

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

მარიამ ახალკაციშვილი

ჯავახეთის ზეგნის ვულკანური წარმონაქმნებისა და გამყინვარების ეპოქის
ასაკობრივი კორელაცია

გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა კანდიდატის
სამეცნიერო ხარისხის მოსაპოვებლად წარმოდგენილი

დ ი ს ე რ ტ ა ც ი ა

04.00.08 _ პეტროლოგია, ვულკანოლოგია

სამეცნიერო ხელმძღვანელი: ბეჟან თუთბერიძე,

გეოლ.-მინერ. მეცნიერებათა დოქტორი

სრული პროფესორი

თბილისი

2006

შ ი ნ ა ა რ ს ი

შესავალი.

თავი I მოკლე მორფოგრაფიულ-მორფომეტრიული მიმოხილვა.

სამსარის ქედი.

ჯავახეთის ქედი.

ნიალასყურის ქედი.

ახალქალაქის პლატო.

წალკის პლატო.

გომარეთის პლატო.

დმანისის პლატო.

თავი 2 მოკლე გეოლოგიური მიმოხილვა.

2.1. გეოლოგიური შესწავლის მოკლე ისტორია.

2.2. გეოტექტონიკური პოზიცია და თანამედროვე გეოდინამიკა.

2.3. მოკლე ცნობები რეგიონის გეოლოგიური აგებულების შესახებ.

გვიანმიოცენ-ადრეპლეისტოცენური მაგმატიზმი.

გვიანპლიოცენ-ადრეპლეისტოცენური მაგმატიზმი.

გვიანპლეისტოცენური მაგმატიზმი.

2.4. ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკი.

2.5. ჯავახეთის ზეგნის ვულკანურ ნაგებობათა დახასიათება.

სამსარის ქედის ვულკანები.

ჯავახეთის ქედის ვულკანები.

ნიალასყურის ქედის ვულკანები.

თავი 3. ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ძველი გამყინვარება.

3.1. პალეოგლაციალური შესწავლის მოკლე ისტორია.

3.2. პალეოგლაციალური რეკონსტრუქციის მეთოდები.

3.3. ძველი გამყინვარების გავრცელების რაიონები.

თავი 4. გამყინვარების სავარაუდო მიზეზები.

ტექტონიკა და მთათწარმომშობი პროცესების

როლი გამყინვარებაში.

ვულკანიზმის როლი გამყინვარებაში.

ნახშირორჟანგა აირის (CO₂) როლი გამყინვარებაში

თავი 5. გამყინვარებისა და ვულკანიზმის ასაკობრივი კორელაცია.

დასკვნები.

ლიტერატურა.

შესავალი

თემის აქტუალობა. ვულკანიზმისა და გამყინვარების ურთიერთმოქმედების შესწავლა თანამედროვე ვულკანოლოგიის ერთ-ერთი პრობლემათაგანია. მას განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება კონკრეტული რეგიონის ნეოტექტონიკური, ვულკანური და მყინვარული პროცესების, ფლორისა და ფაუნის ევოლუციის, პალეოკლიმატური და პალეოგეოგრაფიული პირობების რეკონსტრუქციაში.

ჯავახეთის ზეგნის ფარგლებში ტრადიციული გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური, რადიოლოგიური და ვიზუალური (აეროკოსმოსური სურათების დეშიფრირება) მეთოდების გამოყენებით დათარიღებული ვულკანური წარმონაქმნებისა და გამყინვარების სტადიების ჯერადობისა და მასშტაბების კვლევა საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ ამ ორი პლანეტარული ენდო- და ეგზოგენური მოვლენების ურთიერთკავშირი.

კვლევის მიზანი და ამოცანები. სადისერტაციო ნაშრომის ძირითადი მიზანია ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის მაგალითზე ვულკანიზმისა და გამყინვარების ასაკობრივი ურთიერთკავშირის დადგენა.

მიზნის მისაღწევად საჭირო გახდა:

- ასაკობრივად განსხვავებული ვულკანური ამოფრქვევის ცენტრების მორფოლოგიური, მორფომეტრული და ზოგადი პეტროგრაფიული დახასიათება, მათზე ძველი გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნების დადგენა;
- გამყინვარების დაწყებისა და განვითარების შესაძლო რეგიონული და ადგილობრივი ფაქტორების კვლევა;
- გამყინვარების ძირითადი ცენტრების მდებარეობის, ჯერადობისა და ასაკის დადგენა. თოვლის ხაზის განსაზღვრა;
- ნივალურ-გლაციალური პროცესებისა და მყინვარული ფორმების შესწავლა;
- მყინვარების მოძრაობის მიმართულებისა და გავრცელების საზღვრების დაზუსტება;
- მორენული მასალისა და ვულკანური მასივების ამგები ძირითადი ქანების შედარებითი პეტროგრაფიულ-მინერალოგიური შედგენილობის შესწავლა.

