში:

- [1] Sh. Adamia, A. Chabukiani, T. Chkhotua, O. Enukidze, **N.Sadradze**, and G. Zakariadze. (2014). Tethyan evolution and continental collision in Georgia. In: Tectonic Evolution and Seismicity of Southwest Asia. GSA, Special Paper in Honor of Manuel Berberian, (in print). იმპაქტ-ფაქტორი.
- [2] Adamia Sh., Alania V., Tsereteli N., Varazanashvili O., **Sadradze N.**, Gventsadze A. (2014). Seismicity and active tectonics of Georgia and adjacent area. In Tectonic Evolution and Seismicity of Southwest Asia. GSA, Special Paper in Honor of Manuel Berberian (in print). იმპაქტ-ფაქტორი.
- [3] Sh. Adamia, T. Chkhotua, T. Gvartadze, Z. Lebanidze, N.Lursmanashvili, **N. Sadradze**, D. Zakaraia, G. Zakariadze. (2014). Tectonic setting of Georgia–eastern black sea: a review. Geological Society, London, Special Publications (in print). იმპაქტ-ფაქტორი.

- [4] Adamia, Sh., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., Gventsadze, A. (2011). Geology of the Caucasus: a Review. Turkish Journal of Earth Science, Vol.20, #5, p.489-544. [http://mistug.tubitak.gov.tr/bdyim/havuz.php? dergi=yer](http://mistug.tubitak.gov.tr/bdyim/havuz.php?dergi=yer).
 იმპაქტ-ფაქტორი.
- [5] Adamia, Sh., Gugushvili, V., Javakhidze, D., Kutelia, Z., **Sadradze, N.**, Shavishvili, I. (2010). Main Metallogenic Zones of Precious and Rare Metals of the Black Sea – Caspian Sea Region. International Mining Congress and Expo. www.iranminehouse.com.
- [6] Sh. Adamia, V. Alania, A. Chabukiani, G. Chichua, O. Erukidze, **N. Sadradze**. Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus): a review. (2010). Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society, London, Special Publications, 340, 239–259. DOI: 10.1144/SP340.11. იმპაქტ-ფაქტორი.
- [7] Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., **Sadradze N.**, Zakaraia D., Zakariadze G. (2010). Geology of the Caucasus and Adjacent areas: 1:2 500 000 Scale Geological Map. Proceedings XIXth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. September 23-26, Thessaloniki, Greece, vol.99 p. 1-10. იმპაქტ-ფაქტორი.
- [8] **N.Sadradze**, N.Tsereteli, O.Varazanashvili, A.Gvencadze. (2008). Some Issues of Neotectonics of the Javakheti Volcanic Highland (Central South Georgia). Proceedings of the Institute of Geology, New Series, V. 124, pp. 79-90.
- [9] Sh. Adamia, T. Mumladze, **N. Sadradze**, E. Tsereteli, N. Tsereteli and O. Varazanashvili. (2008). Late Cenozoic Tectonics and Geodynamics of Georgia (SW Caucasus). Georgian International Journal of Science and Technology ISSN 1939-5825. Volume 1, Issue 1, pp. 77-107. Nova Science Publishers, Inc.
- [10] I.Albino, W.Cavazza, M. Zattin, A.Okay, Sh. Adamia, **N.Sadradze**. (2014). Far-field tectonic effects of the Arabia–Eurasia collision and the inception of the North Anatolian Fault system// Geological Magazine 151 (2), Cambridge University Press, pp. 372–379. doi:10.1017/S0016756813000952.
- [11] Rolland, Y., Sosson, M., Adamia, S., and Sadradze, N. (2011). Prolonged 'Variscan to Alpine' history of Active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. Gondwana Research, Elsevier, v. 20, no. 4, p. 798-815. იმპაქტ-ფაქტორი.

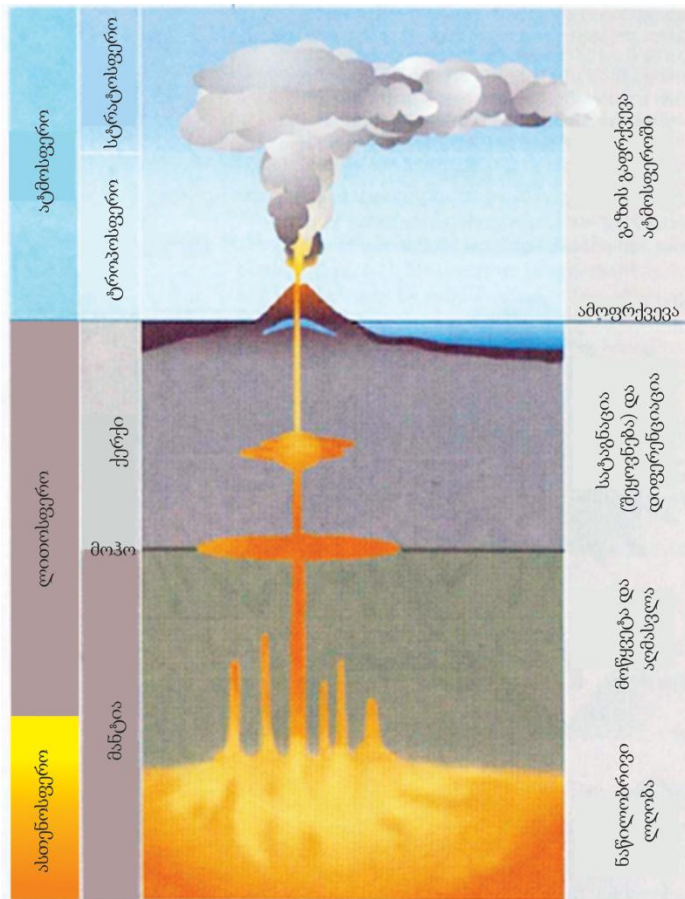
2. თანამედროვე ვულკანიზმის გეოგრაფიული (გლობალური) განაწილება და მისი კავშირი გეოლოგიურ სტრუქტურებთან

2.1. ვულკანიზმი - როგორც პროცესი

ვულკანიზმი დასტურია იმისა, რომ პლანეტა დედამიწა ცხელი და დინამიურია შიგნეთში. იგი აწვდის დედამიწის ზედაპირს, ოკეანეებს და ატმოსფეროს ვულკანურ მასალას, გეოთერმულ ენერგიას და მაგმის დეგაზაციის შედეგად წარმოქმნილ აირებს გეოლოგიური დროის განმავლობაში.

ვულკანური მოქმედებები ითვლება ერთერთ ყველაზე დრამატულ ბუნებრივ მოვლენად. ცნობილია ვულკანური მოქმედებების ისტორიული და თანამედროვე კატასტროფული შედეგები, მაგალითად: 79 წლის 24 აგვისტოს რომის იმპერიის ქალაქი პომპეი ვულკან ვეზუვის ამოფრქვევის შედეგად მთლიანად დაიფარა ვულკანური ფერფლით. ამოფრქვევა იმდენად ძლიერი და მოულოდნელი იყო ადგილობრივი მოსახლეობისთვის, რომ ბევრმა რეაგირება ვერ მოასწრო და ვულკანურ ფერფლში ცოცხლად დაიძარხა; პლინიური (ვეზუვიური) ვულკან ნევადო დელ რუიზის (Nevado Del Ruiz) ამოფრქვევის შედეგად 1985 წელს ქალაქ არმეროს 25 000 მაცხოვრებელი დაიღუპა - ეს შემთხვევა არმეროს ტრაგედიის სახელით არის ცნობილი. დიდი მნიშვნელობა ენიჭება თანამედროვე ვულკანოლოგიაში აქტიური ვულკანური მხარეების შესწავლას და ვულკანური მოქმედებების დაწყების პროგნოზირებას.

ვულკანი-მაგმა ერთიან, რთულ სისტემად განიხილება (სურ. 2.1), ხოლო მაგმური კერის ჩამოყალიბება დაკავშირებულია კერისშემცავი ქანების ნაწილობრივი დნობის პროცესებთან.



სურათი 2.1. ვულკანი-მაგმა სისტემის სქემატური ჭრილი (Schmincke 2004).

ვულკანიზმი ასახავს დედამიწის სიღრმეში მაგმური კერის ჩამოყალიბების და გადაადგილების ფიზიკურ პროცესებს, ახასიათებს მაგმის ქიმიურ შედგენილობას, კერისშემცავ გარემოს, ამოფრქვევის მექანიზმს, ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს ურთიერთქმედებას ლავასთან და სხვა. მაგმური კერისშემცავი გარემო და მაგმის გენერაციის მექანიზმი თავისებური და ცვლადია გეოლოგიური დროის განმავლობაში, ის იძლევა ინფორმაციას დედამიწის გლობალურ ტექტონიკურ აგებულებაზე და ევოლუციაზე გეოლოგიურ წარსულში. აქტუალიზმის პრინციპი წამყვანია აქტიური მაგმური ტერიენების შესწავლის და გეოლოგიურ წარსულში მაგმური პროცესების ინტერპრეტაციისათვის.

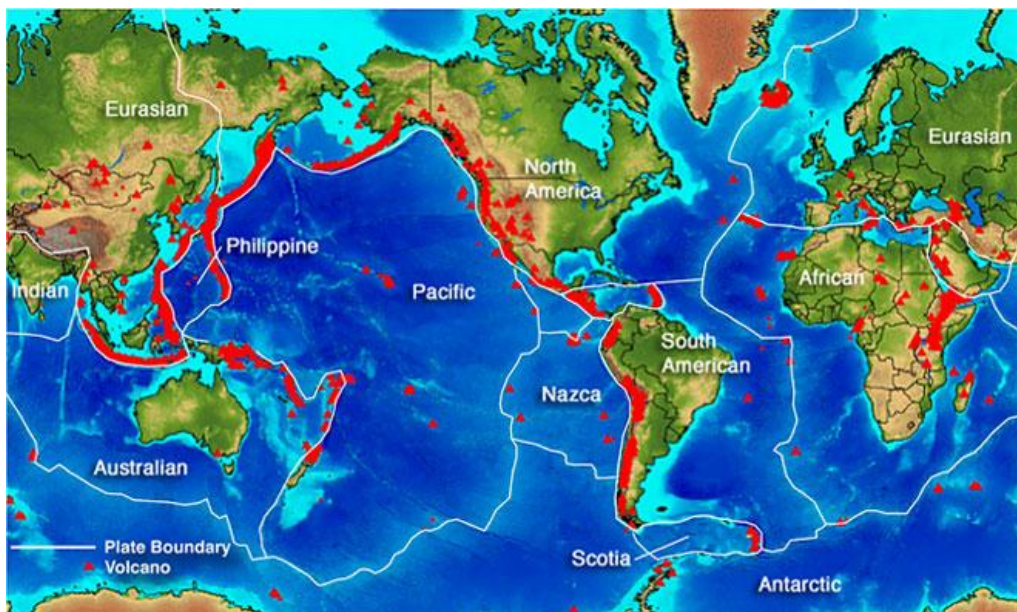
ფილების ტექტონიკის „ანაბეჭდი“ თანამედროვე მაგმურ კომპლექსებზე ცნობილია პეტროტექტონიკის (Petrotectonic) სახელწოდებით. თანამედროვე ვულკანების პეტროტექტონიკური შესწავლით საშუალება გვეძლევა ვიცოდეთ რა გეოდინამიკურ პროცესებში ხდებოდა ვულკანების წარმოშობა.

თანამედროვე ვულკანიზმი მჭიდრო კავშირშია დედამიწის მთავარ ტექტონიკურ სტრუქტურებთან, რაც საშუალებას გვაძლევს მაგმატიზმი განვიხილოთ გლობალურ გეოდინამიკურ პროცესებთან კავშირში.

2.2. თანამედროვე ვულკანიზმის გლობალური განაწილება

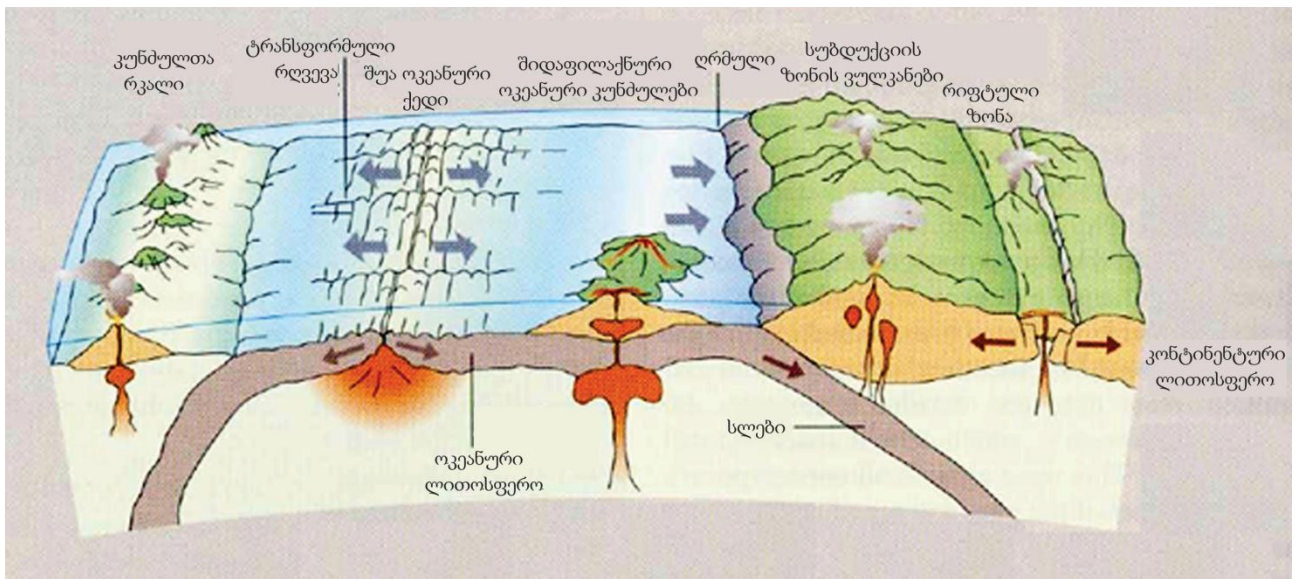
ვულკანიზმის გლობალური გავრცელების კანონზომიერებების თანამედროვე ახსნა ლითოსფერული ფილების ტექტონიკის თეორიის საფუძველზეა შესაძლებელი. ალფრედ ვეგენერის (Wegener 1912) მიერ შემოთავაზებულმა ახალმა ხედვამ კონტინენტების დრეიფის შესახებ, არტურ ჰოლმის მნიშვნელოვანმა მოდელმა თერმული კონვექციების და ზღვის ფსკერის გაფართოების შესახებ (Holmes 1931), ოკეანის ფსკერის მორფოლოგიურმა, პალეომაგნეტურმა, გეოფიზიკურმა შესწავლამ, ასევე მე-20 საუკუნის 60-იან წლებიდან ფილების ტექტონიკის და პლუმების თეორიის შექმნამ (Morgan 1971) საფუძველი ჩაუყარა ვულკანიზმის გლობალური გავრცელების ახლებურ ხედვას.

აქტიური და ჩამქრალი ვულკანები ძირითადად განლაგებულია ლითოსფერული ფილების საზღვრებთან (სურ.2.2). აქტიური ვულკანების 80% დაკავშირებულია ლითოსფერული ფილების კონვერგენტულ საზღვრებთან, 15% დივერგენტულთან. ~5% შიდაფილურ არეებთან.



სურათი 2.2. ვულკანების გლობალური განაწილება
(<https://www.volcanos/global/distribution>).

ლითოსფერული ფილების დივერგენტულ საზღვრებს უკავშირდება რიფტული ვულკანიზმი, ხოლო კონვერგენტულს - სუპრა-სუბდუქციური და კოლიზიური ვულკანიზმი. ასევე ცნობილია, შიდა ფილური (ცხელი ლაქები) ვულკანიზმი. ვულკანური ეს არეები ერთმანეთისგან განსხვავდებიან ფიზიკური პარამეტრებით (ლითოსფერული ფილის სისქე, სითბური წყარო, დამაბულობის ველი), სეისმურობით, ვულკანური მოქმედების ტიპებით, ვულკანიტების მინერალოგიური, პეტროქიმიური და გეოქიმიური მახასიათებლებით. მოყვანილი სურათი 2.3. კარგად ასახავს ვულკანიზმის კავშირს გეოდინამიკურ პროცესებთან.



სურათი 2.3. სქემატური ჭრილი - ვულკანიზმის კავშირი გეოდინამიკურ პროცესებთან (Schmincke 2004).

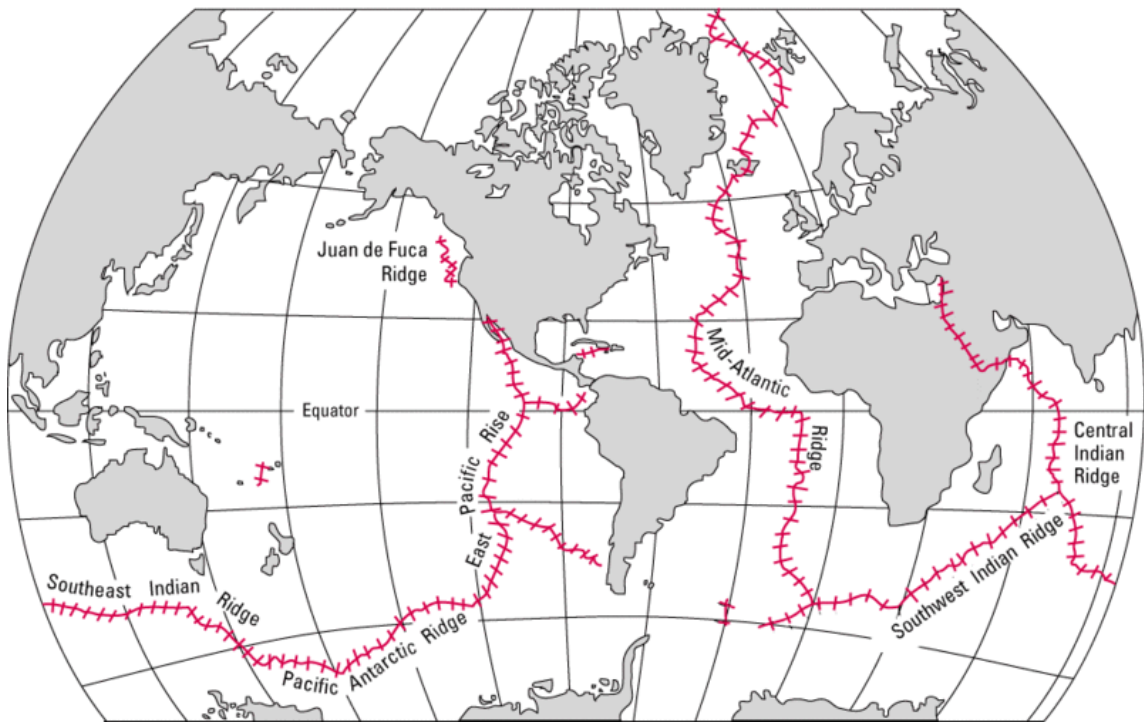
2.3. ლითოსფეროს ფილების დივერგენტულ საზღვრებთან დაკავშირებული ვულკანიზმი.

ცნობილია ოკეანური (ოკეანური რიფტები) და კონტინენტური (კონტინენტური რიფტები) დივერგენტული საზღვრები.

2.4. ოკეანური რიფტები

ოკეანეში დივერგენტული საზღვრები თანხვდება შუაოკეანურ ქედებს (MOR- Middle Ocean Ridge), მაგალთად: ატლანტური ოკეანის შუაოკეანური, აღმოსავლეთ

წყნარი ოკეანის, წყნარი ოკეანე - ანტარქტიკის, სამხრეთ-დასავლეთი, სამხრეთ-აღმოსავლეთი და ცენტრალური ინდოეთის ოკეანის, ხუან დე ფუკას და სხვა რიფტები (სურ.2.4).



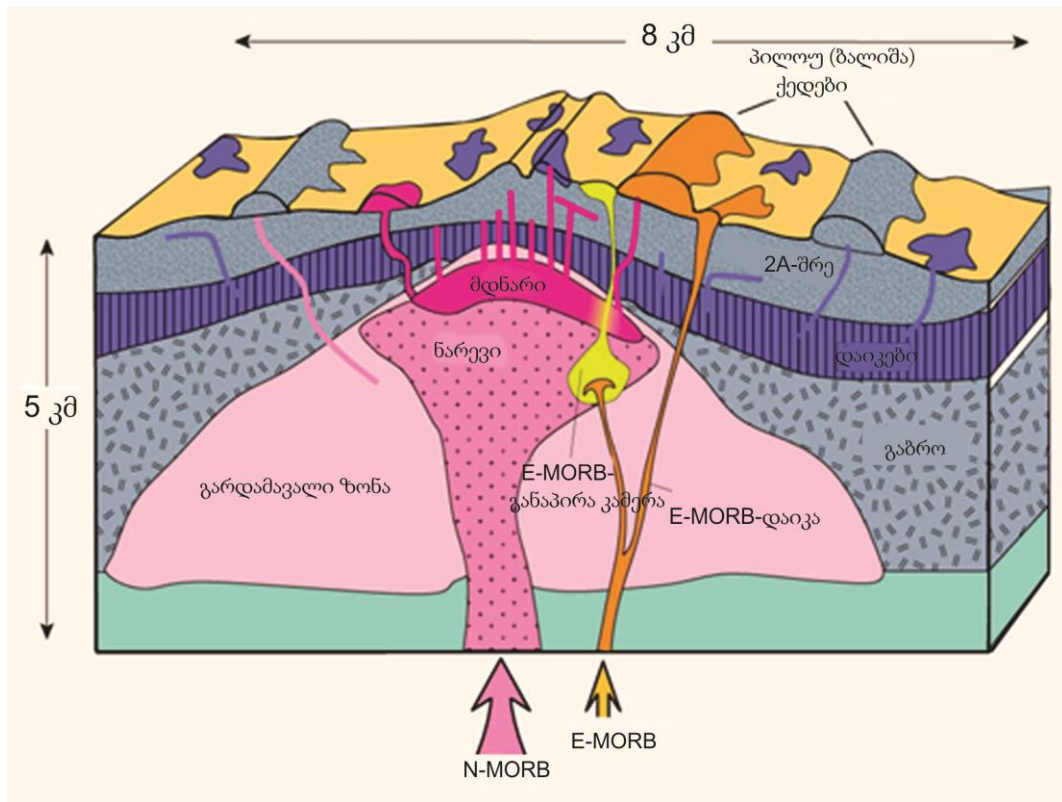
სურათი 2.4. შუაოკეანური ქედების გლობალური განაწილება (<https://www.volcanos/global/distribution>).

შუაოკეანური ქედები ერთიან გლობალურ სისტემას ქმნიან ოკეანის ფსკერზე, ხასიათდებიან არალრმა, დაბალმაგნიტუდიანი მიწისძვრებით, მაღალი ვულკანური აქტივობით და წამყვან როლს თამაშობენ ოკეანური ქერქის ფორმირებაში. ოკეანური ქერქის ჩამოყალიბების მექანიზმის და სტრუქტურის აღსაქმნელად ინფორმატულია ოკეანური ქერქის კვლევა შემდეგი მეთოდებით: სითბური, მაგნიტური და გრავიტაციული ანომალიები, სეისმურობა, ოკეანის ფსკერის დრაგირება და ღრმა ბურღვა, წყალქვეშა აპარატებით კვლევა და სხვა.

შუა ოკეანური ქედის ორივე მხარეს იღვრება დიდი რაოდენობით საღი ლავა, დამახასიათებელია ნაპრალოური ამოფრქვევები, ხშირია ტოლეიტური ბაზალტური ბალიშა ლავები და რიოლიტები, გაბრო-დიაბაზის და მიკროგაბროს მცირე სიღრმის ინტრუზივები.

შუა ოკეანური ქედის ტოლეიტური ბაზალტებისათვის (MORB ან N-MORB) დამახასიათებელია: დაბალი K_2O (~0.2 წ.%) და TiO_2 (~1.5წ.%), დიდი იონური რადიუსის

მქონე ლითოფილების (LIL - Large Ion Lithophile) დეპლექტირება, დაბალი $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ და $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ მაღალი მნიშვნელობები. ასევე გამოყოფენ K_2O და TiO_2 -ით და იშვიათად რკინით გამდიდრებულ შუაოკეანურ ბაზალტებს - E-MORB-ს (სურ. 2.5).



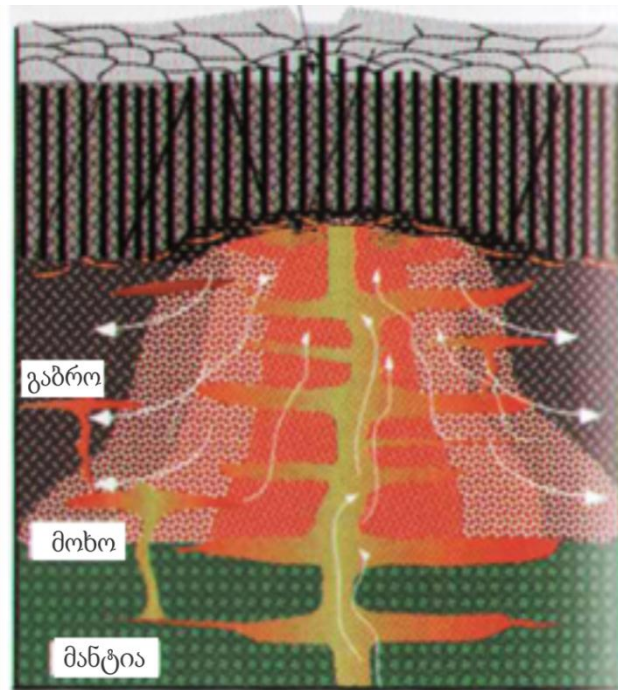
სურათი 2.5. შუაოკეანური რიფტისთვის N- და E-MORB-ის ჩამოყალიბების სქემატური ნახაზი (Perfit et al. 1994).

ექსპერიმენტური კვლევის შედეგებით შუაოკეანური ქედის ბაზალტები ზედა მანტიის 10-20% პარციალური დნობის შედეგია 50-85 კმ სიღრმეზე (Elthon & Scarfe 1984; Kushiro 2001), სადაც გენერირდება ოლივინიანი ტოლეიტური მაგმა. სეისმური და გეოქიმიური კვლევებით აღნიშნული მაგმა ქმნის არაღრმა მაგმურ კამერას (<35 კმ), სადაც ხდება მისი ფრაქციონირებული კრისტალიზაცია და ტოლეიტების და სხვა დიფერენციატების ჩამოყალიბება (Forsyth 1996).

ნორმალურ MORB-ში (N-MORB) დიდი იონრადიუსის მქონე ლითოფილური ელემენტების (LIL elements) დეპლექტირება მიუთითებს პირველადი მაგმური წყაროს გაღარიბებაზე.

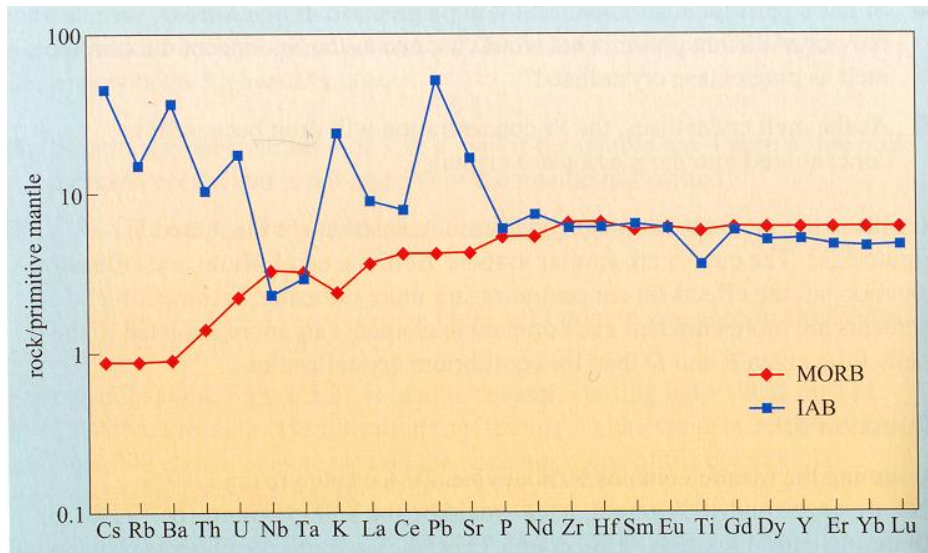
თანამედროვე შეხედულებებით შუაოკეანური ქედების მაგმური კერა წარმოადგენს „მდნარი სვეტის“ მაგმურ სისტემას (სურ. 2.6), რომელშიც მოიაზრება გიგანტური მაგმური სისტემა აგებული თხელი სილებით (მაგმური კამერის

ცენტრალური ნაწილი), რომელიც დაკავშირებულია ერთმანეთთან კრისტალებით გაჯერებული მაგმური სვეტით. დაიკების კომპლექსით დასტურდება ფილების ურთიერთსაწინააღმდეგო მოძრაობა. აღნიშნული მოდელით კარგად ხსნის შუაოკეანური ქედების მაგმატიზმს ფილების ტექტონიკის გათვალისწინებით (Marsh 2009).



სურათი 2.6. ოკეანური ქედების მაგმური სისტემა - მდნარი სვეტი (Mush column, Marsh 2009).

მაგმური წყაროს შედგენილობის აღსაქმნელად მნიშვნელოვანია ოკეანური ბაზალტების კვლევა იშვიათ ელემენტებზე და იზოტოპებზე. გეოქიმიურმა კვლევებმა იზოტოპების თანაფარდობების მნიშვნელოვანი ცვალებადობა აჩვენა ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), რამაც მეცნიერებს საშუალება მისცა მანტია ისევე, როგორც ქერქი, დაახასიათონ არაერთგვაროვან გარემოდ და ჰეტეროგენურობის მიზეზად მანტიაში ძველი გეოლოგიური რეზერვუარების არსებობაზე მიუთითონ (Hofmann 2003).

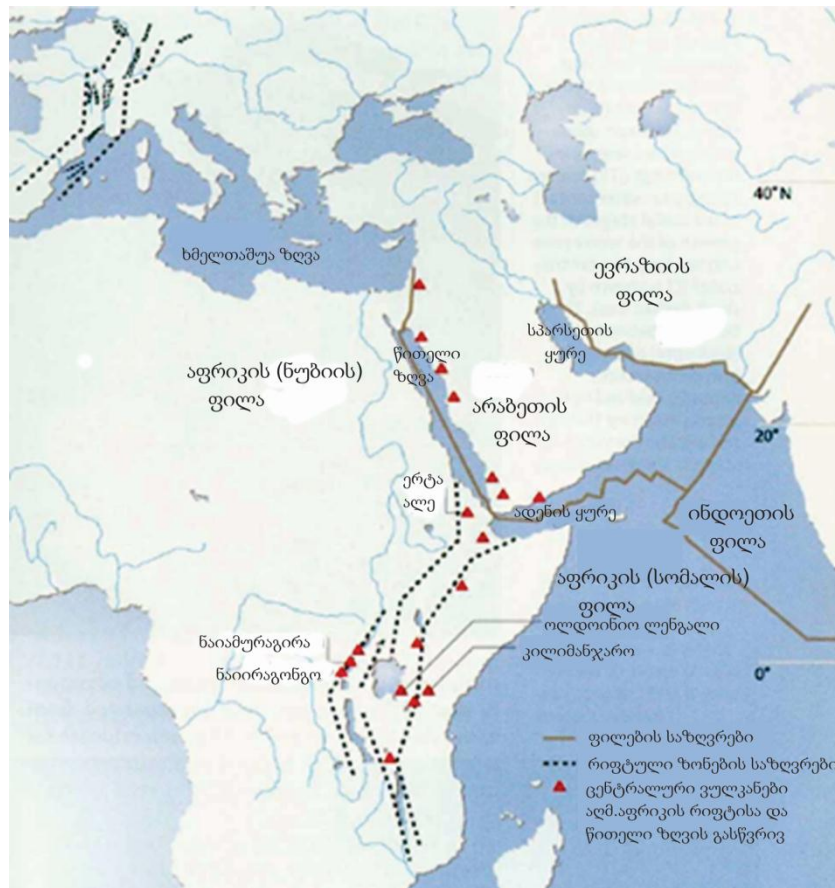


სურათი 2.7. შუაოკეანური ქედების ბაზალტების (MORB) და კუნძულთა რკალების ბაზალტების (ერთნაირი MgO შემცველობით) იშვიათი ელემენტების მრავალელემენტური განაწილების დიაგრამა ნორმირებული პრიმიტიული მანტიის შემადგენლობაზე (Black et al. 2008).

სურათიდან (სურ. 2.7) ჩანს მნიშვნელოვანი განსხვავება შუაოკეანური ქედების და კუნძულთარკალური ბაზალტების იშვიათი ელემენტების განაწილების დიაგრამებს შორის. ითვლება, რომ ზედა, დეპლექტირებული მანტია შუაოკეანური ქედების ბაზალტების წყაროა.

2.5. კონტინენტური რიფტები

კონტინენტური რიფტებისთვის დამახასიათებელია დანაწევრებული რელიეფი, ვიწრო, გრძელი გრაბენული სტრუქტურები გართულებული ჰორსტებით, სეისმურობა, ვულკანიზმი, მაღალი სითბური ნაკადების მოდენა, ლითოსფერული ქერქის გათხელება, მაგ. აღმოსავლეთ აფრიკის და ცენტრალური ევროპის კონტინენტური რიფტები (სურ.2.8).



სურათი 2.8. აღმოსავლეთ აფრიკის და ცენტრალური ევროპის კონტინენტური რიფტული ზონები (Schmincke 2004).

კონტინენტური რიფტული ზონების ვულკანური წარმონაქმნები უმთავრესად წარმოდგენილია ბიმოდალური (Wilson 1993) შედგენილობის ვულკანიტებით: ფუბე ტოლეიტები - რიფტი რიო გრანდე (Rio Grande rift) და ტუტე ოლივინიანი ბაზალტები; ტრაქიტები, ფონოლითები - აღმოსავლეთ აფრიკის რიფტი (East African rift) და მჟავე ქანები (რიოლითები, კომენდიტები). მჟავე ვულკანიტები წარმოდგენილია ფერფლის ნაკადების ტუფებით (ash-flow tuffs) ან მინის გუმბათებით (glass dome), საშუალო შედგენილობის ვულკანიტები ცოტაა. დამახასიათებელია მაღალი ტუტიანობა. კალიუმთან სერიუმში გვხვდება ლეიციტანი ბაზანტები, ასევე ტუტე ულტრაბაზიტები და კარბონატიტები. კონტინენტური რიფტის ვულკანიტებში დროში ტუტიანობის კლების ტენდენცია შეიმჩნევა (Kent C. Condie 2005). გეოქიმიური და იზოტოპური შესწავლილობის საფუძველზე (Sm-Nd, U-Pb,) კონტინენტური რიფტული ბაზალტების წარმოშობა დაკავშირებულია მანტიურ პლუმებთან ან სუბკონტინენტურ ლითოსფეროსთან, შესაძლებელია მაგმური კერის გენერაციაში ორივე მათგანი იყოს ჩართული (Bradshaw et al. 1993; Thompson & Gibson 1994; Pearce & Peate 1995).

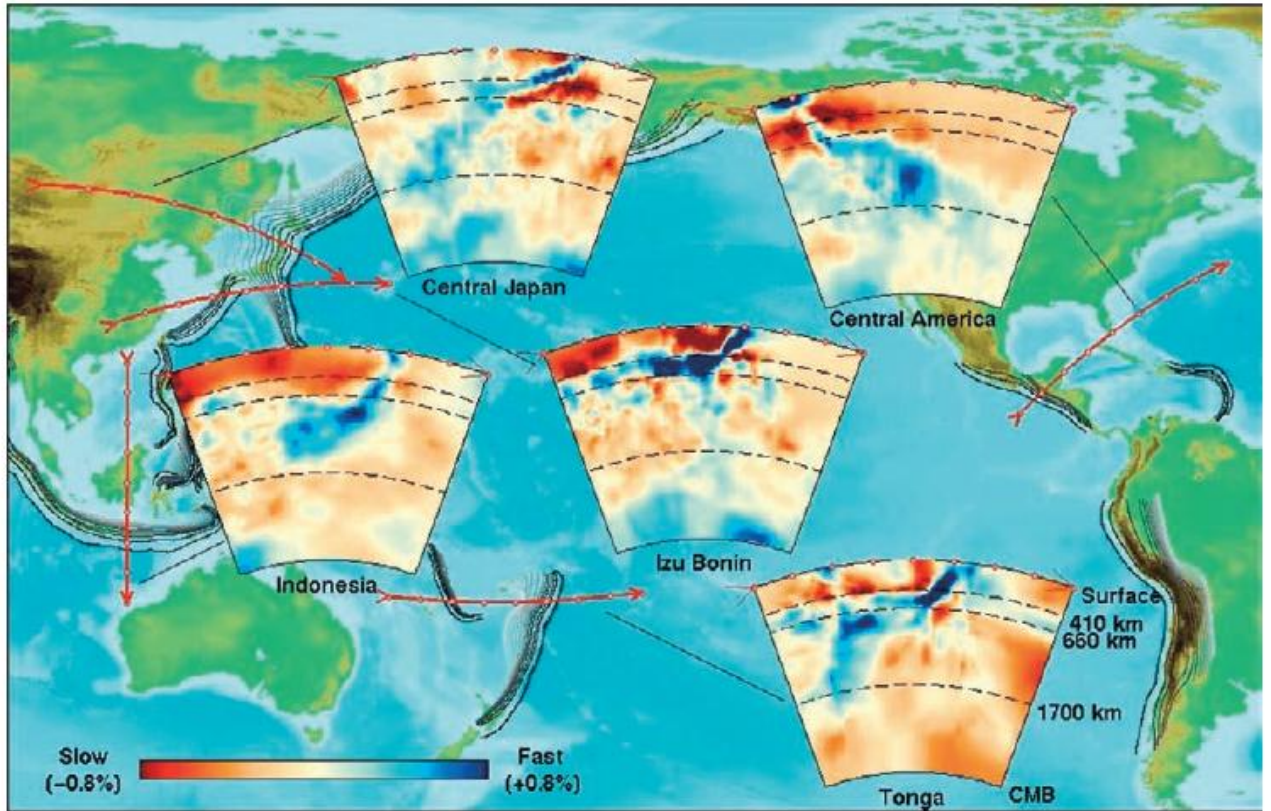
2.6 ლითოსფერული ფილების კონვერგენტულ საზღვრებთან დაკავშირებული ვულკანიზმი

ფილების კონვერგენტული საზღვარი არის რეგიონი, სადაც ორი ლითოსფერული ფილის დაახლოება, შეჯახება (კოლიზია) და დესტრუქცია ხდება. ცნობილია სამი ტიპის კონვერგენტული საზღვარი:

- ოკეანური ფილა - კონტინენტური ფილის კონვერგენცია (ოკეანე-კონტინენტი, სუბდუქცია);
- ორი ოკეანური ფილის კონვერგენცია (ოკეანე-ოკეანე, სუბდუქცია);
- ორ კონტინენტურ ფილას შორის კოლიზია (კონტინენტი-კონტინენტი, დესტრუქციული საზღვარი).

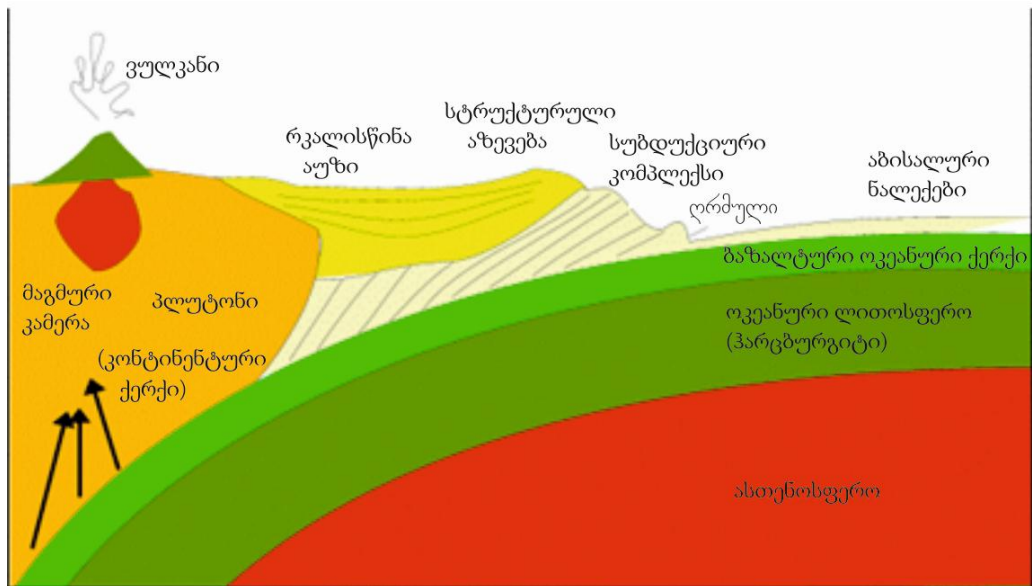
სუბდუქციურ ზონებში მაგმური მოვლენები ოკეანური ღრმულებიდან - ფოკალური ზონიდან კონტინენტისკენ - ვულკანურ რკალებში ვლინდება, მაგალითად, წყნარი ოკეანის სანაპიროებზე, ქმნიან რკალს, რომელსაც „ცეცხლოვან რკალს“ უწოდებენ. ვულკანები განლაგებულია სუბდუქციის ზონის თავზე და ხასიათდება მაღალი სეისმურობით.

სუბდუქციური ზონების სეისმური ტომოგრაფიის ჭრილების სურათი წყნარი ოკეანის აუზის გარშემო (სურ. 2.9) კარგად ასახავს სუბდუქციურ ლითოსფეროს მანტიაში ჩაძირვის დინამიკას. სეისმური სუბდუქციური ზონებისთვის მაგმური კერები ყალიბდება 50-100 კმ სიღრმეზე.

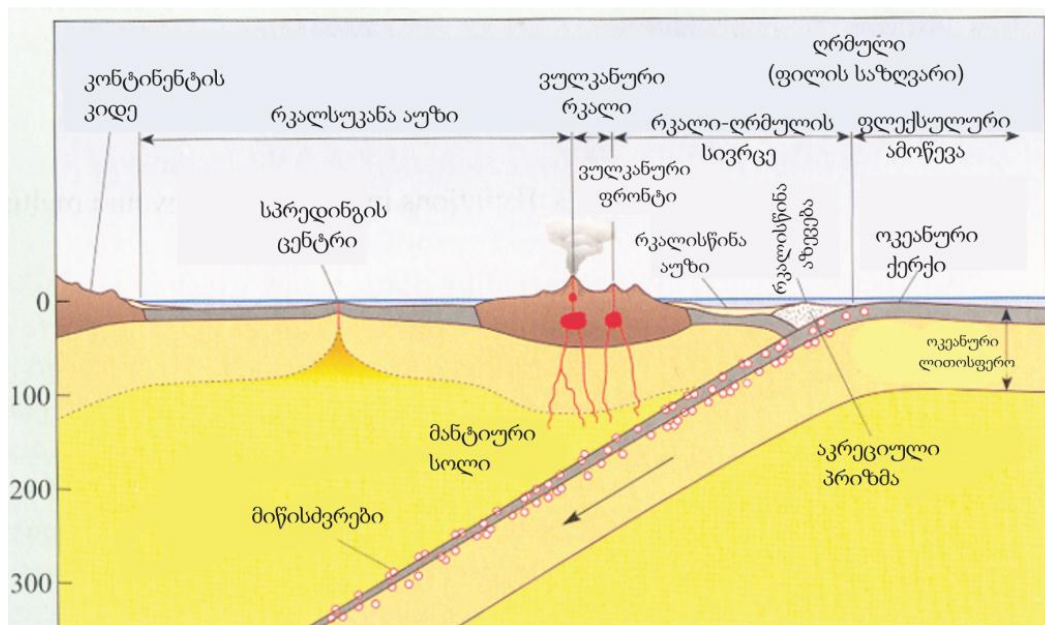


სურათი 2.9. წყნარი ოკეანის გარშემო სუბდუქციური ზონების სეისმური ტომოგრაფიის სურათი (Van der Hilst & Karason 1999).

ფილების ტექტონიკის თანახმად სუბდუქციის ზონაში ოკეანური ლითოსფერო, რომელიც ძირითადად აგებულია ტოლეიტური ბაზალტებით და წყლით გაჯერებული ოკეანური ნალექებით, კონტინენტური ქერქის ქვეშ დაძირვისას (სურ. 2.10ა) ეცევა მაგმის გენერაციის არეებში და წარმოიშვება კირ-ტუტე სერიები - ბაზალტები, ანდეზიბაზალტები, ანდეზიტები, დაციტები და რიოლიტები, ტოლეიტური ბაზალტები. კირ-ტუტე სერიის ანდეზიტები და გრანიტოიდები წამყვან როლს თამაშობენ, რის გამოც მათ ანდეზიტურ რკალებსაც უწოდებენ.



სურათი 2.10ა. ოკეანე-კონტინენტი სუბდუქცია.

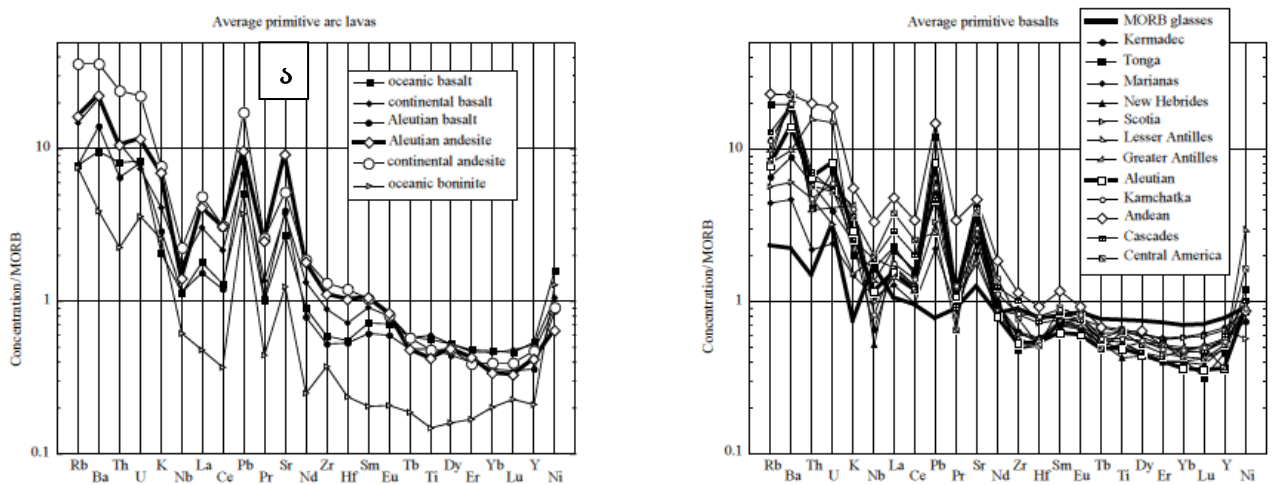


სურათი 2.10ბ. ოკეანე-ოკეანე სუბდუქცია (Black et al. 2008).

კუნძულთა რკალები ფორმირდება ფილების კონვერგენტული საზღვრების არეებში, სადაც ოკეანური ფილა იძირება ოკეანური ფილის ქვეშ (სურ. 2.10ბ). კუნძულთა რკალების 2 ტიპი გამოიყოფა 1. ენსიალური და 2. ენსიმატური. ენსიალური კუნძულთა რკალის მაგალითია იაპონიის კუნძულები, ენსიმატურის მარიანას კუნძულთა რკალი. ენსიალური კუნძულთა რკალი ხასიათდება სქელი კონტინენტური ქერქით და განვითარებული გრანიტული ფენით. ენსიმატური კუნძულთა რკალებისათვის, რომელთა გრანიტული ფენა სუსტად არის განვითარებული, დამახასიათებელია ტიტანით ღარიბი და მაგნიუმით მდიდარი ანდეზიტები - ბონინიტები. ასევე

კუნძულთა რკალებისთვის ვულკანური მოქმედებების ბოლო საფეხურზე დამახასიათებელია გამჟავიანების ტენდენცია (Kent C. Condie 2005).

სუპრა-სუბდუქციური ზონის ვულკანიტები ხასიათდებიან თავისებური პეტროქიმიური და გეოქიმიური მახასიათებლებით, მაგ. კუნძულთა რკალური ბაზალტები ხასიათდებიან Al_2O_3 მაღალი (16-20%) და დაბალი TiO_2 შემცველობით (<1%). $^{87}Sr/^{86}Sr$ თანაფარდობა 0.702-0.705 ინტერვალს პასუხობს, გადარიბებულია Ta, Nb და Ti, რასაც მკვლევარები იყენებენ ძველი სუბდუქციის ზონების იდენტიფიცირებისათვის (სურ. 2.11ა,ბ).