ფაქტობრივი მასალა და კვლევის მეთოდოლოგია. სადისერტაციო ნაშრომი ეფუძნება 2000-2005 წლებში ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ფარგლებში ავტორის მიერ ჩატარებული საველე და ლაბორატორიული სამუშაოების საფუძველზე მიღებულ შედეგებს.

ჩვენი კვლევის თავისებურება მის კომპლექსურობაში გამოიხატება. გამოყენებულია ძველი გამყინვარების რეკონსტრუქციისა და აეროკოსმოსური სურათების დემონსტრირების მეთოდები, გეოინფორმაციული სისტემები, სხვადასხვა მასშტაბის ტოპოგრაფიული რუკები. ოპტიკური მეთოდით პეტროგრაფიულად შესწავლილია 150-მდე გამჭვირვალე თლილი.

ნაშრომის მეცნიერული სიახლე. ნაშრომი წარმოადგენს ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე განვითარებული გამყინვარების შესახებ ადრე არსებული და ჩვენ მიერ უკანასკნელი 5 წლის განმავლობაში მოპოვებული ფაქტობრივი მასალის კომპლექსური კვლევით მიღებული შედეგების შერწყმის ერთგვარ ცდას.

კვლევის შედეგად მიღებული სამეცნიერო სიახლე შემდეგია:

- გამოთქმულია მოსაზრება გამყინვარების დაწყება-განვითარებისთვის ადგილობრივი, ლოკალური ხელშემწყობი პირობების არსებობის, დროისა და მიზეზების შესახებ. გამახვილებულია ყურადღება გვიანმიოცენურ-ადრე-პლიოცენური ვულკანიზმის როლზე ჯავახეთის ზეგანზე გამყინვარების

დაწყებასა და მისი შემდგომი განვითარების ადგილობრივი ლოკალური პირობების შექნაში;

- ძველი გამყინვარების რეკონსტრუქციის თანამედროვე მეთოდების გამოყენებით განსაზღვრულია მყინვარული ფორმების პარამეტრები და თოვლის ხაზის მდებარეობა;
- პეტროგრაფიული მეთოდის გამოყენებით დადგენილია მორენული მასალისა და ვულკანური მასივების ამგები ძირითადი ქანების იდენტიფიკაცია, მორენული მასალის მოძრაობის მიმართულება და გავრცელების საზღვრები;
- გამოთქმულია მოსაზრება საკვლევ ტერიტორიაზე ერთჯერადი – ადრეგვიან-პლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური გამყინვარების შესახებ.

დასაცავი დებულებები.

- გლობალური და ადგილობრივი, ლოკალური ფაქტორების, ტექტონიკის, ვულკანიზმის, მზის რადიაციის, ნახშირორჟანგა აირის (CO₂), რელიეფის (ექსპოზიცია, მორფოლოგია, მორფომეტრია) როლი საკვლევ ტერიტორიაზე გამყინვარების განვითარებაში;
- გლაციალური რელიეფის ფორმების: ტროგების, კარების, ცირკების, მორენების მორფოლოგიური თავისებურებანი, მათი გავრცელების საზღვრები, მასშტაბები და პარამეტრები;
- მორენული მასალის მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული შედგენილობა, დაცულობისა და დამუშავების ხარისხი, კავშირი მიო-პლიოცენური ციკლის ვულკანური მასივების ამგებ ძირითად ქანებთან;
- გამყინვარების ძირითადი ცენტრების მდებარეობა და ფორმირების კანონზომიერება. გვიანპლიოცენურ-პლეისტოცენურ ვულკანურ ამოფრქვევათა ცენტრებზე გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნების არარსებობა;
- მოსაზრებები გამყინვარების დროისა და ჯერადობის საკითხთან დაკავშირებით.

ნაშრომის თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა. მიღებული შედეგები შეიძლება გამოყენებულ იქნეს:

- პალეოგეოლოგიური და პალეოგლაციალოგიური რეკონსტრუქციების ზოგად თეორიული პრობლემების კვლევისას;
- მსხვილ-, საშუალო- და წვრილმასშტაბიანი გეოლოგიური რუკების შედგენისას;

- გეოლოგიურ-აგეგმვითი და საძიებო სამუშაოების ჩატარებისას;
- მორენული მასალა – როგორც სამშენებლო, დეკორატიული და მოსაპირკეთებელი ქვები;
- მორენების შესწავლის საფუძველზე დამუშავებულია მადნეული საბადოების ძებნის მეთოდი. საკვლევ რეგიონის მიოპლიოცენური ვულკანიზმის ნაშალ მორენულ მასალაში მიგნებულია დაციტების ლოდები, ზედაპირზე ჰემატიტის კრისტალებით;
- საკვლევ რეგიონი წარმოადგენს შესანიშნავ ობიექტს ტურიზმის განვითარებისთვის.