სურათი 2.11ა,ბ. კუნძულთა რკალებისთვის მრავალელემენტური დიაგრამა ნორმალიზებული N-MORB-ზე (Kelemen et al., 2007).

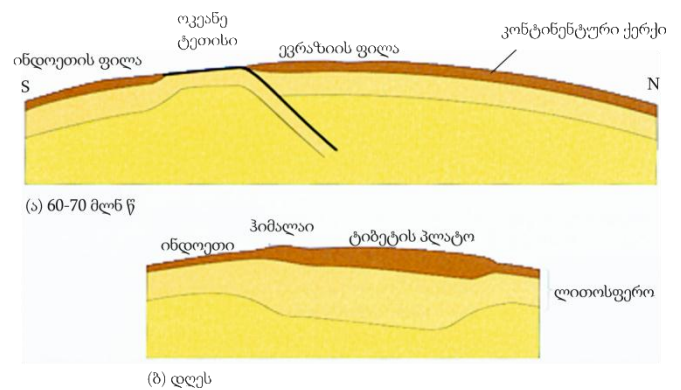
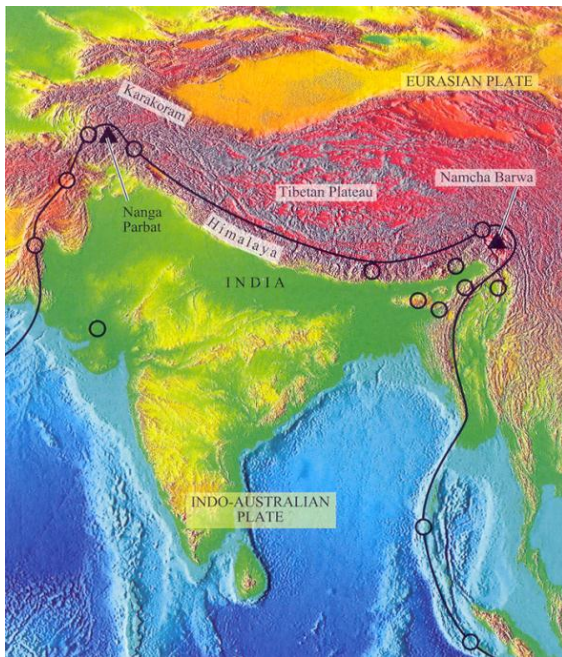
2.7. კოლიზიური ვულკანიზმი

კოლიზიის ზონა წარმოიშვება კონვერგენტულ საზღვრებთან, სადაც სუბდუქციური ოკეანური ლითოსფერო სრულად შთაინთქმება და ფილების კონტინენტური ნაწილების შეჯახებისას სუბდუქციის ზონას მიეზღინება კონტინენტის პასიური კიდე. მისი აქტიური კიდის ქვეშაცოცების შემდეგ სუბდუქციის პროცესი წყდება. კოლიზიის ზონაში ხდება ლითოსფეროს გასქელება, ინტენსიური დეფორმაცია, დანაოჭება, დაქერცვლა, „აკრეციული პრიზმის“ შექმნა.

სუბდუქციის შეწყვეტის და კონვერგენტული საზღვრის კოლიზიურში გადასვლის მიზეზად მიიჩნევენ კონტინენტური ლითოსფეროს უუნარობას ჩაიძიროს მასზე უფრო

მკვრივ მანტიაში. კოლიზიის ზონებისათვის დამახასიათებელია მაგმატიზმი და სეისმური აქტივობა.

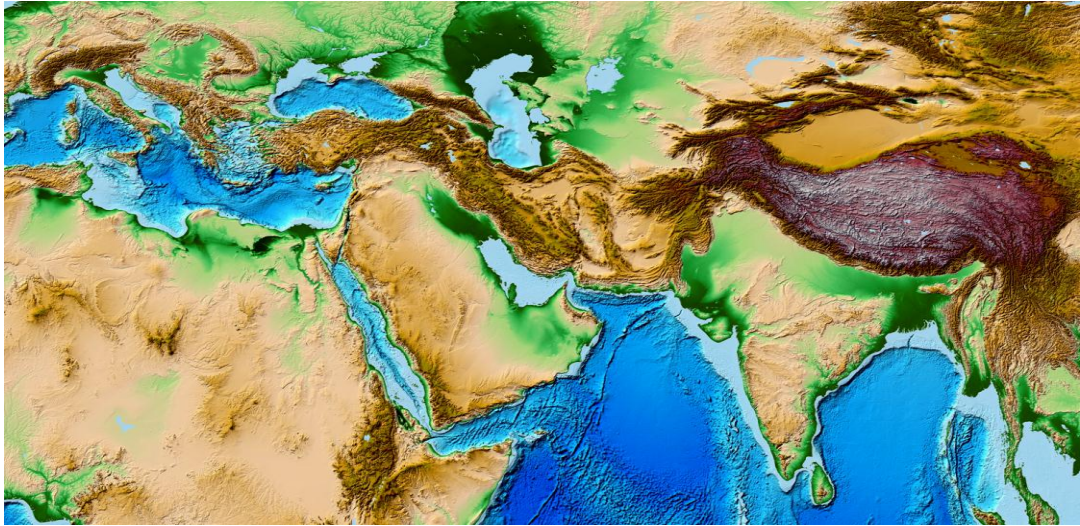
ახალგაზრდა კოლიზიური საზღვრის მკაფიო მაგალითია ცენტრალური აზია: ჰიმალაი ტიბეტით, ტიან-შანი, პამირი და მიმდებარე ტერიტორიები, რომელიც ჩამოყალიბდა ინდო-ავსტრალიის და ევრაზიის ფილების კოლიზიის (სურ 2.12ა), ინდოეთის სუპერკონტინენტის პანგეადან მოწყვეტის, ჩრდილოეთით გადაადგილების და აზიის კონტინენტთან შეჯახების შედეგად ~40 მლნ. წლის წინ (სურ 2.12ბ).



სურათი 2.12ა. ინდოეთის და ტიბეტის ტოპოგრაფიული რუკა. ნაცრისფერი ხაზი-ინდოეთის და ევრაზიის ფილების საზღვარი. (Black et al. 2008).

სურათი 2.12ბ. ინდოეთი-აზიის კოლიზიის ჭრილი ბ - 60-70 მლნ.წ; გ-თანამედროვე (Black et al. 2008).

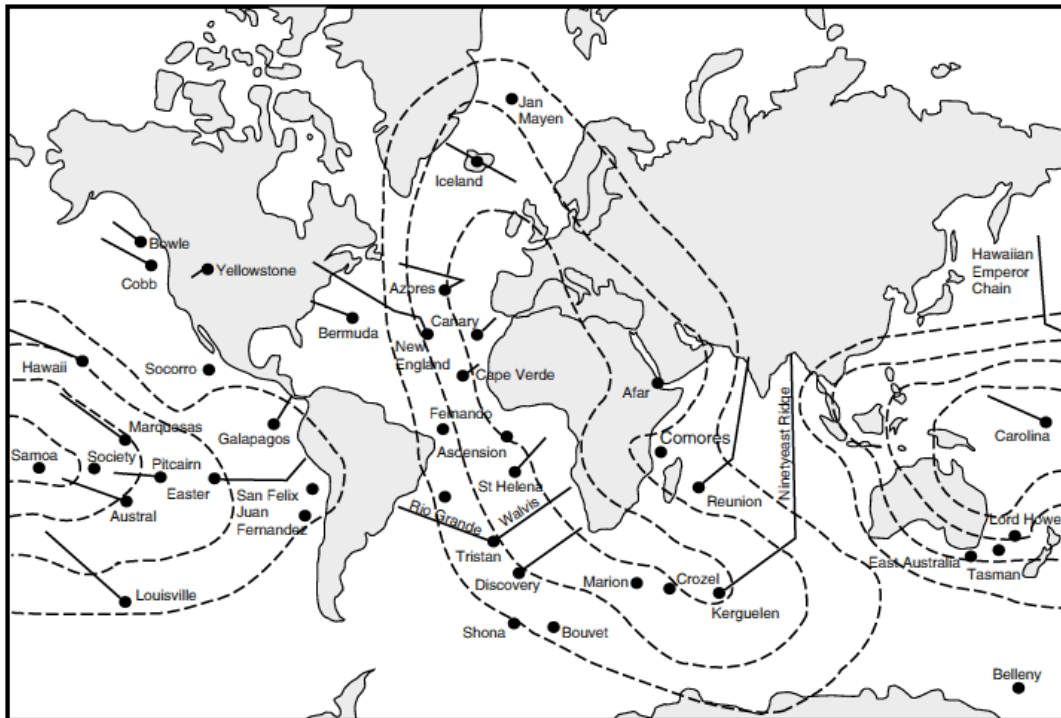
ასევე, ახალგაზრდა კოლიზიური საზღვრის მაგალითია მცირე აზია - კავკასიის რეგიონი, რომელიც წარმოადგენს ალპურ-ჰიმალაური ნაოჭა მთების სისტემის ნაწილს (სურ.2.13). კოლიზია ამ რეგიონში სავარაუდოდ ოლიგოცენ-მიოცენში დაიწყო და ხასიათდება კოლიზიის შემდგომი მაგმური პროცესებით.



სურათი 2.13. ალპურ-ჰიმალაური ნაოჭა სისტემა ევრაზიის და აფრიკა-არაბეთი-ინდოეთის კონტინენტების საზღვარზე.

2.8. შიდაფილური ვულკანიზმი

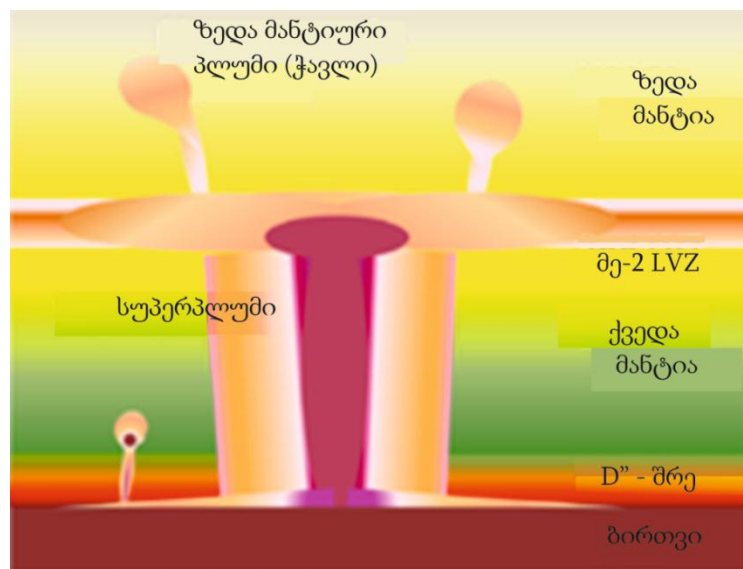
შიდაფილური ვულკანიზმი გავრცელებულია როგორც ოკეანეში (ჰავაის, ისლანდიის, წმინდა ელენეს, ასენსიონის ვულკანური კუნძულები; ვულკანები კილაუეა, მაუნა-ლოა და სხვ., სურ. 2.14), ისე კონტინენტებზე (მიჩოასან-გუანაჯუატო მექსიკაში, სან-ფრანცისკო ჩრდილო ამერიკაში, ეიფელი გერმანიაში და სხვა).



სურათი 2.14. ცხელი ლაქების მდებარეობის გლობალური განაწილება (Kent C. Condie 2005).

ცხელი ლაქები (Hot spot) ეწოდება ვულკანურ პროვინციას, რომლის წარმოშობა დაკავშირებულია მანტიურ პლუმებთან. თანამედროვე ცხელი ლაქები ოკეანის ფსკერზე გამოხატული არიან წყალქვეშა ვულკანების, ვულკანური ქედების და ვულკანური მწკრივების სახით. ვულკანების ასაკი მწკრივში კანონზომიერად იცვლება, მოქმედი ვულკანიდან - ჩამქრალისკენ მათი ასაკი იზრდება - ძველდება (Wilson 1963). ცხელ ლაქას აგრძელებს ჩამქრალი ვულკანების მწკრივი - ასეისმური ქედი და ქმნის დიდ მაგმურ პროვინციებს (დეკანის ტრაპი - ინდოეთში, ცენტრალური ატლანტიკის მაგმური პროვინცია), სუპერვულკანებს (იელოუსტოუნი, ლონგ ველი - ამერიკის შერთებულ შტატებში, ტობა - ინდონეზიაში; ტაოპო - ახალ ზელანდიაში, აირა - იაპონიაში და სხვა).

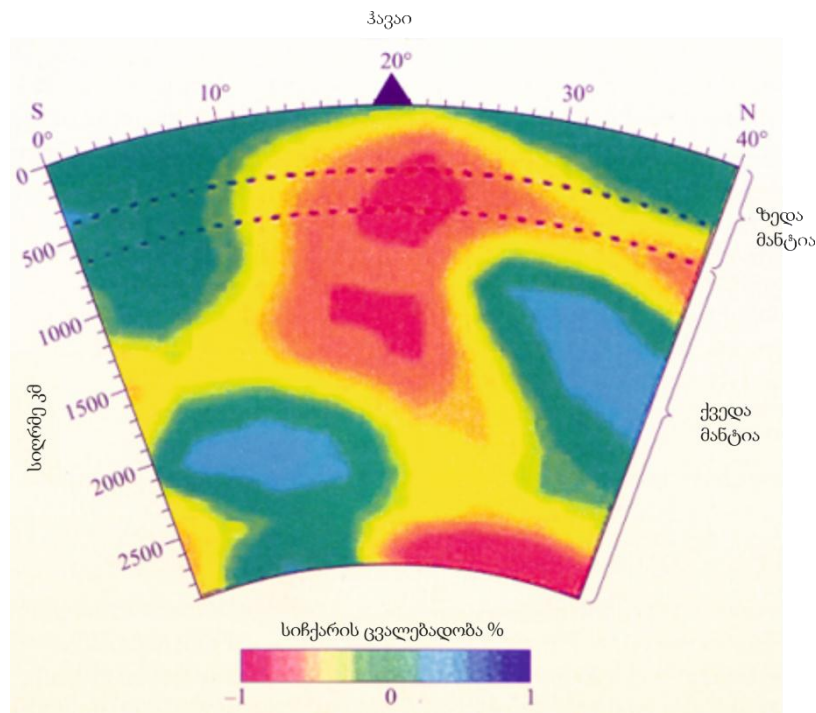
მანტიური პლუმების კონცეფცია ეკუთვნის ჯ. მორგანს (Morgan 1971), რომლის მიხედვით მანტიის და ზედა ბირთვის საზღვრიდან მანტიურ აღმავალ დინებებს გადააქვთ სითბური ენერგია თერმული დიაპირების სახით, რომლებიც ლითოსფეროსთან შეხებისას განაპირობებენ მის დამაბულობას, დეფორმაციას, ნაწილობრივ ლღობას და დესტრუქციას. სეისმურმა ტომოგრაფიამ რეალურად გამოსახა ცხელი მანტიური დინებები, რომელთა კერები გარე ბირთვისა და ქვედა მანტიის საზღვარზე D“ (D double prime) შრეში დაფიქსირდა სადაც წარმოიქმნება მეტალებით გამდიდრებული გრანდიოზული მდნარი მასები და მაღალტემპერატურული აღმავალი დინებები, რომლებიც თერმობარული დისბალანსის გამო, ცხელი ნაკადების სახით გადაადგილდებიან დედამიწის ზედაპირისაკენ (სურ. 2.15).



სურათი 2.15. მანტიური პლუმების აგებულების სქემატური ჭრილი (Kent C. Condie 2005).

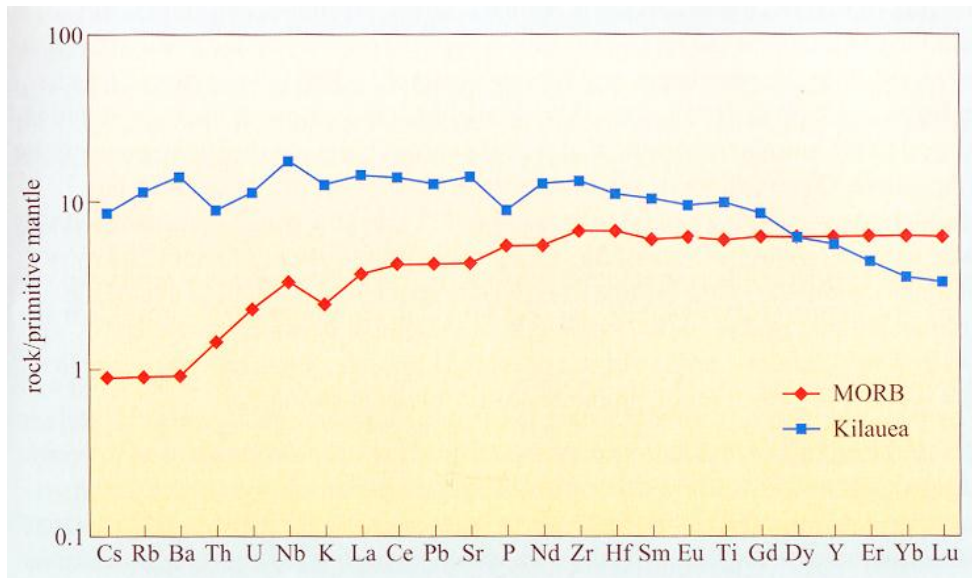
მანტიურ პლუმებთან დაკავშირებული ეფუზივები ძირითადად წარმოადგენენ ტუტე ბაზალტებს, რაც მაგმური კერების ღრმა განლაგებაზე მიუთითებს.

მანტიური პლუმები ოკეანის ფსკერზე ქმნიან დადებით რელიეფს ან ქედებს; დამახასიათებელია დადებითი გრავიტაციული ანომალიები და სითბოს მაღალი ნაკადები. სეისმური ტომოგრაფიის ჭრილებზე აღინიშნება სეისმურად დაბალსიჩქარიანი დიაპირული ანომალური უბნები (სურ. 2.16; შედარებით მაღალტემპერატურული მდნარი მასების სეისმური ტალღის სიჩქარე უფრო დაბალია, ვიდრე მომიჯნე ქანებში).



სურათი 2.16. P ტალღების სეისმური ტომოგრაფიის სურათი. ჰავაის მანტიური პლუმი (Lei & Zhao, 2006).

მანტიურ პლუმებთან დაკავშირებული ვულკანიტები ხასიათდებიან მაღალი Ka_2O და Na_2O შემცველობებით და ძირითადად წარმოადგენილია ტუტე ბაზალტებით და სხვა ტუტე ქანებით, გვხვდება ტოლეიტური ბაზალტებიც. მათში აგრეთვე მაღალია რკინის და ტიტანის შემცველობები. ხასიათდება შუაოკეანური ქედის ბაზალტებთან შედარებით მძიმე იზვიათი მიწაელემენტების დაბალი და მსუბუქი შეუთავსებადი (incompatible) ელემენტების მაღალი შემცველობებით (სურ. 2.17). მათთვის აგრეთვე დამახასიათებელია დამახასიათებელია Mg_2O მაღალი და ცვალებადი შემცველობები.



სურათი 2.17. პრიმიტიულ მანტიაზე ნორმირებული იშვიათი ელემენტების მრავალელემენტური განაწილების დიაგრამა, ვულკანი კილაუა, ჰავაი (Black et al. 2008).

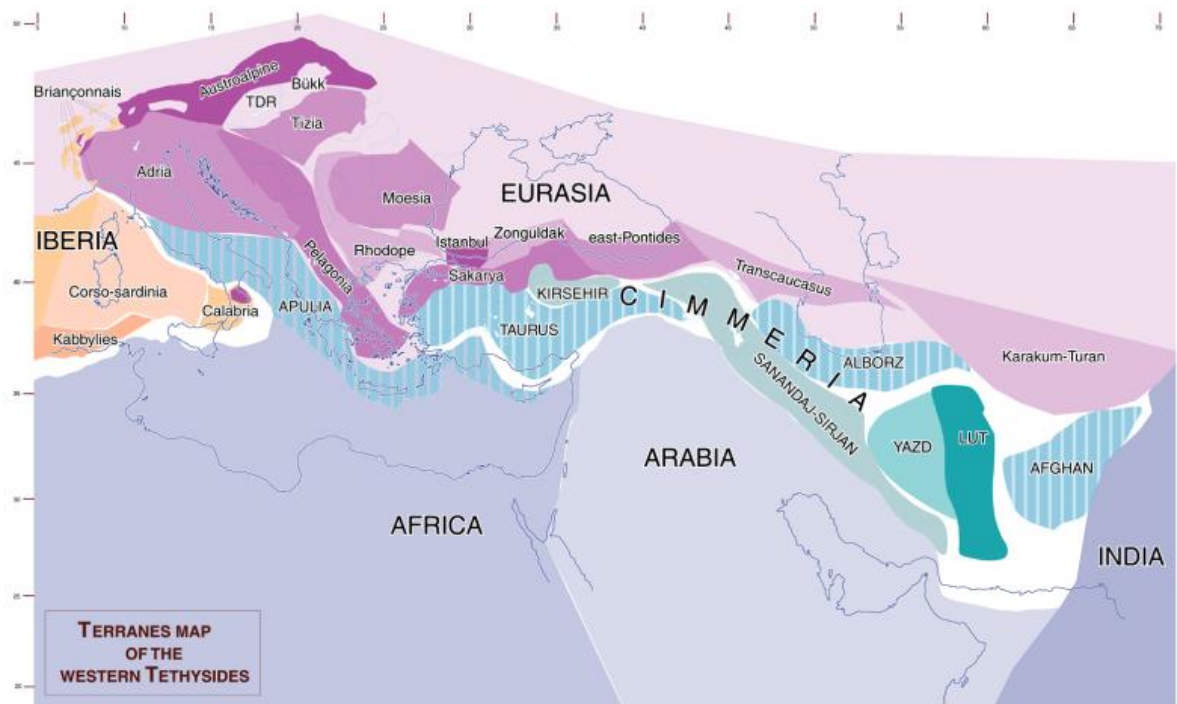
მდიდარია ისეთი იშვიათი ელემენტებით, როგორცაა Hg, Os და W. ითვლება, რომ, ქვედა, არადეპლექტირებული - გამდიდრებული მანტია ოკეანური კუნძულების ბაზალტების წყაროა.

როგორც აღვნიშნეთ, ვულკანური მოქმედებების დინამიკა და ვულკანიტების ქიმიური შედგენილობა კავშირშია ფილების ტექტონიკასთან. ცალკეული ვულკანი არ შეიცავს ინფორმაციას მხოლოდ მის ლოკალურ აგებულებაზე. ვულკანური მოქმედებები დაკავშირებულია დივერგენტულ და კონვერგენტულ საზღვრებთან, აგრეთვე შიდაფილურ (კონტინენტური და ოკეანური) არეებთან, რომლებიც ხასიათდებიან სპეციფიური გეოქიმიური და პეტროქიმიური მახასიათებლებით. აღნიშნული ინფორმაცია წამყვანია პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქციებისას. ასევე აღსანიშნავია ჰიბრიდული ვულკანები, რომლებიც კომპლექსური ტექტონიკური პოზიციით ხასიათდებიან, მაგ. ვულკანი ეტნა - ~0.5 მილიონი წლის წინ მის ფუძეში ამონთხეული ლავა მსგავსია შიდაფილური ვულკანიზმის, თუმცა ვულკან ეტნას უფრო გვიანდელი ვულკანური მოქმედების გეოქიმიური პარამეტრები ტიპურ სუპრა-სუბდუქციურ ნიშნებს ატარებენ, რაც აიხსნება გეოდინამიკური პოზიციის ცვალებადობით დროში.

3. საქართველოს გეოლოგია და მაგმატიზმი

3.1. საქართველოს ტექტონიკური პოზიცია

საქართველო, როგორც კავკასიის ნაწილი, მიეკუთვნება ალპურ-ჰიმალაურ ნაოჭა სარტყელს, რომელიც მოქცეულია ევრაზიის და აფრიკა-არაბეთის ლითოსფერული ფილების კონტინენტი-კონტინენტი კოლიზიის ვრცელ არეში. საქართველოს ლითოსფერო წარმოადგენს გონდვანური, ტეთისური და ევრაზიული ტერეინების კოლაჟს (სურ. 3.1) და შესაბამისად მის აგებულებაში მონაწილეობენ კოლიზიამდელი, სინ-კოლიზიური და კოლიზიისშემდგომი ერთეულები (Adamia & Lordkipanidze 1989b; Terrane map 1996).



სურათი 3.1. დასავლეთ ტეთისიდების ტერეინების რუკა. ევრაზიული (იასამნსიფერი) და გონდვანური (ცისფერი) ტერეინების თანამედროვე მდებარეობა (Stampfli et al. 2000).

არაბეთი-ევრაზიის ფილაქნების კოლიზიის დაწყების ასაკის შესახებ განსხვავებული მოსაზრებები არსებობს: გვიანი ცარცი (Stocklin 1974; Alavi 1994), ეოცენი (Hempton 1987; Jassim & Goff 2006; Allen & Armstrong 2008), ოლიგოცენი-ქვედა მიოცენი (Адамия и др. 2003, Adamia et al. 2010a, 2011; Yilmaz 1993; Vincent et al. 2007, 2011;

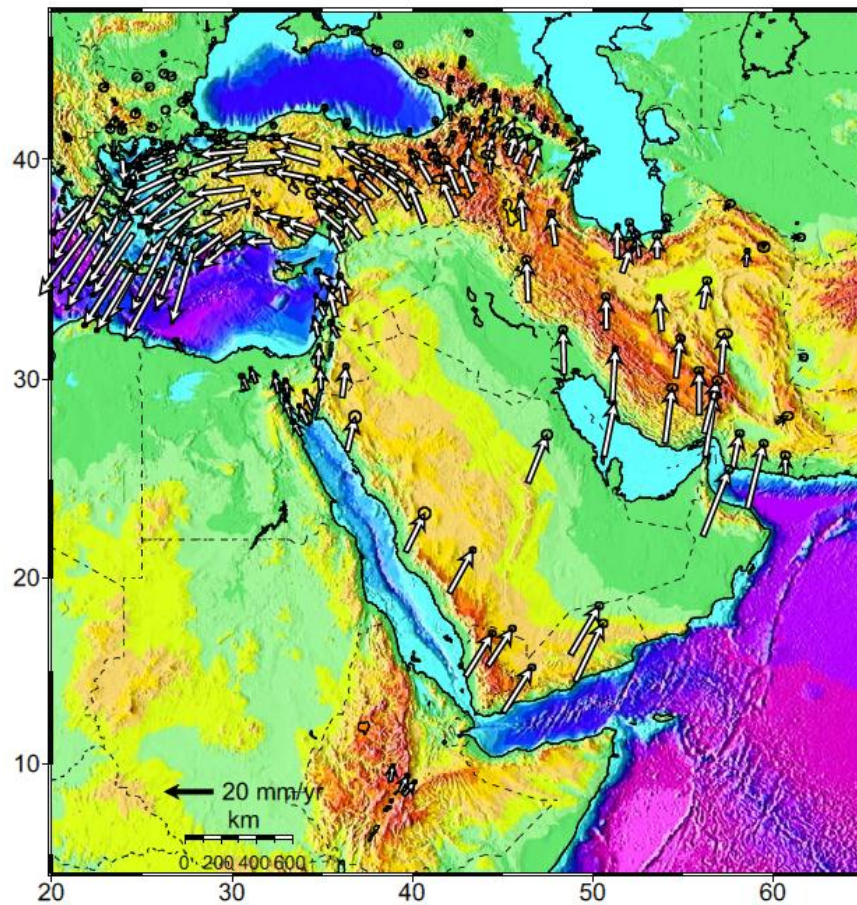
Robertson 2000), შუა მიოცენი (Dewey et al. 1986; McQuarrie et al. 2003) და გვიანი მიოცენი-ადრე პლიოცენი (Zonenshain & Le Pishon 1986; Philip et al. 1989; Khain 1975).

გეოლოგიურ წარსულში საქართველოს ლითოსფერო ხასიათდებოდა თანამედროვე წყნარი ოკეანის აზიური ტიპის სანაპიროს მსგავსი აგებულებით და წარმოადგენდა ოკეანე ტეთისი - ევრაზიის კონტინენტის გარდამავალ არეში არსებულ კუნძულთა რკალების, შიდა რკალური რიფტების და რკალსუკანა აუზების რთულ სისტემას (Dewey et al. 1973; Khain 1975; Adamia 1975; Adamia et al. 1977, 1981; Biju-Duval et al. 1977; Bocaletti 1979).

ოკეანის გახსნის, სუბდუქციის, ობდუქციის და ლითოსფერული ფილების კოლიზიის შედეგად მოხდა რელიეფის ინვერსია, ოკეანური პალეოგეოგრაფიული პირობებიდან შიდა კონტინენტურ სტრუქტურაში გადასვლა; ტეთისის ნორმული აუზი ჩანაცვლდა ექსინური ტიპის და მოგვიანებით კონტინენტური სედიმენტაციის აუზით; რკალსუკანა და ინტრა-რკალური აუზის ადგილას ჩამოყალიბდა კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ნაოჭა-რღვევითი სარტყლები (ტრანსკავკასიური მთათაშუა დეპრესიებით); სუბდუქციური წყალქვეშა ვულკანიზმი ჩანაცვლა კოლიზიის შემდგომმა კონტინენტურმა ვულკანიზმმა (Adamia et al. 1977, 1981, 1989a,b, 2011, Stampfli et al. 2000).

რიგი მკვლევარის აზრით რეგიონი თანამედროვე გეოლოგიურ სტრუქტურად ჩამოყალიბდა გვიანკაინოზოურ დროში (Милановский и Хаин 1963; Геология СССР 1964; Adamia & Lordkipanidze 1989a,b). უახლესი მონაცემებით, ნანოფოსილიების კვლევის საფუძველზე (თ.ღავთაძე) დაზუსტდა მთათაწარმოშობის ასაკი. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი სარტყლის აღმოსავლური დაბოლოების ფლიშური ნალექები დათარიღდა შუა ოლიგოცენურად (NP23) და ზედა ოლიგოცენის ქვედა (NP24) დონედ. როგორც სედიმენტოლოგიური (მუქი ფერის მერგელების არსებობა), ასევე ნანოფოსილიების კვლევის ანალიზის შედეგად (კომპლექსი მონოსპეციფიურია - გაბატონებულია 2-3 სახის დაკნინებული ფორმა), დადგინდა აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი ზონის ფარგლებში ოლიგოცენური დროის მოწამლული, მარჩხი ზღვის არსებობა. აღსანიშნავია ისიც, რომ იგივე ფორმაცია ფორამინიფერების კვლევის საფუძველზე თ.ღავთაძის მიერ განსაზღვრულია (გამოუქვეყნებელი მონაცემები) როგორც ოლიგოცენურ-ქვედა მიოცენური (ადამია 2004).

რეგიონი ამჟამადაც განიცდის სტრუქტურულ ევოლუციას, შეკუმშვასა და დეფორმაციას აფრიკისა და არაბეთის ფილების ჩრდილოეთისკენ მოძრაობის გამო (სურ. 3.2) წელიწადში 20-30 მმ სიჩქარით (Reilinger et al. 1997, 2006).



სურათი 3.2. აფრიკის, არაბეთის და ევრაზიის ფილების ურთიერთგადაადგილების სიჩქარეების ვექტორული სიდიდეები სტაციონარული GPS სადგურების მონაცემებით, 1988-2005 წლები (Reilinger et al. 2006).

საქართველოს ტერიტორია გამოირჩევა ძალზე რთული ტექტონიკური აგებულებით (იხილეთ დანართი 1). ქანების დეფორმაციის ხარისხის და შედგენილობის თავისებურებების საფუძველზე გამოიყოფა მთავარი ტექტონიკური ერთეულები: ორი ლაბილური - კავკასიონის (მთიანი ყირიმის ტერეინის ნაწილი) და აჭარა-თრიალთის ნაოჭა-რღვევითი მთიანი სარტყელი (ტრანსკავკასიური კომპოზიტური ტერეინის ერთეული) და ორი სტაბილური - საქართველოს ბელტი (ჩრდილო ტრანსკავკასიური ტერეინის ერთეული) და ართვინ-ბოლნისის ბელტი (სამხრეთ ტრანსკავკასიური ტერეინის ერთეული). ტექტონოსტრატეგრაფიულ ერთეულებში გამოყოფილი კოლიზიისწინა და სინ-კოლიზიური - კოლიზიისშემდგომი წარმონაქმნები დანაწილებულია შემდეგ სტრუქტურულ სართულებად: 1.

პალეოზოური ფუნდამენტი; 2. კოლიზიურისწინა: პალეოზოური, მეზოზოური-ადრე კაინოზოური ტექტონოსტრატოგრაფიული ერთეულები. 3. სინ- პოსტკოლიზიური ტექტონოსტრატოგრაფიული ერთეულები: ოლიგოცენურ-მეოთხეული მოლასა და ნეოგენური - ჰოლოცენური ვულკანური წარმონაქმნები (Terrane map 1996; ადამია 2004, Adamia et. al. 2011; Zakariadze et al. 2012).

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ საკვალიფიკაციო თემის რეგიონი მოიცავს სამხრეთ საქართველოს ვულკანური ზეგნების და ჩამქრალი ვულკანების პოსტკოლიზიური ტექტონოსტრატოგრაფიული ერთეულის ნეოგენ-მეოთხეული პერიოდის კონტინენტურ ვულკანურ წარმონაქმნებს (ადამია 2004), რომლებიც ანატოლიის, სომხეთის და ირანის ვრცელი ვულკანური ზეგნების ნაწილს.

3.2. საქართველოს მაგმური ფორმაციები

ვულკანიზმის ხასიათი იძლევა უმნიშვნელოვანეს ინფორმაციას სიღრმული გეოლოგიური სტრუქტურების შესახებ. საქართველოს გეოლოგიურ აგებულებასა და განვითარებაში ვულკანიზმი მნიშვნელოვან ფაქტორს წარმოადგენს. საქართველოს ფარგლებში ცნობილია კარგად დათარიღებული ვულკანოგენური და ვულკანოგენ-დანალექი კოლიზიამდელი - დეკონური, კარბონული, გვიანტრიასული, იურული, ცარცული, პალეოცენური, შუა- და გვიან ეოცენური, აგრეთვე სინ-კოლიზიური (ოლიგოცენური?) და კოლიზიისშემდგომი - გვიან მიოცენურ-ადრეპლიოცენური, გვიან პლიოცენურ-პლეისტოცენური წარმონაქმნები (იხილეთ დანართი 2).

რეგიონის კოლიზიამდელი გეოდინამიკური რეჟიმი განიხილება როგორც ევრაზიის აქტიური პალეოკიდე, წარმოდგენილი კუნძულთა რკალებით, ინტრა-რკალური რიფტებით და რკალსუკანა აუზებით, ხოლო სინ-კოლიზიური და პოსტკოლიზიური გეოდინამიკური რეჟიმი პასუხობს შიდაკონტინენტურ პირობებს (Khain 1975; Dercourt et al. 1986; Robertson et al. 1996; Adamia et al. 1977, 1981, 2011; Zakariadze et al. 2012).

3.3. საქართველოს კოლიზიამდელი ვულკანიზმი

კოლიზიამდელი ვულკანიზმი საქართველოში არაერთგზის გამოვლინდა, კერძოდ პალეოზოოურში, ტრიასულში, იურულში, ცარცულსა და პალეოგენური პერიოდის განმავლობაში. წარმოდგენილია კუნძულთარკალური, ინტრა-რკალური და რკალსუკანა აუზების ტიპის ვულკანური ფორმაციები.

3.4. კუნძულთარკალური (სუპრა-სუბდუქციური) ვულკანიზმი

გვიანი პალეოზოური. გვიანპალეოზოური ვულკანოგენ-დანალექი წარმონაქმნების გამოსავლები საქართველოს ტერიტორიაზე ცნობილია ორ რაიონში: 1. მდ.ხრამის აუზში, წარმოდგენილი კონტინენტური და მარჩხი ზღვის კირ-ტუტე დაციტ-რიოლითური ვულკანიტებით - ხრამის წყება (გვიან ვიზე-ნამიურული - ბაშკირული საუკუნე), დათარიღებული ფლორით (Схиртладзе 1960; Сванидзе 1984) და ფაუნით - მარჯნებით, ბრაქიოპოდებით, ფორამინიფერებით და კონოდონტებით (Белов и Рейтлингер 1966; Сванидзе 1984; Адамия 1968, 1984; სურ. 3.5ა); 2. მდ. ყვირილას ხეობაში (ძირულას მასივი) შუა კარბონული კირ-ტუტე დაციტ-რიოლითური კონტინენტური ლავებით აგებული ჭიათურის წყება (სურ.3.5ბ) დათარიღებული ხრამის წყების ვულკანიტებთან ანალოგიის და სტრატეგრაფიული პოზიციის საფუძველზე (Adamia, 1968). აღნიშნული წყებები სივრცობრივ კავშირშია ამიერკავკასიის კრისტალური ფუნდამენტის ჰერცინულ გრანიტებთან და გრანიტპორფირებთან და მათთან ერთად ქმნიან მოწიფული კუნძულთა რკალის ტიპის ვულკანურ-პლუტონურ ფორმაციას (Адамия и др. 2003).



სურათი 3.5ა,ბ. პალეოზოური ვულკანიტები. ხრამის წყება (ა), ჭიათურის წყება (ბ).

გვიანი ტრიასი და ადრე იურა. გვიანტრიასული კონტინენტური ვულკანოკლასტიტების გამოსავლები დაფიქსირებულია ძირულის მასივის სამხრეთ კიდეზე და წარმოდგენილია, ძირითადად, ნორიულ-რეტული კირ-ტუტე დაციტ-რიოლითური შედგენილობის ვულკანოკლასტური ქანებით (ნარულას წყება). ისინი ქიმიური და მინერალოგიური შედგენილობით ხრამის და ძირულას მასივების გვიანპალეოზოური ვულკანიტების იდენტურია. ნორიული და რეტული ფლორით (Svanidze et al. 2000; ადამია და სხვ. 2003; Лебанидзе 2003) დათარიღებული ნარულას წყების ფუმის ფორმაცია გადაფარულია სინემურული მარჩხი ზღვის ნალექებით.

შუა- და გვიანი იურა. საქართველოს ტერიტორიაზე კუნძულთარკალური ტიპის ვულკანური ფორმაცია, დათარიღებული ამონიტებით და ორსადგულიანი მოლუსკებით (Геология СССР 1964) გავრცელებულია კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე (ღრმა ზღვის აუზი), ამიერკავკასიის მთათაშუა დაბლობზე და მცირე კავკასიონზე-ლოქის მასივის სამხრეთ კიდეზე (მარჩხი და არაღრმა ზღვის აუზები). ზედაიურული ვულკანიტები ცნობილია მხოლოდ ლოქის მასივის აღმოსავლეთით. საგულისხმოა ჭრილი სოფ. წოფის მიდამოებში (სურ. 3.6ა,ბ), სადაც სერპენტინიტული მელანჟი ტრანსგრესიულად გადაფარულია ოქსფორდულ-ქვედა კიმერიჯული ტურბიდიტ-ოლისტოსტრომული დასტით (Гамбашидзе и др. 1988; Адамия и др. 1989), რომელშიც მორიგეობს მარჩხი ზღვის ანდეზიტდაციტური შედგენილობის ვულკანოკლასტოლითები და ტუფები (Купарадзе 1987).



სურათი 3.6ა. სოფ. წოფი, სერპენტინიტების კარიერი.



სურათი 3.6ბ. სოფ. წოფი. სერპენტინიტების კარიერი, სერპენტინიტებზე განლაგებული ზედაიურული კირქვები, ტურბიდიტები და ოლისტოსტრომები.

შუა- და გვიან იურული ვულკანური აქტივობა მოიცავს ბაიოსი - გვიანი იურული დროის ინტერვალს. განსაკუთრებით ინტენსიურ ვულკანურ მოქმედებებს ადგილი ქონდა ბაიოსში, შემდგომში აქტივობა თანდათან შესუსტდა და გვიანიურულში მხოლოდ ამიერკავკასიის სამხრეთ ნაწილში გამოვლინდა. ვულკანიტები წარმოდგენილია ტოლეიტური და კირ-ტუტე დიფერენცირებული რიგის ბაზალტ-ანდეზიტ-რიოლითური ქანებით. ქანები პეტროქიმიური და გეოქიმიური მახასიათებლებით სუპრა-სუბდუქციურია (Lordkipanidze et al. 1989).

ადრეული ცარცი. ადრეცარციული ვულკანური წარმონაქმნები გაშიშვლებულია საქართველოს სამხრეთ ნაწილში (თრიალეთის ქედი, აჭარა-თრიალეთის ზონა) და ქართლის დაბლობის ჩრდილო კიდედან (მდ. ქსნის ხეობა). ქანების აპტურ-ალბური ასაკი განსაზღვრულია ზღვიური მოლუსკებით. აჭარა-თრიალეთის ფარგლებში ვულკანიტები წარმოდგენილია დიფერენცირებული ნორმულკალიუმის ტოლეიტური და მაღალკალიუმის კირ-ტუტე სერიებით და შოშონიტებით (Lordkipanidze 1980; Lordkipanidze et al. 1989; Надарейшвили 1999).

ადრეული-გვიანი ცარცი. აპტურ-ტურონული კირ-ტუტე ბაზალტური, ანდეზიტური და დაციტური გამლილი ზღვის ვულკანური ქანები გაშიშვლებულია აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი სისტემის აღმოსავლურ ნაწილში (მდ. თეძამის და ძამას ხეობებში; სურ.3.7 ა,ბ).



სურათი 3.7ა,ბ. მდ. თეძამის ხეობა, ალბური ვულკანიტები.

კუნძულთარკალური, გვიანცარცული ვულკანიტების გამოსავლები ფართოდ არის გავრცელებული სამხრეთ საქართველოში (ბოლნისის ზონა). ბოლნისის ზონაში ვულკანიტები მონაწილეობენ ვულკანური კუნძულების აგებულებაში და ასევე ქმნიან მარჩხი ზღვის აუზის ნალექებს. ვულკანიტების შედგენილობაში ჭარბობს ნორმულკალიუმიანი კირ-ტუტე სერიები, შედარებით მცირეა დაბალკალიუმიანი და მაღალკალიუმიანი სახესხვაობები (Lordkipanidze 1985, 1986; Lordkipanidze et al. 1989; Надарейшვილი 1999).

ბოლნისის რაიონში ძირითადად გავრცელებულია დაციტები და რიოლიტები (სურ.3.8ა), გვხვდება ანდეზიტები, ანდეზიტ-ბაზალტები და ბაზალტები (სურ. 3.8ბ).



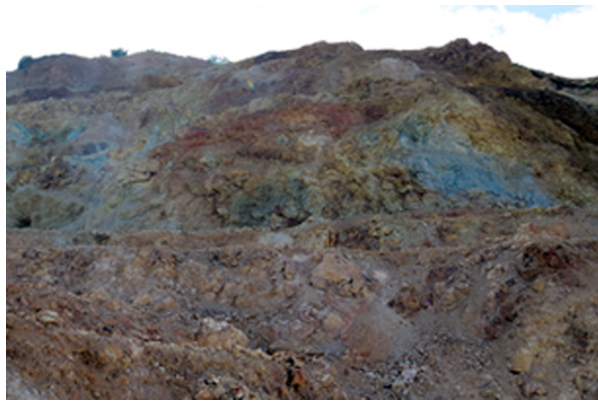
სურათი 3.8ა. დაციტ-რიოლიტური შედგენილობის სუბვულკანური სხეული, სოფ. რაჭისუბანი.



სურათი 3.8ბ. ანდეზიტ-ბაზალტური შედგენილობის ვულკანოკლასტოლიტები, სოფ. ქვემო გულავერი.

მთლიანობაში ბოლნისის რაიონის ზედაცარცული ვულკანიტები ინტესიურად არის ჰიდროთერმალურად შეცვლილი (სურ.3.9ა,ბ), რაც აძნელებს მათი პირველადი

პეტროქიმიური თავისებურებების დადგენას, თუმცა აღნიშნული ქანების სინქრონული ვულკანური წარმონაქმნების ფართოდ გავრცელებამ აზერბაიჯანის სამხრეთით, სომხეთის ჩრდილოეთით და პონტიდებში, მკვლევარებს საშუალება მისცა კარგად შეესწავლათ აღნიშნული კომპლექსი. დადგინდა, რომ გვიანდარცულ დროში ამიერკავკასიის სამხრეთ-დასავლეთით ჩამოყალიბდა სუბდუქციის ზონასთან დაკავშირებული სუბგანედური „ანდეზიტური სარტყელი“, რომელიც ფუნქციონირებდა მეზოზოური ტეთისის და ამიერკავკასიის კუნძულთა რკალის საზღვარზე (Лордкипанидзе 1980, 1986; Lordkipanidze et al. 1989).



სურათი 3.9ა,ბ. ბოლნისის რაიონის ზედადარცული ჰიდროთერმალურად შეცვლილი ვულკანიტები.

პალეოცენი და ეოცენი. საქართველოში პალეოცენური კუნძულთარკალური ვულკანური აქტივობა იწყება პალეოცენ-ადრე ეოცენში და წარმოდგენილია მარჩხი ზღვის აუზის და კონტინენტური დაციტ-რიოლითური კირ-ტუტე სერიის ლავებით და პიროკლასტოლითებით (Адамия и Дудаури, 1960). ვულკანიტები გავრცელებულია მდ. ალგეთის ხეობაში (სურ.10ა,ბ) აჭარა-თრიალეთის და ბოლნისის ტექტონიკური ერთეულების შეხების საზღვარზე და ლოქის მასივის სამხრეთ-დასავლეთ პერიფერიაზე. ბოლნისის ზონის პალეოცენური ვულკანიტების შემცველი ნალექები დათარიღებულია ფორამინიფერებით (Геология СССР 1964; Качарава и др. 1965). ვულკანიზმი გაძლიერდა შუა ეოცენურ დროში. ვულკანოგენ-დანალექი ფორმაცია წარმოდგენილია არაღრმა ზღვის აუზის საშუალოკალიუმის ბაზალტებით, ანდეზიტებით, დაციტებით და რიოლითებით, ასევე მაღალკალიუმის ტრაქიტებით და ტრაქიანდეზიტებით, თუმცა ყველაზე მეტად გავრცელებულია დიფერენცირებული

ბაზალტ-ანდეზიტ-დაციტ-რიოლითური კირ-ტუტე სერიის ვულკანიტები. ტუტიანობის მომატება შესამჩნევია აღმავალ ჭრილში (გურია).



სურათი 3.10ა,ბ. მდ.ალგეთის ხეობა, პალეოცენური პიროკლასტოლითები (ა) და ლავები (ბ).

კუნძულთარკალური შუაეოცენური ვულკანოგენ-დანალექი ფორმაცია ასევე გავრცელებულია ლოქის მასივის ჩრდილო-დასავლეთ პერიფერიაზე - ართვინ-ბოლნისის ბელტის სამხრეთ კიდეზე. წარმოდგენილია ანდეზიტ-ბაზალტ-დაციტ-რიოლითური კირ-ტუტე სერიის ლავებითა და ვულკანოკლასტოლიტებით. იგი ტრანსგრესიულად, ფუძის ფორმაციით, უთანხმოდ ფარავს ლოქის მასივის ფუნდამენტის ქანებს, ქვედა და შუაიურულ, აგრეთვე ზედაცარცულ ნალექებს. წყება დათარიღებულია ნუმულიტებით და ორსაგდულიანებით (Геология СССР 1964; Геологическое строение 1965).

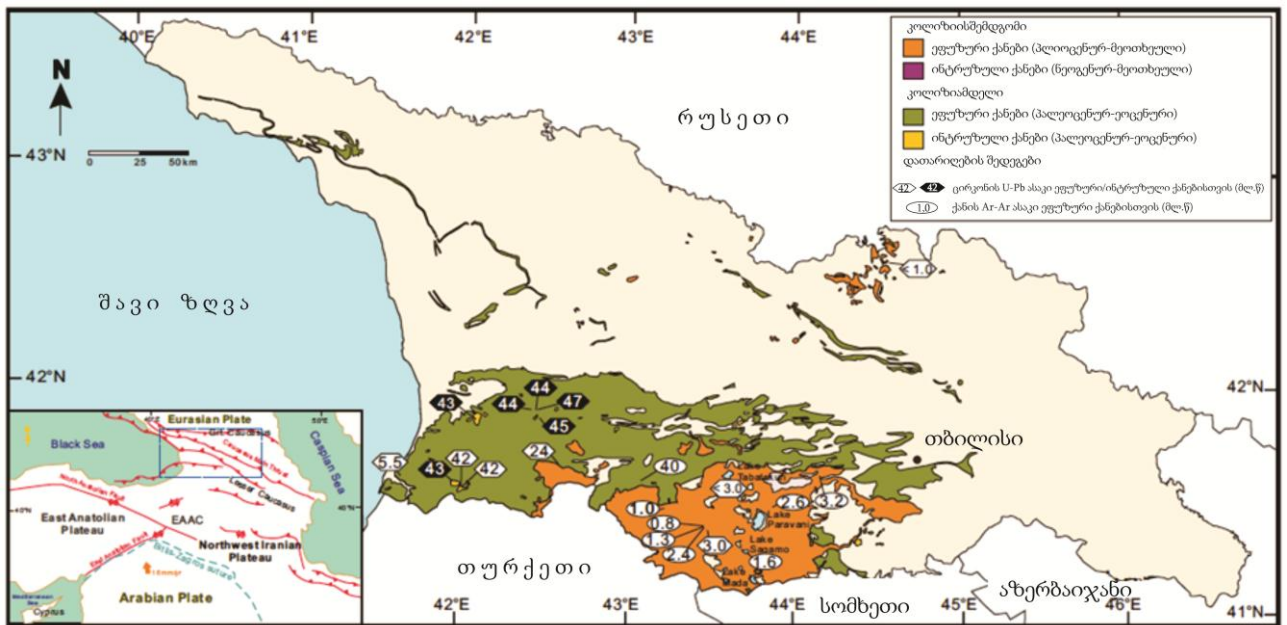
მთლიანობაში სამხრეთ საქართველოს კუნძულთარკალური პალეოცენური და ეოცენური ვულკანიზმი დიფერენცირებულ ანდეზიტურ სერიას მიეკუთვნება (Лордкиपанидзе и Закариадзе, 1974; Лордкипанидзе 1980, 1986; Lordkipanidze et al. 1989).

ზედა ეოცენი - ოლიგოცენი(?). აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი ზონის დასავლური და ცენტრალური ნაწილი წარმოდგენილია ზედაეოცენური კუნძულთარკალური შოშონიტური და კირ-ტუტე სერიის ვულკანიტებით და ვულკანოგენ-დანალექი ფორმაციით, რომელიც აღმოსავლეთისკენ ნაცვლდება ტერიგენული ტურბიდიტებით (Lordkipanidze et al. 1989).

აჭარაში შ. ადამია და სხვა ავტორების მიერ გამოყოფილია მძლავრი სუბ-ტუტე ბაზალტების, ტრაქიბაზალტების, ტრაქიანდეზიტების, დელენიტების და კირ-ტუტე რქატყუარიანი ანდეზიტების ვულკანოგენური, ზედაეოცენური - ადიგენის (II.

Гамкრელიძე, 1949) და ზედაეოცენურ-ოლიგოცენური(?) - ადიგენის ზედა წყება (Адамия и др., 19746).

ადიგენის წყება დათარიღებულია ნუმულიტებით (Салуквадзе 1998; 2000), ხოლო ადიგენის ზედა წყების ზედაეოცენურ-ოლიგოცენური ასაკის შესახებ მხოლოდ გეოლოგიური დაკვირვებების საფუძველზეა გამოთქმული მოსაზრება (Адамия и др., 19746). ტაივანელი მკვლევარების მიერ ცირკონის კრისტალებით U-Pb მეთოდით გაზომილია ადიგენის ზედა წყებაზე განლაგებული ტუფის ასაკი გოდერძის ფორმაციის ფუბიდან (Yu-Han Chang 2013) და მიღებულია 24 მლ. წ. (სურ.3.11), რომელიც, ჩვენი აზრით, ადიგენის ზედა წყებას უნდა ათარიღებდეს და გოდერძის წყების ვულკანურ ტუფებში მეორად განლაგებაში მყოფი ცირკონიდან უნდა იყოს გაზომილი.



სურათი 3.11. სამხრეთ საქართველოს ვულკანიტებიდან ცირკონის კრისტალებით U-Pb მეთოდით გაზომილი ასაკები (Yu-Han Chang 2013).

3.5. შიდაფილური ვულკანიზმი

შიდაფილური ვულკანური სერიები საქართველოს ტერიტორიაზე გავრცელებულია კოლხეთის დაბლობზე (ზედა იურა), იმერეთსა (ზედა იურა და ზედა ცარცი) და ჩრდილო აჭარაში (შუა ეოცენი).

გვიანი იურა. ზედაიურული შიდაფილური, მაღალტიტანიანი, ტუტე ბაზალტ-ტრახიტული ლავები და ვულკანოკლასტოლითები მონაწილეობენ ე.წ. „ფერადი“ წყების

აგებულებაში, აღწერილია ჭაბურღილებში (იმერეთი; Геология СССР 1964), ხოლო კოლხეთის დაბლობის სამხრეთ-დასავლეთით ასოცირდებიან ტოლეიტებთან. აღნიშნული ვულკანიტები გეოლოგიური და პეტროქიმიური ნიშნებით ინტრა-რკალური რიფტების პროდუქტებად მიიჩნევა (Лордкиपანიძე и др, 1985, 1986). აღნიშნული ქანები TiO_2/P_2O_5 შეფარდების მაჩვენებელით კუნძულთარკალური ვულკანიტების შოშონიტური სერიის ველებშია განლაგებული, ამასთანავე მათი მნიშვნელოვანი ნაწილი ხვდება კონტინენტური რიფტის ველებში (Надарейшвили, 2002).

გვიანი ცარცი. გვიანცარცული შიდაფილური ვულკანოგენ-დანალექი ფორმაცია დასავლეთ საქართველოში (იმერეთი, რაჭა) წარმოდგენილია ტურონულ-კამპანური მაღალტიტანიანი სუბტუტე და ტუტე სერიის ბაზალტური და ანდეზიტური ლავებისა და ვულკანოკლასტოლითების მარჩხი ზღვის კირქვებთან მორიგეობით - მთავრის წყება (Геология СССР 1964). მათში ასევე გვხვდება ტუტე სერიის პიკრიტ-ბაზალტები და ფონოლითები (გუგუშვილი 1968; Надарейшвили 1999).

შუა ეოცენი. შუაეოცენურ დროში მცირე კავკასიონის პალეოგენური კუნძულთარკალური ანდეზიტური სარტყლის ზურგში განლაგებული იყო შავი ზღვა - აჭარა-თრიალეთის ინტრა-რკალური პალეორიფტი (Адамия и др. 1974a,б). გაირჩევა ორი ტუტე - სუბ-ტუტე ბაზალტური (სურ. 3.12ა) დონე: ქვედა და ზედა, გაყოფილი დიფერენცირებული ტრაქიანდეზიტ-დელენიტური (სურ. 3.12ბ) წყებით. ეოცენური ნალექების ასაკი დადგენილია ფორამინიფერების და მიკროფორამინიფერების მონაცემები საფუძველზე (Геология СССР 1964; Качарава и др. 1965; Адамия и др. 1974a,б; Салуквадзе 1998, 2000). ლავური განფენების და დაიკების ფართო გავრცელება მიუთითებს პალეორიფტის ღერძული ზონის გასწვრივ ფუნდამენტის დესტრუქციაზე, ინტენსიურ გაჭიმვაზე და ნაპრალურ ვულკანიზმზე, რის შედეგადაც ჩამოყალიბდა დასავლეთ აჭარის რიფტის მასიური სუბვულკანური ტოლეიტური კომპლექსი (შეიცავენ ცარცული კირქვის და მჟავე ვულკანიტების ბლოკებს). ტუტე ანკარამიტების და ლიმბურგიტების ლავების და დაიკური მმლავრი კომპლექსის მრავალ კოლომეტრზე ხაზობრივი გავრცელება გურიის რეგიონში, ასევე მეტყველებს ამოფრქვევის ნაპრალურ ტიპზე. აჭარა-თრიალეთის შუაეოცენური ბაზალტები ხასიათდებიან H_2O მაღალი და ტიტანის დაბალი შემცველობით, რაც მას განასხვავებს

შიდაკონტინენტური და შუაოკეანური რიფტების ბაზალტური სერიებისგან (Лордкиპანიძე и Закариадзе, 1974; Лордкиპანიძე 1985; 1986; Lordkipanidze et al. 1989).



სურათი 3.12ა. შუაოკეანური ბალიშა ლავები, მდ. ურაველის ხეობა.



სურათი 3.12ბ. შუაოკეანური დელენიტები, მდ. მტკვრის ხეობა.

3.6. რკალსუკანა აუზის ვულკანიზმი

ადრე- და შუა იურა. კავკასიონის რკალსუკანა აუზში ვულკანური ფორმაციები ადრე- და შუაიურულ დროში ჩამოყალიბდა. აქ ვულკანოგენ-დანალექი კომპლექსები ასოციაციშია შავი ფიქლების სერიასთან (პლინსბახური, ტოარსული და აალენური), ან მის ბაზალურ ფორმაციასთან (სინემურული). ვულკანიტები რიოლითური და ბაზალტური შედგენილობისაა და ქმნიან დაბალტიტანიან, დაბალ და ნორმულკალიუმთან კირ-ტუტე სერიებს. (Lomize 1969; Борсук 1979; Беридзе 1983).

ტოარს-აალენურში ვულკანური აქტივობა რკალსუკანა აუზის ღერძულ ნაწილში ვლინდება, აქვს ნაპრაღური ხასიათი და გავრცელებულია აფხაზეთიდან მთიან კახეთამდე. ვულკანიტები წარმოდგენილია ტოლეიტ-ბაზალტებით (წიკლაურის და აცგარის წყებები; სურ. 3.13ა და 3.13ბ) და პეტროქიმიური და გეოქიმიური პარამეტრებით შუაოკეანურ ტოლეიტ-ბაზალტებს მიეკუთვნება (Беридзе, 1983; Лордкиპანიძე, 1986).



სურათი 3.13ა. ბალიშა ლავები, წიკლაურის წყება, თერგის ხეობა.



სურათი 3.13ბ. ბაზალტური ვულკანოვლას-ტოლითები, სტორის ხეობა.

3.7. კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი

რეგიონის განვითარების სინ-კოლიზიურ სტადიას (ოლიგოცენი - შუა მიოცენი) თან ახლავს ვულკანური აქტივობის შეწყვეტა ან შესუსტება ოლიგოცენურ-შუამიოცენურ დროში. მისი განახლება ხდება გვიან მიოცენში (გვიანი სარმატი) და გრძელდება (შუა პლიოცენში შეწყვეტით) ზედა პლეისტოცენამდე, თუმცა არსებობს მოსაზრება, რომ ვულკან მყინვარწვერის პარაზიტული ვულკანის (გორიჯვარი) მოქმედება ჰოლოცენშიც გამოვლინდა, ამ დროს ამონთხეულმა ლავამ გადაკეტა მდ.თერგი და მდინარის აღმა შექმნა ტბიური ნალექები (სურ. 3.14ა). ტბიურ-ალუვიური ნალექიდან განამარხებული ნახშირი დათარიღდა რადიოკარბონული მეთოდით (5950 ± 90 , 6290 ± 90), რომელმაც მკვლევარებს (ჯანელიძე, 2008) საშუალება მისცა გორიჯვარის ლავური ნაკადი დაეთარილებინათ ~ 6000 წლით. აღნიშნულ მოვლენას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება რეგიონში ვულკანური მოქმედებების განახლების შესაძლებლობის შეფასებასთან დაკავშირებით, ამიტომ საკვალიფიკაციო კვლევის ფარგლებში ჩატარდა საველე სამუშაო გორიჯვარის ლავური ნაკადის ორივე მხარეს ტბიური ნალექების შესასწავლად. საველე დაკვირვებებმა აჩვენეს, რომ ლავური ნაკადის ორივე მხარეს ტბიურ-ალუვიური-დელუვიური ნალექები ერთნაირია (სურ. 3.14ბ,გ), არ ჩანს ერთგვაროვანი მძლავრი ტბიური ნალექები და არ შეიძლება აღნიშნული ნალექებიდან განახშირებული ფლორის ასაკით დათარიღდეს გორიჯვარის ლავის ასაკი.



სურათი 3.14ა,ბ,გ. გორიჯვარის ლავური ნაკადი (ა), ტბიურ-ალუვიურ-დელუვიური ნალექები ლავური ნაკადის ორივე მხარეს (ბ,გ).

კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი კონტინენტურია და მოიცავს დიდ ფართობებს სამხრეთ საქართველოში (ჯავახეთის მთიანეთი); ლოკალური გამოსავლები დაფიქსირებულია მესხეთში (ბორჯომი-ბაკურიანის ნაკადი), რაჭაში და ქართლში (მდ. რიონის და ლიახვის აუზები) და კავკასიონის წყალგამყოფზე (ყაზბეგი, ყელი, რაჭა).

გამოიყოფა კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის ორი ძირითადი ფაზა: 1. გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური (გოდერძის ფორმაცია); 2. გვიანპლიოცენურ-მეოტხეული (წალკის და ახალქალაქის ფორმაციები, ჯავახეთის, ბაკურიანის, ყელის და ყაზბეგის ჩამქრალი ვულკანები). მჟავიანობის მიხედვით წარმოდგენილია ყველა ჯგუფის ქანი: ბაზალტი, ანდეზიტი, დაციტი, რიოლითი. პეტროქიმიური და გეოქიმიური თავისებურებებით საქართველოს ფარგლებში გავრცელებული პოსტკოლიზიური კონტინენტური ვულკანიტები კირ-ტუტე შედგენილობის ანუ სუპრა-სუბდუქციური ტიპისაა (Геология СССР 1964; Guidebook 1982; 1984; Lordkipanidze

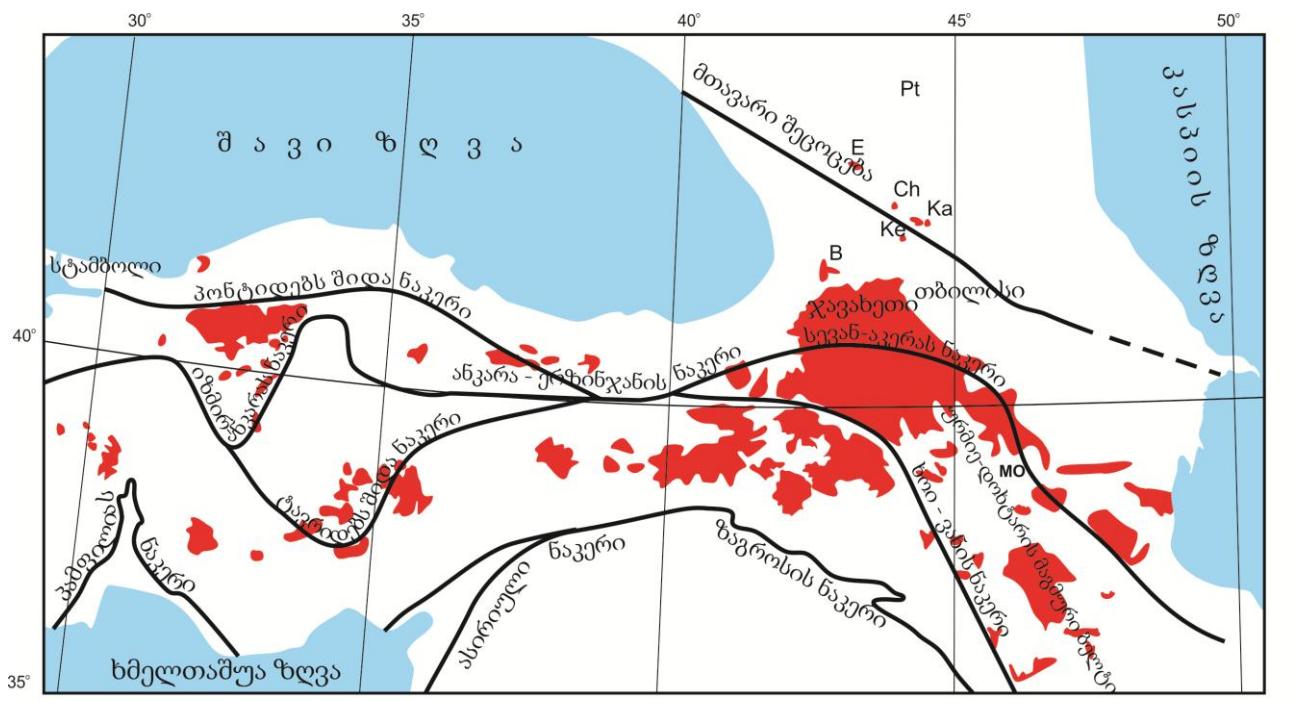
et al. 1989; Чернышев и др. 1999; Короновский и Демина 2000; Тутберидзе 2004; Майсурадзе 2004; Лебедев и др. 2008a,б; Адамия и др. 2003; Adamia et al. 2008, 2010a, 2011).

ზემოთაღნიშნული ადასტურებს მოსაზრებას, რომ გვიანპალეოზოურ, მთელ მეზოზოურ და ადრეკაინოზოურ დროში (მთელი პალეოცენური დროის განმავლობაში) საქართველოს ლითოსფერო წარმოადგენდა ოკეანე ტეთისის განვითარების წყნარი ოკეანის დასავლური კიდის ტიპის აუზს და შედგებოდა რკალსუკანა აუზების და კუნძულთა რკალების სისტემისაგან. კუნძულთა რკალებში სხვადასხვა დროს ჩამოყალიბდნენ შიდარკალური რიფტები. რეგიონი შიდაკონტინენტურ აუზად გადაიქცა ოლიგოცენური დროის შემდეგ (Адамия и др. 2003). ამასვე ადასტურებს ბითლის-ზაგროსის და დასავლეთ აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევით ზონაში კოლიზიისშემდგომ ინტრუზულ ქანებში აპატიტებზე ტრეკული ანალიზის შედეგები (24 მლ.წელი ინვერსიის დრო; Okay et al. 2010, Albino et al. 2014), რაც ადასტურებს მოსაზრებას, რომ არაბეთი-ევრაზიის ფილაქნების კოლიზიის ასაკი ოლიგოცენური - ადრე მიოცენურია.

4. შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონის სინ- პოსტკოლიზიური მაგმური ფორმაციები

სამხრეთ საქართველოს ნეოგენ-მეოტხეული კონტინენტური ვულკანური ფორმაციები შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონში ფართოდ გავრცელებული პოსტკოლიზიური მაგმური ფორმაციების ნაწილია. რეგიონის პოსტკოლიზიური მაგმური ფორმაციების სივრცობრივი კავშირი მსხვილი ტექტონიკური ერთეულების (ტერეინების) საზღვრებთან მნიშვნელოვანია კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის გეოდინამიკური რეკონსტრუქციისთვის.

პოსტკოლიზიური ვულკანური ფორმაციები ფართოდ არის გავრცელებული შავი-ზღვა - კასპიის ზღვის კონტინენტი-კონტინენტის კოლიზიის ზონაში და სივრცობრივ კავშირშია რეგიონის მეზოზოურ-ადრეკაინოზოური სუბდუქციური ზონის ნაკერებთან (სურ. 4.1), რომლებიც ტერეინების საზღვრებს წარმოადგენენ და ხასიათდებიან მაქსიმალური გეოდინამიკური აქტიურობით: ტექტონიკა, ვულკანიზმი და სეისმურობა.



■ ნეოგენ - მეოტხეული ფორმაციები — მსხვილი ტექტონიკური ერთეულების (ტერეინების) საზღვრები

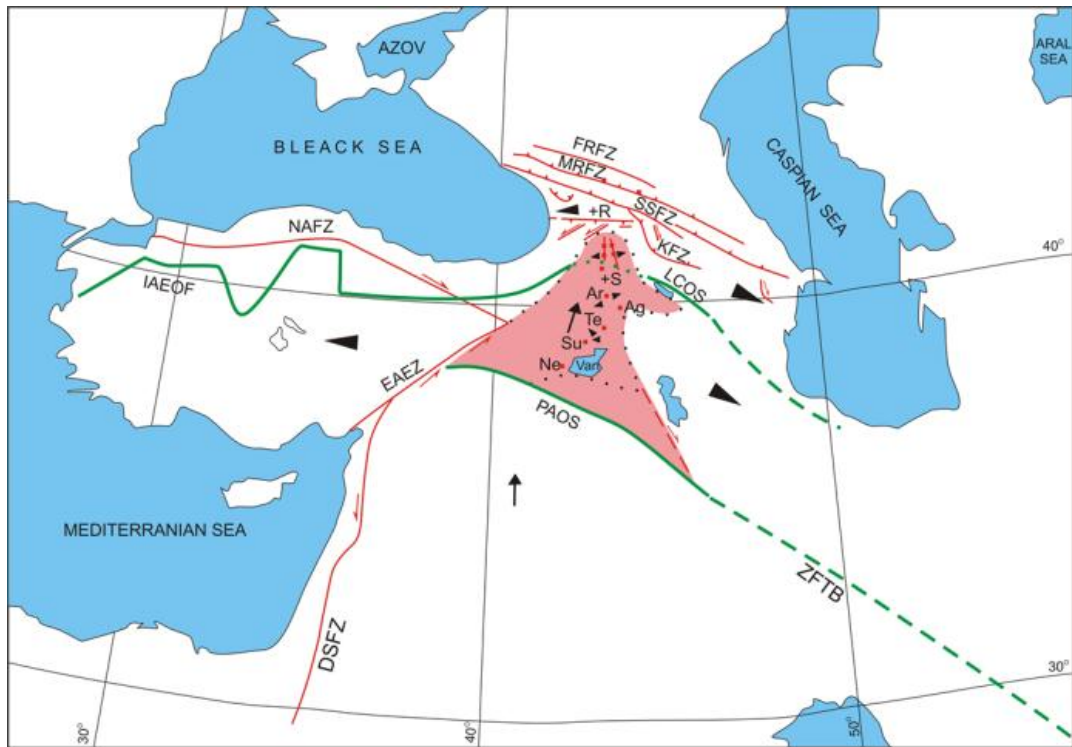
Pt – პიატიგორსკი; E – იალბუზი; Ch – ჩეგემი; Ka – ყაზბეგი; Ke – ყელი; B – ბორჯომი ; MO – მეგრი-ორდუბადი

სურათი 4.1. რეგიონის კოლიზიისშემდგომი ვულკანიტების კავშირი მსხვილი ტექტონიკური ერთეულების საზღვრებთან (Adamia et al. 2010b).

თურქეთში ვულკანიტები ქმნიან ორ განედურ შტოს: ჩრდილოურს - იზმირ-ანკარა-ერზინჯანის და სამხრეთულს - ანტალია-ბითლისის ოფიოლიტურ ნაკერებთან თანხვედრილს (Adamia et al. 2010b, 2011).

სამხრეთ კავკასიაში ვულკანური არეები სევან-აკერის ოფიოლიტური ნაკერის თანხვედრილია, ხოლო ჩრდილო ირანში გარადაგი-რამტ-მამჰადის ნაკერის გასწვრივ გრძელდება, ქმნის რა ირანის გარადაგის და ალბორსის მაგმურ ბელტს. თურქეთის სამხრეთულ შტოსთან დაკავშირებული ვულკანიტები ირანში ასირია-ზაგროსის (პერიარაბული) ნაკერს მიუყვება და ქმნის სანანდაჯ-სირჯანის ზონის ურმია-დოხტარის მაგმურ სარტყელს (Moritz et al. 2006; Dilek et al. 2009; Adamia et al. 2011).

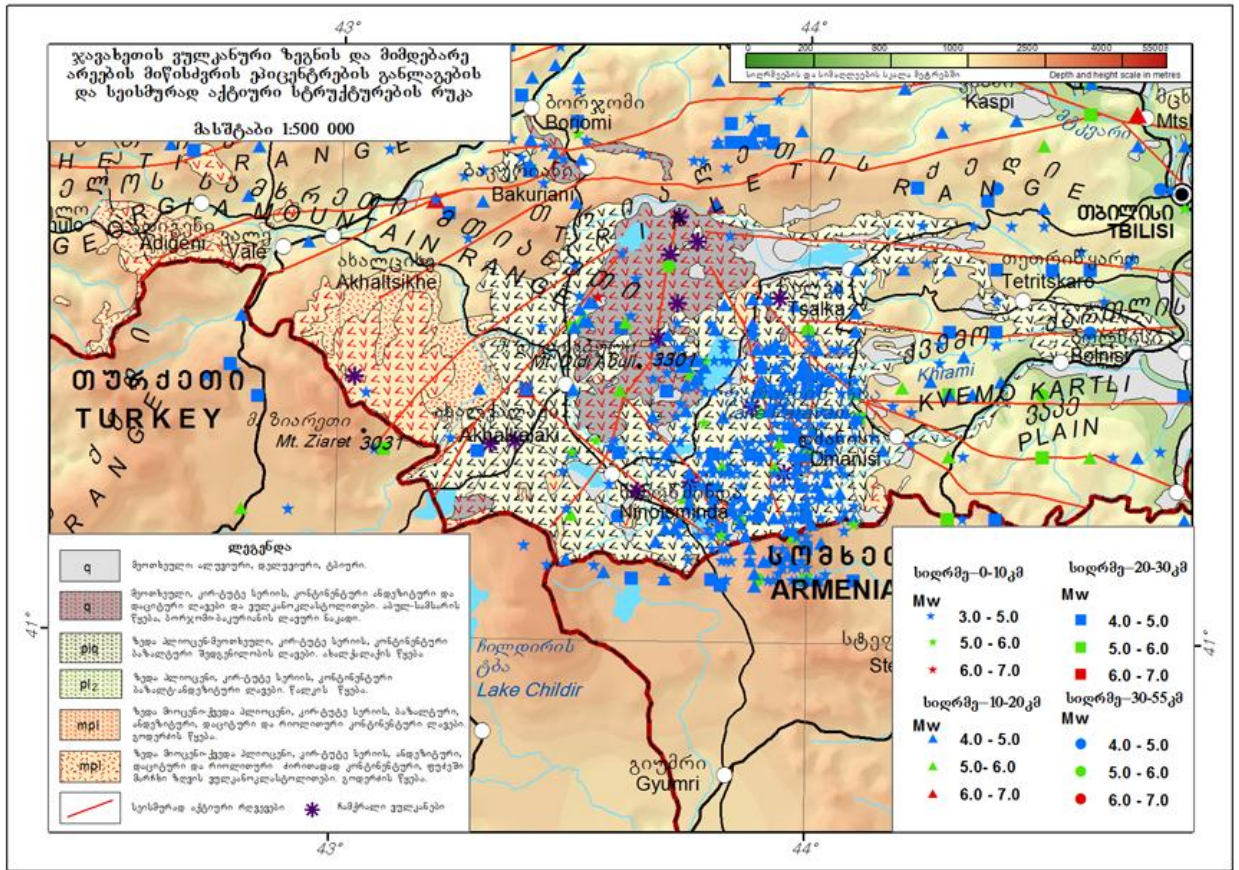
რეგიონის ტექტონიკური სტრესების ვექტორული მახასიათებლები (~30 მმ/წელიწადში; ძირითადად ჩა მიმართულება) გამოწვეულია არაბეთის ფილაქნის ჩრდილო მიმართულებით მოძრაობით, თუმცა მისი მნიშვნელოვანი ნაწილი (~17 მმ/წელიწადში) შთანთქმულია პერიარაბული და მცირე კავკასიონის (სევან-აკერა) ოფიოლიტური ნაკერის ზონაში. ამ სტრუქტურების ჩრდილოეთით ნარჩენი დაძაბულობა იხარჯება კავკასიის ქერქის შეკუმშვა-დამოკლებაში (DeMets et al. 1990; Jackson & Ambraseis 1997) და გადაეცემა ცენტრალური კავკასიონის მიმართულებით სამკუთხედის ფორმის უდრეკი ბლოკით, რომლის ფუძე მდებარეობს ვანის ტბის სამხრეთით, ხოლო წვერი ჯავახეთის პლატოზე (სურ. 4.2; Adamia et al. 2004). შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონის სუბგანედური განლაგების კოლიზიის შემდგომი ვულკანური შტოები სწორედ ვანის სამკუთხედთან - ვანის კვანძთან იყრიან თავს, სადაც ვულკანური პლატოები (აღმოსავლეთი ანატოლია, სომხეთი, სამხრეთი საქართველო, სამხრეთი აზერბაიჯანი) და ჩამქრალი ვულკანების მწკრივი დიდ ფართობს იკავებენ და ჩრდილოური მიმართულების სუბგანედურ კავკასიურ ვულკანურ შტოს ქმნიან (იხ. სურ.4.1).



სურათი 4.2. შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონის ნეოტექტონიკური სქემა (Adamia et al., 2004).

რღვევის ზონები (FZ): FRFZ, წინა ქედის რღვევის ზონა (კავკასიონი); MRFZ, მთავარი ქედის რღვევის ზონა; SSFZ, სამხრეთ ფერდის რღვევის ზონა; KFZ, ჭოროხი-მტკვრის რღვევის ზონა; NAFZ, ჩრდილო ანატოლიის რღვევის ზონა; EAFZ, აღმოსავლეთ ანატოლიის რღვევის ზონა; DSFZ, მკვდარი ზღვის რღვევის ზონა; ოფიოლიტური ნაკერი (OS): IAEOS, იზმირ-ანკრა-ერზინჯანის ოფიოლიტური ნაკერი; LCOS, მცირე კავკასიონის ოფიოლიტური ნაკერი; PAOS, პერიარაბული ოფიოლიტური ნაკერი; ZFTB, ზაგროსის ნაოჭა-რღვევითი სარტყელი. მიწისძვრები: R რაჭა; T თბილისი; S სპიტაკი; ჩამქრალი ვულკანები: AR არაგაცი; Ag აგრიდაგი; Te ტენდურეკი; Su სუფახნი; Ne ნემრუთი; ვარდისფერი პოლიგონი - ვანი-ჯავახეთის სამკუთხედი; შავი ისარი - ფილაქნების კონვერგენციის მიმართულება; შავი სამკუთხედი - ლატერალური გასხლტომის (lateral escaping) მიმართულება.

რეგიონში გავრცელებულია აქტიური რღვევების (სურ. 4.3) ორი ძირითადი მიმართულება, ჩა-სდ (მარცხენა ნაწევი) და ჩდ-სა (მარჯვენა ნაწევი). რღვევები ძირითადად ნაწევური ხასიათისაა და ხასიათდება ჰორიზონტული გასხლტომის ნიშნებით, რომელთა არსებობა დასაბუთებულია ინსტრუმენტული და ისტორიული მიწისძვრების ($M_w > 4$) ეპიცენტრების განლაგებით, მიწისძვრების ფოკალური მექანიზმების, გეომორფოლოგიური და გეოლოგიური ანალიზით და ინტენსიური ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანიზმით (Adamia et al., 2008).



სურათი 4.3. ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის და მიმდებარე არეების სეისმურად აქტიური რღვევების რუკა (Adamia, 2008).

5. სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი

არაერთი ძლიერი, მათ შორის დამანგრეველი მიწისძვრა მოხდა კავკასიაში უკანასკნელი 25 წლის განმავლობაში, რამაც გააღრმავა ინტერესი რეგიონის როგორც კონტინენტური კოლიზიის ზონის მაგალითის გეოდინამიკური ევოლუციის მიმართ. ჩატარდა მრავალი კომპლექსური კვლევა საერთაშორისო და ეროვნული სამეცნიერო პროექტების ფარგლებში (MEBE, EMME, IRG, DARIUS). გამოქვეყნდა ახალი ინფორმაცია კავკასიის და მიმდებარე არეების ნეოტექტონიკის, სეისმოტექტონიკის, ვულკანიზმის, სეისმური ტომოგრაფიის, მიწის ქერქის გადაადგილების ვექტორის (GPS მონაცემები) შესახებ (Mc Clusky et al., 2000, Reillinger et al., 2006, Vernant et al. 2013). შეიქმნა შუა აღმოსავლეთის აუზების და კავკასიის და მიმდებარე არეების პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქციის რუკები (Barrier and Vrielynck 2008; Adamia et al., 2011; 2014a,b). ვულკანიტების პეტროქიმიური და გეოქიმიური კვლევების საფუძველზე შეიქმნა პოსტკოლიზიური მაგმატიზმის გეოდინამიკური მოდელები (Pearce & Stern 2006; Keskin 2003, 2007; Neill et al. 2013). საკვალიფიკაციო თემის ფარგლებში არსებული ლიტერატურული და ლაბორატორიული (გეოქრონოლოგიური, ბიოსტრატოგრაფიული, პალეომანტური) მონაცემების და ჩვენს მიერ მიღებული გეოლოგიური, გეომორფოლოგიური, პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური და გეოქიმიური ახალი მონაცემების საფუძველზე, ჩატარდა კომპლექსური გამოკვლევა. დაზუსტდა ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური ფორმაციების გავრცელების არეები (იხილეთ დანართი 3) და მათი გეოლოგიის არაერთი საკვანძო საკითხი.

სამხრეთ საქართველოს კოლიზიურისშემდგომი ვულკანიტების სტრატოგრაფიული დანაწილების სხვადასხვა სქემა არსებობს (Гамკრელიძე П. 1954; Схиртლადзе, 1958; Адамия 1961; Джигаური 1991; Майсураძე 2004; Тутბერიძე 2004; Лебедев и др. 2004 და სხვ.). ვულკანური ფორმაციების დანაწილების სირთულე განპირობებულია იმით, რომ სამხრეთ საქართველოს კოლიზიისშემდგომი ვულკანური და დანალექი ფორმაციები დალექილია ევქსინურ და მცირე ზომის დახურულ აუზებში, ძირითადად კი კონტინენტურია. მათი დათარიღება ბევრ სიმძნელესთან არის დაკავშირებული, რადგან იშვიათად შეიცავენ მწირ და ხშირად სტრატოგრაფიისთვის არასაიმედო

განამარხებულ ფლორას და ფაუნას. კონტინენტური ვულკანური ფორმაციების იზოლირებული გავრცელების გამო ხშირად არ ჩანს ვულკანური ფორმაციების მიმდევრობითი სტრატოგრაფიული განლაგება.

პალეონტოლოგიური, გეოქრონოლოგიური, გეოლოგიური (ურთიერთობა ქვემდებარე და მომყოლ ფორმაციებთან), პეტროქიმიური, პალეომაგნიტური და სხვა მონაცემების საფუძველზე საკვლევი ვულკანიტები დანაწილებულია სამ ფორმაციად: 1. ზედა მიოცენურ-ქვედა პლიოცენური გოდერძის ფორმაცია; 2. ზედა პლიოცენურ-ქვედა პლეისტოცენური ახალქალაქის ფორმაცია; 3. ქვედა-ზედა პლეისტოცენური აბულ-სამსარის ფორმაცია. (სურ.5.1).

ღრმ	მაგნიტური პოლარობა	ეპოქა	ხმელთაშუა ზღვის	რეგიონული		პოსტკოლიზიური ვულკანური ფორმაციები
			ზოგადი	შავი ზღვა	კასპიის ზღვა	სამხრეთ საქართველო
0			VERSILIAN	HOLOCENE		
.01		BRUNHES	TYRRHENIAN	NEOEUXINIAN	KHVALINIAN	აბულ-სამსარი
0.1	KARANGATIAN			GIRKAN		
.2			UZUNLARIAN	KHAZARIAN		
.4			CHAUDIAN	BAKUNIAN		
.6		CALABRIAN	GURIAN	APSHERONIAN	ახალქალაქი	
.8						
1.0		PIACENZIAN	KUYALNIKIAN	AKCHAGYLIAN		
1.2						
1.4		ZANCLEAN	KIMMERIAN	KIMMERIAN	ბოღეშქი	
1.6						
1.8		MESSINIAN	PONTIAN	PONTIAN		
2.0			MEOTIAN	MEOTIAN		
3.0		TORTONIAN	SARMATIAN	SARMATIAN		

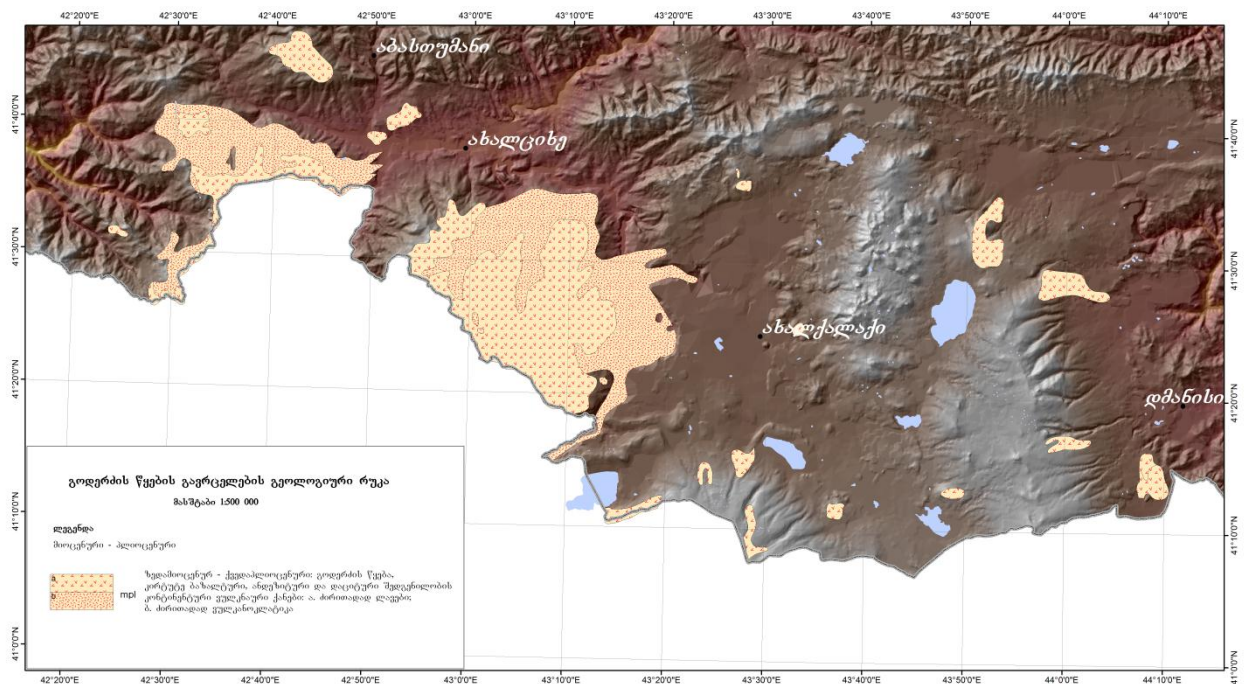
სურათი 5.1. სამხრეთ საქართველოს მიოცენ-პლეისტოცენური ვულკანური ფორმაციების დანაწილების სქემის კორელაცია ხმელთაშუა და შავი ზღვა - კასპიის ზღვის რეგიონების სტრატოგრაფიულ სქემასთან (Haq B., Van Eisinga F. 1987; Remane et al. 2006; Geological studies 2001, Adamia et al. 2008).

5.1 გოდერძის ფორმაცია (ზედა მიოცენი - ქვედა პლიოცენი)

გოდერძის ფორმაცია სამხრეთ საქართველოში მხოლოდ მესხეთ-ჯავახეთშია წარმოდგენილი (იხილეთ დანართი 2) კოლიზიურ ვულკანურ სხვა ფორმაციებთან ასოციაციაში.

საქართველოს ტერიტორიაზე გოდერძის ფორმაცია გავრცელებულია არსიანის ქედის ჩრდილო დაბოლოებაზე - გოდერძის უღელტეხილის რაიონში, ერუშეთის ზეგანზე, ფერსათის პლატოზე, ახალციხის დეპრესიაში: მდ.მდ. ურაველის და მტკვრის ხეობებში. მცირე ნაჩენებია ჯავახეთის ვულკანურ ზეგანზე: ახალქალაქის, გომარეთის, დმანისის და წალკის პლატოებზე.

გოდერძის ფორმაციის გეოლოგიური (ურთიერთობა ქვეშმდებარე და მომყოლ ქანებთან), გეომორფოლოგიური, პეტროგრაფიული და პეტროქიმიური კვლევების საფუძველზე მოხდა გოდერძის ფორმაციის ვულკანიტების გავრცელების არეების დაზუსტება (სურ. 5.2).



სურათი 5.2. საქართველოს ტერიტორიაზე გოდერძის ფორმაციის გავრცელება (ადამია 2004).

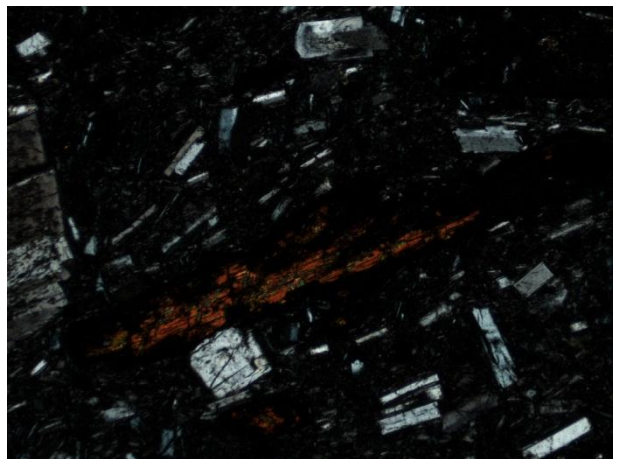
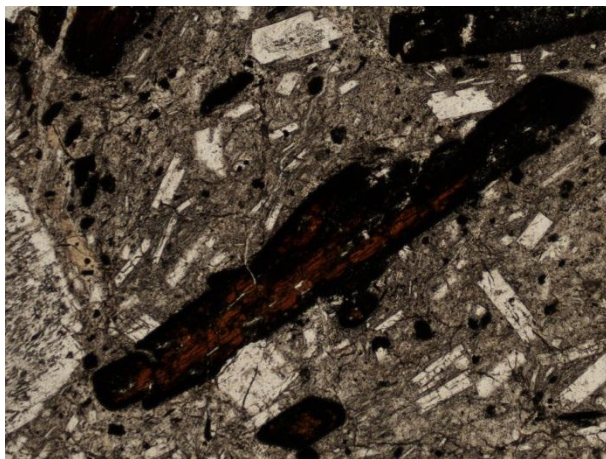
გოდერძის ფორმაცია, როგორც სტრატეგრაფიული ერთეული, პირველად ბ.მეფერტმა გამოყო (Мефферт, 1933), თუმცა გოდერძის ფორმაციის გავრცელების არე, მხოლოდ გოდერძის უღელტეხილით შემოფარგლა. შემდგომში მრავალი მკვლევარის (ბელიანკინი, პეტროვი, პ.გამყრელიძე, ედილაშვილი, ზარიძე, პაფენგოლცი,

სხირტლაძე, ადამია, ჯილაური, მაისურაძე, ყულოშვილი, თუთბერიძე და სხვა) შრომები მიემდვნა გოდერძის ფორმაციის სტრატეგრაფიის, პეტროგრაფიის, ტექტონიკის, დათარიღების საკითხებს. აღსანიშნავია ნ.სხირტლაძის მონოგრაფია (Схиртладзе 1958), სადაც წარმოდგენილია საქართველოს პალეოგენურის შემდგომი ვულკანიტების დეტალური ჭრილები, პეტროგრაფიული აღწერები და მჟავე ვულკანური ფერფლის სპეციალური კვლევა. ნ.სხირტლაძემ გოდერძის წყება ლითოსტრატეგრაფიული კორელაციის და პარალელიზაციის მეთოდით დაათარიღა. მან მტკვრის და ქართლის ფორლანდურ აუზში გავრცელებული ფაუნით კარგად დათარიღებულ ნალექებში (შუა სარმატული, ზედა სარმატული, მეოტური-პონტურის საზღვარი) მჟავე ფერფლის შუაშრები გოდერძის წყების ანალოგად მიიჩნია (სხირტლაძე, 1951; Схиртладзе 1958).

როგორც აღვნიშნეთ, სამხრეთ საქართველოს კოლიზიის შემდგომი ვულკანური ფორმაციები დალექილია ევქსინურ და მცირე ზომის დახურულ აუზებში ძირითადად კი - კონტინენტურია, ამიტომ მათი დათარიღება ბევრ სიმძნელესთან არის დაკავშირებული, რადგან არ შეიცავენ საიმედო განამარხებულ ფაუნას. ჩვენი კვლევის ფარგლებში მოხდა გოდერძის წყების ფუძის ფორმაციის ფაციესის და ასაკის დაზუსტება (სოფ.ჭობარეთის მიდამოები) თ. ღავთაძის მიერ ზღვიური ჯუჯა ნამარხების განსაზღვრების საფუძველზე.

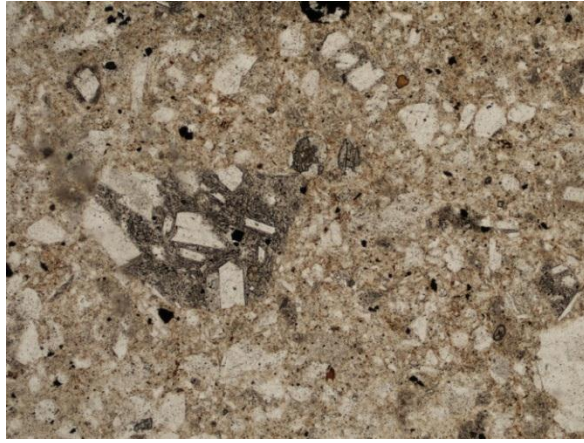
საქართველოს ფარგლებში გოდერძის წყების კონტინენტური, ვულკანოგენ-დანალექი ფორმაცია უთანხმოდ არის განლაგებული უფრო ძველ: შუა და ზედაეოცენურ და ოლიგოცენურ ნალექებზე. ნალექები დანაოჭებულია და ქმნიან გაშლილ ფართო ნაოჭებს. გოდერძის ფორმაციაში ლავები და ვულკანოკლასტოლითები დაახლოებით თანაბარი რაოდენობითაა.

საქართველოს ტერიტორიაზე გოდერძის ფორმაციის გავრცელების ყველაზე დასავლური კიდე მდებარეობს არსიანის ქედის ჩრდილოურ ნაწილში, რომლის კლასიკური ჭრილი გაშიშვლებულია მდ.ძინძეს ხეობაში (გოდერძის უღელტეხილი), სადაც გოდერძის ფორმაცია კუთხური უთანხმოებით ედება შუაეოცენურ და უფრო ახალგაზრდა პალეოგენურ ბაზალტური შედგენილობის ვულკანურ წყებებს და წარმოდგენილია მძლავრი (500მ.) ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი ქანებით: კონგლომერატები, ტუფები, ტუფბრექჩიები, ლავები (სურ. 5.3ა,ბ,გ,დ).



სურათი 5.3ა,ბ,გ,დ. გოდერძის ფორმაციის ქვედა ვულკანოგენ-დანალექი ნაწილი (ა,ბ); ეოცენური რქატყუარიანი ანდეზიტის ქვარგვალის მიკროფოტო (გ,დ) პარალელურ ნიკოლებში (||) და ჯვარედინა ნიკოლებში (+) გამადიდებლობა (X) 50, მდ.ძინძეს ხეობა.

ანდეზიდაციტური შედგენილობის ლავებით და პიროკლასტოლითებით (სურ. 5.4ა,ბ) არის აგებული გოდერძის ფორმაციის შუა ნაწილი (~500 მ.). ეს ქანები გოდერძის უღელტეხილზე შეიცავენ სუბტროპიკული ფლორის განამარხებულ ფრაგმენტებს (სურ. 5.5ა,ბ,გ,დ), რომლის საფუძველზე ფორმაცია დათარიღებულია პლიოცენურად (Палибин 1914; Геология СССР, 1964);. ოლიგოცენურად და/ან პლიოცენურად (Криштофович, 1939); შუამიოცენურ-პლიოცენურად (Узнадзе и Цагарели 1949).



სურათი 5.4 ა,ბ. წვრილნატეხოვანი ლითო-კრისტალოკლასტური ტუფი (ა), მიკროფოტო (ბ), ||, X50.



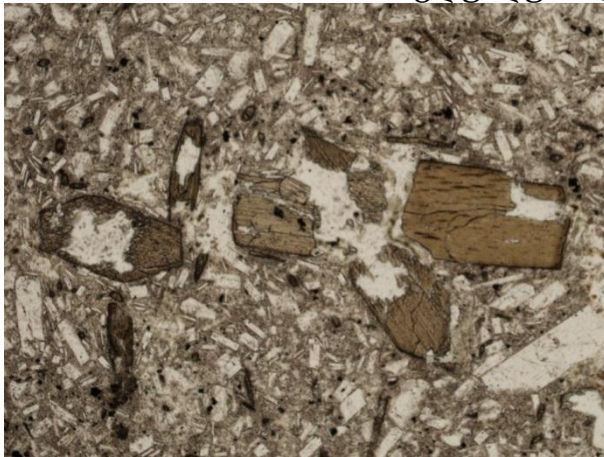
სურათი 5.5ა,ბ,გ,დ. გოდერძის ფორმაციის განამარხებული ფლორა, გოდერძის უღელტეხილი. (დ) 26-19, საქართველოს ეროვნული მუზეუმი *Aspigim Weyiri* Herr., მდ.ძინძეს ხეობა.