ნაშრომის აპრობაცია და პუბლიკაციები. სადისერტაციო ნაშრომის შედეგები და დებულებები მოხსენებული და განხილულია საქართველოს გეოგრაფიული საზოგადოების მეხუთე სამეცნიერო კონფერენციაზე (თბილისი, 2001წ), ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მინერალოგია-პეტროგრაფიისა და სასარგებლო წიაღისეულის კათედრის სამეცნიერო სემინარზე (თბილისი, 2002წ), აღმოსავლეთ ანატოლია-კავკასიის პირველ საერთაშორისო გეოგრაფიულ კონფერენციაზე (ქ. ვანი, თურქეთი, 2003წ), ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტის სამეცნიერო სემინარზე (2003წ).

დისერტაციაში განხილულ საკითხებზე გამოქვეყნებულია 3 სამეცნიერო ნაშრომი.

ნაშრომის სტრუქტურა და მოცულობა. ნაშრომი შედგება შესავალის, 5 თავისა და დასკვნისაგან, რასაც ერთვის 121 დასახელების ლიტერატურის სია. ნაშრომის საერთო მოცულობა 104 გვერდია. იგი ილუსტრირებულია 4 რუკითა და ფოტოსურათებით, შეიცავს 3 ცხრილს.

სადისერტაციო ნაშრომი შესრულებულია ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის მინერალოგია-პეტროგრაფიისა და სასარგებლო წიაღისეულის კათედრაზე.

ავტორი დიდი პატივისცემითა და მადლიერებით მოიხსენიებს აწ განსვენებულ აკადემიკოს ნიკოლოზ სხირტლაძეს საკვალიფიკაციო თემის შერჩევისა და კონსულტაციებისათვის. უღრმეს მადლობას მოახსენებს ხელმძღვანელს გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა დოქტორს, სრულ პროფესორს ბ.თუთბერიძეს შრომის

შესრულებაში გაწეული უდიდესი დახმარებისთვის. ავტორი მადლობას უხდის ვახუშტი ბაგრატიონის გეოგრაფიის ინსტიტუტის დირექტორს, გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორს, სრულ პროფესორს რ.გობეჯიშვილს საველე ექსპედიციების დროს გაწეული კონსულტაციებისთვის. ავტორი ასევე მადლობას მოახსენებს ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მინერალოგია-პეტროგრაფიისა და სასარგებლო წიაღისეულის კათედრის პროფ. ვ.ქოიავას, დოც. კ.აქიმიძეს, დოც. გ.ქიქოძეს, უფრ. მასწ. მ.კანდელაკს და კათედრის ყველა თანამშრომელს თანადგომისა და დახმარებისათვის.

თავი 1. მოკლე მორფოგრაფიულ-მორფომეტრიული მიმოხილვა

საქართველოს ტერიტორიის გეომორფოლოგიური დარაიონების მიხედვით (ალ.ჯავახიშვილი, 1946) ჯავახეთის ვულკანური ზეგანი სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის ზონაში შედის და მის უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილშია განლაგებული. დასავლეთი საზღვარი მდ. მტკვრის აუზის მარჯვენა ნაპირს გაუყვება, სამხრეთ-დასავლეთი საზღვარი – ნიალასყურის ქედის თხემურ ნაწილს (აქ საზღვარი სომხეთსა და თურქეთს შორის გამავალ სახელმწიფო საზღვარს ემთხვევა), აღმოსავლეთი საზღვარი – ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთ კალთაზე გადის, ჩრდილოეთიდან – აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემით იფარგლება (ველისა და ცხრაწყაროს ქედების ფარგლებში), ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან – წალკის პლატოთი შემოისაზღვრება.

ჯავახეთის ვულკანური მთიანეთი გეოლოგიური აგებულებისა და რელიეფის თავისებურებებიდან გამომდინარე წარმოადგენს ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავებული ოროგრაფიული ერთეულების – ვულკანური ქედების (აბულ-სამსარის, ჯავახეთის, ნიალასყურის), ვულკანური პლატოების (ახალქალაქის, წალკის, გომარეთის, დმანისის, ჩოჩიანის) და ტბიური ქვაბულების (ფარავანი, ხანჩალი, სადამო, ტაბაწყური, ხოზაფინი და სხვ) რელიეფის ფორმათა შერწყმას (სურ. 1).