გოდერძის უღელტეხილზე ფორმაციის ზედა ნაწილი (სურ. 5.6ა,ბ,გ,დ) წარმოდგენილია ანდეზიტური და დაციტური შედგენილობის ფლუიდური ლავებით და ვულკანოლკასტოლითების შუაშრეებით (~250-300 მ.). გოდერძის ფორმაციის ანდეზიტების და დაციტების K-Ar მეთოდით მიღებული რადიოლოგიური ასაკი

მერყეობს 9.4 -9.8 მლ.წ. - ზედა მიოცენი, (Асланян и др., 1984); 7. მლ.წ. - ქვედა პლიოცენი (Лебедев и др. 2004).



სურათი 5.6 ა,ბ. გოდერძის ფორმაციის ზედა ნაწილი, ანდეზიტური შედგენილობის მასიური ფლუიდური ლავების გაშიშვლება.

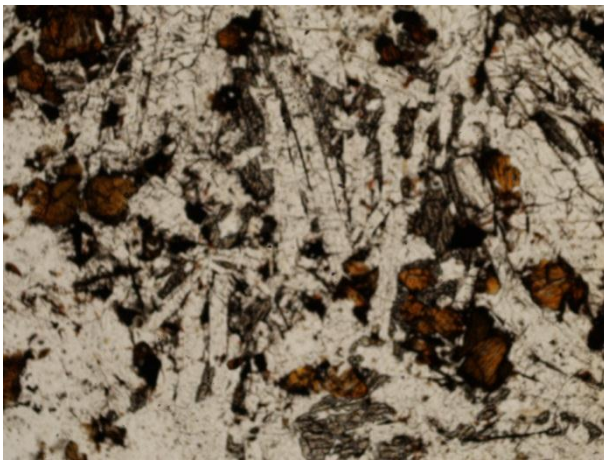


სურათი 5.6 გ,დ. გოდერძის ფორმაციის ზედა ნაწილი, მასიური რქატყუარიანი ანდეზიტების მიკროფოტო გ||, დ+, X50.

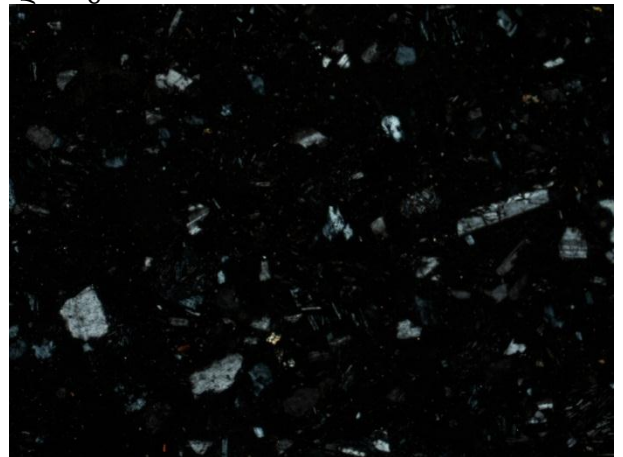
გოდერძის ფორმაციის ქვედა ბაზალური დონე რიგ ადგილებში ბაზალტური შედგენილობის ლავებით, დოლერიტებით (სურ.5.7ა,ბ,გ,დ) არის წარმოდგენილი, რომელზეც განლაგებულია თიხიან-ქვიშიანი დიატომეებიანი წვრილნატეხოვანი ტუფები (სოფ. ქისათიბი, ჭობარეთის მიდამოები, სურ. 5.8ა,ბ).



სურათი 5.7ა,ბ. გოდერძის ფორმაციის დოლერიტები, სოფ. ქისათისბის მიდამოები.



სურათი 5.7.გ,დ. გოდერძის ფორმაციის დოლერიტების მიკროფოტოები გ||, დ+, X50, სოფ. ქისათიბი მიდამოები.



სურათი 5.8ა,ბ. თიხიან-ქვიშიანი დიატომეზიანი წვრილნატეხოვანი ტუფების მიკროფოტოები.

ქისათის ტბიურ ნალექებიდან (დიატომიტებში) ა. რიაბინის ბაყაყის ჩონჩხი დათარიღებული აქვს ადრეპლიოცენურად (Рябин 1928), ხოლო იგივე ჩონჩხი ბოგაჩევის მიერ პლიოცენურადაა განსაზღვრული (Богачев 1927), ლ.გაბუნიას მიერ იმავე დიატომიტებში ნანახი ჰიპარიონის ძვლები განსაზღვრულია როგორც გვიან მიოცენურ-

ადრე პლიოცენური (Габуния 1955). ქისათიბის დიატომიტებში ნანახი ფლორა განისაზღვრა როგორც მიოპლიოცენური (Палибин 1947; Уznaдзе и Цагарели 1949), ხოლო ბოგაჩევის მიერ როგორც პლიოცენური (Богачев 1927; სურ. 5.9ა,ბ,გ,დ).



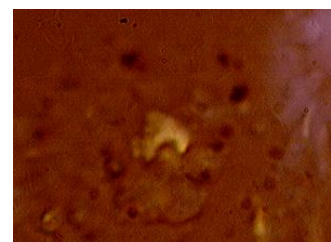
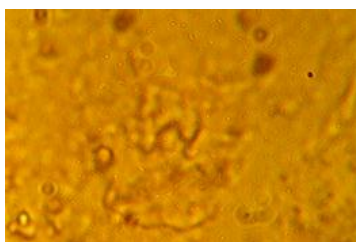
სურათი 5.9ა,ბ,გ. გოდერძის ფორმაციის განამარხებული ფლორა და ფაუნა. ა.178-1 ქისათიბის დიატომიტებში, ბ. *Paulownia Caucasika* Palib. მდ. ძინძეს ხეობა; გ.12/გ-125 *Varicorrhinus muntius* Bog (განს. ც. გაბელაია).

ახალციხის დეპრესიაში - სოფ. ჭობარეთის სამხრეთ-დასავლეთით, სამანქანო გზის გასწვრივ გაშიშვლებულია შრეებრივი თიხიან-ქვიშიანი დიატომიტები (დაქანება ჩ.ა. 20°, <35°) და წვრილნატეხოვანი ტუფები (სურ.5.10ა,ბ,გ,დ), რომლებიც სტრატეგრაფიულად გოდერძის ფორმაციის ქვედა დონეა. ხილული კონტაქტი ქვეშდებარე ნალექებთან არ ჩანს. ნალექები მორიგეობს შიდაფორმაციულ მიკროკონგლომერატებთან და ცხელი კონტაქტით გადაფარულია ანდეზიტური შედგენილობის ლავებით.



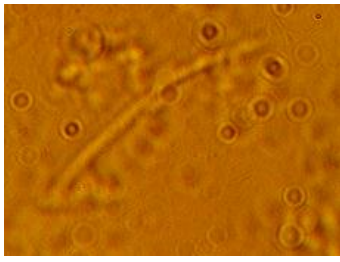
სურათი 5.10ა,ბ,გ,დ. თიხიანი და ქვიშიანი დიატომიტები (ა,ბ), შიდაფორმაციული მიკროკონგლომერატები (გ), ტბიური ნალექების და ლავების ცხელი კონტაქტი (დ), სოფ ჭობარეთი.

ნალექებში თ. ლავთაძის მიერ განისაზღვა ნანოპლანქტონის ზედამიოცენური CN 9 ზონის ფორმები (სურ. 5.11, 5.12), რომლებიც აქ უაღრესად ღარიბი და ცუდი დაცულობისაა. თუმცა შესაძლებელი გახდა CN 9b ქვეზონის ინდექს-სახეობის - *Amaurolithus primus*-ის იდენტიფიცირება (სურ. 5.11).

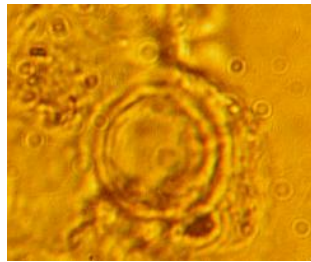


Amaurolithus primus

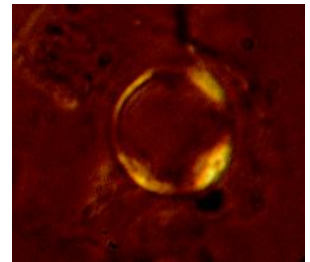
სურათი 5.11. გოდერძის ფორმაციის ფუძეში განსაზღვრული CN 9b ქვეზონის ინდექს-სახეობა.



Triquetrorhabdulus farnsworthi



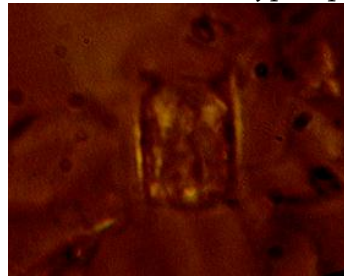
Scyphosphaera globulata



Reticulofenestra daronicoidea

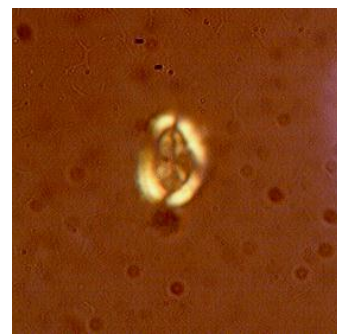


Scyphosphaera? sp.



სურათი 5.12. გოდერძის ფორმაციის ფუძეში განსაზღვრული ნანოფოსილიები.

ნალექებში ნანოპლანქტონის მხოლოდ ამ ფორმების არსებობა (დაკნინებული კომპლექსი), გვიანმიოცენური ექვსინური აუზის არსებობაზე მიუთითებს. ნალექებში ასევე ნანახია კარგი დაცულობის ზედაცარცული (მაასტრიხტული) მეორად განლაგებაში მყოფი ნანონამარხები (სურ. 5.13), რომელთა კარგი დაცულობა მიუთითებს, რომ შესწავლილი ნალექების სედიმენტაცია მიმდინარეობდა სანაპირო ზოლში, რაც ავტოქტონური ნანოფოსილიებისთვის არსებობის არახელსაყრელი გარემოპირობა იყო (სანაპირო ზოლში წყლის ინტენსიური მოძრაობა, კარბონატის დაბალი შემცველობა და სხვა).



Arkhangelskiella cymbiformis

სურათი 5.13. გოდერძის ფორმაციის ფუძეში განსაზღვრული გადალექილი მაასტრიხტული ნანოპლანქტონი.

იგივე ნიმუშებში თ.ღავთაძის მიერ ნანახია დიდი რაოდენობით დიატომეები, მათ შორის ზედამიოცენური *Coscinodiscus sp.*, *C. vetutissimus*, *Cestodiscus sp.* ფორმები (Bukry 1973)

აღნიშნულით დადგინდა ზღვიური ფაციესის არსებობა კონტინენტური გოდერძის ფორმაციის ფუძეში, რომელის ასაკი დაზუსტდა როგორც ზედა მიოცენური; გვიან მიოცენური აუზი ევქსინური ტიპისა იყო.

ფერსათის პლატოს ფარგლებში გოდერძის ფორმაციის ზედა ნაწილის ფლუიდური ანდეზიტები, დაციტები და იშვიათად ჰიალოდაციტებია გავრცელებული, რომლებიც კუთხური უთანხმოებით არიან განლაგებულნი ადიგენის ზედაეოცენურ-ოლიგოცენურ (?) ტუტე ვულკანოგენურ წყებაზე (Geological study, 2001).

ერუშეთის ზეგანის მხოლოდ ჩრდილო დაბოლოება ხვდება საქართველოს ტერიტორიაზე, სადაც ჭიდილას შუაეოცენურ ვულკანოკლასტურ წყებაზე კუთხური უთანხმოებით განლაგებულია გოდერძის ფორმაციის მჟავე პიროკლასტოლითები და ლავები (Схиртладзе 1958).

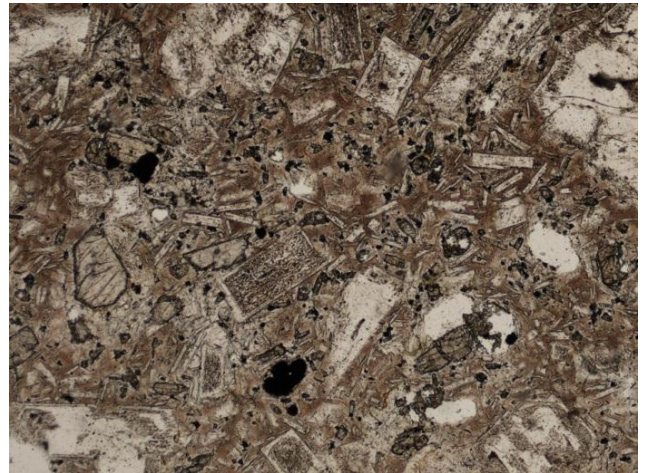
მტკვრის ხეობაში გოდერძის ფორმაცია, მდ. ძინძეს ხეობის ჭრილის მსგავსად, კონგლომერატებით და ტუფბრექჩიებით (სურ. 5.14ა) იწყება და მძლავრი ვულკანოგენ-დანალექი ფორმაციით არის წარმოდგენილი, სადაც კარგად ჩანს უხეშნატეხოვანი ბრექჩიების ეროდირებულ ზედაპირზე სვეტისებური მასიური ანდეზიტური და ჰიალოდაციტური ლავების მორიგება (სურ. 5.14ბ). ვარძის გამოქვაბულები გამოკვეთილია თეთრი ფერის წვრილნატეხოვან დაციტური შედგენილობის ტუფებში (სურ. 5.14გ,დ)





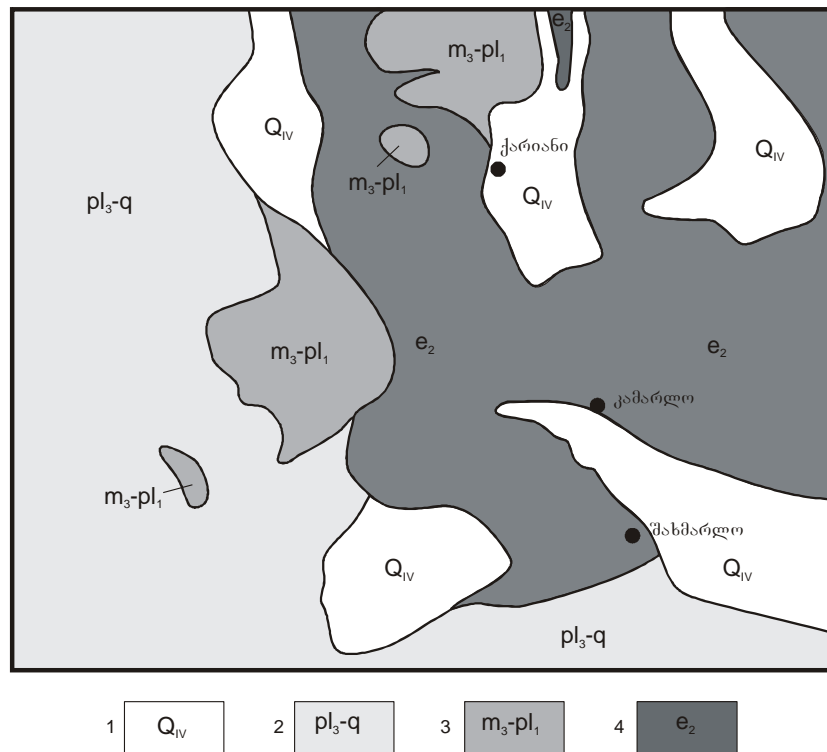
სურათი 5.14ა,ბ,გ,დ. გოდერძის ფორმაცია, მტკვრის ხეობა.

ფარავნის ხეობაში სოფ.ხერთვისთან გაშიშვლებულია მასიური ანდეზიტ-დაციტური ლავები (სურ. 5.15ა,ბ).



სურათი 5.15ა,ბ. მასიური ანდეზიტ-დაციტური ლავები (ა), ლავების მიკროფოტო (ბ), ||, X 50.

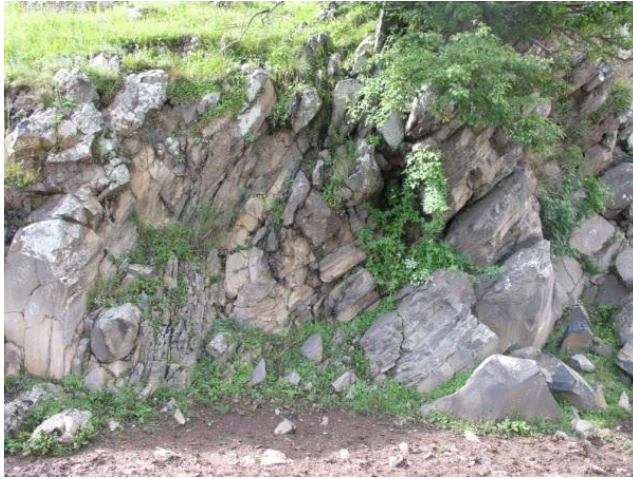
გოდერძის ფორმაციის მჟავე ვულკანიტები ჯავახეთის ქედის აღმოსავლურ ფერდზეც (დმანისის და გომარეთის პლატოს ფარგლებში) გვხვდება, თუმცა აქ მათი გენეზისის და ასაკის შესახებ აზრთა სხვადასხვაობაა. დ.ჯილაურის მიერ (სურ. 5.16) სოფ. კამარლოს მიდამოებში გავრცელებული მჟავე ლავები ზედა პლიოცენურადაა მიჩნეული, ზოგი მათ გოდერძის წყების ანალოგად თვლის (Схиртладзе 1958; Адамия и др. 1961; Тутберидзе 2004, Tutberidze 2012), თუმცა მათ ზედაპლიოცენურ-მეოტხეული ასაკის ახალქალაქის ფორმაციაშიც აერთიანებენ (ი.გამყრელიძე 1959; Лебедев и др. 2004).



სურათი 5.16. ჯავახეთის ქედის აღმოსავლური კალთის 1:50 000 მასშტაბის გეოლოგიური რუკა (შესწორებებით) დ.ჯილაურის მიხედვით. 1. ზედა მეოთხეული; 2. ზედა პლიოცენი - შუა მეოთხეული; 3. ზედა მიოცენი - ქვედა პლიოცენი; 4. შუა ეოცენი.

საველე გეოლოგიურმა დაკვირვებებმა ცხადყო, რომ დმანისის პლატოს დაუნაოჭებული დოლერიტების ქვეშ დანაოჭებული ანდეზიტდაციტური შედგენილობის ლავების მმლავრი გამოსავალი (სოფ. კამარლო) ასაკობრივად გოდერძის ფორმაციის ანალოგიური უნდა იყოს (სურ. 5.17ა,ბ,გ).





სურათი 5.17ა,ბ,გ. დაუნაოჭებელი დოლერიტების ქვეშ დანაოჭებული ანდეზიტდაციტური შედგენილობის ლავების გამოსავალი (ა). დანაოჭებული ანდეზიტდაციტები და ჰიალოდაციტები შუა-ეოცენურ ქანებთან კონტაქტში (ბ,გ); სოფ. კამარლო.

ეს ორი ფორმაცია დროში მნიშვნელოვანი ეროზიული პერიოდით იყო გაყოფილი. ამ დროს ჩამოყალიბდა ის პალეოხეობები, რომელიც შეავსო მტკვრის, ქცია-ხრამის, მაშავერას და დებედის დოლერიტულმა ნაკადებმა (Адамия и др., 1961).

„კამარლოს ლავები“ წარმოდგენილია ჰიალოდაციტების და ფურცლოვანი ანდეზიტ-დაციტების მძლავრი ლავების მორიგეობით. ლავური განფენების ფუძეში დაბრეჭირებულია (სურ. 5.18 ა,ბ).



სურათი 5.18ა, ბ. კამარლოს ლავები (ა); ლავის ბრეჭილი ფუძე (ბ).

ჰიალოდაციტები შავი ფერის ქანებია, ნიჟარისებრი მონატების ფორმით და ცხიმოვანი ელვარებით. მიკროსკოპულად ისინი პორფირული (სალი ანდეზინი, კვარცი) ქანებია ძირითადი მინისებური მასის მიკროლითური სტრუქტურით (სურ. 5.19ა,ბ).



სურათი 5.19ა,ბ. ჰიალოდაციტების მიკროფოტოები; ა||, ბ+, X50.

ლავის განფენების ბრეჩიული ფუძე ადასტურებს, რომ დასტა მრავალი ლავური განფენისაგან შედგება და ყოველი ბრეჩიული ზედაპირი ახალი ლავის ულუფის ფუძეა. ლავები ასევე ხასიათდებიან რეგიონული დანაოჭების ნიშნებით, რაც საშუალებას გვაძლევს ისინი ასაკობრივად გოდერძის ფორმაციის სინქრონულად მივიჩნიოთ და უარვყოთ ინტერპრეტაცია ამ ლავების დანაოჭების დინებითი ბუნების შესახებ (ი. გამყრელიძე 1959; Адамия и др. 1961).

გოდერძის ფორმაციაში, არსიანის ქედის და ახალციხის დეპრესიის ფარგლებში, ცნობილია გაშლილი ანტიკლინური ნაოჭები, ასეთივე ნაოჭები ცნობილია უფრო აღმოსავლეთითაც (Схиртладзе 1958; Геология СССР 1964). რეგიონის ტექტონიკურ აქტივობაზე მისი განვითარების ნეოგენურ ეტაპზე ცხადად მიაჩნებოდა დმანისის და გომარეთის პლატოს ფარგლებში ანდეზიტური ლავების რეგიონული დანაოჭება და ახალქალაქის ფორმაციის ბაზალტების მათზე უთანხმოდ განლაგება. გომარეთის პლატოზე განსაკუთრებით ინტენსიურადაა დანაოჭებული ლავები შუაეოცენურ ქანებთან კონტაქტში. კონტაქტი ტექტონიკურია და ე.წ. დმანისის სეისმოაქტიურ რღვევასთან უნდა იყოს დაკავშირებული. კამარლოს ლავების დაწვრილნაოჭება შუა პლიოცენის შემდგომი, აღჩაგლის წინა მოვლენაა რაც ნეოტექტონიკურ ეტაპზე დმანისის რღვევის აქტიურობაზე მიუთითებს (Sadradze et al. 2008).

კამარლოს ლავების ჩრდილოეთით ასაკობრივად სინქრონული ორი გამოსავალია ცნობილი (ქარიანი, ბუსუკალა), რომელებიც წარმოდგენილია ეროზიული ნარჩენების სახით (Схиртладзе, 1958). თუმცა გ.მაისურაძე და დ. ჯილაური მათ, განსაკუთრებით კი ბუსუს ციხის (ბუსუკალა) გამოსავალს, ვულკანური ცენტრის ნაშთად მიიჩნევენ.

ბუსუკალას და ქარიანის ეროზიული გორაკები ანდეზიდაციტური ლავებით და ვულკანოკლასტოლითებით არის აგებული; ცილინდრული ტიპის მორფოლოგია ეროზიული გადარეცხვის შედეგი უნდა იყოს (სურ.5.20ა) და ასაკობრივად გოდერძის ფორმაციის ნაწილს წარმოადგენდეს (Схиртладзе, 1958; Адамия и др., 1961). ბუსუკალა აგებულია ვულკანური ფერფლით რომელიც შუაეოცენურ ვულკანოგენურ ქანებზე უთანხმოდ არიან განლაგებული და გორაკის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდზე მდებარე კარიერში კარგად დაიკვირვება. გაშიშვლება აგებულია ჰორიზონტულად განლაგებული 3-10 სანტიმეტრის სისქის ვულკანური ქვიშის შრეების მორიგეობით, რომლებიც წარმოდგენილია შედარებით მუქი ანდეზიტის ნატეხების და მოთეთრო-მოყვითალო ანიზოტროპული ვულკანური ქვიშისგან. თავზე მოსდევთ მოწითალო ფერის ვულკანური შლაკი და ბოლოს ანდეზიბაზალტური შედგენილობის ლავები. ვულკანურ ქვიშებში შეინიშნება ეროზიული ჯიბეები, რომლებიც ვულკანური ამოფრქვევებს შორის შესვენებებისას, დროებითი ნიაღვრების მიერ ჩამორეცხვის და შემდეგ ახალი ვულკანური მასალის დალექვის შედეგი უნდა იყოს (სურ. 5.20ბ).



სურათი 5.20ა,ბ. ბუსუსციხის და ქარიანის ეროზიული გორაკები (ა), ვულკანური ქვიშების და ფერფლის მორიგეობა ეროზიული ჯიბეებით. ბუსუსციხე, კარიერი (ბ).

ანდეზიტური შედგენილობის, ფლუიდური, დანაოჭებული ლავების დოლერიტების ქვეშ განლაგება ჩანს ახალქალაქის პლატოს ფარგლებში, კერძოდ, ამირანისგორას აღმოსავლეთით, მდ.ფარავნის ხეობაში (სურ.5.21), სადამოს ტბასთან (სურ.5.22) და გომარეთის პლატოზე (სურ. 5.23).



სურათი 5.21. ბაზალტ-ანდეზიტური შედგენილობის ფლუიდური დანაოჭებული ლავების განლაგება ახალქალაქის ფორმაციის დოლერიტების ქვეშ, ამირანისგორის აღმოსავლეთით, მდ. ფარავნის ხეობა.

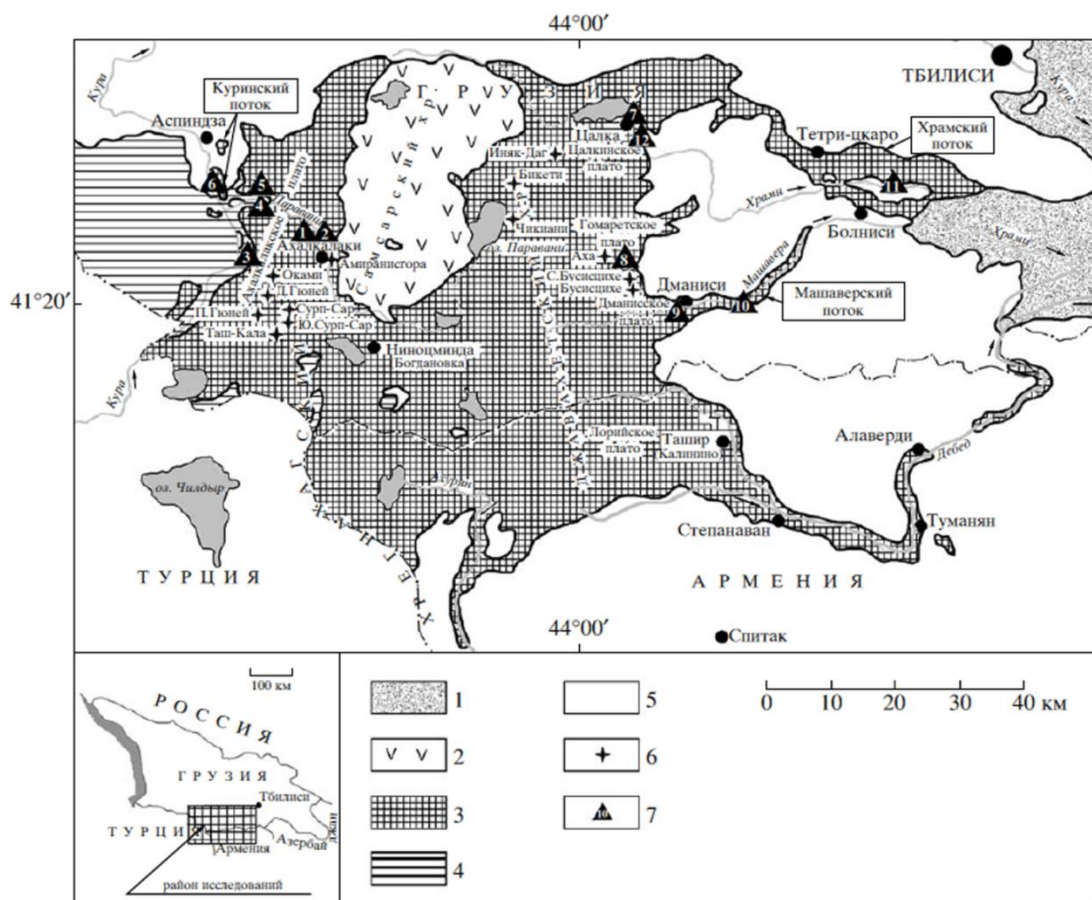


სურათი 5.22. ანდეზიტური შედგენილობის, ფლუიდური, დანაოჭებული ლავების (ა:გოდერძის ფორმაცია) განლაგება ახალქალაქის ფორმაციის დოლერიტების (ბ) ქვეშ, ტბა საღამო.



სურათი 5.23. ანდეზიტური შედგენილობის, ფლუიდური, დანაოჭებული ლავების განლაგება (გოდერძის ფორმაცია) ახალქალაქის ფორმაციის დოლერიტების ქვეშ, გომარეთის პლატო.

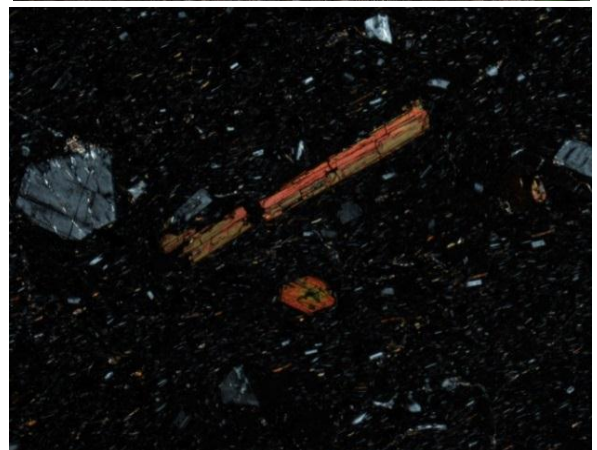
აზრთა სხვადასხვაობაა მკვლევარებს შორის ახალქალაქის პლატოზე მდებარე ამირანისგორის სუბვულკანური სხეულის ასაკის შესახებ. ზოგი მას გოდერძის წყების ანალოგად მიიჩნევს (Схиртладзе 1958; Джигаური 1991), ვ. ლებედევის მიხედვით კი ის ახალქალაქის წყების ნაწილია (სურ. 5.24; Лебедев и др. 2008a,б).



სურათი 5.24. ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანიტების გავრცელების არეალი ჯავახეთის ვულკანურ

ზეგანზე. 1. მტკვრის მეოთხეული დანალექი წარმონაქმნები; 2. სამსარის ქედის გვიანმეოთხეული დაციტური ვულკანიტები; 3. პლიოცენური ვულკანიტები (ძირითადად ახალქალაქის წყების ეფუზივები, ასევე დამორჩილებული რაოდენობით რიოლიტები, დაციტები და ანდეზიტები); 4. გოდერძის წყების გვიანმიოცენური ვულკანიტები; 5. ნეოგენურამდელი მაგმური და დანალექი წარმონაქმნები; 6. შესწავლილი პლიოცენური ვულკანები; 7. დასინჯული ჭრილები: 1-დილისკა, 2-ახალქალაქი, 3-აპინი, 4-ჩუნჩხა, 5-თოკი, 6-სარო - მტკვრის ნაკადი, 7-წალკა, 8-ზემო ყარაბულახი, 9-დმანისი, 10-მაშავერას ნაკადი, 11-ქოსალარი-ხრამის ნაკადი, 12-დაშბაში (Лебедев и др. 2008a,b).

ჩვენი დაკვირვებებითაც ამირანისგორას ეროზიული ნაჩენი ასაკობრივად გოდერძის ფორმაციის ანალოგია. იგი დიდი ეროზიული ხარვეზით არის განლაგებული ახალქალაქის პლატოს დოლეროტების ქვეშ; ხასიათდება ერთგვაროვანი აგებულებით და წარმოდგენილია ვარდისფერი ბიოტიტ-რქატყუარიანი დაციტებით (სურ. 5.25ა,ბ,გ,დ).

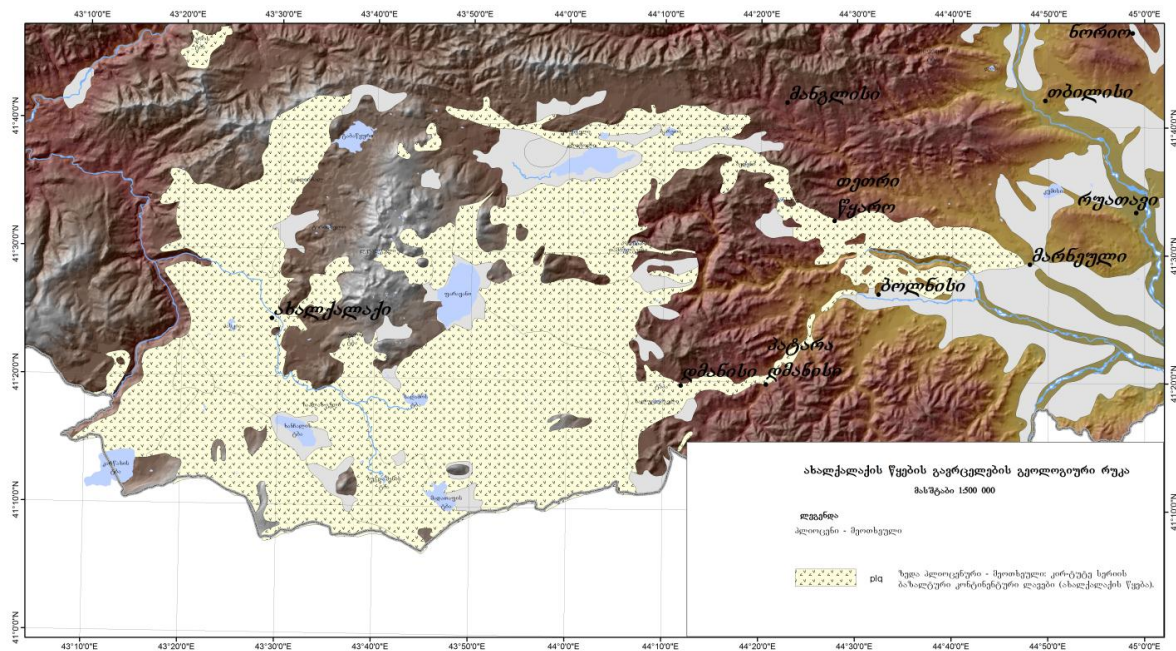


სურათი 5.25ა,ბ,გ,დ. ეროზიული სუბვულკანური სხეული (ა). ბიოტიტ-რქატყუარიანი დაციტის ფოტო (ბ), მიკროფოტოები (გ||, დ+), X50, მთა ამირანისგორა.

ამრიგად, საკვალიფიკაციო კვლევის ფარგლებში დაზუსტდა გოდერძის ფორმაციის ფუძის ასაკი და გავრცელების არეები ვულკანიტების გეოლოგიური პოზიციის, პეტროქიმიური და ტექსტურული თავისებურებების საფუძველზე.

5.2. ახალქალაქის ფორმაცია (ზედა პლიოცენი - ქვედა პლეისტოცენი)

საქართველოს ტერიტორიაზე ახალქალაქის ფორმაცია ართვინ-ბოლნისის ბელტზე მდებარეობს და ფართოდ არის გავცელებული სამხრეთ საქართველოს ფარგლებში. აგებს ჯავახეთის ქედს, ახალქალაქის, დმანისის, გომარეთის, წალკის, პლატოებს და ქმნის ხრამის, მაშავერას და მტკვრის ლავურ ნაკადებს (სურ.5.26).



სურათი 5.26. ახალქალაქის ფორმაციის გავრცელება, 1: 500 000 მასშტაბის გეოლოგიური რუკა (ადამია 2004).

ახალქალაქის ვულკანური პლატოს დოლერიტების და ტბიური ნალექების კომპლექსი ახალქალაქის წყების სახელით სამეცნიერო ლიტერატურაში პირველად პ.გამყრელიძის მიერ (Гамყრელიძე 1954) არის აღწერილი, ხოლო წალკის ვულკანური პლატოს შესაბამისი წარმონაქმნები - წალკის წყების სახელწოდებით გ.ზარიძეს და ნ.თათრიშვილის მიერ (Заридзе и Татришвили 1948). ახალქალაქი-წალკის წყების ქვემო იგულისხმება ძირითადად დოლერიტები, რომელიც მკვეთრად განსხვავდება შედგენილობით და გეომორფოლოგიური ნიშნებით ქვემდებარე - გოდერძის და მომყოლი - აბულ-სამსარის დიფერენცირებული ფორმაციებისაგან და ამჟამად ახალქალაქის ფორმაციად იწოდება. ფორმაციის სიმძლავრე 100-300 მ-ია.

მრავალი შრომა მიეძღვნა ახალქალაქის ფორმაციის სტრატეგრაფიის, პეტროგრაფიის, ტექტონიკის, დათარიღების საკითხებს (მაგალითად: Схиртладзе 1958; Адамия и др. 1961; Майсурадзе и др. 1980; Асланян 1984; Джигаური 1991; Gabunia & Vekua 1995, Gabunia et al. 1999; Vekua et al. 2008; Тутберидзе 2004; ვეკუა 1962; Лебедев и др.

2004; 2008a,ბ და სხვ.) აღსანიშნავია ნ.სხირტლადის მონოგრაფია რომელშიც მოცემულია ახალქალაქის წყების ვულკანიტების დეტალური ჭრილები და პეტროგრაფიული შესწავლილობა.

ახალქალაქის ფორმაცია ერთგვაროვანია და ძირითადად წარმოდგენილია ბაზალტური შედგენილობის მასიური ლავებით და იშვიათად პიროლკასტოლითებით, ზოგ ადგილებში შეიცავს ფლუვიალურ-ტბიური, ალუვიური, ვულკანური ქვიშის ნალექების ლინზებს ვულკანური ფერფლის შუაშრეებით (სურ.5.27 ა,ბ,გ,დ).



სურათი 5.27ა. ალევრიტ-ფსამიტური, თხელ-შრებრივი ვულკანური ქვიშები, სოფ. ახას მიდამოები.



სურათი 5.27ბ. ლავებშორისი ტბიური ნალექები, სოფ. ტაშბაშის მიდამოები.



სურათი 5.27გ. ლავებშორისი ტბიური ნალექები წარმოდგენილი ქვიშიანი დიატომიტებით ვულკანური ფერფლის შუაშრეებით. სოფ. დილისკა



სურათი 5.27დ. ახალქალაქის ფორმაციის ლავებშორისი ტბიური ნალექები. ახლო ხედი. სოფ. დილისკა

ახალქალაქის ფორმაციის დოლერიტები ავსებენ ღრმად ეროზირებულ პალეორელიეფს (სურ.5.28ა) და ქმნიან მოსწორებულ ვულკანურ პლატოებს (სურ. 5.28ბ).



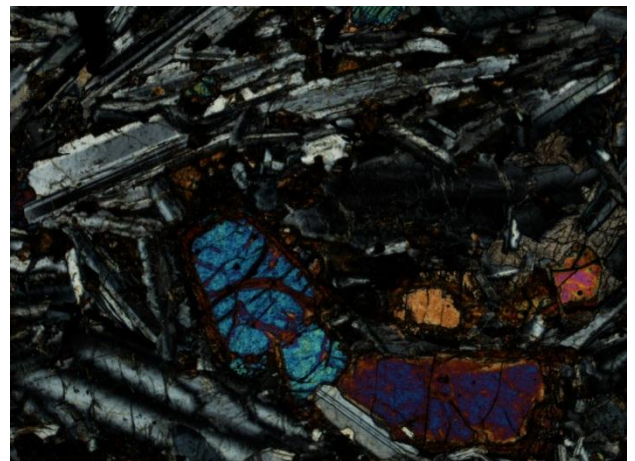
სურათი 5.28ა. მაშავერას ლავური ნაკადის განლაგება ეროზირებულ პალეორელიეფზე, სოფ. პატარა დმანისის მიდამოები.

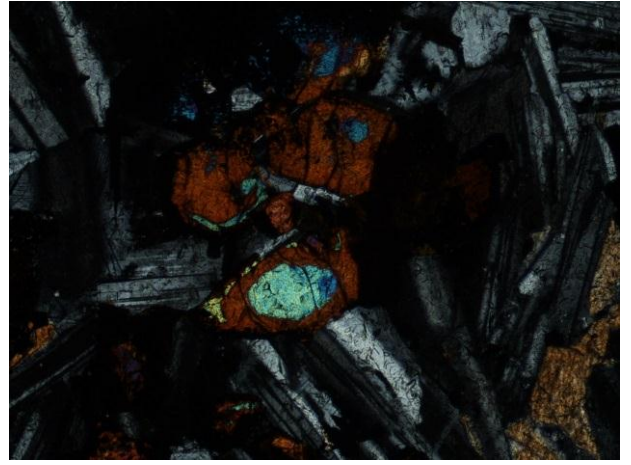
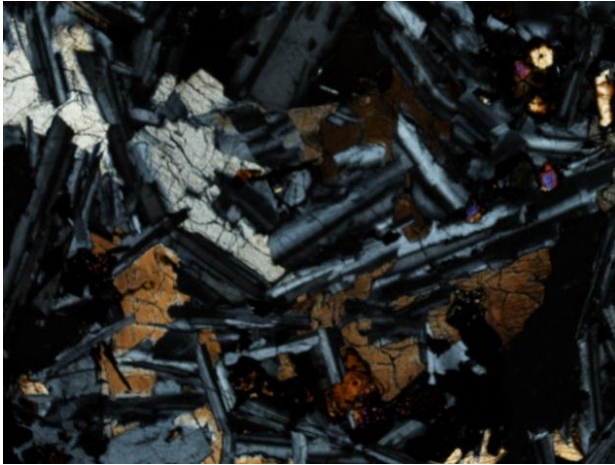


სურათი 5.268. ახალქალაქის ვულკანური პლატო.

ახალქალაქის ფორმაციის აგებულებაში ძირითადად მონაწილეობენ: დოლერიტები, ბაზალტები და იშვიათად ანდეზიტბაზალტები.

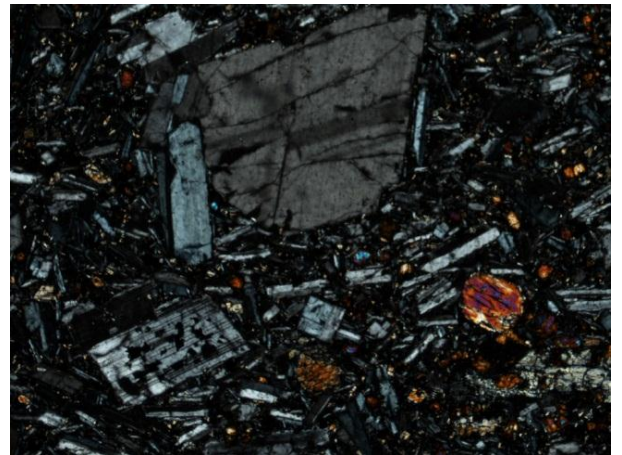
დოლერიტები ნაცრისფერი, სრულკრისტალური ქანებია. ლავური ნაკადის კიდევები ხასიათდება ფოროვნებით (სურ. 5.29ა), ახასიათებს სვეტური და ბელტური განწევრება. შლიფში დოლერიტების სტრუქტურა ოფიტურია ინტერსერტალური ტექსტურით და შეიცავს პაგიოკლაზის, ავგიტის და ოლივინის ფენოკრისტალებს. ოლივინი ხშირად მთლიანად ან ნაწილობრივ ჩანაცვლებულია იდინგსიტით. ძირითადი მასა წარმოდგენილია მინით და მადნეული მინერალებით (სურ.5.29 ა,ბ,გ,დ).





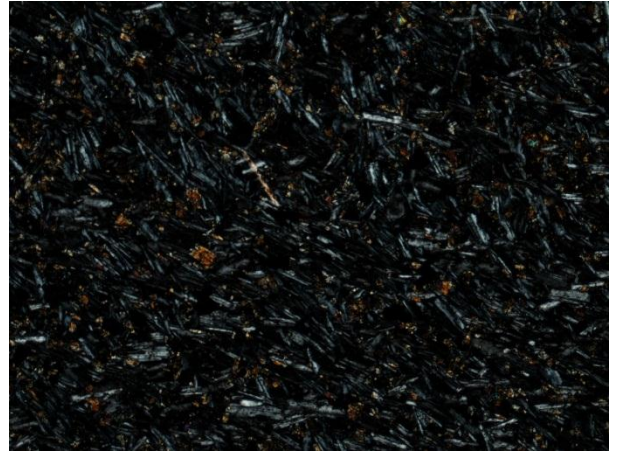
სურათი 5.29ა,ბ,გ,დ. ფოროვანი დოლერიტი (ა), ახალქალაქის ფორმაციის დოლერიტების მიკროფოტოები (ბ,გ,დ).

ბაზალტები მუქი ნაცრისფერი-შავი, მკვრივი ქანებია და ხასიათდება სვეტური განწევრებით (სურ.5.30ა). შლიფში სტრუქტურა პორფირულია, პილოტაქსიტურ-ფლუიდური ძირითადი მასით. ვულკანური მინა მნიშვნელოვანი რაოდენობით არის წარმოდგენილი (სურ.5.30ბ).



სურათი 5.30ა,ბ. სვეტური განწევრება ბაზალტებში (ა). ბაზალტების მიკროფოტოები. ჯვარედინა ნიკოლი, X50.

ანდეზიბაზალტები ღია ნაცრისფერი-ნაცრისფერი ფერისაა, ხასიათდება ფურცლოვანი განწევრებით. შლიფში სტრუქტურა პორფირულია, ტრაქიტული ან პილოტაქსიტური ძირითადი მასით. ოლივინი მცირე რაოდენობით ან საერთოდ არ გვხვდება (სურ. 5.31ა,ბ).



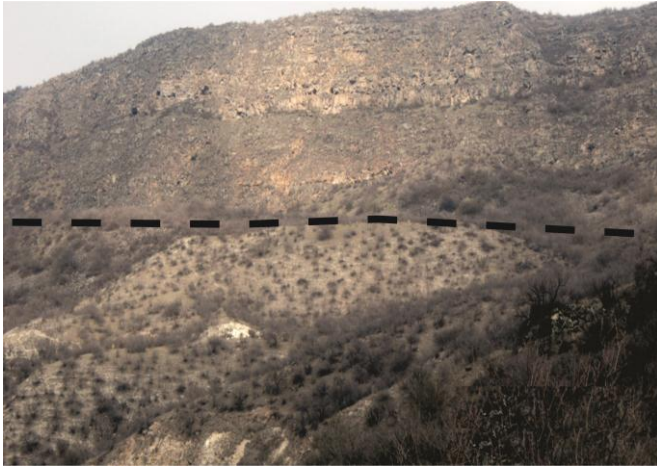
სურათი 5.31ა,ბ. ფურცლოვანი განწევრება ანდეზიბაზალტებში (ა), სოფ. დაშხაშის მიდამოები. ანდეზიბაზალტების მიკრო ფოტო (ბ +), X50.

ვულკანიტები უმნიშვნელოდ არიან შეცვლილი (ლავის ფორები ხშირად შევსებულია კალციტით და ქრისტობალიტით). ვულკანიტებში ნაოჭა სტრუქტურები სუსტად არის განვითარებული, ძირითადად გვხვდება ართვინ-ბოლნისის ბელტის და აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი ზონის კონტაქტის ზონაში. კერძოდ, ზედა პლიოცენურ - მეოთხეული ვულკანური წარმონაქმნები დანაოჭებულია თრიალეთის ქედის სამხრეთ კიდეზე, სადაც ახალქალაქის ვულკანური ფორმაცია კუთხური უთანხმოებით ფარავს ცარცის და პალეოგენის დანაოჭებულ, სამხრეთისკენ გადმოწოლილ ქანებს, მათთან ერთად არის დანაოჭებული და ქმნის ტექტონიკური წარმოშობის ბრაქინაოჭებს. აღნიშნულის გამო წალკის ვულკანური პლატოს ჩრდილო კიდეზე განვითარებულია ბეშთაშენის, კარაქსის, ბაშკოვის და ბარმაკსიზის სინფორმული და ბაშკოვის, კორსუ-ბედენის და დაშხაშის ანტიფორმული ნაოჭები (Адамия и др. 1961; სურ.5.32ა,ბ).



სურათი 5.32ა,ბ. ახალქალაქის ფორმაციის დანაოჭებული დოლერიტები. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი ზონის და ართვის-ბოლნისის ბელტის შეხების ზონა. სოფ.სოფ. იმერას და გუმბათის მიდამოები.

ახალქალაქის, წალკის გომარეთის და დმანისის დოლერიტულ და ბაზალტურ ლავებს უჭირავთ ერთნაირი სტრატეგრაფიული პოზიცია (Адамия и др. 1961) და შეესებულები აქვთ ეროზიული დეპრესიები გოდერძის ფორმაციაში, პალეოგენურ და ცარცულ ნალექებში და ხრამის კრისტალური მასივის ქანებში (სურ.5.33 ა,ბ,გ).



სურათი 5.33ა. ხრამის ლავური ნაკადის განლაგება ზედაცარცულ კირქვებზე (თეთრიწყაროს წყება), მდ.ხრამის ხეობა.



სურათი 5.33ბ. ახალქალაქის დოლერიტების განლაგება ხრამის კრისტალური მასივის ქანებზე. სოფ.დამბაშის მიდამოები.



სურათი 5.33გ. მტკვრის ლავური ნაკადის განლაგება გოდერძის ფორმაციაზე. მდ.ფარავნის ხეობა, სოფ. ხერთვისის მიდამოები.

ახალქალაქის ფორმაციის უფრო ძველ ქანებზე კუთხური უთანხმოებით განლაგება ექვს არ იწვევს. პრობლემატურია ახალქალაქის ფორმაციის ურთიერთობა უფრო ახალგაზრდა მუხავე ფორმაციის (აბულ-სამსარი) ეფუზივებთან. პალეონტოლოგიური ადგილსაპოვნებლების და სამარკირო ჰორიზონტების სიმწირე

(რიგ ადგილებში სამარკირო ახალქალაქის ფორმაცია ან არ არის გავრცელებული, ან არ ჩანს კონტაქტი მის მომყოლ აბულ-სამსარის ფორმაციასთან), აგრეთვე ხშირად რადიოლოგიური ასაკების არასანდოობა და მისი შეუთავსებლობა გეოლოგიური დაკვირვებების შედეგებთან ართულებს ფორმაციის ზედა სტრატეგრაფიული საზღვრის გავლენას. ბოლო წლებში სამხრეთ საქართველოს პოსტკოლიზიურ ვულკანიტებზე ჩატარებულმა რადიოლოგიური მეთოდით ასაკების განსაზღვრებებმა მთელი რიგი გაურკვევლობები გამოიწვია (Лебедев и др. 2004, 2008a,б). კერძოდ, ეჭვს იწვევს (Лебедев и др. 2008a,б) წალკის წყალსაცავის სამხრეთით სოფ. თრიალეთამდე ვულკანიტების უფრო ახალგაზრდა ასაკი (2.45 ± 0.10) ვიდრე წალკის ჩრდილო პერიფერიის და ხრამის ნაკადის (3.10 ± 0.20), მაშინ როცა გეოლოგიური დაკვირვებების საფუძველზე წალკის ვულკანური პლატოს ყველაზე ახალგაზრდა დოლერიტები აგებენ ბედენის და კორსუს ქედებს, ქმნიან ხრამის ვულკანურ ნაკადს, ხოლო წალკის წყალსაცავთან უთანხმოდ არიან განლაგებულნი წალკის ანდეზიბაზალტებზე (Адамия и др. 1961).

ვულკანები: ინიაკ-დაგი (2.05 ± 0.15), ბიკეთი (2.65 ± 0.1), თავშანთეპე და პატარა გიუნეი (3.65 ± 0.15) შეიძლება ახალქალაქის ფორმაციის სინქრონულად ჩაითვალოს. ვულკანები წარმოდგენილია კონუსის კალთების დაქანების პარალელურად განლაგებული არაკონსოლიდირებული ფუძე შედგენილობის პიროკლასტური ნალექებით (სურ. 5.34ა,ბ,დ); ნალექების დაქანების კუთხე ცვალებადია და მცირდება ვულკანის ფუძისკენ.



სურათი 5.34ა. ვულკანი ინიაკ-დაგი, კარიერი.



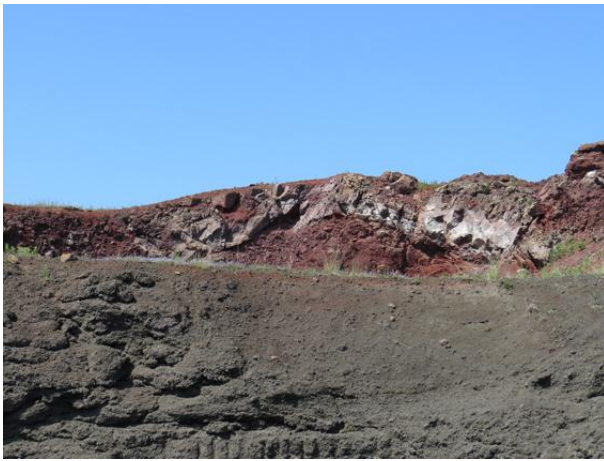
სურათი 5.34ბ. ვულკანი ბიკეთი, კარიერი.



სურათი 5.34გ. ვულკანი ბიკეთი, არაკონსოლიდირებული პიროკლასტური ნალექების ვულკანის კალთების პარალელურად განლაგება.



სურათი 5.34დ. ვულკანი თავშანთეპე.



სურათი 5.34ე. ვულკანი პატარა გიუნე.



სურათი 5.34ვ. ვულკანი პატარა გიუნე, ვულკანური წიდა.

ახალქალაქის ფორმაციის ვულკანიტებში გვხვდება პაჰოეჰოეს (Pahoehoe) ტიპის ლავისთვის დამახასიათებელი ლავური ნაკადის ზედაპირის ტექსტურები (სურ. 5.35 ა,ბ,გ,დ), რაც ლავის მაღალი დენადობის უნარზე მიუთითებს და კარგად არის გამოხატული რელიეფში.



სურათი 5.35ა,ბ,გ,დ. პაპოეპოე ტიპის ლავის ზედაპირისთვის დამახასიათებელი დენადობის ტექსტურა; ახალქალაქის პლატო.

დიდი ინფორმაცია დაგროვდა ახალქალაქის ფორმაციის პალეონტოლოგიური შესწავლილობის შესახებ ბოლო ათწლეულების განმავლობაში. ცხრილში (1) მოცემულია ახალქალაქის ფორმაციის სინქრონული პალეონტოლოგიური ადგილსაპოვებლები დათარიღებული ძუძუმწოვრების ფაუნით.

ცხრილი 1.

ადგილსაპოვებელი ს აღმოჩენის ავტორი	ძუძუმწოვართა ფაუნის ადგილსაპოვებელის გეოგრაფიული მდებარეობა და ლითოლოგიური დახასიათება	განამარხებულ ძუძუმწოვართა ფაუნის ფორმები	ფაუნის ასაკი, განსაზღვრის ავტორი
Маруашვილი, 1945 Маруашვილი, 1946	გომარეთის პლატოს დოლერიტები, სოფ ყარა-ბულახის (ზურტაკეთი) მიდამოები	<i>Bison priscus, Equus caballus, Ovis</i> cf. <i>ophion, Asinus</i> sp.	ზედა პლეისტოცენი Бурчак-Абрамович 1951
Заридзе Г. и Татришвили Н., 1948	წალკის მიდამოები, ბედენის ქედის დასავლეთი ნაწილი	<i>Protelephas</i> aff. <i>planifrons, Equus</i> cf. <i>stenonis</i> .	ზედა პლიოცენი (აღზაგილ- ავშერონი), Бурчак- Абрамович, (1951)

შ. ადამია, 1956	დმანისის პლატო, სოფ. ზემო ოროზმანი. ლავებშორისი ტბიური ნალექები. მუქი ნაცრისფერი, თხელშრეებრივი ფხვიერი ფსამიტურ-ალევიტული ქვიშები კონგლომერატების ლინზებით. ქვიშები და კონგლომერატები შეიცავენ ბაზალტის დამრგვალებულ ნატეხებს.	<i>Marmota</i> sp., <i>Felis</i> cf. <i>spelaea</i> , <i>Equus caballus</i> sf. cf. <i>strictipes</i> ; <i>Bos</i> cf. <i>primigenius</i> (?), <i>Oris</i> sp., <i>Cervus</i> cf. <i>elaphus</i> , <i>Megaloceros</i> sp., <i>Cervus (Dama)</i> sp.	შუა პლეისტოცენი, ვეკუა 1962
შ. ადამია, 1960	გომარეთის პლატო, სოფ. ახას მიდამოები, ლავებშორისი ნალექები. შავი და მუქი ნაცრისფერი ალევიტ-ფსამიტური, თხელშრეებრივი ვულკანური ქვიშები	<i>Elephas</i> sp., <i>Hyaena</i> sp., <i>Equus caballus</i> , <i>Bos</i> sp.	შუა - ზედა პლეისტოცენი, ვეკუა 1962
ნ. ლაზარიშვილი	ახალქალაქის ადმოსავლეთით, მთა ამირანისგორას ძირი. ფლუვიალურ-ტბიური ნალექები. ქვედა ნაწილში- ვულკანური ფერფლი, ხოლო ზედა ნაწილში ვულკანური ფერფლის და კარბონატული ქვიშიანი თიხის ნარევი	<i>Mammuthus trogontherii</i> , <i>H. georgicus</i> , <i>Equus sussenbornensis</i>	ქვედა პლეისტოცენი, ვეკუა 1962

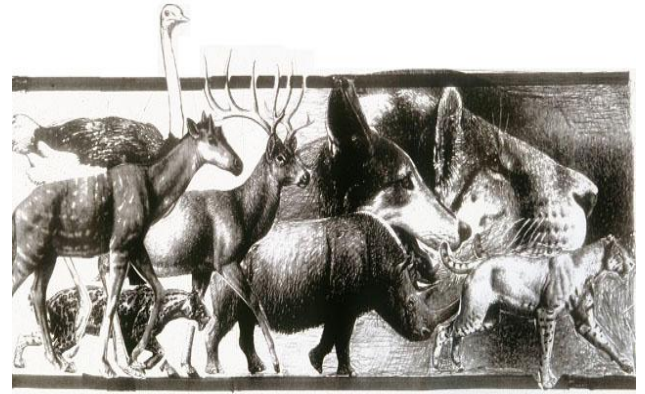
ახალქალაქის ადგილსაპოვებელში ა.ვეკუას მიერ ნანახია მცენარეული ნაშთებიც. მათ შორის ავაქოვის მიერ განსაზღვრულია (Аваков, 1960) ქვათესლა (*Lithospermum arvense* L.) და აკაკი (*Celtis glabrata* Stev). ხმელეთის მოლუსკებიდან დადგენილია *Iamanina pupoides* და *Helicella (Xeropicta derbentina)*.

ახალქალაქის ფაუნისტური კომპლექსი ძირითადად სტეპის და ნახევარსტეპის ლანდშაფტური პირობების ამსახველია (ვეკუა, 1962).

პალეონტოლოგიური მონაცემების საფუძველზე, ა.ვეკუას მიხედვით, წალკის, გომარეთის, დმანისის და ახალქალაქის ეფუზივები ერთი ვულკანური ფაზის პროდუქტებია, რომლის ამოფრქვევა იწყება ზედა პლიოცენში (აფშერონული სართული) და მთავრდება ქვედა ან შესაძლოა შუა პლეისტოცენში (ბაქოური; ვეკუა 1962, Tappen et al. 2002).

განსაკუთრებული ინტერესი გამოიწვია და კარგად არის შესწავლილი სოფ. პატარა დმანისის პალეოანთროპოლოგიური ადგილსაპოვებელი. მდ.მდ. მაშავერას და

ფინაზურის მიერ ჩაჭრილ მომცრო ვულკანური პლატოს ფლუვიალურ ნალექებში აღმოჩენილია ადრეული ჰომინიდის (*Homo Georgicus*) 5 თავის ქალა (სურ. 5.36ა), 4 ქვედა ყბა, 20 იზოლირებული კბილი და ორმოცამდე ჩონჩხის ძვალი, ასევე სავანის ტიპის ძუძუმწოვართა მდიდარი ფაუნა (სურ. 5.36ბ; La Géorgie 2000; Gabunia & Vekua 1995; Gabunia et al. 1999; Vekua et al. 2002, Vekua & Lordkipanidze 2008), რომელიც ევროპის ხმელეთის ვილაფრანკული ძუძუმწოვართა ფაუნის მსგავსია.



სურ.5.36 ა,ბ. დმანისის პალეოანთროპოლოგიური ადგილსაპოვებელი (ა); დმანისის ვილაფრანკული ძუძუმწოვართა ნამარხი ფაუნის რეკონსტრუქციის სურათი (ბ).

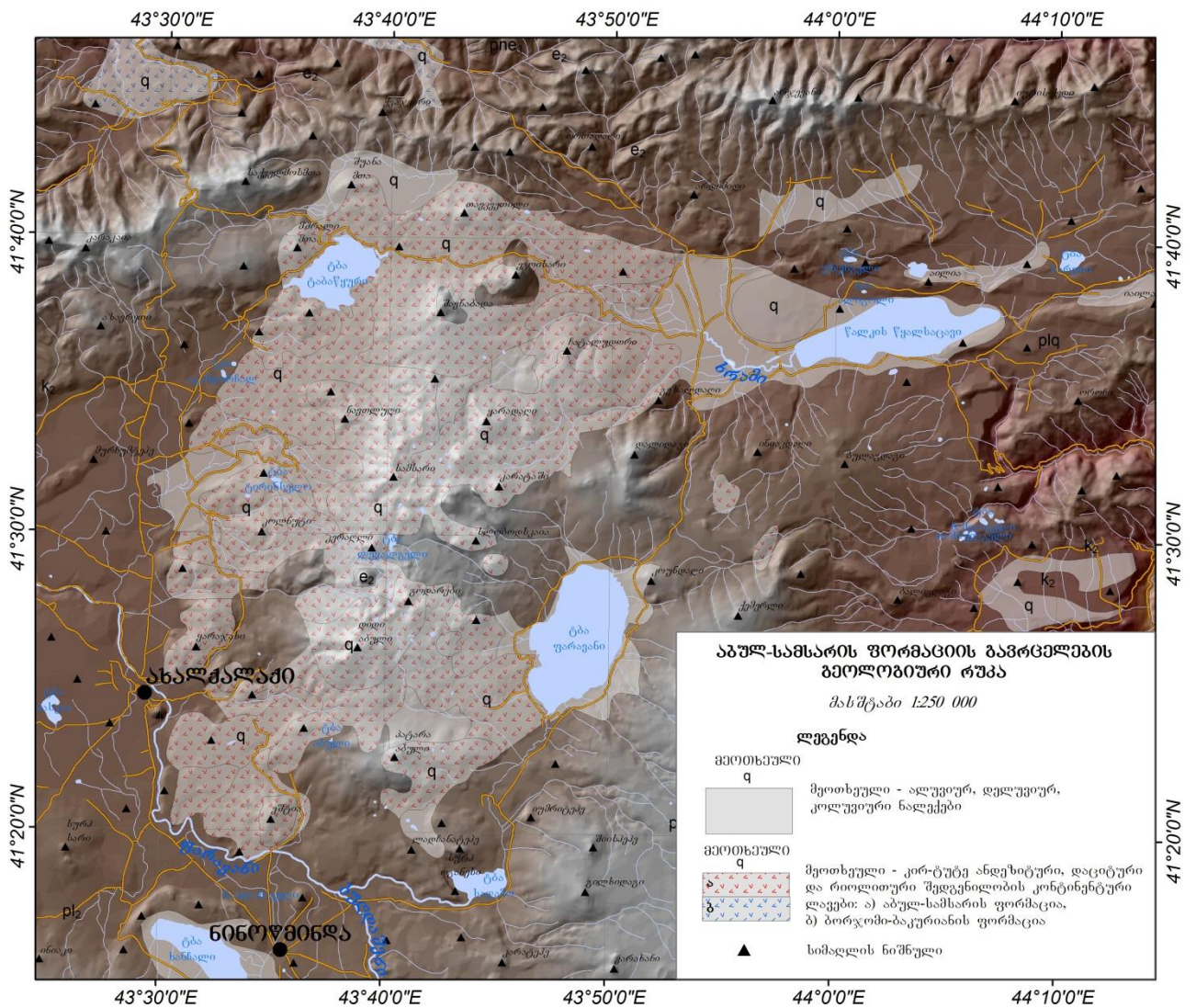
დმანისის პალეოანთროპოლოგიური ადგილსაპოვებელის ქვეშ განლაგებული ბაზალტური ლავის პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალების აბსოლუტური ასაკი განსაზღვრულია $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ მეთოდით და 1.95 ± 0.22 მლ.წ. უდრის (Schmincke 2004). მაშვერას ლავური ნაკადის ქანები ასევე დათარიღებულია $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ლაზერული მეთოდით და მათი ასაკი განისაზღვრა როგორც $1.6 \pm 0.2 - 3.2 \pm 0.3$ მლ.წ (Djaparidze et al. 1989; Gabunia & Vekua 1995; Gabunia et al. 1999; La Georgie 2000).

სამეცნიერო ლიტერატურულ წყაროებში ასევე მრავლად არის ახალქალაქის ფორმაციის სხვადასხვა მეთოდით რადიომეტრული დათარიღების მონაცემები: ახალქალაქის პლატოს დოლერიტები - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ მეთოდით ~ 2.9 მლ.წ (Ferring et al. 1996), 3.69 ± 0.008 მლ.წ და 3.83 ± 0.09 მლ.წ (Camps et al. 1996). ასევე K/Ar მეთოდით მიღებული ასაკები 2.36 ± 0.60 მლ.წ სოფ.თრიალეთის ანდეზიბაზალტებიდან (Рубинштейн и др. 1972), 2.25 ± 0.2 სოფ.სათხეს ანდეზიტებიდან (Майсурадзе и др. 1980), 2.4 ± 0.35 მლ.წ ვულკან ემლიკლის ანდეზიბაზალტებიდან (Джигაური 1991).

ახალქალაქის ფორმაციის ვულკანიტები პალეომაგნეტური კვლევის საფუძველზე მიესადაგება მატუიამას შებრუნებული დამაგნიტების ქრონს (1.78-0.78 Ma; Djaparidze et al., 1989; Goguitchaishvili et al. 2000; Tappen et al. 2002, Calvo-Rathert et al. 2007).

9.3. აბულ-სამსარის ფორმაცია (შუა-ზედა პლეისტოცენი)

აბულ-სამსარის ფორმაცია გავცელებულია სამსარის ქედზე (სურ.5.37) და მოიცავს მონოგენურ ჩამქრალ ვულკანებს: თავკვეთილი, შავნაზადა, დიდი აბული, სამსარი და სხვა. ფორმაცია ანდეზიტდაციტური შედგენილობისაა და წარმოდგენილია ლავებით და პიროკლასტოლითებით .



სურათი 5.37. აბულ-სამსარის ფორმაციის გავრცელების გეოლოგიური რუკა (ადამია 2004) საქართველოს ციფრულ ტოპოგრაფიულ რუკაზე.

აბულ-სამსარის ფორმაციის ეროზიული ნარჩენები ჩანს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის და ართვის-ბოლნისის ბლოკის შეხების ზოლშიც, სადაც ამ ფორმაციის ჰიალოდაციტები განლაგებულია შუაეოცენურ ვულკანიტებზე (სურ. 5.36 ა,ბ).



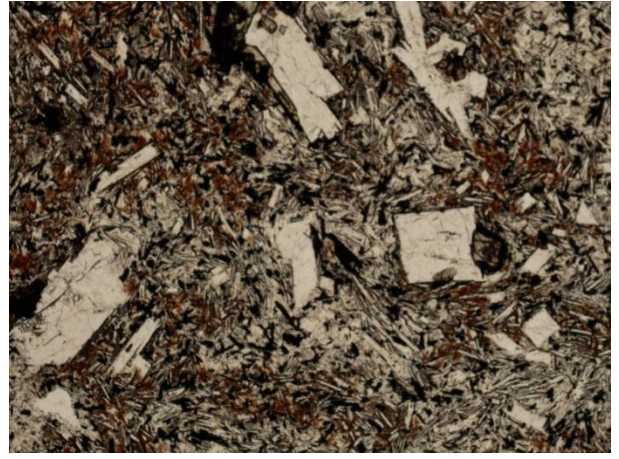
სურათი 5.38ა. აბულ-სამსარის ვულკანიტების განლაგება შუაეოცენურ ვულკანიტებზე.



სურათი 5.368. მასიური ჰიალოდაციტები

აბულ-სამსარის ფორმაცია უთანხმოდ არის განლაგებული ახალქალაქის ფორმაციაზე, არ არის დანაოჭებული და არ შეიცავს პალეონტოლოგიურ ნაშთებს, რაც ართულებს ფორმაციის დათარიღებას. აბულ-სამსარის ფორმაციის ასაკი სადავოა. ზოგი მკვლევარი მას გოდერძის ფორმაციის ანალოგად (Схиртладзе 1958; Тутბერიძე 2004, Tutberidze 2012), ზოგი კი სამხრეთ საქართველოს რეგიონისთვის ყველაზე ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნებად მიიჩნევს (Лебедев и др. 2008a,б). ჩვენი აზრითაც აბულ-სამსარის ფორმაცია პოსტკოლიზიურ მიოცენ-მეოთხეულ ვულკანიტებს შორის ყველაზე ახალგაზრდა წარმონაქმნია.

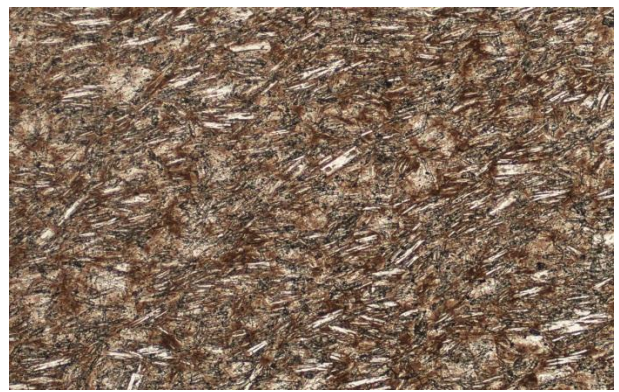
ვულკანები აბული (სურ. 5.39) და სამსარი მასიური ფურცლოვანი ანდეზიტ-დაციტებით არიან წარმოდგენილი.



სურათი 5.39. სამსარის ქედი (ა), ანდეზიტის მიკროფოტო(ბ), ||, X50.

რადიომეტრული მონაცემების (K/Ar) საფუძველზე აბულ-სამსარის ფორმაციის ვულკანიტების ასაკი განსაზღვრულია 760, 000 (ვულკანი ბაბახნო) – 30, 000 წლებით (ვულკანი თავკვეთილი; Лебедев и др. 2008a,б).

აბულ-სამსარის ქედის ჩრდილოეთით განლაგებული ვულკანები (შავნაბადა, თავკვეთილი და სხვა) აგებულია საღი ჰიალოდაციტებით, რომლებიც ქმნიან რელიეფში კარგად გამოხატულ, შემოსაზღვრულ, ნატეხოვანი ზედაპირის მქონე (AA ლავა) ნაკადებს (სურ. 5.40ა,ბ,გ,დ).



სურათი 5.40ა,ბ,გ,დ. ვულკანი თავკვეთილი (ა), ვულკან შავნაბადას სამხრული კალთა (ბ), ჰიალოდაციტი (გ), ჰიალოდაციტის მიკროფოტო (დ), ||, X50.

აბულ-სამსარის ფორმაციის გავრცელების ფარგლებში ინერტული მასალის მრავალი კარიერია გახსნილი (სურ. 5.41).

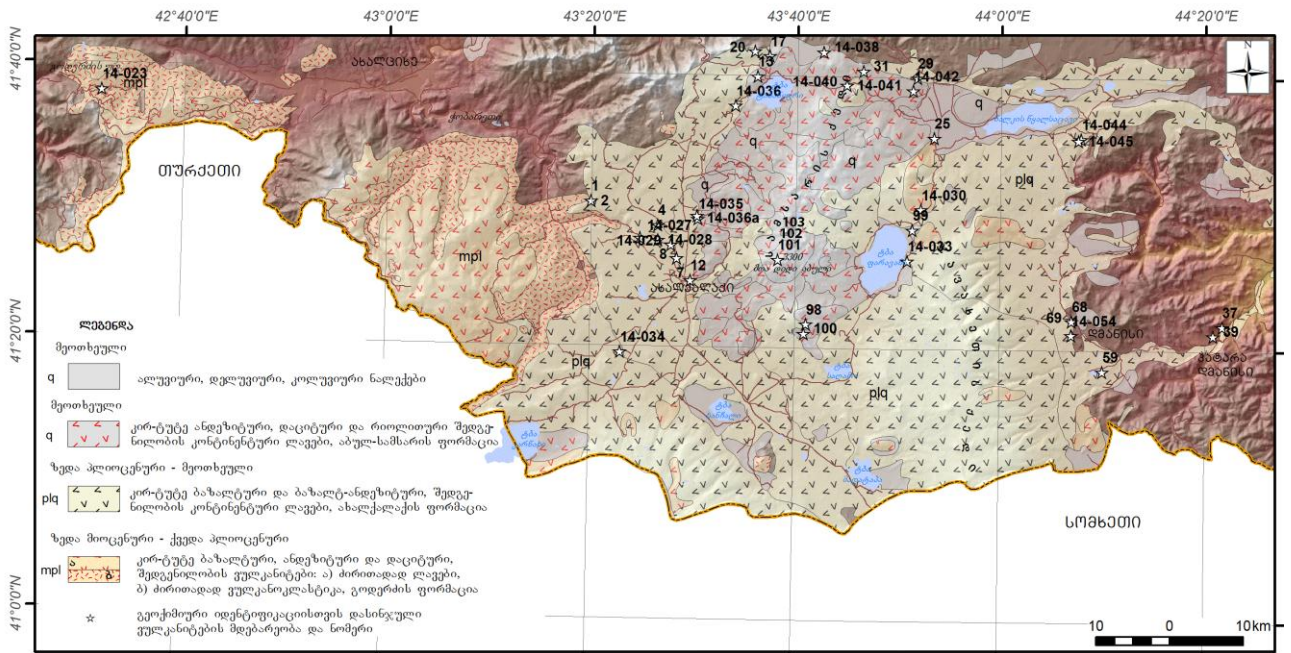


სურათი 5.41. ინერტული მასალის კარიერი, აბულ-სამსარის ფორმაცია.

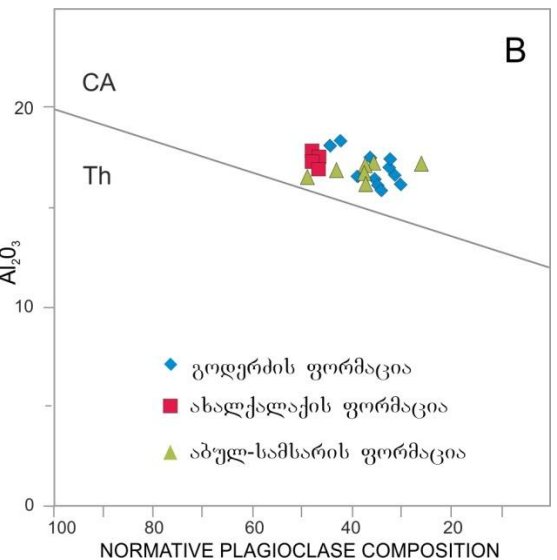
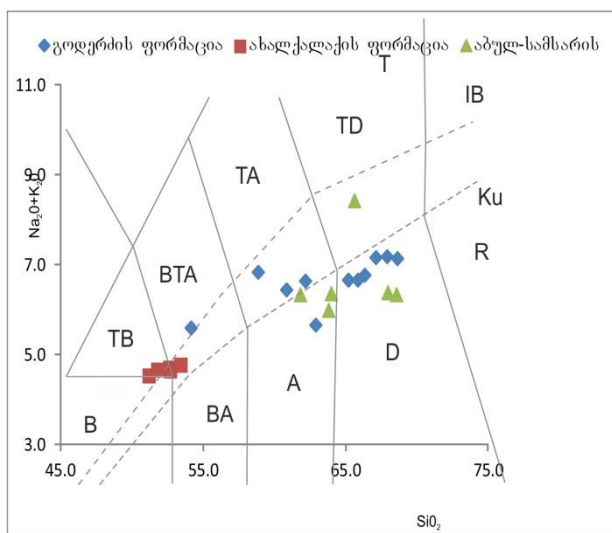
5.4. სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიის შემდგომი ვულკანიტების გეოქიმია

თანამედროვე დონეზე მაგმური პროცესების გეოდინამიკური რეჟიმის კვლევაში, სხვა გეოლოგიურ და გეოფიზიკურ მეთოდებთან ერთად, წამყვანი როლი ენიჭება მაგმური ფორმაციების გეოქიმიურ შესწავლას. წამყვან ლაბორატორიებში ხორციელდება თანამედროვე მაგმური პროდუქტების პეტრო- და გეოქიმიური იდენტიფიკაცია, რაც იძლევა საშუალებას გაიშიფროს მაგმური წარმონაქმნების გეოლოგიური წარსულის გეოდინამიკური ევოლუცია ფილების ტექტონიკასთან კავშირში (მაგ., Hophman 1997; Kelemen et al. 2007, Pearce 1983).

სამხრეთ საქართველოს ახალგაზრდა ვულკანური წარმონაქმნების გეოქიმიური იდენტიფიკაციისთვის დაისინჯა ნეოგენ-მეოთხეული სამივე შესწავლილი ფორმაციის (გოდერძი, ახალქალაქი, აბულ-სამსარი) ვულკანიტები (სურ.5.42).

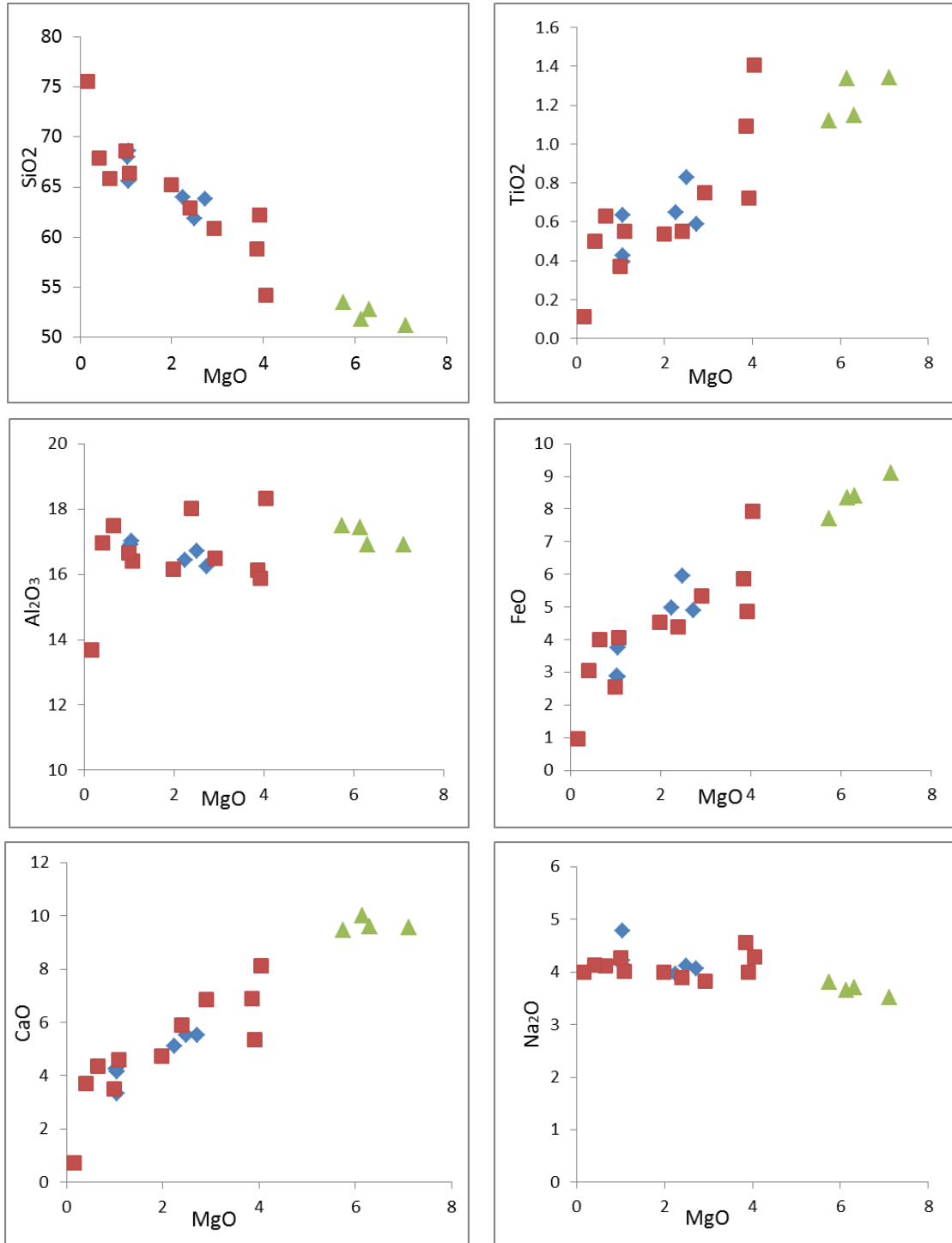


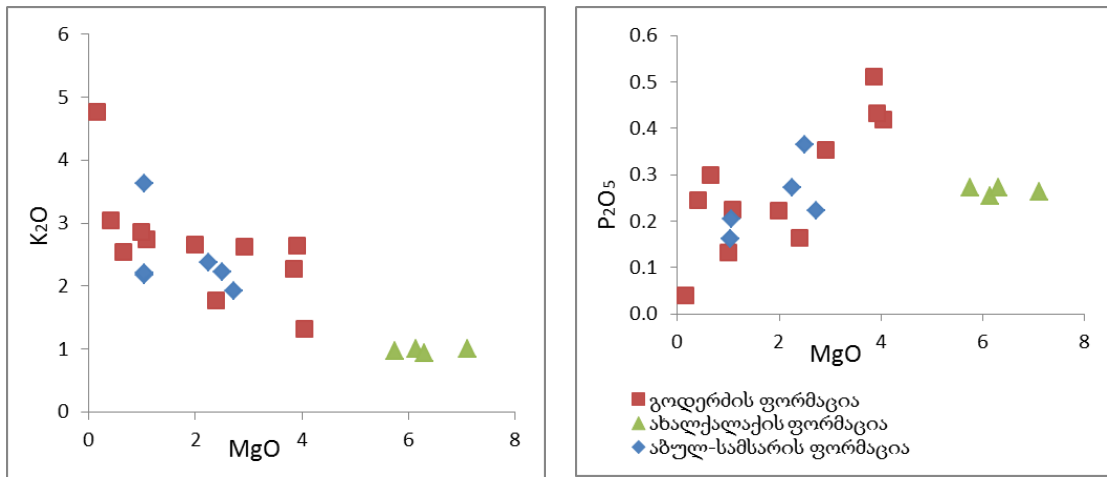
სურათი 5.42. გეოქიმიური იდენტიფიკაციისთვის დასინჯული ვულკანიტების მდებარეობა. გეოქიმიური მონაცემები (იხილეთ დანართი 4) ცხადყოფს, რომ პოსტკოლიზური ვულკანური ფორმაციები წარმოდგენილია დიფერენცირებული მაგმური სერიებით (ბაზალტი-ანდეზიტი-დაციტი-რიოლითი), რომლებიც იკავებენ გარდამავალ ველს კირ-ტუტე და ტოლეიტურ სერიებს შორის (ფიგ.5.43ა, ბ). აღნიშნული ტენდეცია დამახასიათებელია შესწავლილი ნეოგენურ-მეოტხეული ყველა ვულკანური ფორმაციისთვის.



სურათი 5.43ა,ბ. (ა) ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის მიოცენ-მეოტხეული ვულკანური ფორმაციების კლასიფიკაცია ტუტეების ჯამის და SiO_2 -ის თანაფარდობის მიხედვით. გამოყენებულია კლასიფიკაციის დიაგრამა - Lebas et al. 1986. აბრევიატურა: B: ბაზალტი, BA: ანდეზიბაზალტი, TB: ტრაქიბაზალტი, BTA: ბაზალტ-ტრაქიანდეზიტი; A: ანდეზიტი, TA: ტრაქიანდეზიტი, D: დაციტი, TD: ტრაქიდაციტი, T: ტრაქიტი, R: რიოლითი, IB: ტუტე/სუბტუტე ველის გამყოფი (Irvine & Baragar 1971), Ku: ტუტე/სუბტუტე ველის გამყოფი (Kuno 1966); (ბ) წერტილების განლაგება ნორმატიული პლაგიოკლაზის შედგენილობის და Al_2O_3 წონ.% თანაფარდობის დიაგრამაზე (Irvine & Baragar 1971).

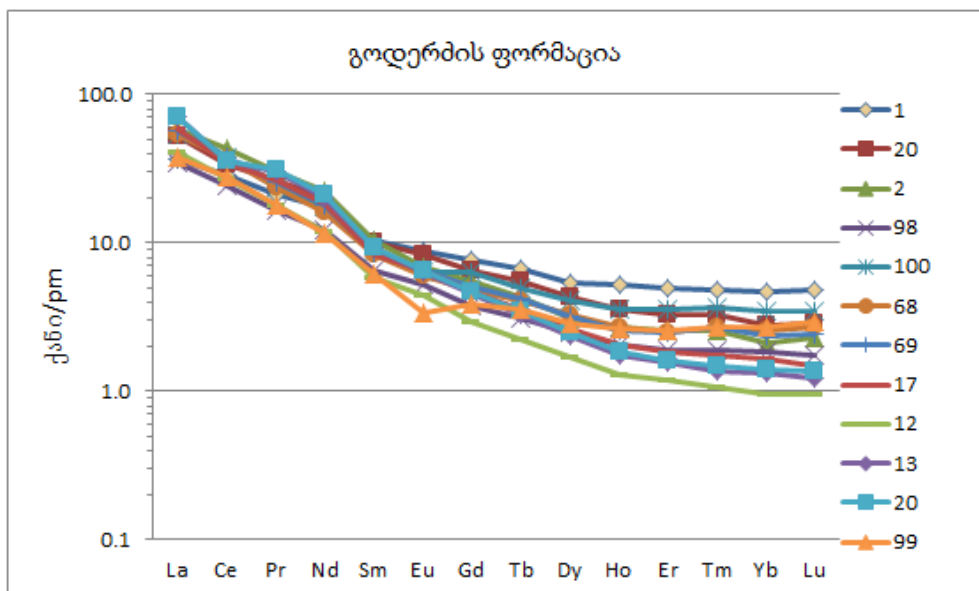
დასინჯული ნიმუშების განლაგება, მთავარი ქანთმაშენი ოქსიდები/MgO-ს შემცველობასთან დიაგრამაზე საკვლევ რეგიონის ვულკანიტების უწყვეტი ფრაქციონირების ტენდენციის მაჩვენებელია (სურ. 5.44).





სურათი 5.44. დასინჯული ნეოგენ-მეოთხეული ვულკანიტების განლაგება მთავარი ქანთშეინი ოქსიდები/MgO-ს შემცველობასთან დიაგრამაზე.

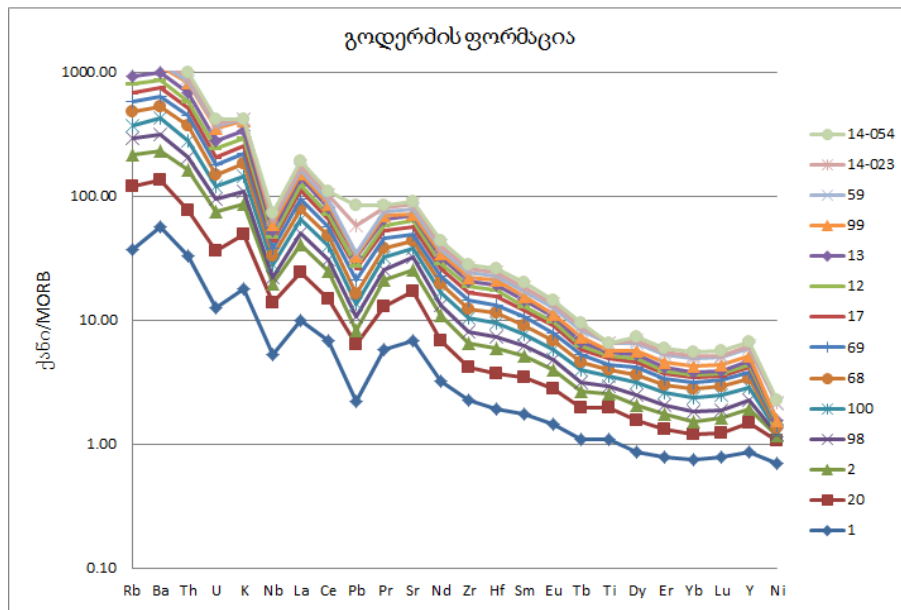
გოდერძის ფორმაციის ქანებში იშვიათი მიწაელემენტების (REE) განაწილების დიაგრამა (ელემენტები ნორმირებულია პრიმიტიული მანტიის საშუალო შედგენილობის მიმართ - PM) გვიჩვენებს იშვიათი მიწაელემენტების თანდათანობით ცვლად (smooth) განაწილებას, მსუბუქი იშვიათი მიწაელემენტების (LREE) ზომიერ ფრაქციონირებას მძიმე მიწაელემენტების (HREE) მიმართ (სურ.5.45). ნორმირება შესრულებულია სამივე ფორმაციისთვის გაფართოვებულ მრავალ-ელემენტური დიაგრამებზე (MORB) Sun & McDonough 1989 მიხედვით.



სურათი 5.45. გოდერძის ფორმაციის ვულკანიტების იშვიათი მიწაელემენტების განაწილების დიაგრამა (ნორმირებული პრიმიტიული მანტიის საშუალო შემადგენლობის მიმართ; PM).

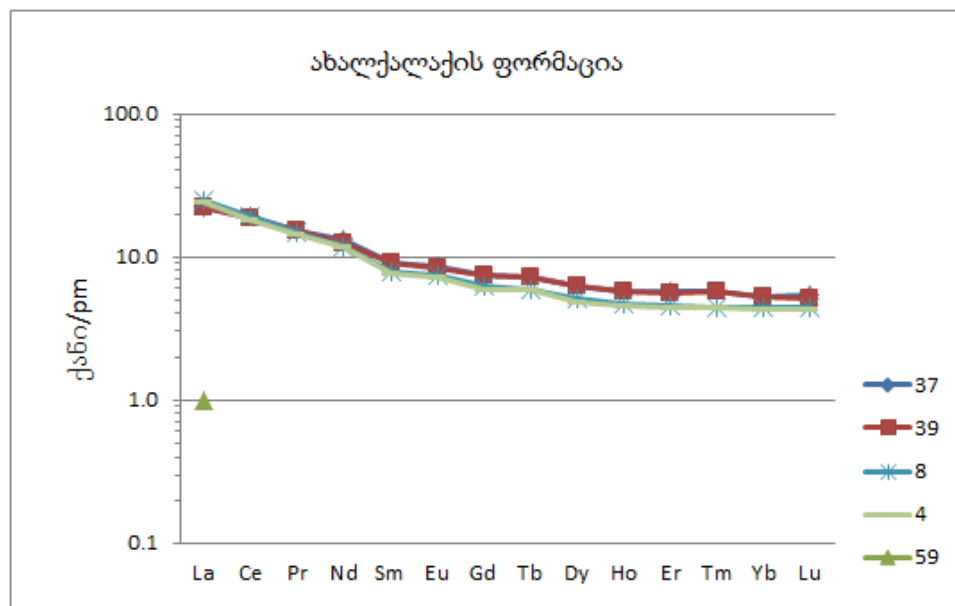
გოდერძის ფორმაციის გაფართოვებული მრავალ-ელემენტური დიაგრამა (ნორმირებული ოკეანური სპრედიტინგის ზონების ტოლეთური ბაზალტების საშუალო

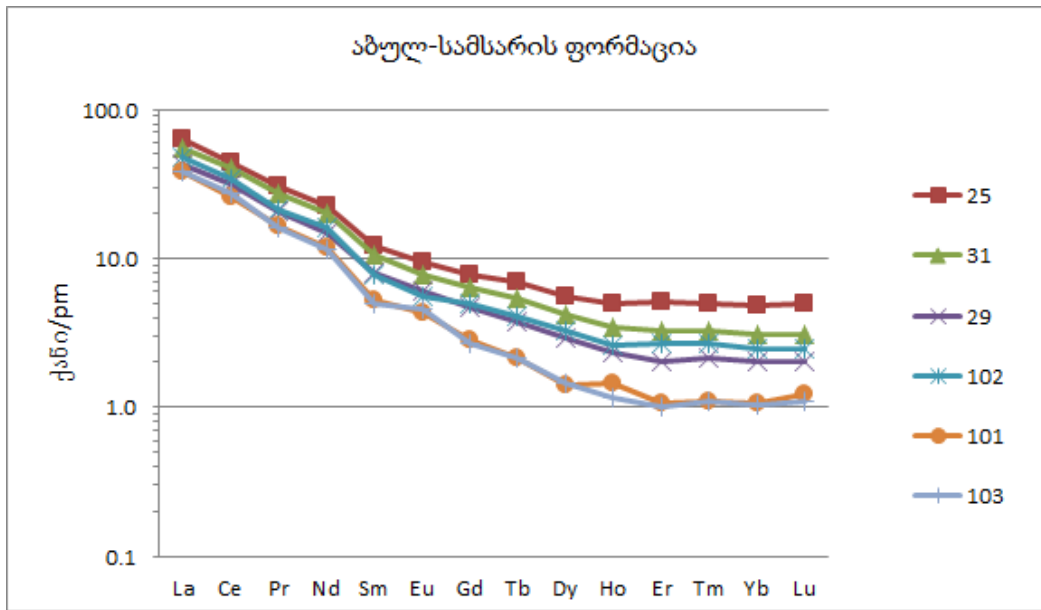
შემადგენლობის მიმართ; N-MORB) გვიჩვენებს Nb-ის უარყოფით გეოქიმიურ ანომალიებს და Ni-ის დაბალ შემცველობას (სურ.5.46).



სურათი 5.46. გოდერძის ფორმაციის იშვიათი ელემენტების მრავალელემენტური განაწილების დიაგრამა (N-MORB-NORM).

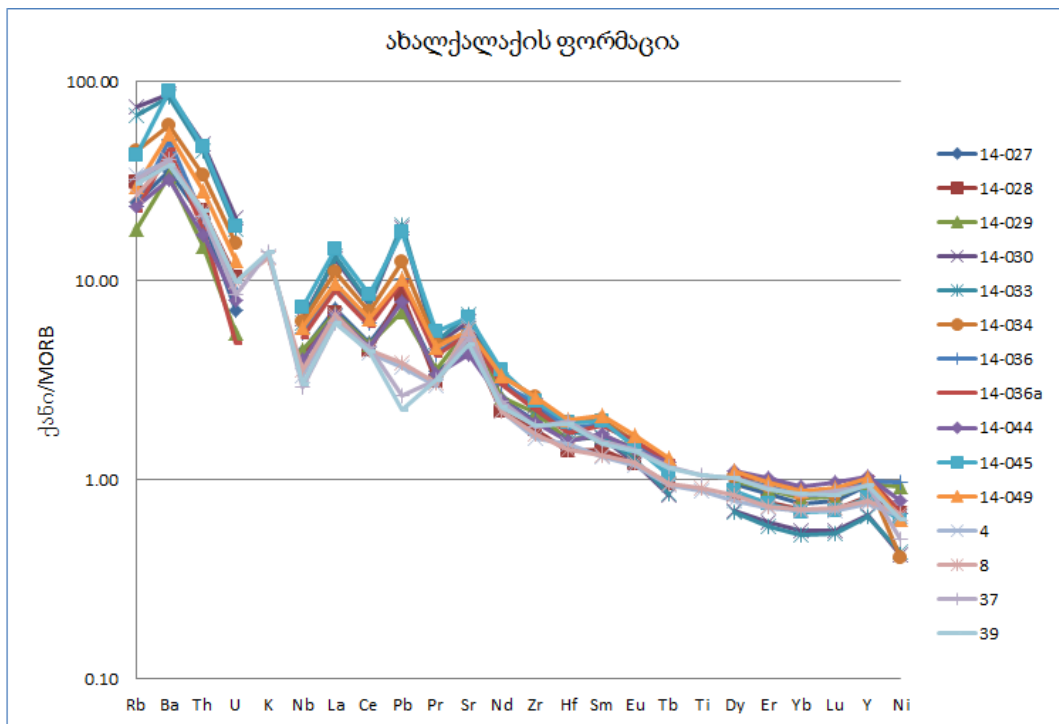
იგივე გეოქიმიური მახასიათებლებით ხასიათდება ახალქალაქის და აბულსამსარის ფორმაციები. იშვითი მიწა ელემენტების (REE) განაწილება (PM) გვიჩვენებს იშვიათი მიწა ელემენტების თანდათან ცვლად მრუდებს და მსუბუქი იშვიათ მიწა ელემენტების (LREE) ზომიერ ფრაქციონირებას მძიმე იშვიათ მიწა ელემენტების (HREE) მიმართ (სურ. 5.47ა,ბ)

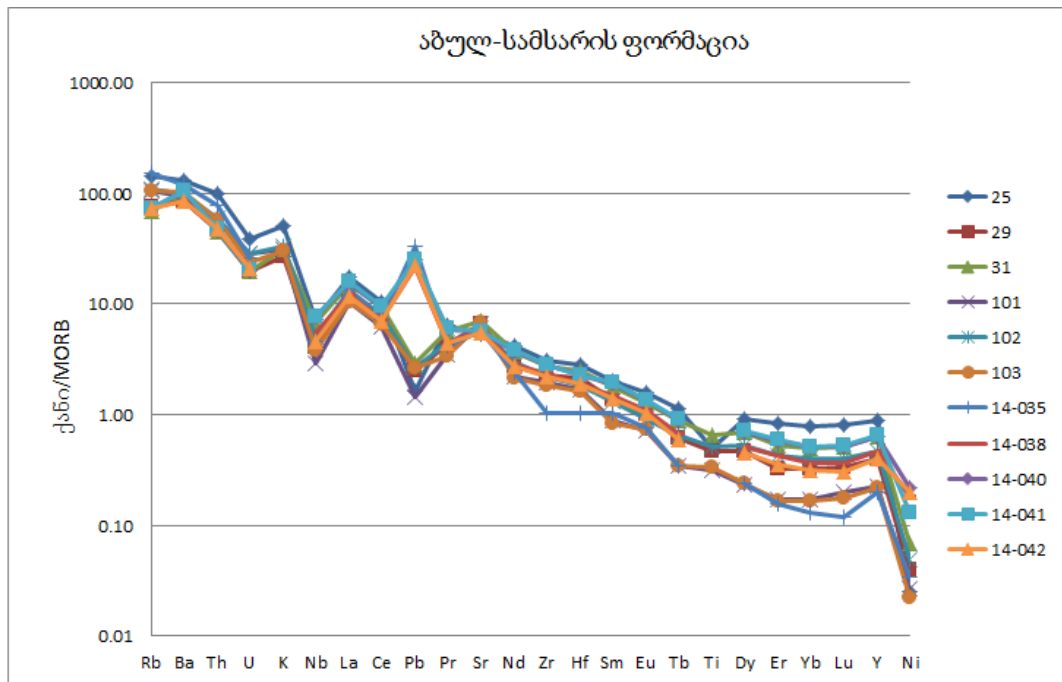




სურათი 5.47ა,ბ. ახალქალაქის და აბულ-სამსარის ფორმაციების ვულკანიტების იშვიათი მიწა ელემენტების განაწილების დიაგრამა (PM).

ახალქალაქის და აბულ-სამსარის ფორმაციების გაფართოებული მრავალ-ელემენტური დიაგრამა (ნორმირებული ოკენური სპრედიტის ზონების ტოლექტური ბაზალტების საშუალო შემადგენლობის მიმართ, N-MORB) ასევე გვიჩვენებს Nb და Pb უარყოფით გეოქიმიურ ანომალიებს და Ni-ის დაბალ შემცველობას ფუძედან- მყავე დიფერენციატებამდე (სურ. 5.48ა,ბ).

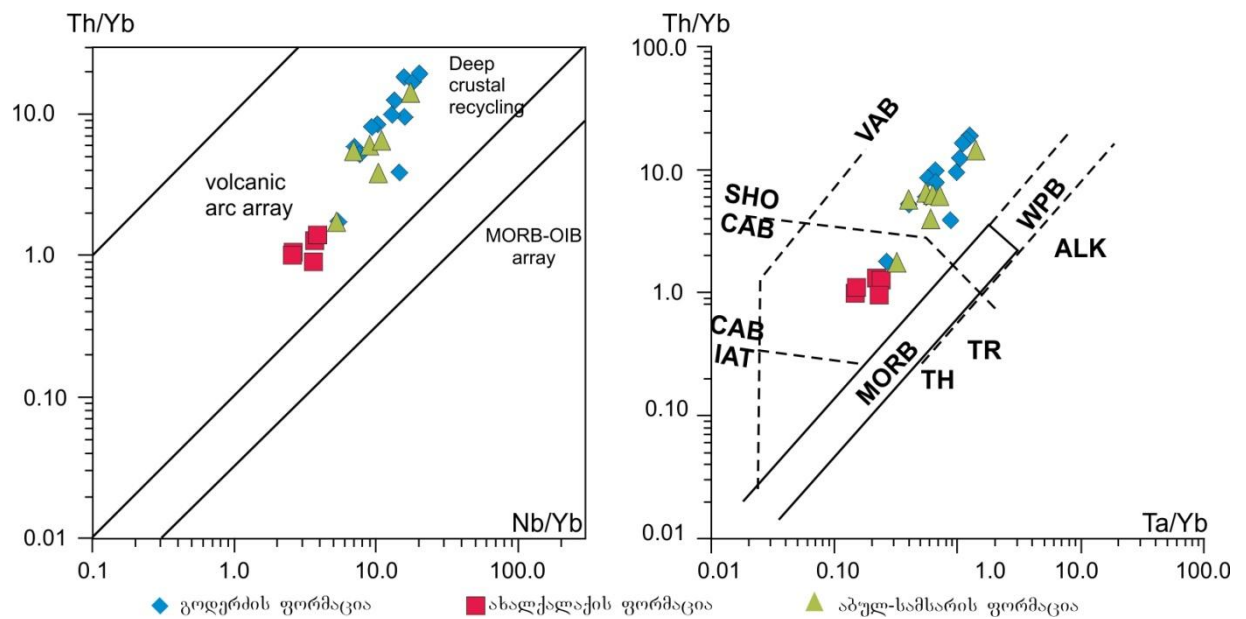




სურათი 5.48ა,ბ. (ა)ახალქალაქის და (ბ)აბულ-სამსარის ფორმაციების ვულკანიტების იშვიათი ელემენტების მრავალელემენტური განაწილების დიაგრამა (N-MORB-norm.)

საყურადღებოა ის ფაქტი, რომ შესწავლილი სამივე ფორმაციისთვის ჩანს ტყვიის როგორც უარყოფითი ისე დადებითი გეოქიმიური ანომალია. გეოქიმიური ანალიზები ჩატარებულია კანადის (Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltd) და ლონდონის ღია უნივერსიტეტის (London Open University) ანალიტურ ლაბორატორიებში ICP-MS მეთოდით. ასევე ერთიდაიგივე ფორმაციის ვულკანიტებისთვის კანადის ლაბორატორიიდან მიღებული ანალიზები ხასიათდება ტყვიის დაბალი ხოლო ლონდონის ღია უნივერსიტეტის ანალიტური ლაბორატორიიდან მიღებული ანალიზები ტყვიის მაღალი შემცველობით. ცხადია Pb-ის შემცველობის დაზუსტება შემდგომ კვლევას მოითხოვს.

მიოცენ-მეოთხეული ფორმაციის ვულკანიტებისათვის Th/Yb - Nb/Yb, Ta/Yb თანაფარდობების დიაგრამები მიუთითებს ვულკანიტების სუპრა-სუბდუქციურ ტიპზე (სურ. 5.49).



სურათი 5.49 Th/Yb – Nb/Yb და Ta/Yb დიაგრამაზე (Pearce 1983) წერტილების განლაგება ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ნეოგენურ-მეთხეული ვულკანური ფორმაციებისთვის.

შესწავლილი ვულკანიტებისთვის ლონდონის ღია უნივერსიტეტის ლაბორატორიაში ჩატარდა 10 ნიმუშის (გოდერძის და ახალქალაქის ფორმაციები) იზოტოპური (Sr, Pb) ანალიზი. შეფარდებების მაჩვენებლები მოცემულია ქვემოთ მოყვანილ ცხრილში 2, სადაც ასევე მოცემულია სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმისთვის დამახასიათებელი იზოტოპური შეფარდებების საშუალო მაჩვენებლები (Kelemen et al. 2007).

	Kelemen et al. 2007	გოდერძის ფორმაცია		ახალქალაქის ფორმაცია		
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70401	0.7044	0.7042	0.7046	0.7039	0.7038
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.75	18.66	18.68	18.60	18.89	18.877
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.57	15.61	15.60	15.61	15.58	15.52
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.46	38.74	38.75	38.68	38.82	38.62

ცხრილი 2. გოდერძის და ახალქალაქის ფორმაციებისთვის და სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიტებისთვის დამახასიათებელი იზოტოპური შეფარდებების საშუალო მაჩვენებლები (Kelemen et al. 2007).

ამრიგად, ჯავახეთის ვულკანური პლატოს ნეოგენ-მეოტხეული სამივე ფორმაციისთვის (გოდერძი, ახალქალაქი, აბულ-სამსარი) ძირითადი გეოქიმიური მახასიათებლები მსგავსია და შეესაბამება სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმის (Kelemen et al. 2007) პროდუქტებს.

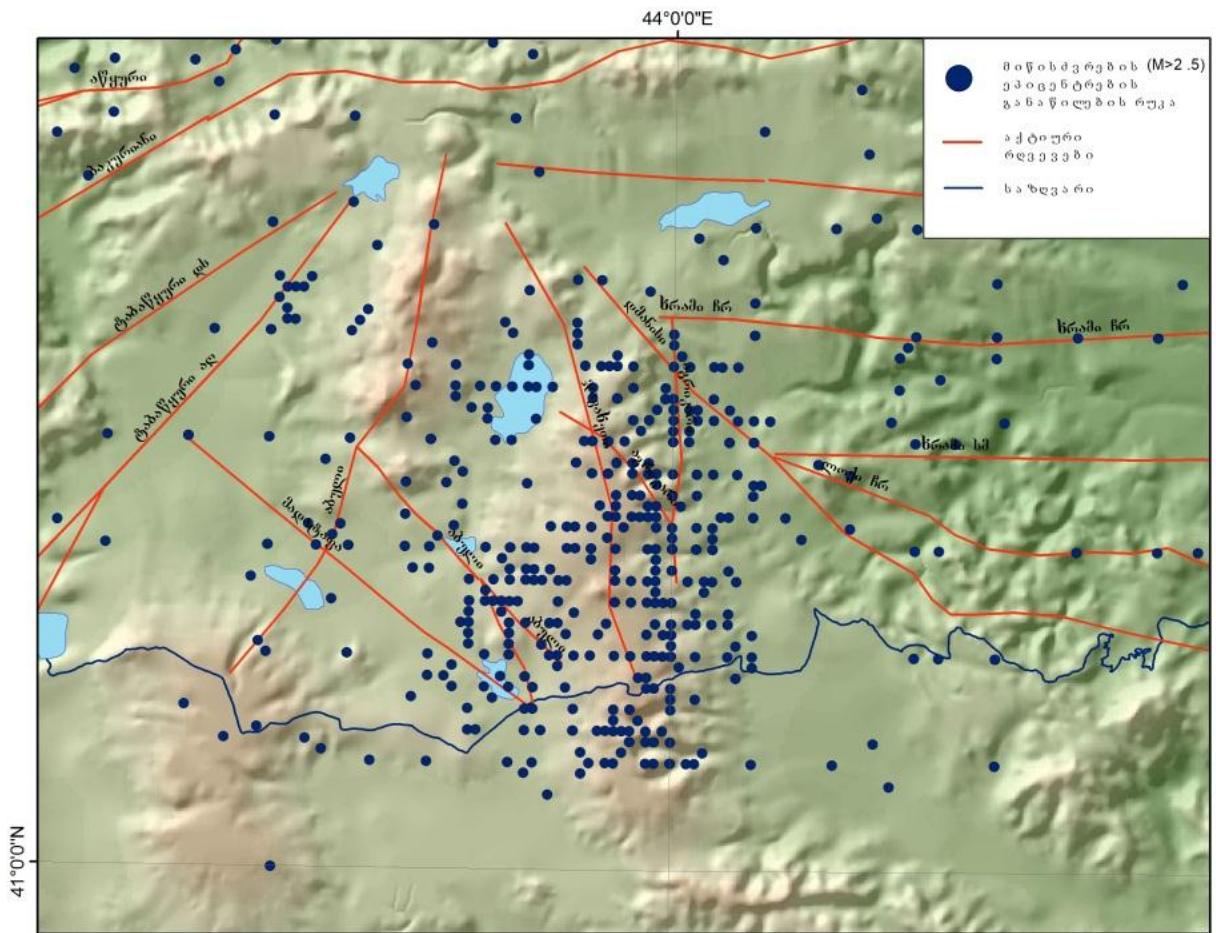
6. ჯავახეთის ზეგნის სეისმურობა და დამაბულობების ველები

საკვლევო რეგიონის თანამედროვე დამაბულობების ველების მიმართულებები და სეისმურობა იძლევა მნიშვნელოვან ინფორმაციას რეგიონის პოსტკოლიზიური გეოდინამიკური ევოლუციის შესახებ, აგრეთვე უშუალოდ კავშირშია ახალგაზრდა ნაპრალოური ვულკანიზმის და ვულკანური ცენტრების ხაზოვანი განლაგების (მაგ. ჯავახეთის და აბულ-სამსარის ქედების ჩამქრალი ვულკანების მწკრივები) პრობლემებთან.

6.1. სეისმურობა

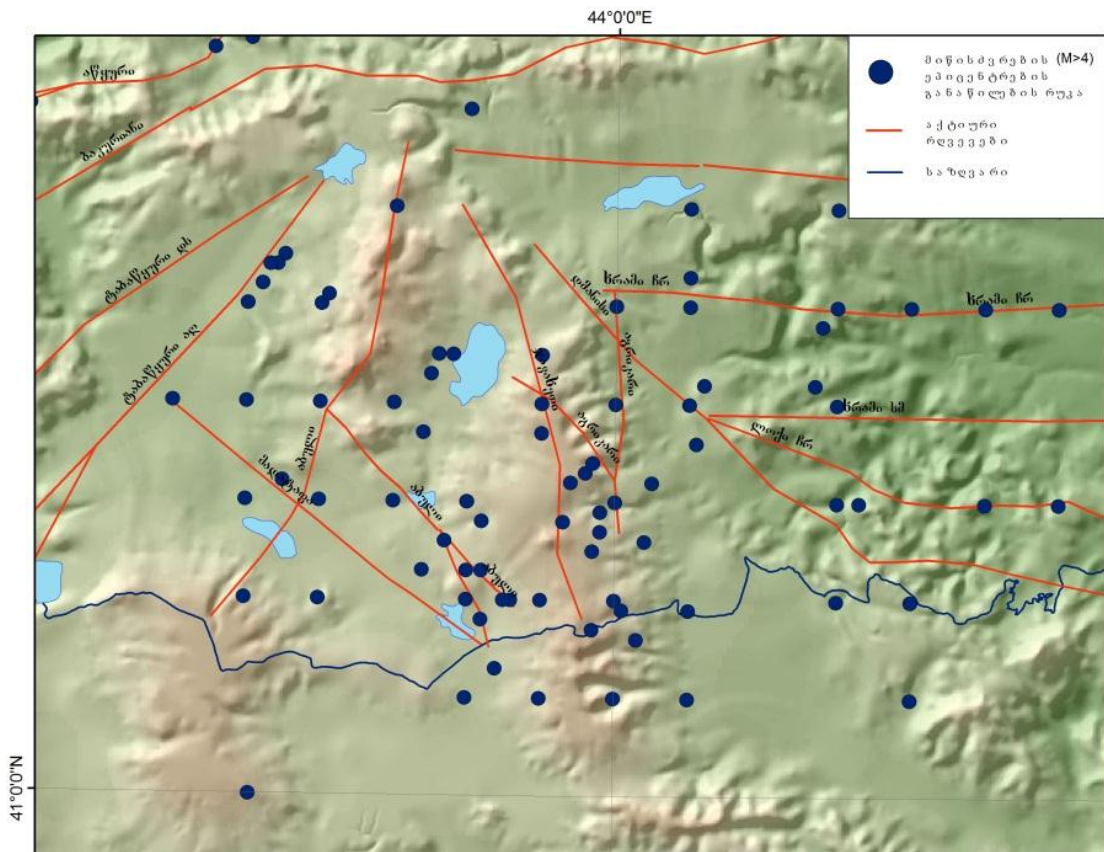
ჯავახეთისთვის დამახასიათებელია სეისმური აქტივობის სტაბილურად მაღალი დონე, განსხვავებით კავკასიის სხვა რეგიონებისგან, რომელთაც მაღალი და დაბალი სეისმური აქტივობის მონაცვლეობა ახასიათებთ.

ჯავახეთის ზეგნის მიწისძვრების ეპიცენტრების სივრცული განაწილება გვიჩვენებს, რომ რეგიონი მთლიანად დაფარულია მიწისძვრის ეპიცენტრებით (სურ.6.1), რის გამოც რთულია მათი მიკუთვნება რომელიმე კონკრეტულ გეოლოგიურ სტრუქტურასთან. აღნიშნული ფაქტი შეიძლება უკავშირდებოდეს მიწისძვრების ეპიცენტრების განსაზღვრის უზუსტობას, ვინაიდან სუსტი მიწისძვრების ($M < 4$) ეპიცენტრის განსაზღვრის ცდომილება ყოველთვის მაღალია და ~5-10 კმ-ის ტოლია.



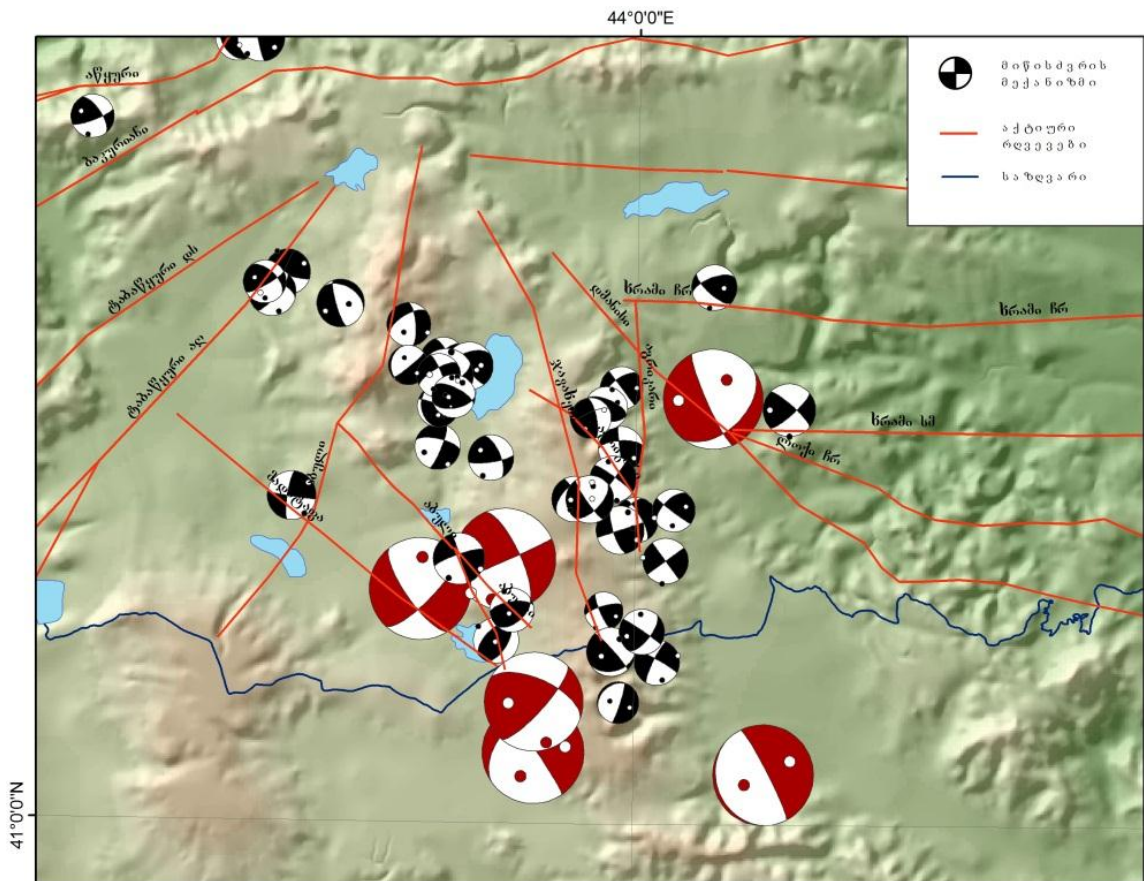
სურათი 6.1. ჯავახეთის ზეგნისთვის მიწისძვრების ($M > 2.5$) ეპიცენტრების განაწილების რუკა

ჯავახეთის ზეგნის საშუალო და მაღალი მაგნიტუდის მიწისძვრების ($M \geq 4$) განაწილება სურათს უფრო მოწესრიგებულს ხდის. მიწისძვრების ეპიცენტრები ლაგდებიან ცალკეულ, აქტიურ რღვევით სტრუქტურებზე: აბული, ჯავახეთი, დმანისი, ტაბაწყური, მადატაპა, ლოქი, თელეთი, აგრიკარი და ხრამი (სურ.6.2; Adamia et al. 2008).



სურათი 6.2. ჯავახეთის ზეგნისთვის მიწისძვრების (M>4) ეპიცენტრების განაწილების რუკა.

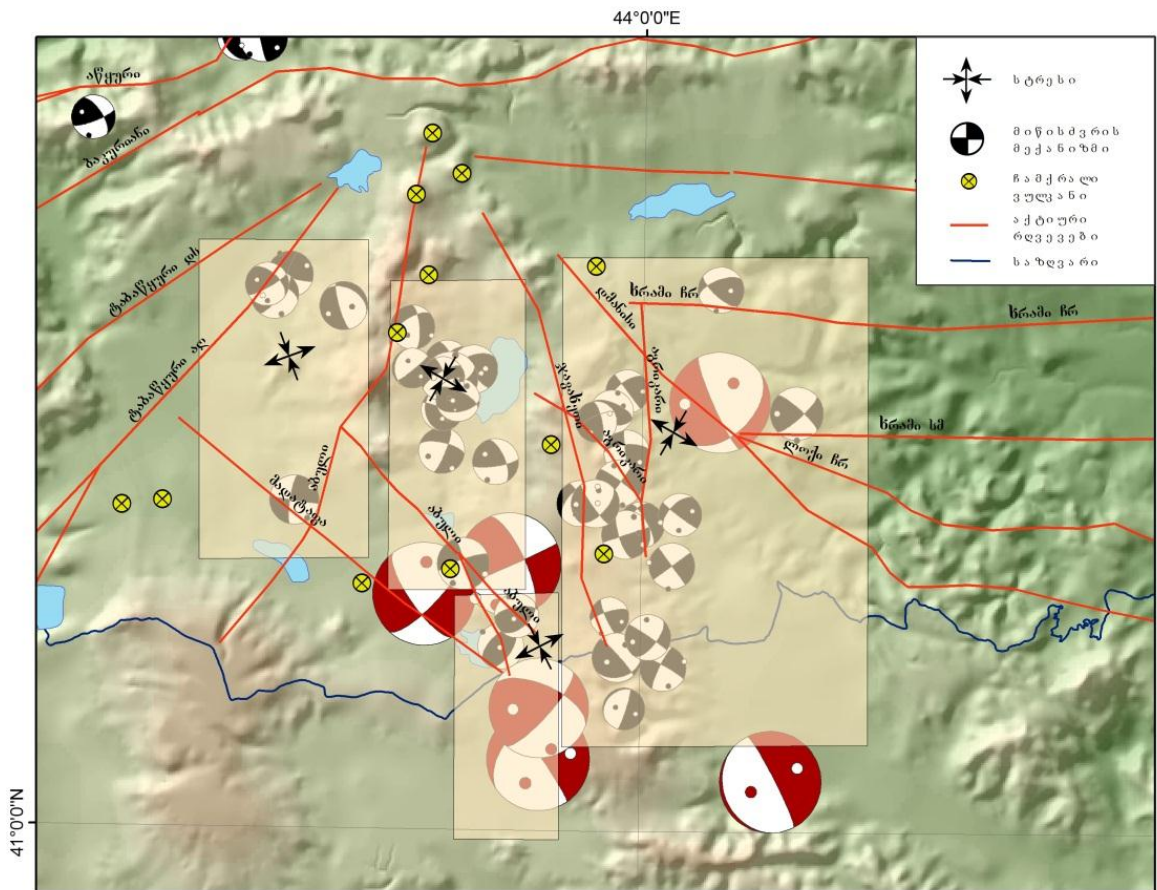
ჯავახეთის მიწისძვრების (M>4) ჰიპოცენტრები 5-12 კმ-ის სიღრმეზეა განლაგებული და მათი მექანიზმები, ძირითადად, ნაწევური ტიპისაა, იშვიათად შეცოცების კომპონენტით. აქტიური სტრუქტურები, რომლებსაც სამხრეთ-დასავლური - ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულება აქვთ, ხასიათდებიან მიწისძვრების მარცხენა ნაწევური ტიპის ფოკალური მექანიზმებით, ხოლო აქტიური რღვევები, რომლებიც ორიენტირებულნი არიან სამხრეთ-აღმოსავლური - ჩრდილო-დასავლური მიმართულებით, ხასიათდებიან მიწისძვრების მარჯვენა ნაწევური ტიპის ფოკალური მექანიზმებით (სურ. 6.3).



სურათი 6.3. ჯავახეთის ზეგნის მიწისძვრების ფოკალური მექანიზმების რუკა. პირობითი ნიშნები: შავი წრე - გამოთვლილი პირველადი ტალღის ვერტიკალური კომპონენტის ნიშნის მიხედვით; წითელი წრე - გამოთვლილი სეისმური მომენტის ტენზორის ინვერსიით (Adamia et al., 2014a).

6.2. დამაბულობების ველები

ჯავახეთის ზეგანისთვის ჰორიზონტულად მოქმედი შეკუმშვის დამაბულობები, რომლებიც გამოითვლება მიწისძვრის მექანიზმის საშუალებით, მიმართულია სამხრეთ - ჩრდილოური მიმართულებით, ხოლო გაჭიმვის ძალები მის მართობულად დასავლეთ - აღმოსავლური მიმართულებით. აღნიშნული მონაცემები კარგ თანხვედრაშია დეფორმაციულ წანაცვლებებთან, რომლებიც ჯავახეთის ზეგანზე GPS მონაცემებით დაიკვირვება (Adamia et al. 2014a). ჯავახეთის ზეგანისთვის სეისმურობის მდგრადობის კოეფიციენტი 0.5-ია, რაც მიუთითებს იმაზე, რომ მიწისძვრის მექანიზმები განსხვავებული ტიპისაა. მიწისძვრებს მსგავსი ტიპის მექანიზმების დაჯგუფებით და პოლიგონებზე ჰორიზონტულად მოქმედი დამაბულობების გამოთვლით მიიღება შემდეგი სქემა, რომელიც ასახულია მოყვანილ სურათზე (სურ. 6.4).



სურათი 6.4. მსგავსი ტიპის ჰორიზონტულად მოქმედი დამაბულობების პოლიგონების რუკა (Adamia et al. 2014a).

აქტიური რღვევების გამყოფ საზღვრებთან დამაბულობების მიმართულება იცვლება, რაც ჯავახეთის ზეგნის სეისმოტექტონიკური თვალსაზრისით რთულ აგებულებაზე მიუთითებს. სწორედ ამ გამყოფ საზღვრებთან დაიკვირვება სუსტი მიწისძვრები ნაწივი-ნასხლეტის ფოკალური მექანიზმებით.

ვერტიკალური სეისმოტექტონიკური მოძრაობების სიჩქარეების გამოთვლების შედეგებმა აჩვენა, რომ ჯავახეთის ზეგანი ხასიათდება რთული დეფორმაციებით, რომლებიც სუსტად არის გამოხატული რელიეფში და გრავიტაციულ ველში. მაღალი სეისმური აქტივობა და სეისმოტექტონიკური მოძრაობების სიჩქარეების დიდი მნიშვნელობები მოწმობენ, რომ აქ სწრაფად ხდება კომპენსაციური მოძრაობები. რეგიონი ნეოგენურ-მეოტხეული ვულკანიზმის არეა და მისი ლითოსფერო ანომალურად ცხელია, ამიტომ გააჩნია გაზრდილი დენადობა, რაც უზრუნველყოფს სეისმოტექტონიკური მოძრაობების სწრაფ კომპენსაციას (Джидჯეიშვილი 1982).

7. საქართველოს და მიმდებარე არეების თანამედროვე გეოდინამიკა

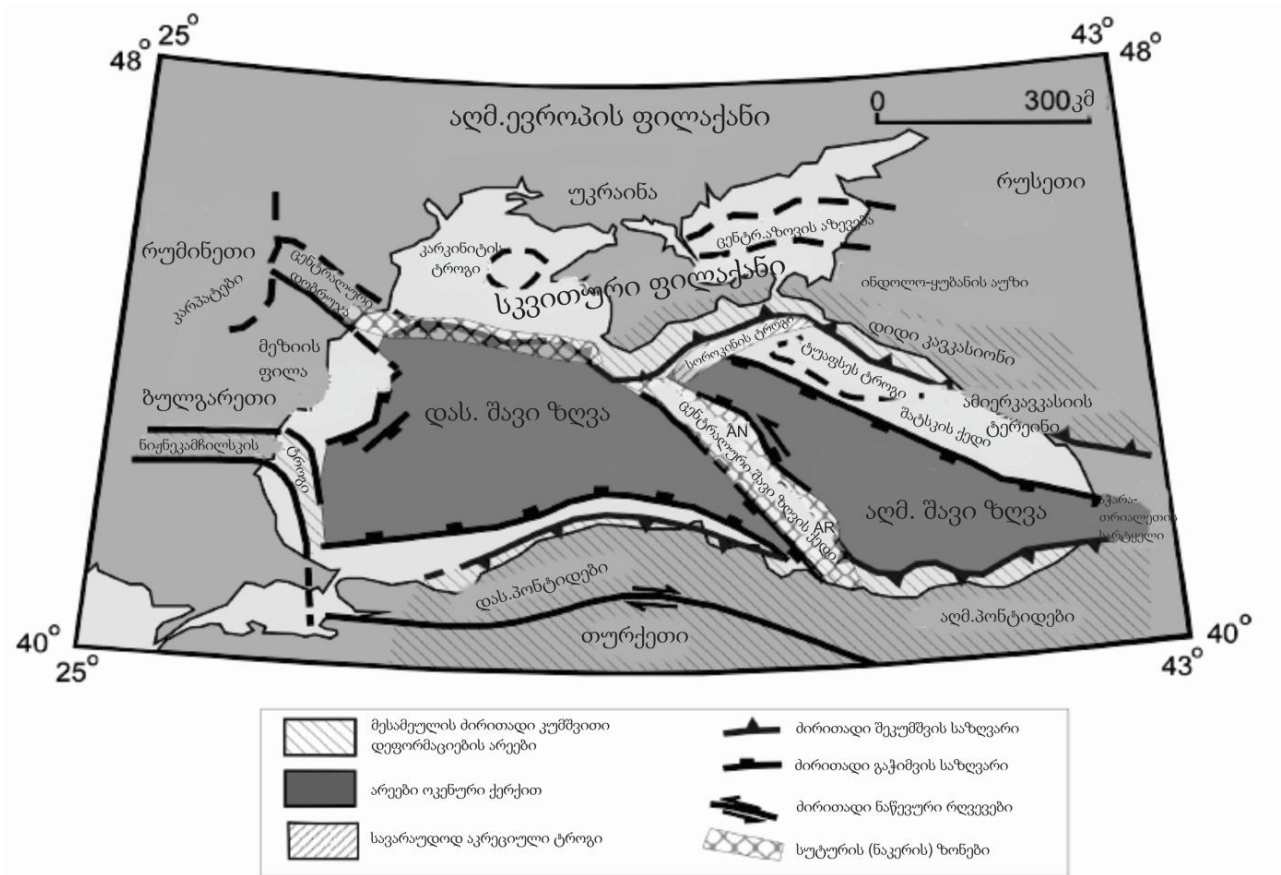
7.1 საქართველოს და მიმდებარე არეების სიღრმული სტრუქტურები

საქართველოს და მიმდებარე არეების თანამედროვე გეოდინამიკა ლითოსფეროს სტრუქტურის შესახებ ცოდნაზეა დამყარებული, რომელიც განპირობებულია ზედაპირული გეოლოგიის და ღრმა ბურღვის მონაცემების შეთანადებით რეგიონის გრავიტაციული, სეისმური, მაგნიტური და სხვა ველების მონაცემებთან. რეგიონისთვის ჩატარებულია ღრმა სეისმური ზონდირება (Deep Seismic Sounding - DSS), რომლის მონაცემების საფუძველზეც დადასტურებულია, რომ რეგიონის ქერქი კონტინენტურია (იხილეთ დანართი 5); მხოლოდ აღმოსავლეთი შავი ზღვის და სამხრეთი კასპიის ზღვის ცენტრული უბნები აგებულია ოკეანური/სუბოკეანური ქერქით.

კონტინენტური ქერქის სიმძლავრე 20-55 კმ-ის ფარგლებში მერყეობს, აქედან დანალექი ფენის სიმძლავრე 0-25 კმ-ია.

ჩანს პირდაპირი დამოკიდებულება რეგიონის ქერქის სიმძლავრესა და რელიეფს შორის: რაც უფრო მაღალია რელიეფი, მით მეტად მძლავრია ქერქი. ქერქის გასქელება აღინიშნება მთელ სიგანეზე კავკასიონის (55-60 კმ) და მცირე კავკასიონის (40-45 კმ) არეების ქვეშ, ასევე მძლავრია ქერქი მთელ სიგანეზე ცენტრალური ამიერკავკასიის მთათაშუა დაბლობზე (40-45 კმ-ი).

აღმოსავლეთ შავი ზღვის აუზი აგებულია 5კმ-ი სუბოკეანური და მასზე განლაგებული 12-13 კმ სიმძლავრის დანალექი საფარით (Minshull et al. 2005). აუზი აშკარად გრძელდება რიონის ფორლანდის და აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი ზონის მიმართულებით (Адамия и др. 1974а; Адамия и др. 1974б), რასაც აგრეთვე ადასტურებს უკრაინელი გეოფიზიკოსების კვლევები (Yegorova et al. 2010; სურ.7.1).



სურათი 7.1. შავი ზღვის ტექტონიკური აგებულების რუკა (Yegorova et al. 2010).

სამხრეთ კასპიის ზღვის და მტკვრის ფორლანდური აუზის კონსოლიდირებული ქერქის სისქე 8 კმ-ია, ხოლო დანალექი ფენის სისქე 20-25 კმ (Brunet et al. 2003; Kadirov et al. 2012; Mamedov 1992).

აღმოსავლეთ თურქეთის სეისმური ექსპერიმენტის პროექტის (Eastern Turkey Seismic Experiment - ETSE) საფუძველზე შემოთავაზებულია ახალი შეხედულება აღმოსავლეთ ანატოლიის პლატოს და მიმდებარე არეების ლითოსფეროს აგებულებაზე (Rodjers et al. 1997; Al-Lazki et al. 2003), რომლის მიხედვით აღნიშნული რეგიონის ქვეშ ქერქის სიმძლავრე 45 კმ-ია, ხოლო მანტიური ლითოსფერო ძალიან თხელია ან საერთოდ არ არის და ქერქი განლაგებულია ასთენოსფეროზე (Keskin 2003, 2007; Zor et al. 2003). კონტინენტური კოლიზიის მექანიზმის გავლენა ლითოსფეროს სისქეზე გაურკვეველია და ცხარე დისკუსიის საგანია (მაგ. Pearce et al. 1990; Rodjers et al. 1997; Keskin 2003, 2007; Hafkenscheid et al. 2006; Koulakov and Sobolev 2006; Adamia et al. 2008; Kheirkhah et al. 2009)

სეისმური მოცულობითი და ზედაპირული ტალღების გამოყენებით შექმნილია კავკასიის რეგიონის სიღრმული აგებულების და სეისმური ტომოგრაფიული მოდელი,

გლობალურ და რეგიონულ მასშტაბში (მაგალითად Belousov & Volkovski 1989; Baranova et al., 1991; Adamia et al. 1991; Мамедов 1992; Amanatashvili et al. 2012; Koulakov et al. 2012), რომელთა მიხედვით მაღალი სეისმური სიჩქარის გავრცელების არეები ემთხვევა პლატფორმებს, ხოლო დაბალი სიჩქარის არეები - ნაოჭა-რღვევით ზონებს.

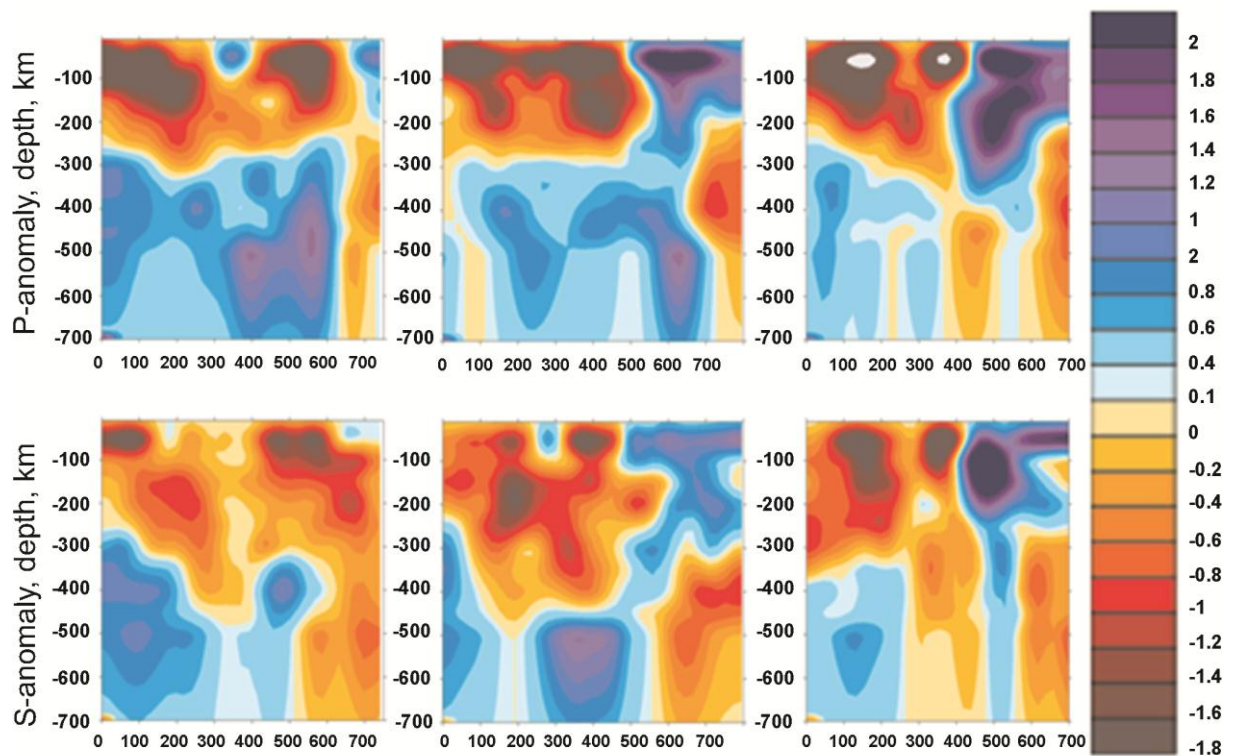
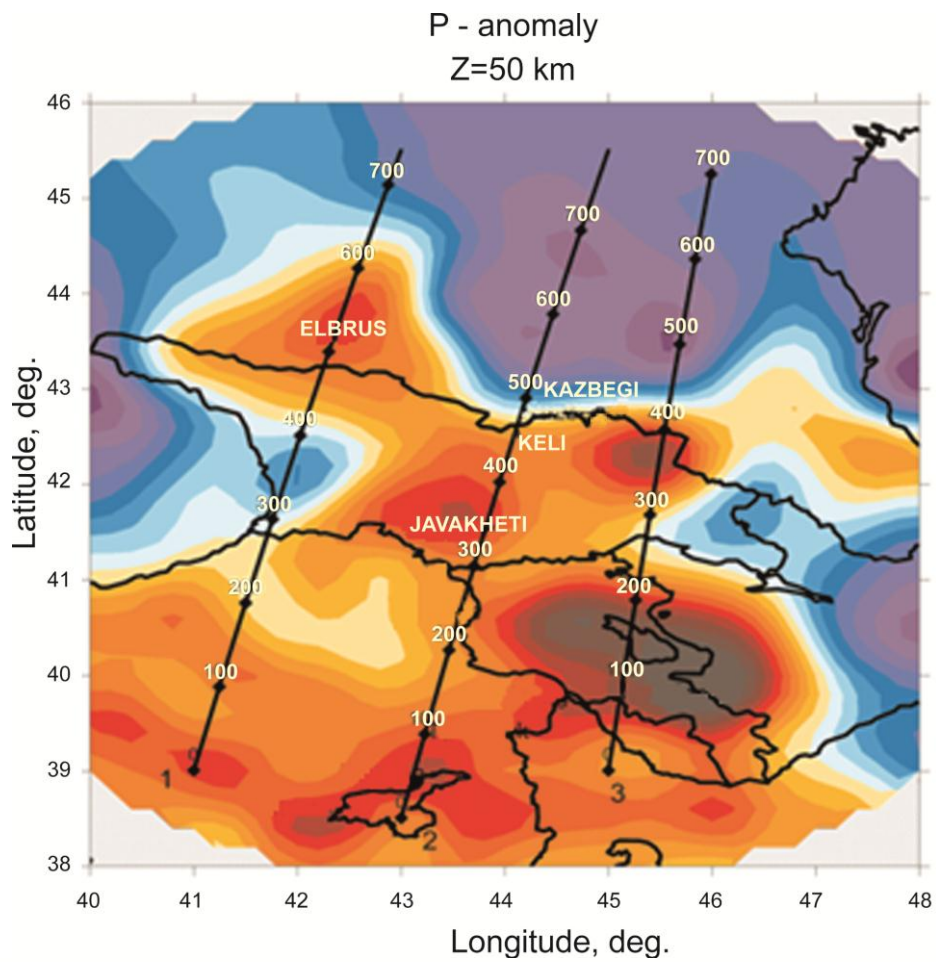
7.2 საქართველოს და მიმდებარე არეების ლითოსფეროს სეისმური ტომოგრაფიული მოდელი

სეისმური ტომოგრაფია გეოლოგიური არაერთგვაროვნების აღმოჩენისა და დედამიწის სიღრმული აგებულების შესწავლის ერთ-ერთი ეფექტური საშუალებაა, რადგან ყველა სხვა გეოფიზიკური მეთოდის (გრავიმეტრული, მაგნიტური, ელექტრული) სიზუსტე და გარჩევის უნარი სიღრმის ზრდასთან ერთად სწრაფად მცირდება. სეისმური ტომოგრაფია არის დედამიწის სიღრმული აგებულების სამგანზომილებიანი გამოსახულების აგების მეთოდი, რომელიც ეფუძნება სეისმური ტალღების სიჩქარეების ცვალებადობის (ვარიაციების) კვლევას სეისმური სხივების გასწვრივ დედამიწის სიღრმეში. მეთოდის არსი იმაში მდგომარეობს, რომ დედამიწის ზედაპირზე გაზომილი ჯამური ეფექტების საფუძველზე მივიღოთ ინფორმაცია ქერქის შიგნით მდებარე მოცულობითი ელემენტების აგებულების შესახებ. საკვლევი არე იყოფა სამგანზომილებიან ბადედ და ამ ბადის თითოეული უჯრედისათვის ხდება სეისმური ტალღების სიჩქარეების განსაზღვრა. სხვადასხვა შედგენილობის ქანებს სხვადასხვა სეისმური სიჩქარე შეესაბამება, მაგალითად დაბალი სეისმური სიჩქარით ხასიათდება მაღალი ტემპერატურისა და წყლის მაღალი შემცველობის - დაბალი სიმკვრივის მქონე ქანები, ხოლო, შესაბამისად, მაღალი სეისმური სიჩქარით ხასიათდება დაბალი ტემპერატურის, მაღალი სიმკვრივის და წყლის დაბალი შემცველობის მქონე ქანები.

კავკასიის რეგიონისთვის P და S ტალღების სიჩქარეების კომპიუტერული მოდელი შექმნილია ი.კულაკოვის და სხვათა მიერ (Koulakov et al. 2012), რომელიც შესრულებულია საერთაშორისო სეისმური ცენტრის (ISC) სეისმური კატალოგის გამოყენებით (1964-2007 წლების მიწისძვრები).

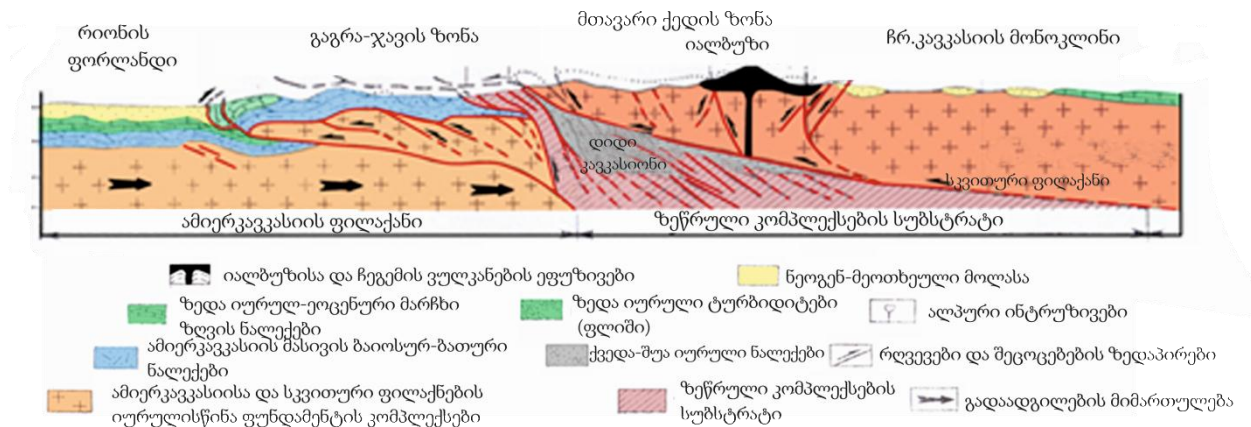
მიწისძვრის P და S ტალღების სიჩქარეების ვარიაციების საფუძველზე 5, 15, 25 და 60 კმ სიღრმისთვის ჩანს კორელაცია ანომალურად დაბალი P და S ტალღების სიჩქარეებისა კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ნაოჭა-რღვევით ზონებთან და შესაბამისად მაღალი P და S ტალღების სიჩქარეების კორელაცია იმერკავკასიის მთისწინა და ამიერკავკასიის ფორლანდურ აუზებთან (Amanatashvili et al. 2012; Koulakov et al. 2012). ტალღების დაბალსიჩქარიანი ანომალია აგრეთვე დაკავშირებულია ნეოგენ-მეოტხეულ ვულკანურ არეებთან: იალბუზი, ჩეგემი, მყინვარწვერი (ყაზბეგი) და ყელი კავკასიონზე და მცირე კავკასიონის ვულკანური პლატოები. რეგიონის სეისმური ტომოგრაფიის სურათიდან ნათლად ჩანს P და S ტალღების გავრცელების დაბალი სიჩქარეების გავრცელების არეალი კავკასიონის და მცირე კავკასიონის ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური არეების ქვეშ (საქართველო-ჯავახეთი; სომხეთის და აზერბაიჯანის ვულკანური ზეგნები)

P და S ტალღების სიჩქარეების კომპიუტერული მოდელი აგრეთვე შექმნილია 50 კმ-ზე მეტი სიღრმისთვის (Amanatashvili et al., 2012; Koulakov et al. 2012). ნათლად ჩანს ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანური მხარეების სიღრმეში P და S ტალღების ანომალური დაბალი სიჩქარეების არეების განლაგება 300 კმ-მდე სიღრმეში (სურ 7.2), რაც მიუთითებს რეგიონის მაგმური კამერების განლაგებაზე ზედა მანტია - ასთენოსფერო - ქერქის ფარგლებში.



სურათი 7.2. კავკასიის ლითოსფეროს აგებულების სეისმური ტომოგრაფიული კომპიუტერული მოდელი 100 - 700 კმ სიღრმეზე (Koulakov et al. 2012).

სეისმური ტომოგრაფიის ახალი მონაცემები, გეოლოგიურ მონაცემებთან ერთად, საშუალებას იძლევა გადაიჭრას რეგიონის ზოგი ფუნდამენტური გეოლოგიური საკითხი. კერძოდ, კავკასიონის ტექტონიკური აგებულება, რომლის ორი მოდელი არსებობს: პირველი მოდელი ეკუთვნის მკვლევარებს (Дотдუев 1986; Baranov et al. 1990), რომელთაც კავკასიონი სტრუქტურულად წარმოუდგენიათ როგორც ალპიური ციკლის ბოლოს ფუნდამენტიდან მოწყვეტილი და 200 ± 50 კმ-ზე სამხრეთით გადაადგილებული შარიაჟული სტრუქტურა (სურ. 7.3). აღნიშნული შეხედულებით მეოთხეული ვულკანები (ყაზბეგი, იალბუჯი) ვულკანური კერებიდან უნდა იყოს მოწყვეტილი, ხოლო მათი მაგმური კერები ჩრდილოეთით, კავკასიონის მთისწინა დაბლობზე უნდა მდებარეობდეს.



სურათი 7.3. კავკასიონის გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილი (Дотдუев 1986).

მეორე მოდელის მიხედვით (Fournier 1896; Адамия 1985, Adamia & Lordkipanidze 1989a,b; Somin 2007; Adamia 2014b) კავკასიონი ქერცლებრივი, „სქელზეწრული“ ნაოჭარღვევითი მთიანი სარტყელია, არ არის მოწყვეტილი ფუნდამენტისაგან, მდებარეობს “in situ” და ხასიათდება სრული დანაოჭებით, სუბვერტიკალური ან სამხრეთვერგენტული სუბიზოკლინური ნაოჭებით, ციცაბო შეცოცებებით, ღერძული სიბრტყის კლივაჟით. მცირე ზომის ტექტონიკური ზეწრები მხოლოდ საქართველოს ბელტთან, მის საზღვართანაა ცნობილი.

სეისმური ტომოგრაფიის მოყვანილი კომპიუტერული მოდელი ერთმნიშვნელოვნად ადასტურებს კავკასიის მთავარი სტრუქტურული ერთეულების სივრცობრივ ერთიანობას ფუნდამენტთან. ამასვე ადასტურებს კავკასიის M

უთანხმოების იზოხაზების რუკა (იხილეთ დანართი 5) და სეისმური ტომოგრაფიის სურათზე გამოხატული გვიანკაინოზოური ვულკანური ნაგებობების კავშირი მაგმურ კერებთან. აღნიშნული არგუმენტები უარყოფენ მოსაზრებას კავკასიონის შარიაჟული აგებულების, მისი ფუნდამენტიდან მოწყვეტის და რამდენიმე ასეული კილომეტრით სამხრეთისკენ ჰორიზონტული გადაადგილების შესახებ.

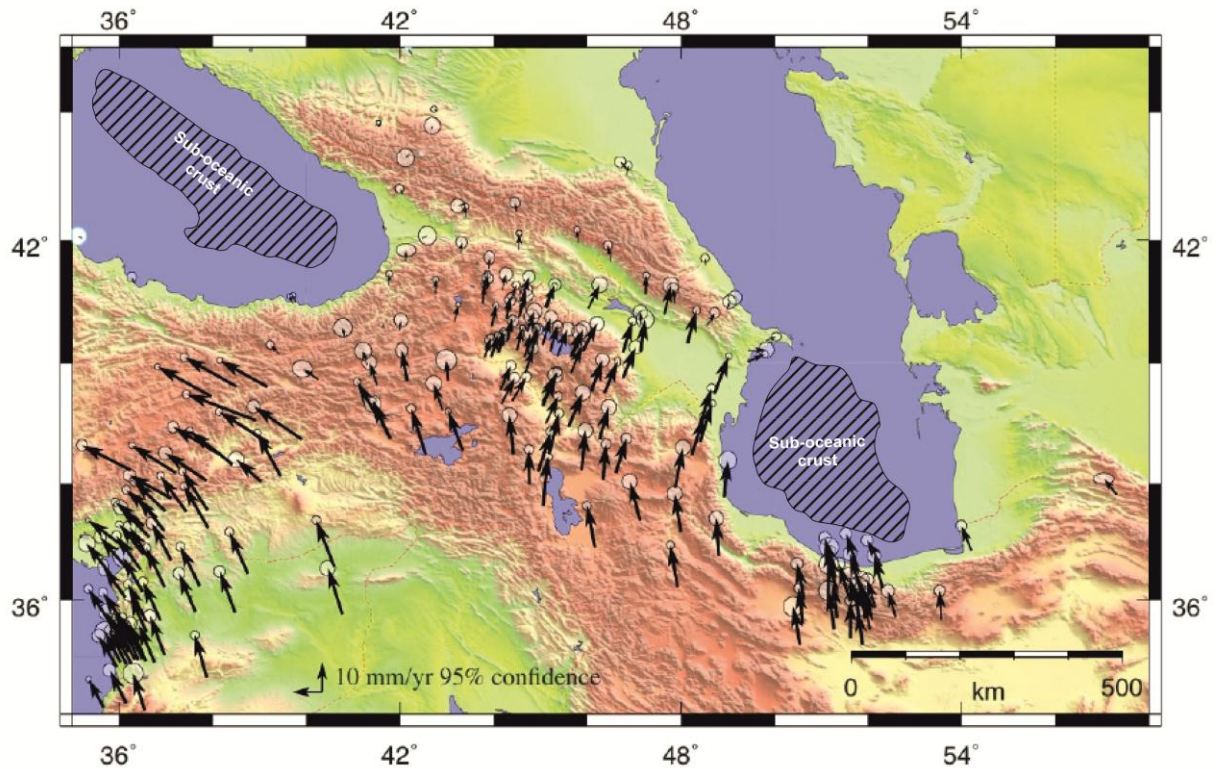
7.3 საქართველოს და მიმდებარე არეების მიწისძვრის წყაროების - რღვევების გეომეტრია, კინემატიკა და აქტიური ტექტონიკა.

საქართველოს და მიმდებარე არეების აქტიური ტექტონიკა, სეისმურობა, ნეოგენურ-მეოტხეული მაგმური აქტივობა და გეოდინამიკა ევრაზიის და აფრიკა-არაბეთის ლითოსფერული ფილების კონვერგენციის და კონტინენტური კოლიზიის შედეგია (მაგ. Dewey et al. 1973; Khain 1975; Adamia 1975; damia et al. 1977, 1981; Monin & Zonenshain 1987; Pearce et al. 1990; McClusky et al. 2000; Reilinger et al. 2006). აფრიკა-არაბეთის ფილის ჩრდილო მიმართულებით კონვერგენციის გაგრძელებამ პოსტოლიგოცენურ დროში რეგიონში ჩამოაყალიბა თანამედროვე ტოპოგრაფია: კავკასიონის და მცირე კავკასიონის მაღალმთიანი შიდაკონტინენტური მთიანი-ნაოჭა სისტემები, მთათაშუა დაბლობები და ვულკანური ზეგნები, რომელთა ფორმირებაც სინ- პოსტკოლიზიური, სუბჰორიზონტული, ასეული კილომეტრებით დამოკლების შედეგია (Barrier and Vrielynk 2008; Meijers et al. 2012). რეგიონის მნიშვნელოვან დამოკლებაში მონაწილეობს შემდეგი ტექტონიკური პროცესები: 1. ქერქის ინტენსიური დეფორმაცია და ფართო გავრცელების კუმშვითი სტრუქტურების შექმნა - ნაოჭები, შეცოცებები, შესხლეტვები, ტექტონიკური ზეწრები (napps); 2. ქერქის ბლოკების დეფორმაცია და გადაადგილება ამოზიდვით და ქვეშეცოცებით; 3. ლატერალური გასხლტომა (lateral escaping).

რეგიონის სტრუქტურულ-მორფოლოგიური აგებულება მორგებულია არაბეთის ფილის ჩრდილო ქიმზე (Axen et al. 2001; Allen et al. 2003; Reilinger et al. 2006), თუმცა ჩრდილოეთით, მოშორებით, ნაოჭა-რღვევითი სისტემების გეომეტრია განსხვავებულია. კერძოდ, აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა-რღვევითი მთიანი სისტემა ხასიათდება განედური

მიმართულებით, ხოლო კავკასიონი დჩდ - ასა (300°-120°) მიმართულებით, მაშინ როცა მცირე კავკასიონის ნეოგენ-მეოტხეული ვულკანები სუბმერიდიონალური (ჩა) მიმართულებისაა და შეესაბამება რეგიონის ზოგად სუბჰორიზონტულ (ჩ-ს) შეკუმშვას და საკომპენსაციო დ-ა გაჭიმვას. კავკასიის რეგიონის კუმშვის მაქსიმალური სიდიდე მოდის ამიერკავკასიის ცენტრულ ნაწილზე და ქმნის შავი და სამხრეთ კასპიის აუზების წყალგამყოფს. დასავლეთით მაქსიმალური შეკუმშვის არე ჩანაცვლებულია გაჭიმვითი სტრუქტურით, რომელიც გამოხატულია ცენტრული ანატოლიის გასხლექვით, რის გამოც შავი ზღვის აუზი არ განიცდის მერიდიანულ შეკუმშვას (Koçyiğit et al. 2001; Adamia et al. 2008; Varazanashvili et al. 2011; Adamia et al. 2014a).

კავკასია წარმოადგენს არა მარტო ჩრდილო-სამხრეთული შეკუმშვის, არამედ აღმოსავლეთ-დასავლური შეკუმშვის არესაც, რომელშიც ჩართულია შავი და სამხრეთ კასპიის ზღვის ოკეანური-სუბოკეანური მკვრივი ქერქი, რომელიც ქმნის ბარიერს (სურ.7.4) ლითოსფეროს მასების ამ მიმართულებით გადინებისას და მონაწილეობენ რეგიონის მორფოლოგიური და ტექტონიკური სტრუქტურების ჩამოყალიბებაში (Adamia et al. 2014a). გვიან შუამიოცენური დროიდან ტექტონიკური რეჟიმი განპირობებულია ანატოლიის დასავლეთ მიმართულებით გადაადგილებით (მაგ. McKenzie 1972; Jackson & Ambraseys 1997), რაც ხელს უშლის არაბეთი-ევრაზიის ურთიერთკონვერგენციისას დაძაბულობის ჩრდილო მიმართულებით გადაცემას (Albino et al. 2014).



სურათი 7.4. GPS სიჩქარეების განლაგების რუკა აღმოსავლეთ შავი ზღვა - კავკასია - კასპის ზღვის რეგიონისთვის (Vernant et al. 2013; Adamia et al. 2014a).

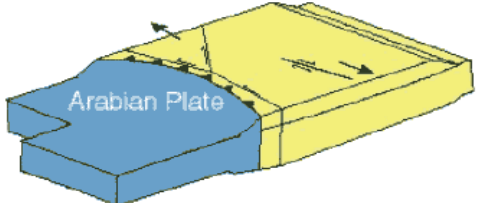
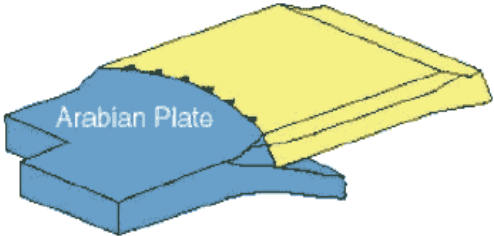
აღნიშნული გეოდინამიკის საფუძველზე რეგიონში აქტიური რღვევების სამი ძირითადი მიმართულებაა გაბატონებული: 1. ჩრდილო-დასავლური - სამხრეთ-აღმოსავლური ან დასავლურ - აღმოსავლური („კავკასიონური“) - რომელიც ძირითადად კუმშვითი სტრუქტურებით არის გამოხატული ნაწევური კომპონენტებით. ასევე კუმშვითი სტრუქტურებითაა წარმოდგენილი, მხოლოდ მნიშვნელოვანი ნაწევური კომპონენტებით - 2. ჩრდილო-აღმოსავლური - სამხრეთ-დასავლური და 3. ჩრდილო-დასავლური - სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართების აქტიური სტრუქტურები (იხილეთ დანართი 6). სუბმერიდიანული გაჭიმვითი ბუნების აქტიური რღვევები ასოციაციამაა ამიერკავკასიის ინტენსიურ ნეოგენ-მეოტხეულ ვულკანიზმთან. მარცხენა ნაწევური აქტიური სტრუქტურები გავრცელებულია დასავლეთ ამიერკავკასიაში, ხოლო მარჯვენა ნაწევური სტრუქტურები დაკავშირებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთ ამიერკავკასიაში. ჯავახეთის ვულკანური ქედის სუბმერიდიანული ხაზის დასავლეთით მიწის ქერქის ბლოკები განიცდიან დასავლური მიმართულებით გასხლტომას (Koçyiğit et al. 2001; Adamia et al. 2008), მაშინ, როცა ამ ხაზის აღმოსავლეთით მდებარე ქერქის მასები გაედინებიან აღმოსავლეთი, სამხრეთ-აღმოსავლეთი მიმართულებით (Vernant et al. 2013).

8. კონტინენტური კოლიზიის ზონის გეოდინამიკა სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის ევოლუციის მაგალითზე

საქართველოს მიმდებარე არეებისთვის მკვლევარების მიერ კონტინენტი-კონტინენტი კოლიზიური ზონის პოსტკოლიზიური ეტაპის მაგმური აქტივობის ასახსნელად მრავალი გეოდინამიკური მოდელია შემოთავაზებული, რომლებიც ეყრდნობა სუბდუცირებული ოკეანური ლითოსფეროს ფილების ბოლო ფრაგმენტების - სლაბის გავლენას კოლიზიურ ვულკანიზმზე და მისთვის კირ-ტუტე, სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმისთვის დამახასიათებელი ნიშანთვისებების მინიჭებას.

გეოდინამიკური მოდელის არჩევასა, სხვა გეოლოგიურ და გეოფიზიკურ მონაცემებთან ერთად, გადამწყვეტი როლი ენიჭება ვულკანიტების გეოქიმიურ მახასიათებლებს, თანამედროვე მიწისძვრების ფოკალურ მექანიზმებს და რეგიონის სეისმური ტომოგრაფიის კომპიუტერულ მოდელირებას.

სურათებზე (სურ.8.1.1 – 8.1.8) მოცემულია სხვადასხვა ავტორის მიერ შემოთავაზებული კონტინენტი-კონტინენტი კოლიზიური ზონის პოსტკოლიზიური ეტაპის მაგმური აქტივობის გეოდინამიკური მოდელები და მცდელობა არსებული გეოდინამიკური მოდელების კრიტიკული ანალიზის საფუძველზე ავხსნათ სამხრეთ საქართველოს კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი.

	
<p>8.1.1. ტექტონიკური გასხლტომა (tectonic escape; McKenzie 1972). მოდელი ვერ ხსნის მაგმის რეზერვუარის გენერირებას და ჯავახეთის ვულკანიტების პეტროქიმიურ და გეოქიმიურ მსგავსებას სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმთან.</p>	<p>8.1.2. სუბდუქციის განახლება (Renewed subduction; Rotstein&Kafka 1982). მოდელი უთანხმოებაშია რეგიონის გეოლოგიური ისტორიის, მიწისძვრის ფოკალური მექანიზმების და სეისმური ტომოგრაფიის მონაცემებთან.</p>

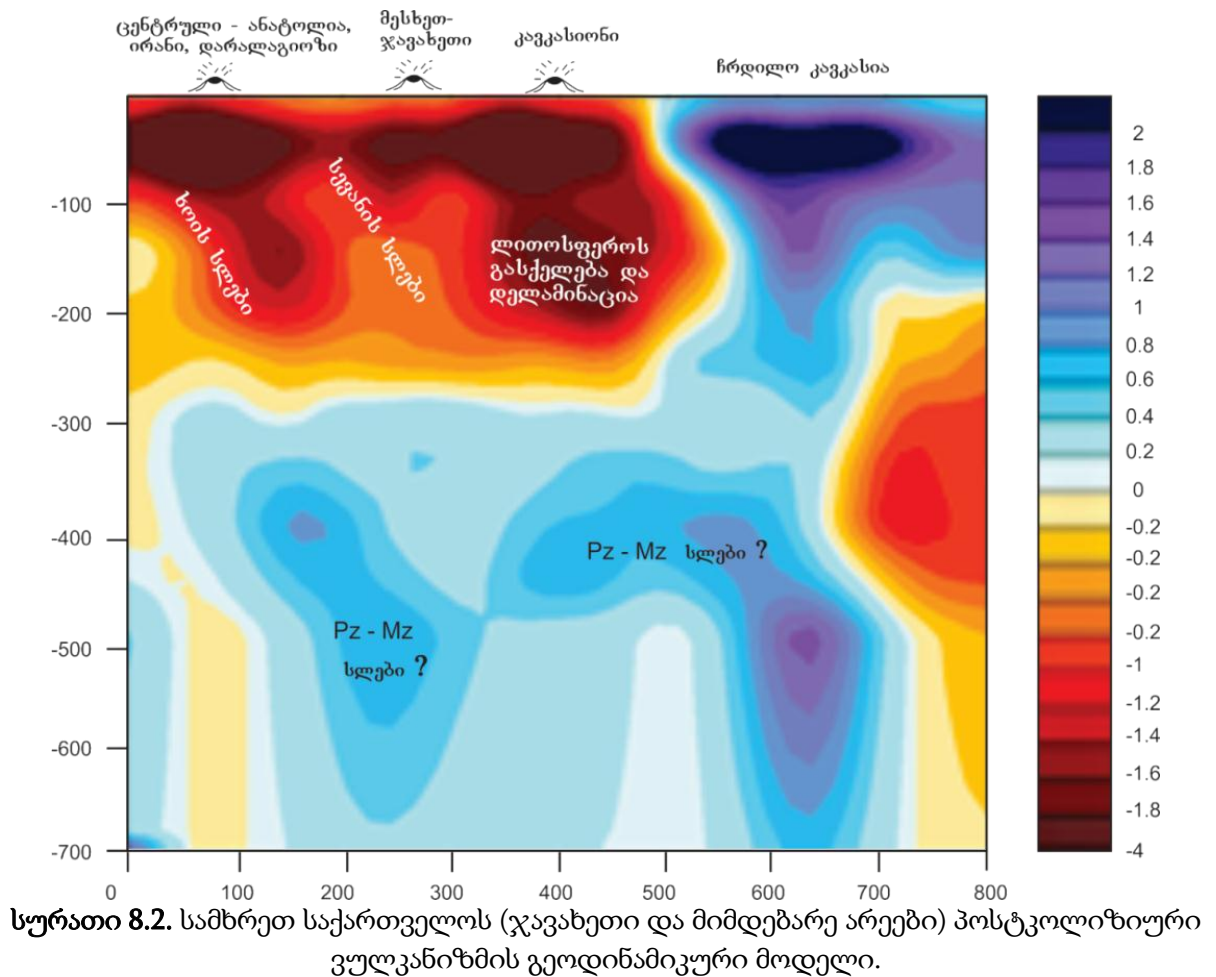
<p>8.1.3. აღმოსავლეთ-დასავლური მიმართულების რიფტინგი (McKenzie & Bickle 1988). მოდელის საწინააღმდეგოდ ლაპარაკობს ფაქტი, რომ შესწავლილი რეგიონი ს-ჩ მიმართულებით იკუმშება, ვულკანთა მწკრივები სუბმერიდიანულია, ხოლო მიწისძვრის ფოკალური მექანიზმები ძირითადად ნაწევური ტიპისაა იშვიათად შეცოცების კომპონენტებით.</p>	<p>8.1.4. ცხელი ლაქა (hot spot) დაკავშირებული მანტიურ პლუმებთან (Pearce et al. 1990). რეგიონში გავრცელებული ძირითადად კირ-ტუტე, სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიტების გეოქიმიური მახასიათებლები არ მიუთითებენ აღნიშნული მოდელის სასარგებლოდ.</p>
<p>8.1.5. ქვედა ქერქის გადინება დენუდაციის და ნალექდაგროვების შედეგად იზოსტაზიური წონასწორობის დარღვევის გამო (Mitchell & Westaway 1999). მოდელი გამოუსადეგარია, ვინაიდან ეწინააღმდეგება რეგიონის ტოპოგრაფიის ჩამოყალიბების დინამიკას.</p>	<p>8.1.6. სლაბის გადაღუნვის და მოწყვეტის მოდელი (Slab-steepening and breakoff; Sengor et al. 2003). აღნიშნული მოდელით ახსნილია აღმოსავლეთი ანატოლიის მიოცენური ვულკანიზმი, რომლისთვისაც დამახასიათებელია სამხრეთი მიმართულებით გაახალგაზრდავების ტენდენცია (Keskin 2003). მოდელი არ გამოდგება ჯავახეთის რეგიონისთვის, სადაც სამხრეთის მიმართულებით არ ხდება ვულკანიტების გაახალგაზრდავება.</p>
<p>8.1.7. მანტიური ლითოსფეროს დელამინაციის (შემოთავაზებული ჯ.პირსის და სხვათა მიერ (Pearce et al. 1990) დაზუსტებული მ.კესკინის და სხვ. მიერ (Keskin et al. 1998). კარგად ხსნის მიწის ქერქის იზოსტაზიური წონასწორობის სქემების საფუძველზე დელამინაციის შემდგომ რეგიონის ტოპოგრაფიულ ამოზიდვას. აღნიშნული მოდელით ახსნილია აღმოსავლეთ ანატოლიის ახალგაზრდა ვულკანიზმი.</p>	<p>8.1.8. სუბდუქციურული სლაბის მოწყვეტა (Detachment) და ჩრდილო მიმართულებით მოძრაობა (Innocenti et al. 1982), რომელიც ერთერთი პირველი მოდელია, სადაც კოლიზიური კირ-ტუტე ვულკანიზმი სლაბის ფაქტორით აიხსნა. აღნიშნული მოდელი შემოთავაზებულია ჩრდილო მიმართულებით ვულკანიტების გაახალგაზრდავების ტენდენციისას და კარგად ხსნის სამხრეთ საქართველოს პოსტკოლიზიურ, სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმს.</p>

სეიმური ტომოგრაფიის მონაცემები გვიჩვენებს, რომ კავკასიის და მიმდებარე არეების ქვეშ ლითოსფერო ხასიათდება თხელი მანტიური შემადგენლით (პერიდოსფერო) და ანომალურად ცხელია (Koulakov 2012).

მაგმის ინტენსიური გენერაცია დაკავშირებული უნდა იყოს ადრეკაინოზოური სუბდუცირებული სლაბის მოწყვეტასა (Detachment) და ჩრდილო მიმართულებით გადაადგილებასთან. ამ მოვლენამ რეგიონის დამოკლებასთან (შევიწროებასთან) ერთად გამოიწვია მყიფე ქერქის დასკდომა და მაგმური რეზერვუარის წარმოქმნა, რომლის შედეგია სამხრეთ საქართველოს პოსტკოლიზიური (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) მძლავრი ვულკანიზმი.

საყურადღებოა არა მხოლოდ ადრეკაინოზოური, არამედ პალეოზოურ-მეზოზოური „განამარხებული სლაბების“ გავლენაც (Wilson 2007) გვიანკაინოზოურ ვულკანიზმზე, რომელთა არსებობა მცირე კავკასიის ოფიოლიტური ნაკერის გასწვრივ ოკვანე ტეთისის ხანგძლივი სუბდუქციის (იხილეთ დანართი 7) შედეგი უნდა იყოს (მაგ. Adamia 1975; Adamia et al. 1981, 2008, 2011; Khain 1975; Zakariadze et al. 2007) და რომლის მოქმედებამაც ასახვა ჰპოვა საქართველოს ტერიტორიაზე გვიანპალეოზოურ-მეზოზოურ-ადრეკაინოზოურ სუპრა-სუბდუქციური ტიპის მაგმატიზმში (იხილეთ თავი 3.3-საქართველოს კოლიზიამდელი ვულკანიზმი).

შესწავლილი რეგიონისთვის, საკვალიფიკაციო ნაშრომში წარმოდგენილ მასალაზე დაყრდნობით, სეიმური ტომოგრაფიის ჭრილზე პოსტკოლიზიური, მიოცენურ-მეოთხეული ვულკანიზმის ასახსნელად შეიქმნა გეოდინამიკური მოდელი (სურ.8.2), სადაც კარგად ჩანს ორი სუბდუქციური სლაბი: ხოი და სევანი და განამარხებული, სავარაუდოდ პალეოზოურ-მეზოზოური სლაბები. ხოის ოფიოლიტური ნაკერის არსებობა (იხილეთ დანართი 8) დაფუძნებულია რეგიონულ გეოლოგიურ კვლევებზე (Adamia et al. 2014b) და სწორედ მისი მოქმედების შედეგი უნდა იყოს აღმოსავლეთი თურქეთის და მცირე კავკასიონის სინ- პოსტკოლიზიური მძლავრი ვულკანიზმი.



სურათი 8.2. სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) პოსტკოლიზიური ვულკანიზმის გეოდინამიკური მოდელი.

მნიშვნელოვანია სამხრეთ საქართველოს ვულკანური რეგიონის ფარგლებში კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმის გეოდინამიკური პირობების რეკონსტრუქციის საფუძველზე რეგიონში ვულკანური მოქმედების განახლების შეფასება. ჩვენი მოსაზრებებით ვულკანური მოქმედების წინაპირობები არ არსებობს. როგორც ცნობილია, ვულკანიზმი კარგად არის ახსნილი ფილების ტექტონიკის თეორიით და თითოეული ვულკანური მოქმედების გეოდინამიკურ პირობებს გააჩნია მისთვის დამახასიათებელი ნიშან-თვისებები და თავისებურებები. რეგიონისთვის ხანგრძლივი ოკეანე ტეთისის სუბდუქცია დამთავრდა კონტინენტი-კონტინენტის კოლიზიით. კოლიზიისშემდგომი ვულკანიზმი არაბეთის ფილის ჩრდილო მიმართულებით კონვერგენციის შედეგია, რის საფუძველზეც წყლით გაჯერებული სლაბის გავლენით განახლდა სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმი. დამაჯერებლობა აკლია გორიჯვრის (კავკასიონი) პარაზიტული ვულკანის პოლოცენურ ასაკს. არ ჩანს არავითარი გეოლოგიური (რღვევების გეომეტრია) და სეისმოლოგიური ნიშნები (მიწისძვრის წყაროები, სეისმოფოკალური ზონა), რომლებიც შეიძლება მიუთითებდეს ვულკანიზმის განახლების გეოდინამიკაზე.

ძირითადი დასკვნები

დაზუსტებულია სამხრეთ საქართველოს (ჯავახეთი და მიმდებარე არეები) ვულკანური ფორმაციების (გოდერძი, ახალქალაქი, აბულ-სამსარი) სტრატეგრაფიული თანმიმდევრობა - შედგენილობის, გეოლოგიური ასაკის და ფორმაციათა ურთიერთობის და სტრუქტურის გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური, იზოტოპური, პალეომაგნიტური და ბიოსტრატეგრაფიული მონაცემების საფუძველზე;

კავკასიის ლითოსფეროს სეისმური ტომოგრაფიული მოდელის საფუძველზე უარყოფილია რიგი მკვლევარების კონცეფცია კავკასიონის შარიაჟული აგებულების შესახებ;

შექმნილია სამხრეთ საქართველოს ნეოგენ-მეოთხეული ვულკანური ფორმაციების ციფრული, თემატური გეოლოგიური რუკების (სხვადასხვა მასშტაბის) პროექტები ArcGIS 10.0 პროგრამის გამოყენებით;

თანამედროვე პეტროქიმიური და გეოქიმიური კვლევების საფუძველზე შესწავლილი რეგიონის პოსტკოლიზიური ვულკანიტები იდენტიფიცირებულია როგორც სუპრა-სუბდუქციური ტიპის ვულკანიზმის პროდუქტები.

შექმნილია სამხრეთ საქართველოს კონტინენტური კოლიზიის ზონის გეოდინამიკური მოდელი, რომლის საფუძველზეც ნეოგენ-მეოთხეული ვულკანიზმი ახსნილია სუბდუქცირებული ოკეანური ლითოსფეროს ბოლო ნაჭრის - სლაბის მოწყვეტით და მანტიური ლითოსფეროს დნობით.

გეოდინამიკური რეკონსტრუქციის საფუძველზე გამოთქმულია მოსაზრება, რომ რეგიონში ვულკანური მოქმედების განახლების მომასწავებელი გეოდინამიკური პირობები ამჟამად არ არსებობს.

გამოყენებული ლიტერატურა:

- ადამია შ., ლებანიძე ზ., სვანიძე ც. ახალი მონაცემები საქართველოს ტრიასული გეოლოგიური ისტორიის შესახებ. ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის შრომები, გამოშვება 355, 2003, გვ. 29-39.
- ადამია შ. განმარტებითი ბარათი: საქართველოს 1:500 000 მასშტაბის ტექტონიკური და გეოლოგიური რუკები, 2004.
- გამყრელიძე ე. დინებითი დისლოკაცია ქეჩუთის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდის ვულკანურ ლავებში. საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის მოამბე, ტ. XXII, №5, 1959, გვ. 541-546.
- ვეკუა ა. ახალქალაქის ქვედაპლესტოცენური ძუძუმწოვრების ფაუნა. საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის პალეობიოლოგიის ინსტიტუტი, მონოგრაფია, თბილისი, 1962, 203გვ.
- ჯანელიძე ჭ., ჯანელიძე ზ. საქართველოში ეფუზიური ვულკანიზმის უკანასკნელი გამოვლინების ასაკის შესახებ. ვახუშტი ბგრატიონის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომათა კრებული, #2(81), 2008. გვ. 168-175.
- გუგუშვილი ვ. საქართველოს ბელტის ცარცული ვულკანიზმი. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ახალი სერია, ნაკვ.17, 1968, 85გვ.
- სხირტლაძე ნ. გოდერძის წყების ლითოლოგიისათვის. საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლოგიის და მინერალოგიის ინსტიტუტი, შრომათა კრებული, 1951, გვ. 143-169.
- Аваков Г. О находке каркаса и воробейника в нижнечетвертичных озерных отложениях южной Грузии. ДАН АН СССР, т. 135, 1960, №2.
- Адамия Ш. А. и Дудаури О. З. О нижнепалеогеновом дацитовом вулканизме Юго-Восточной Грузии. Сообщения Академии Наук ГССР, т. 24, №4, 1960, стр. 415-422.
- Адамия Ш. А. Доальпийское основание Кавказа: состав, строение, становление. Труды ГИН АН Грузии, новая серия, выпуск 86, Тбилиси, «Мецниереба», 1984, 104 стр.
- Адамия Ш. А. Докюрские образования Кавказа. Труды ГИН ГССР, новая серия, выпуск 16, 1968.
- Адамия Ш. А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа. В сборнике: «Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии». Москва, «Наука», 1985, стр. 98-111.
- Адамия Ш., Гамкрелидзе И., Закариадзе Г., Лордкипанидзе М. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. Геотектоника, №1, 1974а, стр. 78-94.
- Адамия Ш., Гугунишвили Г., Купарадзе Д., Лордкипанидзе М., Хуцишвили О. Доверхнеюрский серпентинитовый меланж в Южной Грузии (Садахло). Сообщения АН ГССР, 134, №2, 1989, стр. 357-360.
- Адамия Ш., Гугушвили В., Закариадзе В., Лебанидзе З., Тутберидзе Б., Шавишвили И. Геодинамические обстановки позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского вулканизма и сопредельных территорий. Материалы докладов: «Вулканизм и геодинамика» II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003, стр. 225-230.
- Адамия Ш., Закариадзе Г., Лордкипанидзе М., Салуквадзе Н. Геологическое строение Аджарии. В сборнике: «Проблемы геологии Аджаро-Триалетии», Тбилиси, «Мецниереба», 1974б, стр. 60-69.

- Адамия Ш., Кипиани Я., Чичуа Г. Проблема происхождения складчатости Большого Кавказа. Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Москва, Наука, 1987, стр. 40-47.
- Адамия Ш., Мацхонашвили К., Хуцишвили О. Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части южной Грузии. Труды ГИН АН ГССР, серия минералогия-петрология, т. VI, 1961, стр. 73-106.
- Асланян А., Багдасарян Г., Габуния Л., Рубинштейн М., Схиртладзе Н. Радиометрический возраст неогеновых вулканических образований Грузинской ССР и Нахчеванской АССР. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 35, №1, 1984, стр. 3-24.
- Белов А. и Рейтлингер Е. К палеотектонической характеристике «нижних туффитов» Храмского массива южной Грузии. ДАН СССР, том 170, №1, 1966, стр. 152-154.
- Беридзе М. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. Труды ГИН АН ГССР, новая серия, выпуск 80, 1983, 182 стр.
- Богачев В. Фауна отложений диатомита в Ахалкалакском бассейне. Известия Азербайджанского государственного университета, том 6, 1, 1927.
- Борсук А. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Москва, «Наука», 1979, 299стр.
- Бурчак-Абрамович Н. Древний плосколобый слон и близкие к нему формы в Закавказье. ДАН Азербайджанской ССР, №2, 1951.
- Габуния Л. К. О находке остатков *Niprargion* в Кисатибских диатомитах ДАН СССР, т. 102, №5, 1955.
- Гамбашидзе Р., Гугунишвили Г., Купарадзе Д. Новые данные о составе мезозойских отложений Юго-Восточной Грузии. Сообщения АН ГССР, 132, №2, 1988, стр. 321-324.
- Гамкредидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Инс-т Геологии и минералогии АН Груз. ССР, Монография, № 2, 1949.
- Гамкредидзе П. Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Труды Грузинского политехнического института им. Кирова, № 32, 1954,
- Геологическое строение и металлогения юго-восточной Грузии. Труды ГИН АН ГССР, новая серия, выпуск 1, 1965, 267стр.
- Геология СССР, ред. Гамкредидзе., т. X, часть 1, Грузинская ССР, Москва, «Недра», 1964, 655 стр.
- Джиджеишвили П. Скорости вертикальных сейсмостектонических движений горных масс на территории Южной Грузии. В книге: «Дманисское землетрясение 2 января 1978 года», ред. Ш. Напетваридзе, Москва, «Наука», Москва, 1982, стр. 58-62.
- Джигуаури Д.Г. Южный антропогеновый вулканизм (Южно-Грузинское нагорье). Сб. Грузия в антропогене, Тб., Сакартвело, 1991, стр. 91-128.
- Дотдуге С.И. О покровном строении Большого Кавказа. Геотектоника, 1986, № 5. стр. 94-106.
- Заридзе Г., Татришвили Н. О возрасте Цалкинского лавового комплекса (Грузинская ССР, южный склон Аджаро-Триалетского хребта). Доклады Академии Наук СССР, том 59(1), 1948, стр. 111-113.
- Качарави И. В., Адамия Ш. А., Мревлишвили Н. И., Джавахишвили Ш. И. и Чихрадзе Г. А. Палеогеновая система. Геологическое строение и металлогения юго-восточной Грузии. Труды ГИН АН ГССР, новая серия, выпуск 1, 1965, стр. 1-267.

- Короновский Н. и Демина Л. Эволюция неоген-четвертичных магматических расплавов Кавказа в условиях континентальной коллизии. Материалы научной сессии, посвященной 110-летию со дня рождения академика А И Джанелидзе, Тбилиси, 2000, стр. 270–281.
- Криштофович А. Н. К истории растительного бассейна Северной Двины и Закавказья. Ботанический журнал, №5-6, 1939.3
- Купарадзе Д. Верхнеюрские образования Юго-Восточной Грузии. *Geologicky zbornic – Geologica Carpathica*, 38, 1, 1987, стр. 101-110.
- Лебанидзе З. Грузия в раннем мезозое: растительный покров, биостратиграфия и палеотектонические реконструкции. Автореферат, Тбилиси, 2003, 21стр.
- Лебедев А., Бубнов С., Дудаури О., Вашакидзе Г. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 1. Западная часть Джавахетского нагорья. «Стратиграфия. Геологическая корреляция», РАН, т.16, №2, 2008а, стр. 104-126.
- Лебедев А., Бубнов С., Дудаури О., Вашакидзе Г. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 2. Восточная часть Джавахетского нагорья. «Стратиграфия. Геологическая корреляция», РАН, т.16, №5, 2008б, стр. 101-123
- Лебедев В., Чернышев И., Дудаури О., Аракелянц М., Чугаев А., Гольцман Ю., Вашакидзе Г. Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ, Южная Грузия). Труды ГИН АН Грузии, новая серия, выпуск 119, 2004, стр. 535-544.
- Лордкипанидзе М. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Труды ГИН АН СССР, новая серия, выпуск 69, 1980, стр. 1-162.
- Лордкипанидзе М. Геохимические особенности вулканизма интрадуговых бассейнов и их связь с геодинамикой. В сборнике: «Вулканизм и связанные с ними процессы», Новосибирск, «Наука», 1985, стр. 191-192.
- Лордкипанидзе М. и Закариадзе Г. Палеогеновый вулканизм Аджарии. В сборнике: «Проблемы геологии Аджаро-Триалетии», Труды ГИН АН СССР, новая серия, выпуск 44, 1974, стр. 74-86.
- Лордкипанидзе М. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Докторская диссертация, ГИН АН СССР, Тбилиси, 1986, 350стр.
- Майсурадзе Г. Основные черты позднеплейстоценовой и голоценовой истории Кавказа. Труды ГИН АН Грузии, новая серия, выпуск 119, 2004, стр. 195-203.
- Майсурадзе Г., Смелов С., Твалчрелидзе М. Новые данные о вулканитах Джавахети. Сообщ АН СССР т 98, 3 1980, р. 605–608 .
- Маруашвили Л. Зуртакетская палеолитическая стоянка и ее геологическое значение. «Природа», 1946, №12.
- Маруашвили Л. К геоморфологии Цалкинской котловины в Южной Грузии. Труды Кутаисского государственного пединститута, 1945, том 4.
- Мефферт Б. Геологический очерк области Боржоми и Бакуриани между Урийской долиной и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Труды Всесоюзного геолого-разведывательного объединения, Тбилиси, выпуск 303, 1933.

- Милановский Е. и Хаин В. Геологическое строение Кавказа – очерки региональной геологии СССР, Издательство МГУ, Москва, 1963, 358стр.
- Надарейшвили Г. Меловые вулканические формации Грузии. Труды ГИН АН ГССР, новая серия, выпуск, 114, 1999, стр. 179-194.
- Надарейшвили Г. Позднеюрский вулканизм Грузии. Труды ГИН АН ГССР, новая серия, выпуск 117, 2002, стр. 21-38.
- Палибин И. Плиоценовая флора Кисатибского отложения диатомита и ее связь с ископаемой флорой Годердзского перевала. Труды Ботанического института им. В.Л. Комарова АН СССР, серия 1, выпуск 6, 1947.
- Палибин И. Предварительный отчет об исследовании ископаемой флоры Годердзского перевала. Известия Кавказского отдела Русского Географического общества, книга 22, 1914.
- Рубинштейн М., Адамия Ш., Девнозашвили Д., Добрыдин В., Розентур Л. Датирование некоторых верхнеэоценовых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным. Известия АН СССР, серия геологическая, №4, 1972, стр. 13-16.
- Рябин А. Н. Ископаемая лягушка из Закавказья. Ежегодник Русского палеонтологического общества, том. VII, 1928, стр. 87-98.
- Салуквадзе Н. Зональная стратиграфия палеогеновых отложений. Труды ГИН АН Грузии, новая серия, выпуск 113, 1998, стр. 84-89.
- Салуквадзе Н. Вопросы стратиграфии среднего эоцена Крыма и Кавказа. Труды ГИН АН Грузии, новая серия, выпуск 115, 2000, стр. 71-75.
- Сванидзе Ц. и Хуцишвили О. Новые данные о среднекаменноугольной флоре вулканогенно-осадочной толщи Храмского выступа Закавказского срединного массива. Сообщения АН ГССР, том 113, №3, 1984, стр. 565-568.
- Схиртладзе Н. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Труды ГИН АН ГССР, монография №8, Тбилиси, 1958, 333 стр.
- Схиртладзе Н. Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива. ДАН СССР, 130, №1, 1960, стр. 170-172.
- Тутберидзе Б. Геология и петрология альпийского орогенного магматизма центральной части Кавказа. Издательство ТГУ, Тбилиси, 2004, 340стр.
- Узнадзе М. и Цагарели Е. Сарматская флора ущелья реки Дзиндза. «Мецниереба», Тбилиси, 1949, 164стр.
- Чернышев И., Аракелянц М., Лебедев В., Бубнов С., Гольцман Ю. Геохронология извержений четвертичных вулканов Казбегской области Большого Кавказа (Данные К-Аг метода). ГИН АН Грузии, новая серия, выпуск 114, Тбилиси, 1999, стр. 81-91.
- Adamia Sh. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion. Geological Society of America, Bulletin, v. 86, 1975, p. 719-720.
- Adamia, Sh., Alania, V., Chabukiani, A., Chichua, G., Enukidze, O., and Sadradsze, N., Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus): a Review, *in* Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F., and Starostenko, V., eds., Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform: London, Geological Society[London], Special Publications 340, 2010a, p. 239-259.

- Adamia Sh., Alania V., Chabukiani A., Kuloshvili S., Maisuradze G., Gotsiridze G. Seismic source zone models of recent earthquakes of Georgia. Proceedings of 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, vol. II, 2004, p. 545-548.
- Adamia Sh., Alania V., Tsereteli N., Varazanashvili O., Sadradze N., Gventsadze, A. Seismicity and active tectonics of Georgia and adjacent area. In: Tectonic Evolution and Seismicity of Southwest Asia, GSA Special Paper in Honor of Manuel Berberian, *Denver*, 2014a, (in print).
- Adamia Sh., Alexidze M., Balavadze B., Gvanceladze G., Gugunava G., Diasamidze Sh., Ioseliani M., Ismailzadeh G., Kartvelishvili K., Kuloshvili S., Mindeli I., Nazaretian S., Oganessian Sh., Radjabov M., Sikharulidze D., Chelidze T., Shengelaia G. Complex geophysical investigation of the Caucasian lithosphere, Chapter 4. In: Belousov, V., Pavlenkova, N., Kvjatkovskaja, I., (eds), Deep Structure of the Territory of the USSR, Moscow, "Nauka", 1991, p. 41-55 (in Russian).
- Adamia Sh., Chkhouta T., Kekelia M., Lordkipanidze M., Zakariadze G. Tectonics of the Caucasus and adjoining areas: implications for the evolution of the Tethys Ocean. *Journal of Structural Geology*, 3, 1981, p. 437-447.
- Adamia Sh., Chkhotua T., Gvartadze T., Lebanidze Z., Lursmanashvili N., Sadradze N., Zakariaia D., Zakariadze G. Tectonic setting of Georgia-eastern Black Sea: a review. Geological Society, London, Special Publications, 2014b, (in print).
- Adamia, Sh., Gugushvili, V., Javakhidze, D., Kutelia, Z., Sadradze, N., Shavishvili, I. Main Metallogenic Zones of Precious and Rare Metals of the Black Sea – Caspian Sea Region. International Mining Congress and Expo. www.iranminehouse.com, 2010b.
- Adamia Sh. & Lordkipanidze M. An outline of Georgian geological structure. In: Rakus, M., Dercourt, J., Nairn A. E. M. (eds), IGCP Project 198: "Evolution of the Northern Margin of Tethys", *Memoires de la Societe Geologique de France, Nouvelle Serie*, 154(II), 1989a, p. 63-66.
- Adamia Sh., & Lordkipanidze M. Mosaic of the Tethyan, Eurasian and Gondwanan terranes in the present day structure of the Caucasus. 28th IGC, v. 1, 1989b, p. 1.10-1.11.
- Adamia Sh., Lordkipanidze M., Zakariadze G. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 1977, p. 183-199.
- Adamia Sh., Mumladze T., Sadradze N., Tsereteli E., Tsereteli N., Varazanashvili O. Late Cenozoic tectonics and geodynamics of Georgia (SW Caucasus). *Georgian International Journal of Sciences and Technology*, Nova Science Publisher, v.1, no. 1, 2008, p. 77 – 107.
- Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A. Geology of the Caucasus: a review. *Turkish Journal of Earth Sciences. Geology of the Circum-Black Sea Region – Part A Caucasus*, vol. 20, 2011, p. 489-544.
- Alavi M. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran – new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 1994, p. 211-238.
- Albino I., Cavazza W., Zattin M., Okay A., Adamia Sh., Sadradze N. Far-field tectonic effects of the Arabia-Eurasia collision and the inception of the North Anatolian Fault system. *Geological Magazine*, 151 (2), 2014, p. 372-379. Cambridge University Press 372 doi:10.1017/S0016756813000952.
- Al-Lazki A., Seber D., Sandlov N., Turkelli R., Mohamad R., Barazangi M. Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (Turkey) and surrounding regions. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 2003, doi: 10.1029/2003GLO01739.

- Allen M., Vincent S., Alsoop G., Ismail-Zadeh A., Flacker R. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, v. 366, 2003, p. 223-239.
- Allen M. B. & Armstrong H. A. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid Cenozoic global cooling, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 265, 2008, p. 52 - 58.
- Amanatashvili, Sh., Adamia, Sh., Lursmanashvili, N., Sadradze N., Meskhia, V., Koulakov, I., Zabelina, I., & Jakovlev, A., Tectonics, deep-seated structure and recent geodynamics of the Caucasus. European Geosciences Union, General Assembly, Vienna, Austria, 22-27 April, 2012, Abstract Book, p. 3.
- Axen G.J., Lam P.S., Grove M., Stockli D.F., Hassanzadeh J. Exhumation of the West-Central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, v. 29, 2001, p. 559-562.
- Baranova E., Kosminskaya, I., Pavlenkova, N. A reinterpretation of South Caspian DSS data: *Geophysical Journal*, 10, 1991, p. 666-677.
- Barrier E., & Vrielynck B. Maps of the Middle East: Middle East Basins Evolution Programme, CGMW, Atlas, Maps, 2008, p.14p.
- Belousov V. & Volkovsky, B. Structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle of the Black Sea: Moscow, Nauka, 1989, 203 p. (in Russian).
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. In: Biju-Duval, B. & Montadert, L. (eds), *Inter. Symp. struct. Hist. Mediterranean. International symposium. Split (Yugoslavia)*, 1976, Paris. Ed. Technip, 1977, p. 145-164.
- Black S., Burton K., Harris N., Parkinson I., Rogers N., Widdowson M. *Our Dynamic Planet*, Rogers, N ed, Cambridge University Press, 2008, 390 p.
- Bocaletti M. Mesogea, Mesoparatethys, Mediterranean and Paratethys, their possible relations with Tethys ocean development. *Geological Institute, University of Florence, Itali, Ofioliti*, v.4, #2, 1979, p. 83-96.
- Bradshaw T., Hawkesworth C.J, Gallagher K. Basaltic volcanism in the southern Basin and Range: No role for a mantle plume. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v.116, 1993, p.45-62. doi:10.1016/0012-821X(93)90010-D.
- Brunet M.-F., Korotaev M., Ershov A., Nikishin A. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. In: Crook, K., Miall, A., Sellwood, B., (eds), *Sedimentary Geology, special issue, Integrated peri-Tethyan Basins Studies (Peri-Tethys programme)*, Elsevier, v. 156, no. v-vi, 2003, p. 119-149.
- Bukry D. Phytoplankton stratigraphy. DSDP Leg.20, Western Pacific Ocean. Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., 20. 307-17. 1973.
- Calvo-Rathert M., Sologashvili A., Gogichaishvili J., Villalain M., Bogalo A., Carrancho A., Maisuradze G. New paleomagnetic data from the Dmanisi paleo-anthropologic site (Georgia, Caucasus). *Quaternary Research*, doi 10.1016/j.yqres, 2007, p.683-690.
- Camps P., Ruffet P., Shcherbakova V., Prevot M., Moussin-Poushkin A., Cholpo L., Gogichaishvili A., Asanidze B. Direction, intensity and Ar/Ar reversal or excursion recorded in Georgia. *Journal Physics Earth Planet, Inter.* 96. 1996, p. 41-59.

- DeMets C., Gordon R., Argus D., Stein S. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 1990, p. 425-478.
- Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L., Kazmin V., Le Pichon X., Knipper A., Grandjacquet C., Sbertshikov I., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D., Boulin J., Sibuet J., Savostin L., Westphal M., Bajenov M., Lauer J., Biju-Duval B. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 1986, p. 241-315.
- Dewey J., Pitman W. III., Ryan W., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society America Bulletin*, v. 84, #10, 1973, p. 3137-3180.
- Dewey J., Hempton M., Kidd W., Saroglu F., Sengor A. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. In: Coward, M., & Ries, A., (eds), *Collision Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, 19, 1986, p. 3-36.
- Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak S. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, first article, 2009, p. 1-43.
- Djaparidze V., Bosinski G., Bugianishvili T., Gabunia L., Justus A., Klopotoskaya N., Kvavadze E., Lordkipanidze D., Maisuradze G., Mgeladze N., Nioradze M., Pavlenishvili E., Schmincke H., Sologashvili D., Tushabramishvili D., Tvalchrelidze M., Vekua A. Der altpaläolitische Fundplatz Dmanisi in Georgian (Kaukasus). *Jahrb. Des Römisch-Deutschen Zentralmuseums, Mainz, (RGZM)*, 36, 1989, p. 67-116.
- Elthon D., & Scarfe C. High pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts. *Am. Mineral*, 69, 1984, p. 1-15
- Ferring C., Swisher C., Bosinsky G., Gabunia L., Kikodze Z., Lordkipanidze D., Tvalchrelidze M., Tutberidze B. Progress report on the geology of the Plio-Pleistocene Dmanisi and the Diliska George. Republic of Georgia. *Paleon. Soc., New Orleans*, 1996, p. 5-6.
- Forsyth D. W. 1996. Partial melting beneath a mid-Atlantic segment detected by teleseismic PKP delays. *Geophysical Research Letters*, 23, 1996, p. 463-466.
- Fournier E. Description géologique du Caucase Central. Thèses présentées a la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de docteur es sciences nature, Marseille, 1986.
- Gabunia L. & Vekua A. Plio-Pleistocene hominid from Dmanisi, East Georgia, Caucasus. *Nature*, 373, 1995, p. 509-512.
- Gabunia L., Joris A., Justus A., Lordkipanidze D., Muskhelishvili A., Nioradze M., Swisher C. III, Vekua A., Bosinski G., Ferring R., Maisuradze G. Neue hominidfundamente des Altpaläolithischen Fundplatzes Dmanisi (Georgian Caucasus) in kontext aktueller grabungsergebnisse. *Archäologisches Korrespondenzblatt Jargang*, 29, H.4, 1999, p. 451-488.
- Geological studies of the area along Turkish-Georgian border. MTA, Yilmaz, A., Engin, T., Adamia, Sh., Lazarashvili, T. (eds), Ankara, Turkey, 2001, 388p.
- Goguitchaishvili A., Calvo-Rathert M., Sologashvili D., Alva Valdivia L. Urrutia-Fucugauchi J. Paleomagnetic study of the Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (Southern Caucasus). A pilot study, *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 11, 2000, p. 331-336.
- Guidebook for excursion A-16. INQUA, XI Congress, Moscow, August 1982, p. 24-34.
- Guidebook. International Geological Congress, 27 Session. Georgian SSR. Excursion:001, 007, 008, 012, 014, 017, Adamia, Sh. (ed), "Khelovneba", Tbilisi, 1984, 225p.

- Hafkenscheid E., Wortel M., Spakman W. Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, B08401, doi: 10.1029/2005JB003791, 2006.
- Haq B., Van Eisinga F. Geological time table. Fourth revised edition, Elsevier, New York, USA. Printed in the Netherlands, 1987.
- Hampton M. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics*, 6, 1987, p. 687-705.
- Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements. In: Carlson R.W. (ed), *Treatise on Geochemistry*, v. 2, The Mantle and Core, Elsevier, 2003, p.61–101, doi:10.1016/B0-08-043751-6/02123-X.
- Holmes A. Radioactivity and the Earth's thermal history. *Geological Magazine*, 62, 1931, p. 102-112.
- Hophman, A. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 1997, p. 219-229
- Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Radicati F., Villari L. Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey). Geochronological data and geodynamic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, 1982, p. 223-240.
- Irvine T. & Baragar W. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal Earth Sciences*, 8, 1971, 523-548.
- Jackson J., & Ambraseys N. Convergence between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. In: Giardini, D. & Balassanian, S. (eds), *NATO Asi. Series, 2. Environment*, v. 28, Kluwer Academic Publishers, the Netherlands, 1997, p. 79-90.
- Jassim S., & Goff J. Phanerozoic development of the northern Arabian Plate, *Geology of Iraq*, Dolin, Prague and Moravian Museum, Brno, Czech Republic, 2006.
- Kadirov F., Gadirov A., Abdullayev N. Gravity modelling of the regional profile across South Caspian basin and tectonic implications. In: Ali-zadeh, A. (ed), *The Modern Problems of Geology and Geophysics of Eastern Caucasus and the South Caspian Depression*, Baku, Nafta-Press, 2012, p. 231-251.
- Kelemen P., Hanghøj., Greene A. One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. eds., *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Oxford, vol. 2, 2007, p. 593–659.
- Kent C. Condie. *Earth as an evolving planetary system*. Academic Press is an imprint of Elsevier., 2005, 463p.
- Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophysical Research Letters*, v. 30, # 24, 2003, p. 8046-8050.
- Keskin M. Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume. In: 926 Foulger, G., Jurdy, D. (eds), *Plates, Plumes, and Planetary Processes*, Geological Society of America Special Paper, v. 409, 2007, p. 1-25.
- Keskin M., Pearce J., Mitchell J. volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. *Journal Volc. Geothermal Research*, 85(1-4), 1998, p. 355-404.
- Khain V. Structure and main stages in the tectonomagmatic development of the Caucasus: An attempt at geodynamic interpretation. *American Journal of Science*, v. 275 A, 1975, p. 131–156.

- Kheirkhah M., Allen M. Emami M. Quaternary collision magmatism from the Iran/Turkey bordelands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182, 2009, p. 1–12.
- Koçyiğit A., Yılmaz A., Adamia Sh., Kuloshvili S. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodynamica Acta*, 14. 2001, p.177-195.
- Koulakov I., & Sobolev V. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindukush region. *Geophysical Journal International*, 164, 2006, p. 425-440.
- Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography. *Solid Earth*, 3, 2012, p. 327-337, doi:10.5194/se-3-327-2012.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. *Bulletin Volcanology*, 29, 1966, p. 195-222.
- Kushiro I. Partial melting experiments on peridotite and origin of midocean-ridge basalt. *Ann. Review Earth Planet Sci.*, 29, 2001, p. 71–107.
- La Georgie – Berceau du Premier Européen. L'Exposition “Les premiers Habitants de l'Europe la Georgie berceau du Premier Européen” présentée Tbilissi (Georgie) en Octobre 2000, Tbilisi, p. 1–48.
- Lebas M., Lemaitre R., Streckeisen A., Zanettin, B. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 1986, p. 745-750.
- Lei J. & Zhao, D. A new insight into the Hawaiian plume. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, 2006, p. 438-453.
- Lomize M. *Volcanism of North-Western Caucasus and its Relations with Tectonics*, Moscow, Publishers of Moscow State University, 1969, 220p. (in Russian).
- Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djrbashian R. Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region. IGCP Project #198. *Evolution of the Northern Margin of the Tethys*. Mem. Soc. Geol. France, Paris, nouvelle series 154, Occasional publication, ESRI, new series 4, 1989, p. 101-124.
- Mamedov P. *Seismostratigraphical investigation of geological structure of sediment cover of south Caspian super-depression and perspectives of oil-gas productivity*, PHD thesis, Baku, 1992, 40p. (in Russian).
- Marsh B. *Magmatizm, Magma, and Magma Chambers*. In: *Treatise on Geophysics - Crust and Lithosphere Dynamics*, 2009, p. 275-331.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaraia M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M., Veis, G. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, v. 105 (B3), 2000, p. 5695-5719.
- McKenzie D. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 1972, p. 109-85.
- McKenzie D. & Bickle M. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 1988, v. 29, p.625-679.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies University of Tasmania, 1993, 196 p.

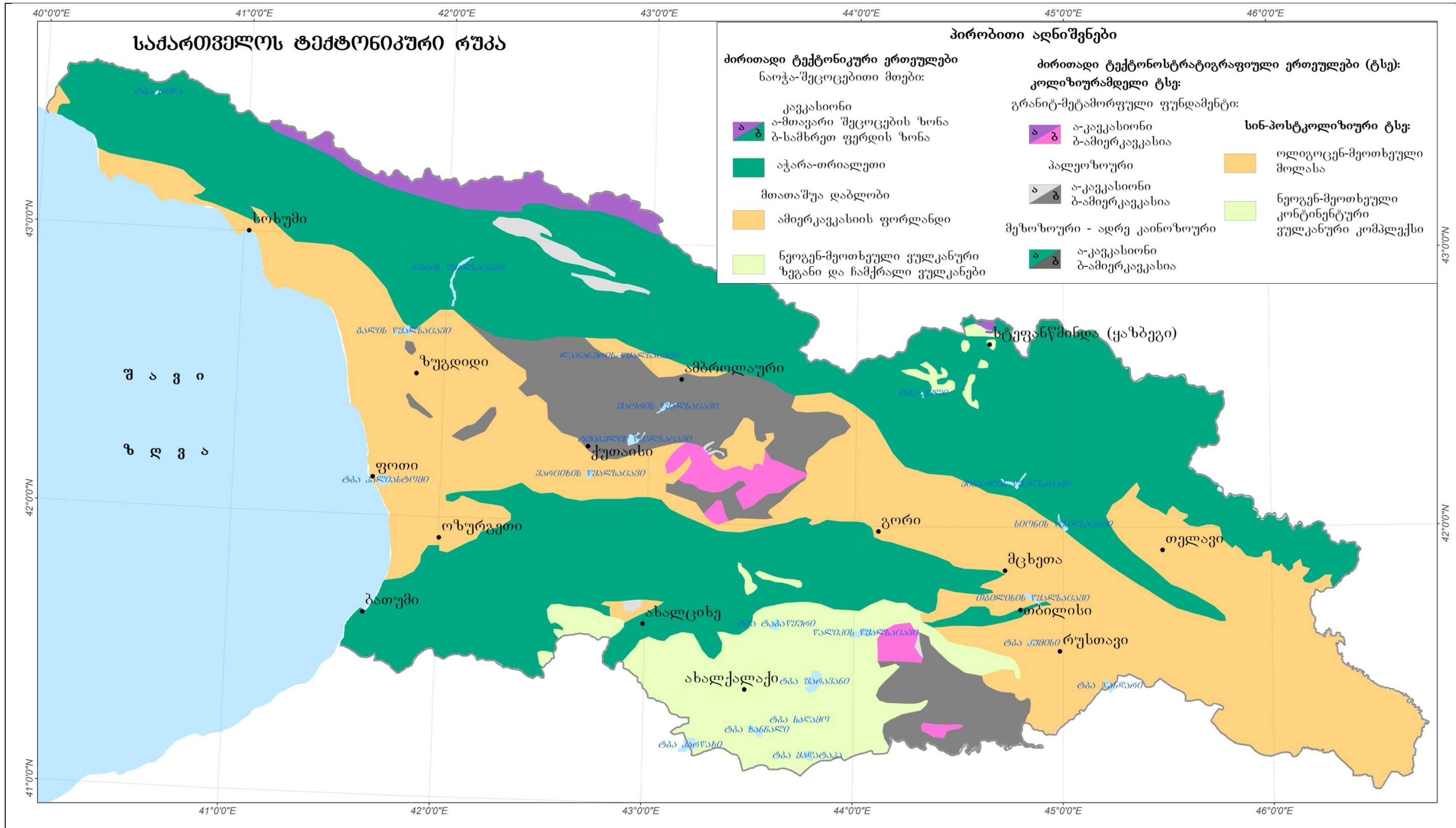
- McQuarrie N., Stock J., Verdel C., Wernicke P. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, v. 30, 2003, doi:10.1029/2003GL017992.
- Meijers M., Smith B., Sosson M., Rolland Y., Grigoryan A., Sahakyan L., Avagyan A., Adamia Sh., Sadradze N., Asanidze B., Langereis C., Kirscher U., Mensink, M. The Late Cretaceous: constraints on the Tethyan realm. *Darius Programme Eastern Black Sea and Caucasus Workshop, Abstract Volume*, Tbilisi, Tbilisi University Press, 2012, p. 34-35.
- Minshull T., White T., Edwards R.A., Shillington D. J., Scott C. L., Demirer A., Shaw -Champion M., Jones S., Erduran M., Besevli T., Coscun G., Raven K., Price A., Peterson B. Seismic Data Reveal Eastern Black Sea Basin Structure. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 86, # 43, 2005, p. 413-415.
- Mitchell J. & Westaway R. Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Caucasus: constraints from K-Ar dating of volcanism in Armenia. *Tectonophysics*, 304, 1999, p. 157–186.
- Monin A. & Zonenshain L. (eds), *History of the Ocean Tethys*. Moscow Institute of Oceanology, 1987 (in Russian).
- Morgan W. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 1971, p. 42-45.
- Moritz R., Ghazban F., Singer B. Eocene gold ore formation of Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, western Iran: a results of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. *Economic Geology*, v. 101, 2006, p. 1497-1524.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M., Navarsardyan G., Karapetyan S. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: Magmatic response to the post-accretionary orogenesis within Alpine–Himalayan belt. *Lithos*, v. 180–181, 2013, p. 200–215.
- Okay A., Zattin M., Cavazza W. Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38, 2010, p. 35–38.
- Pearce J. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C., & Norry, M. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 1983, p. 230-249.
- Pearce J., Bender J., De Long S., Kidd W., Low P., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 1990, p. 189–229.
- Pearce J., & Stern R. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. In: Christie D., Fisher C., Lee S., Givens S. (eds), *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, Geophysical Monograph, 166, 2006, p. 63.
- Pearce J. & Peate, D. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* Vol. 23, 1995, p. 251-285
- Perfit M., Fornari D., Smith M., Bender J., Langmuir C. Haymon R. Small-scale spatial and temporal variations in MORB geochemistry and implications for ridge crest magmatic processes. *Geology*, 22, 1994, p. 375-379.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: An Actual Example of the Initial Stages of Continental Collision. *Tectonophysics*, 1989, v.161, p. 3-21.
- Reilinger R., McClusky S., Souter B., Hamburger M., Prilepin M., Mishin A., Guseva T., Balassanian S. Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from global positioning system measurements, *Geophysical Research Letters*, 24, 1997, p. 1815– 1818.

- Reilinger R.E., McClusky, S.C., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanian R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., Arrajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmirotsa A., Filikov S. V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111(B5), 2006, p. 19- 26
- Remane J., Faure-Muret A., Odin G. *International Stratigraphic Chart*. International Union of Geological Sciences, UNESCO, 2006.
- Robertson A. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publication, 173, 2000, p.97-138.
- Robertson A.H.F., Dixon J.E., Brown S., Collins A., Morris A., Pickett E., Sharp I., Ustaomer T. Alternative Tectonic Models for the Late Paleozoic-Early Tertiary Development of the Tethys in the Eastern Mediterranean Region. In A. Morris and D.H. Tarling (Eds.), *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society of London Special Publication 105, 1996, 239-263.
- Rodgers A., Ni, J., Hearn T. Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the Middle East: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 87, # 2, 1997, p. 396-413.
- Rotstein Y., & Kafka A. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region, subduction, collision and arc jumping. *Journal Geophysical Research*, 87, 1982, p. 7694-7706.
- Sadradze N., Tsereteli N., Varazanashvili O., Gvencadze A. Some Issues of neotectonics of the Javakheti volcanic highland (Central South Georgia). *Proceedings of the Institute of Geology*, new series, v. 124, 2008, p. 79-90.
- Schmincke H.-U. *Volcanizm*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 2004, p. 324.
- Sengor A., Ozeren S., Zor E., Genc T. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 2003, doi:10.1029/2003GL017858.
- Somin M. Structural position and geodynamic conditions of formation of metamorphic complexes of the Great Caucasus and Cuba. PhD Thesis, , Schmidt Institute of Earth Physics, RAN, Moscow, 2007, 56p.
- Stampfli G., Borel G., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P. A. (eds). *Paleotectonic Atlas of the Peritethyan Domain*. Windows and Macintosh Compact Disk, 2000.
- Stocklin J. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C., Drake, C. (eds), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, United States (USA), 1974, p. 873-887,
- Sun S. & McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A., & Norry, M. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, Special Publications 42, 1989, p. 313-345.
- Svanidze Ts., Iakobidze E., Lebanidze Z. Upper Triassic-Bajocian vegetation of the Western Georgia and stratigraphical significance of the flora. *Geologica Balcanica*, 30, 1-2, Sofia, 2000, p. 19-24.
- Tappen M., Adler D., Ferring C., Gabunia M., Vekua A.; Swisher III C. Akhalkalaki: The Taphonomy of An Early Pleistocene Locality in the Republic of Georgia. *Journal of Archaeological Science* 29, 2002, p.1367-1391
- Terrane map of the Alpine Himalayan belt. Minor Asia -Caucasus. Sheet 2: Minor Asia -Gonguoglu, M., Dirik, K., Kozlu, H. *The Caucasus - Adamia Sh.*, Belov, A., Chabukiani, A., Chkhotua, T., 1996.

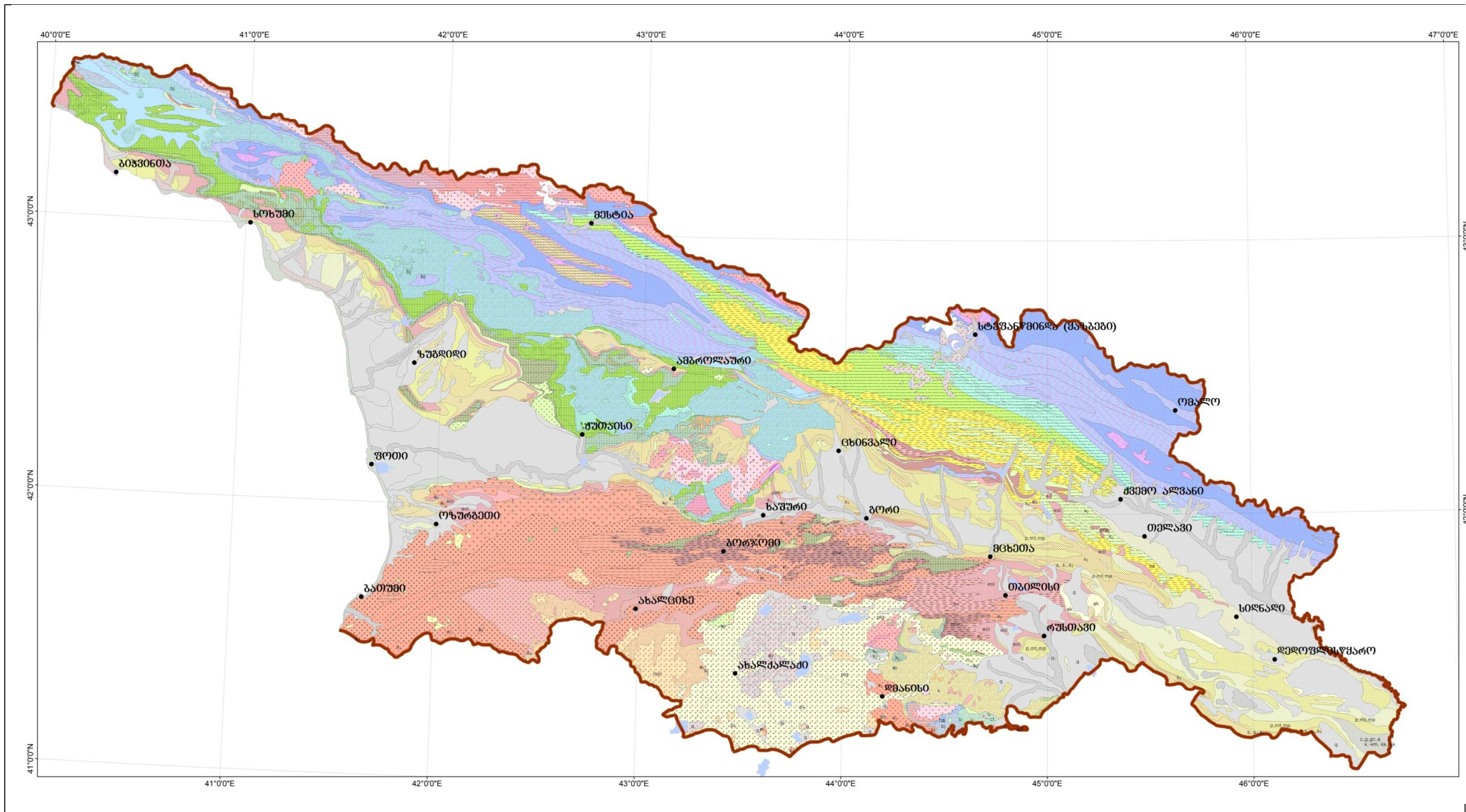
- Thompson R. N., & Gibson, S. A. Magmatic expression of lithospheric thinning across continental rifts. *Tectonophysics*, 233, 1994, p. 41–68.
- Tutberidze B. Cenozoic volcanism of the Caucasian mobile belt in Georgia, its geological-petrological peculiarities and geodynamic conditions. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 21, 2012, p. 799–815, doi:10.3906/yer-1006-12.
- Van der Hilst R., & Karason H. Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: Toward a hybrid convection model. *Science*, 283, 1999, p.1885–1888.
- Varazanashvili O., Tsereteli N., Tsereteli E. Historical earthquakes in Georgia (up to 1900): source analysis and catalogue compilation, MVP-LTD publishing house, 2011, 77p.
- Vekua A. & Lordkipanidze D. The history of vertebrate fauna in Eastern Georgia. *Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences*, v. 2, no. 3, 2008, p. 149-155.
- Vekua A., Lordkipanidze D., Rightmire P., Agnsti J., Ferring R., Maisuradze G., Muskhelishvili A., Nioradze M., Leon, M., Tappen, M., Tvalchrelidze, M., Zollikofer, C. A new skull of early Homo from Dmanisi, Georgia. *Science*, v. 297, 5 July, 2002, p. 85-90.
- Vernant P., King R., Reilinger R., Floyd M., McClusky S., Hahubia G., Sokhadze G., Elashvili M., Kadirov F., Karakhanian A., Avagyan A., Ergintav S., Djamour Y., Doerflinger E., Ritz J.-F. GPS constraints on continental deformation in the Black Sea, Caucasus and Caspian region implications on geodynamics and seismic hazard. *Darius Programme, Eastern Black Sea and Caucasus, Tbilisi, Georgia, 24-25 June 2013, Abstracts Volume, 2013, p. 74-75.*
- Vincent S. J., A. Carter V. A., Lavrishchev S., Price, P., Barabadze T. G., Hovius N. The exhumation of the western Greater Caucasus: a thermochronometric study. *Geological Magazine*, 148, 2011, p. 1–21.
- Vincent S.J., Morton, A., Carter, A., Gibbs, S., Teimuraz, G. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision. *Terra Nova*, v. 19, 2007, p. 160–166. doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00731.x.
- Wegener A. Die Herausbildung der Grossformen der Erdrinde (Kontinente und Ozeane), auf geophysikalischer Grundlage. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 63, 1912, p. 185–195, 253–256, 305–309.
- Wilson J. Possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, v.41, 1963, p. 863-870.
- Wilson M. Geochemical signature of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics. *Journal of the Geological Society*, 150, 1993, p. 37-58.
- Wilson M. Tertiary-Quaternary magmatism in Europe: How has it influenced or been influenced by the evolution of the Lithosphere. EMAW-2007 (European Mantle Workshop), “Petrological evolution of the European Lithospheric Mantle: from Archean to present day”, Ferrara, Italy, 29th August, 2007.
- Yegorova T., & Gobarenko V., Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R., Bergerat, F. Starostenko, V. (eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, Geological Society of London Special Publication 340, 2010, p. 23–42, doi:10.1144/SP340.3.
- Yilmaz Y. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, *Geological Society America, Bulletin*, 105(2), 1993, p. 251-271.

- Yu-Han Chang, Sun-Lin Chung, Okrostsvardze A., Javakhishvili Z. Geochemical characteristics and petrogenesis of Cenozoic igneous rocks in the Georgian Caucasus. 1st International Conference and Workshop “Caucasus active tectonics and magmatism – hazards and resources”, 29 August – 3 September, Tbilisi, Georgia, Abstract Book, 2013, p.6.
- Zakariadze G., Dilek Y., Adamia S., Oberhänsli R., Karpenko S., Bazylev, B. Solov’eva N. Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island-arc evolution of the late Precambrian Arabian- Nubian Shield. *Gondwana Research*, 11, 2007, 97–108.
- Zakariadze G., Karamata S., Korikovsky S., Ariskin, A., Adamia Sh., Chkhotua T., Sergeev S., Solov’eva N. The Early-Middle Palaeozoic Oceanic Events Along the Southern European Margin: the Deli Jovan Ophiolite Massif (NE Serbia) and Palaeoceanic Zones of the Great Caucasus. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 21, 2012, p. 635-668, doi.10.3906/yer-1011-2.
- Zonenshain L. & Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 23, 1986, p. 181–211.
- Zor E., Gurbuz C., Turkelli N., Sandvol, E., Seber D., Barazangi M. The crustal structure of the East Anatolian Plateau from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 30(24), 2003, doi:10.1029/2003GL018192

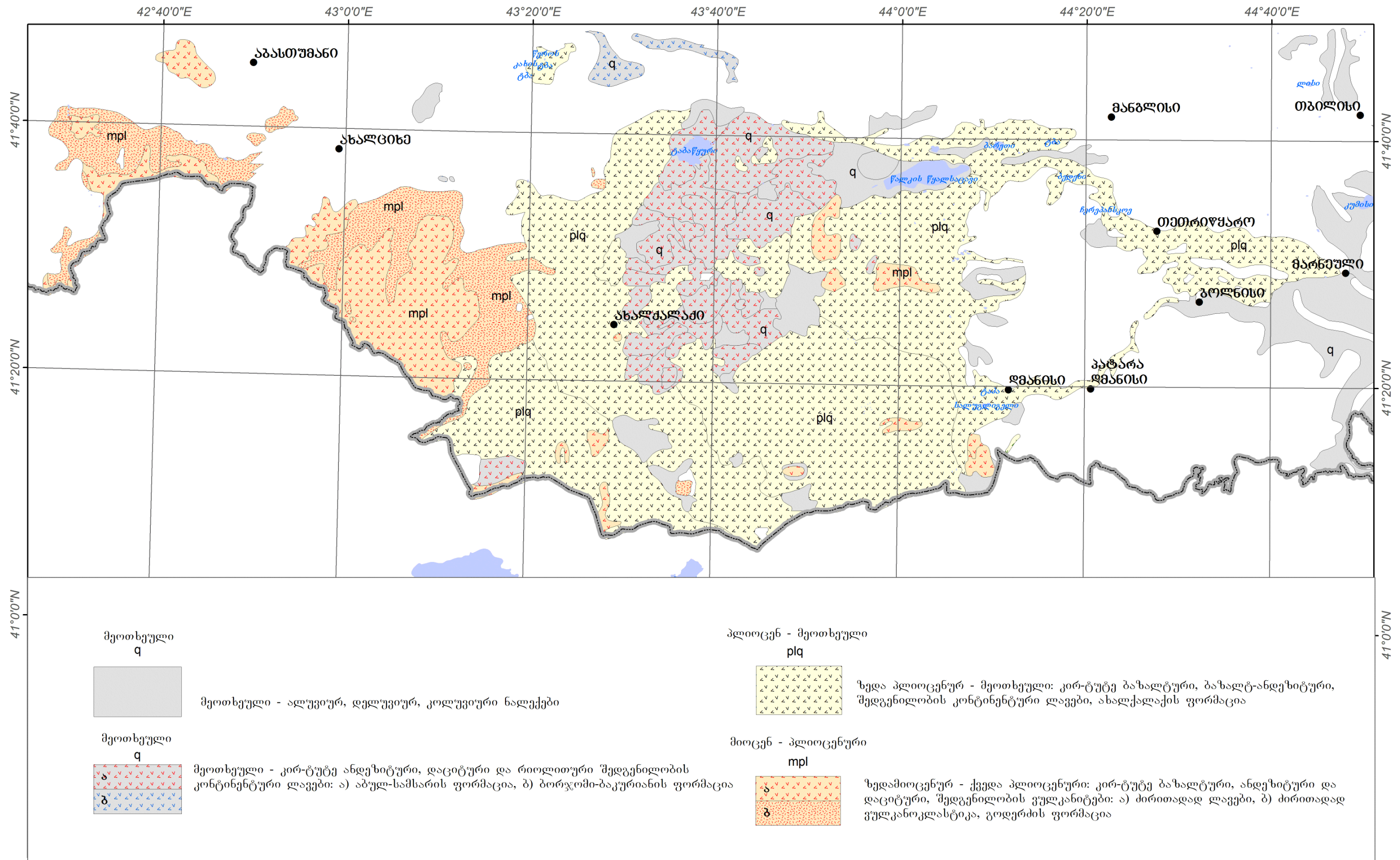
დანართი 1. საქართველოს ტექტონიკური რუკა (მასშტაბი 1:500 000; ადამია 2004)



დანართი 2. საქართველოს გეოლოგიური რუკა (მასშტაბი 1:500 000; ადამია 2004)

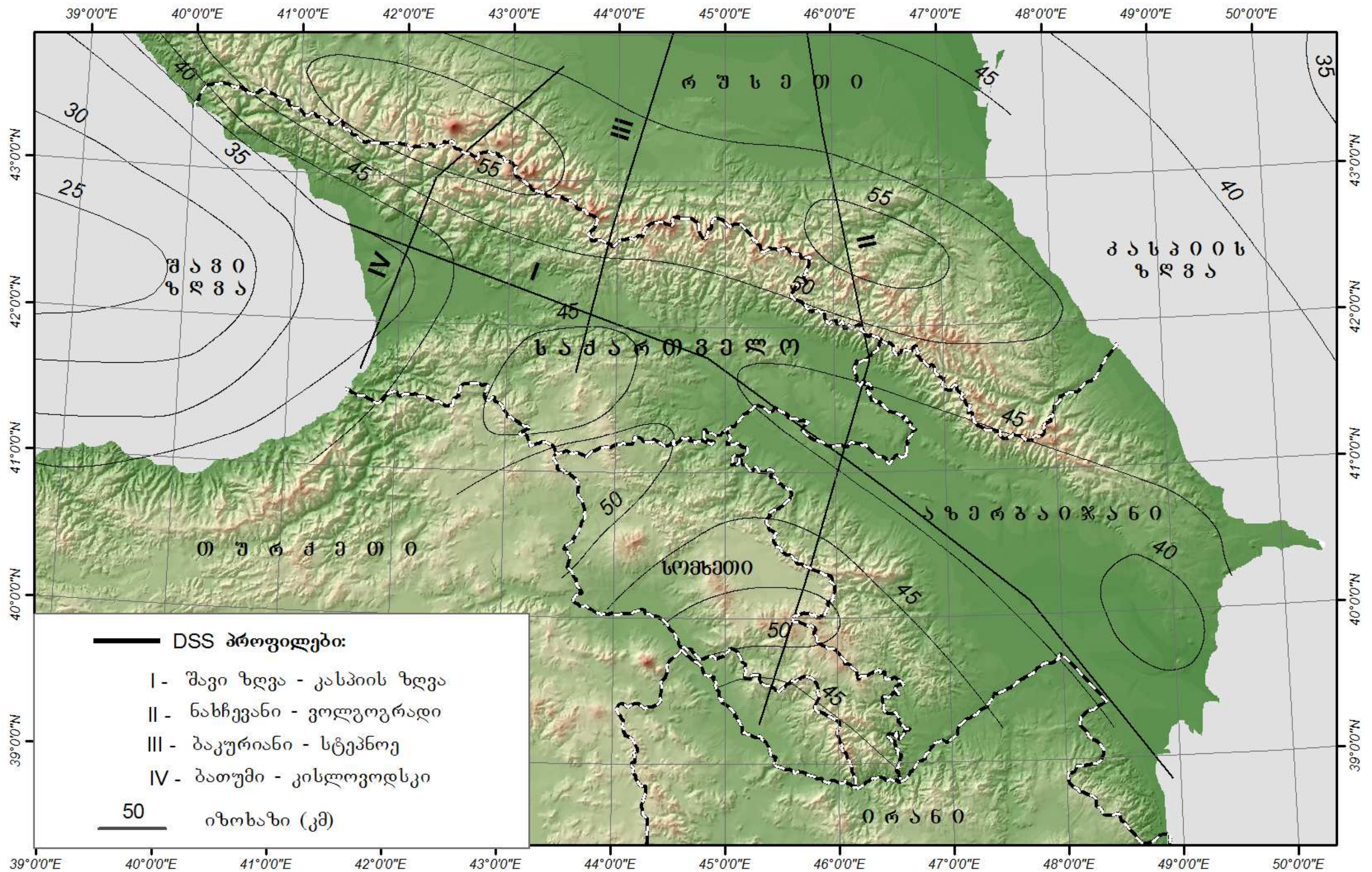


დანართი 3. სამხრეთ საქართველოს ნეოგენურ-მეოტხეული ვულკანური ფორმაციების გეოლოგიური რუკა (ადამია 2004)

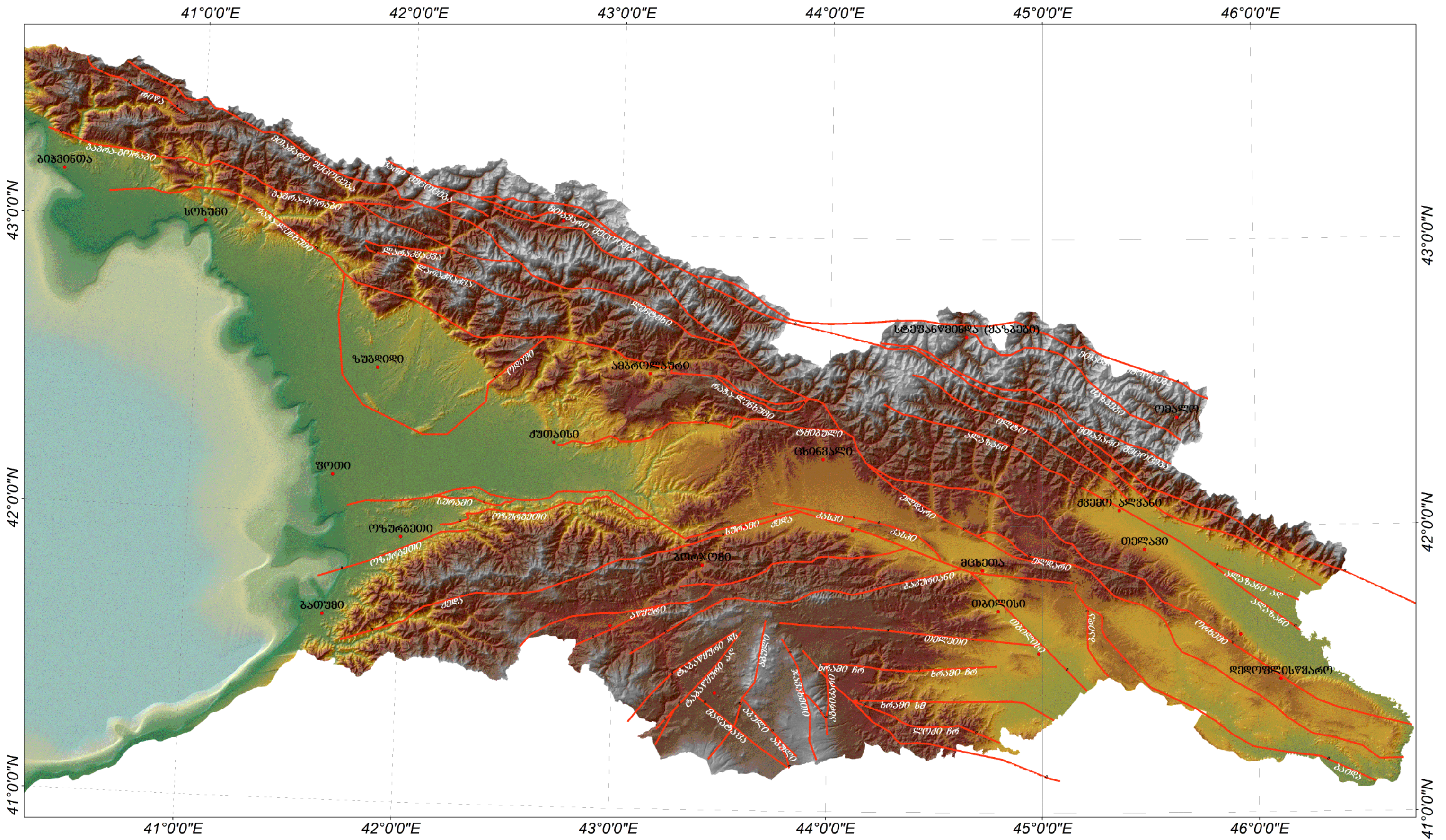


დანართი 4. სამხრეთ საქართველოს კოლიზიის შემდგომი ვულკანიტების ქიმიური ანალიზების ცხრილი

№	ფორმაცია, ნიმუშის აღების ადგილმდებარეობა	კოორდინატები (UTM)		SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	FeO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	Sum %	Mgn %	Ti ppm	P ppm	K ppm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Ta ppm	Nb ppm	Th ppm	Hf ppm	Y ppm	Zr ppm	Sr ppm	Ba ppm	Rb ppm	Pb ppm
		N	E																																						
1	გოდერძის ფორმაცია, მდ.ფარავნის ხეობა	41 29.593	43 19.962	54.15	1.41	18.32	7.93	4.05	8.12	4.28	1.32	0.42	100	47.64	8431.9	1825.1	10924.3	25.3	51.2	5.83	23.7	4.63	1.5	4.57	0.73	3.98	0.87	2.36	0.36	2.29	0.36	0.6	12.4	4	4	24.2	169.1	624.4	356	20.9	1.1
20	გოდერძის ფორმაცია, ტაბაწყური-ბაკურიანის გზა	41 40.766	43 35.783	58.84	1.09	16.12	5.87	3.85	6.88	4.56	2.28	0.51	100	53.92	6548.7	2229.5	18916.2	36	60.3	7.21	26.9	4.52	1.4	3.85	0.59	3.17	0.58	1.59	0.24	1.37	0.21	1.2	20.3	5.3	3.7	17.3	144.5	920.8	496	46.1	2
100	გოდერძის ფორმაცია, ტაბაწყურის მიდამოები	41 20.072	43 40.978	60.87	0.75	16.49	5.33	2.92	6.84	3.82	2.62	0.35	100	49.36	4491.6	1545.3	21788.2	37.3	67.7	6.56	23.7	3.92	1.07	3.75	0.53	3.04	0.58	1.69	0.27	1.72	0.26	0.7	12.9	9.1	4.5	17.3	168.5	534	693	46.6	1.4
2	გოდერძის ფორმაცია, მდ.ფარავნის ხეობა	41 29.593	43 19.962	62.18	0.72	15.89	4.86	3.92	5.35	4.00	2.64	0.43	100	58.92	4309.7	1883.9	21929.8	40.4	76.6	8.34	30.3	4.56	1.17	3.33	0.47	2.31	0.44	1.24	0.19	1.05	0.17	0.7	13.2	10.4	4.6	12.5	170.8	758.4	627	53.7	1
98	გოდერძის ფორმაცია, ტაბაწყურის მიდამოები	41 20.764	43 41.184	62.92	0.55	18.02	4.40	2.39	5.89	3.89	1.77	0.16	100	49.23	3308.3	714.2	14689.9	23.6	43.5	4.54	16.6	2.9	0.88	2.27	0.34	1.86	0.34	0.92	0.14	0.9	0.13	0.5	6.4	5.2	2.8	9.9	114.4	623.7	499	42.5	1.2
68	გოდერძის ფორმაცია, სოფ. კამარლოს მიდამოები	41 21.174	44 07.005	65.19	0.53	16.16	4.53	1.99	4.72	3.99	2.66	0.22	100	43.88	3202.9	968.6	22111.9	36.6	65.5	6.48	21.9	3.66	1.02	2.86	0.44	2.41	0.44	1.21	0.2	1.26	0.2	0.8	11.8	10.2	3.8	13.2	153.1	495.4	672	58.3	1.4
17	გოდერძის ფორმაცია, ტაბაწყური-ბაკურიანის გზა	41 40.426	43 37.253	65.89	0.63	17.49	4.00	0.65	4.37	4.12	2.55	0.30	100	22.49	3781.0	1309.6	21133.2	40.3	61.7	7.22	25	3.74	1.09	2.77	0.39	1.92	0.34	0.88	0.13	0.81	0.11	0.8	12.7	7.8	4.3	9.6	164	651	702	55	2.5
69	გოდერძის ფორმაცია, სოფ. კამარლოს მიდამოები	41 21.174	44 07.005	66.35	0.55	16.40	4.07	1.08	4.58	4.01	2.74	0.22	100	32.15	3300.1	979.5	22784.4	39.2	66.5	7.14	24.4	3.83	1.1	3.06	0.45	2.35	0.42	1.2	0.2	1.18	0.18	0.7	12	10	4.1	12.6	162.8	509.5	701	57	2.2
13	გოდერძის ფორმაცია, ტაბაწყურის მიდამოები	41 38.931	43 36.064	67.94	0.50	16.98	3.06	0.41	3.69	4.12	3.05	0.25	100	19.26	3003.4	1071.7	25315.3	48	63	8.35	27.2	4.18	1.06	2.75	0.35	1.72	0.29	0.75	0.1	0.66	0.09	0.8	13	12.1	4.1	8.2	157.8	637.4	883	75.5	2.2
12	გოდერძის ფორმაცია, ამირანის გორა	41 23.865	43 29.747	68.62	0.37	16.67	2.56	0.99	3.51	4.27	2.87	0.13	100	40.86	2209.2	581.2	23814.4	28.3	48.5	4.93	16.2	2.56	0.75	1.75	0.24	1.25	0.21	0.57	0.08	0.47	0.07	0.6	7.5	8.4	4	6	140.4	619.3	661	70.6	0.7
99	გოდერძის ფორმაცია, მთა ჭიჭიანი	42 28.940	43 51.36	75.55	0.11	13.69	0.96	0.16	0.73	3.99	4.77	0.04	100	23.01	663.3	175.7	39611.4	25.9	49.9	4.97	15.9	2.75	0.56	2.31	0.39	2.12	0.43	1.22	0.2	1.34	0.22	1.4	18	16.2	3.2	13	90.1	93.8	760	120.2	0.5
14-023	გოდერძის ფორმაცია, გოდერძის უღელტეხილი	41 63385	42 5310	67.00	0.51	16.99	2.75	0.87	4.04	4.52	2.23	0.234	100.40	36.03				35.01	63.12	6.42	20.93	3.35	0.94	2.26	0.28	1.25	0.21	0.55		0.44	0.06	0.47	8.11	5.82	3.33	6.36	59.81	703.80	601.10	53.40	11.68
14-054	გოდერძის ფორმაცია, სოფ. კამარლოს მიდამოები	41.3529	44.1167	65.33	0.54	15.69	3.69	1.64	4.48	3.98	2.72	0.221	99.34	44.17				38.58	62.85	6.85	22.61	3.98	1.08	3.15	0.46	2.46	0.48	1.33		1.27	0.19	0.83	13.25	10.45	3.41	13.53	62.64	413.30	699.90	57.36	12.90
39	ახალქალაქის ფორმაცია, დმანისის ნაქალაქარის მიდამოები	41 20.156	44 20.821	51.19	1.34	16.90	9.09	7.12	9.58	3.52	1.01	0.26	100	58.24	8038.3	1153.5	8355.7	15.4	33.2	4.17	16.8	3.98	1.41	4.41	0.77	4.61	0.93	2.66	0.43	2.59	0.38	0.4	7	2.7	3.9	26.2	138	432.6	238	17	1.1
37	ახალქალაქის ფორმაცია, დმანისის ნაქალაქარის მიდამოები	41 20.837	44 21.683	51.82	1.33	17.44	8.34	6.14	10.01	3.65	1.00	0.25	100	56.75	7995.8	1111.7	8290.3	15.4	34.5	4.19	18	4.08	1.44	4.44	0.78	4.63	0.93	2.72	0.42	2.57	0.4	0.4	6.8	2.5	4	26.5	136.8	467.5	253	18.1	1.3
8	ახალქალაქის ფორმაცია, მდ.ფარავნის ხეობა	41 25.465	43 28.420	52.73	1.15	16.90	8.41	6.31	9.60	3.70	0.94	0.27	100	57.20	6864.8	1193.0	7768.7	16.9	33.6	4.05	16.1	3.51	1.24	3.77	0.64	3.78	0.77	2.17	0.33	2.17	0.33	0.5	8.3	2.7	2.9	21.9	125.4	515.4	256	15.1	1.9
4	ახალქალაქის ფორმაცია, მდ.ფარავნის ხეობა	41 27.881	43 26.532	53.43	1.12	17.48	7.72	5.74	9.47	3.80	0.96	0.27	100	57.01	6705.8	1187.1	7991.2	16.4	32.5	3.92	16	3.42	1.21	3.56	0.63	3.56	0.74	2.15	0.33	2.14	0.32	0.5	7.8	2.6	3.1	21.2	120	530	250	18.8	1.8
59	ახალქალაქის ფორმაცია, სოფ. ზემო ოროზმანის მიდამოები	41 17.408	44 09.851	54.11	1.14	16.79	8.01	6.27	8.19	3.85	1.29	0.35	100	58.26	6810.9	1506.3	10704.0	25.8	49.3	5.66	21.9	4.35	1.4	4.23	0.7	3.92	0.78	2.31	0.34	2.17	0.33	0.7	11.1	3.4	4	23.3	158.1	578.9	353	21.7	0.6
14-027	ახალქალაქის ფორმაცია, ახალქალაქის პლატო	41 46.641	43 41.336	50.42	1.50	16.25	8.64	7.14	7.82	3.56	0.86	0.319	99.74	59.63				17.97	36.37	4.62	18.67	4.35	1.47	4.50	0.75	4.34	0.90	2.54		2.33	0.35	0.63	10.17	2.43	3.24	26.10	82.25	399.00	223.80	13.73	3.91
14-028	ახალქალაქის ფორმაცია, ახალქალაქის პლატო	41 46.400	43 44.25	50.41	1.09	16.03	7.42	4.84	9.92	3.62	0.95	0.264	101.32	53.80				17.24	33.48	4.12	16.07	3.75	1.23	3.81	0.64	3.79	0.80	2.29		2.18	0.33	1.34	9.55	2.70	2.84	23.21	72.56	453.50	253.90	17.32	4.15
14-029	ახალქალაქის ფორმაცია, ახალქალაქის პლატო	41 45.831	43 46.445	59.16	1.02	16.84	5.90	4.02	6.48	4.28	2.06	0.349	100.54	54.93				17.25	35.87	4.67	19.08	4.40	1.47	4.61	0.75	4.48	0.93	2.68		2.46	0.38	0.93	10.38	1.78	3.25	26.64	85.06	527.40	213.40	10.20	3.40
14-030	ახალქალაქის ფორმაცია, ტაბაწყურის მიდამოები	41 50.501	43 87.035	59.20	0.84	16.41	5.49	3.57	6.19	3.99	2.02	0.345	99.65	53.75				32.22	56.88	6.31	22.22	4.25	1.24	3.76	0.56	3.18	0.64	1.82		1.69	0.25	0.74	14.94	5.77	3.72	18.77	74.12	563.40	543.80	41.43	8.95
14-033	ახალქალაქის ფორმაცია, ტაბაწყურის მიდამოები	41 44.191	43 84.888	59.01	0.89	16.65	5.66	3.90	6.40	3.97	1.95	0.362	100.22	55.19				33.06	57.78	6.50	23.10	4.33	1.28	3.84	0.57	3.11	0.63	1.75		1.61	0.25	0.73	14.30	5.33	3.60	18.24	74.93	602.60	528.20	37.63	9.33
14-034	ახალქალაქის ფორმაცია, მთა პატარა გიულენი	41 32.631	43 38.385	53.35	1.55	16.74	8.39	4.75	7.53	4.12	1.43	0.465	99.61	50.24				27.57	52.67	6.36	24.27	5.26	1.59	5.10	0.80	4.69	0.96	2.74		2.53	0.38	0.71	14.36	4.05	3.94	27.74	85.84	487.20	378.20	25.05	6.02
14-036	ახალქალაქის ფორმაცია, ახალქალაქის პლატო	41 49.43	43 50.56	52.38	1.39	16.92	8.12	6.55	8.22	3.94	1.08	0.432	100.38	59.02				23.18	45.70	5.66	22.11	5.01	1.58	4.90	0.79	4.64	0.97	2.76		2.55	0.39	0.66	12.79	2.48	3.72	27.45	82.31	517.70	318.40	13.14	4.95
14-036a	ახალქალაქის ფორმაცია, ახალქალაქის პლატო	41 62.956	43 56.621	51.26	1.41	17.18	8.82	6.51	9.50	3.90	0.96	0.382	100.7																												



დანართი 6. საქართველოს აქტიური სტრუქტურების რუკა (Adamia et al. 2008; Adamia et al. 2014a)



დანართი 7. საქართველოს და მიმდებარე არეების პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქციები: ა. გვიანი ტრიასული; ბ. გვიანი იურული; გ. ცარცული; დ. ეოცენური დროისთვის (Adamia et al. 2014b)