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში მკაფიოდ გამოიყოფა: მაღალმთიანი (აბულ-სამსარის, ჯავახეთის ქედები), საშუალო და მაღალმთიანი (ნიალასყურის ქედი) და

საშუალომთიანი ვულკანური რელიეფის (ახალქალაქის, წალკის, გომარეთისა და დმანისის პლატოები) რაიონები (წერეთელი, 1969).

სამსარის ქედი მაღალმთიანი ვულკანური რელიეფის მქონე რეგიონს მიეკუთვნება და სივრცობრივად ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს. ქედის აბსოლუტური სიმაღლეები 2500-3300 მეტრის ფარგლებში ცვალებადობს, ხოლო შეფარდებითი – 1000-1500 მეტრს შორის. ქედის მაქსიმალური სიგანე 20 კმ-ია. ვრცელდება მერიდიანული მიმართულებით 40 კმ მანძილზე. სამსარის ქედი წარმოადგენს ფარავნის და წალკის დეპრესიების წყალგამყოფს.

სამსარის ქედი ასიმეტრიულობით გამოირჩევა, მისი დასავლეთი კალთა მკვეთრად გამოხატული საფეხურებით გადადის ახალქალაქის პლატოში, ხოლო აღმოსავლეთი კალთა დაქანების მცირე კუთხეებით თანდათანობით ერწყმის ფარავნისა და წალკის ქვაბულის დეპრესიებს.

სამსარის ქედი შედგება მრავალრიცხოვანი, რელიეფში მკაფიოდ გამოხატული ცენტრალური ვულკანური კონუსებისაგან, რომელთა დიდი ნაწილი ამოზიდული არიან სუბმერიდიანული მიმართულების ტექტონიკური რღვევის გასწვრივ, ნაწილიც – სუბმერიდიანული და სუბგანედური რღვევების გადაკვეთის კვანძებში. ქედის ღერძულ ზონაში განვითარებულ ტექტონიკური რღვევის ხაზის გასწვრივ ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით განლაგებულია გუმბათისებრი ფორმის კონუსები: დიდი (2582მ) და პატარა (2340მ) თავკვეთილი, ყარაყუხეი (3194,3 მ), სამსარი (3284,7 მ), დასავლეთი ქოროღლი (2921 მ), ივანტეპე (2933,4 მ), აბიხი (2850 მ), დიდი აბული (3300,5 მ) და სხვა. ვულკანური მწკრივის უკიდურეს სამხრეთ დაბოლოებაზე მდებარეობს პატარა აბულის ვულკანური კონუსი (2799,8 მ), რომელიც დიდი აბულისაგან საკმაოდ ფართო დეპრესიით (აბულის გადასასვლელი აბს. სიმაღლე 2077მ) არის გამოყოფილი. დანარჩენი ვულკანური კონუსები მთავარი მწკრივის პარალელურად (სამხრეთიდან-ჩრდილოეთისაკენ) მის აღმოსავლეთით განვითარებული რღვევის გასწვრივ მდებარეობენ და ასეთი თანმიმდევრობით არიან განლაგებული: გოდორები (3188,3 მ), გრიგორი (2770,1 მ), აღ. ქოროღლი (2757,1 მ), ყარადაღი (3046,9 მ), ყიზილდაღი (წითელი მთა, 3098,6 მ), კარატაში (2857,4 მ) და რიგი უსახელო კონუსები სიმაღლეებით 2415მ, 2513მ და სხვა.

აბულ-სამსარის ქედის ჰიდროგრაფიული ქსელს ძირითადად ქმნიან მდინარეები: სამსარისწყალი, აბულისწყალი და სხვა მრავალრიცხოვანი ნაკადულები, რომლებიც

ზაფხულის წყალდიდობით ხასიათდებიან. ქედის ფარგლებში განვითარებულია სხვადასხვა სიდიდის ტბები რომელთაგან უმთავრესია: ლევანგელი, აბულის ტბა, სამსარის ტბა.

ჯავახეთის ქედი (სინ. სველი მთები, კეჩუთის ქედი, ქაჩალგორა) სამსარის ქედის აღმოსავლეთით მდებარეობს და მისგან ფარავნის მთათაშორისი დეპრესიით გამოიყოფა. არის მერიდიანული მიმართულების, ქედის საერთო სიგრძე 60 კმ-ია, საქართველოს ტერიტორიაზე ვრცელდება 40კმ-ზე, დანარჩენი ნაწილი სომხეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს. ქედის სიგანე 5-25 კმ-ის ფარგლებში ცვალებადობს. წარმოადგენს მდინარეების მტკვრისა და ხრამის მარჯვენა შენაკადების აუზების წყალგამყოფს. ჯავახეთის ქედის რელიეფი სამსარის ქედისაგან განსხვავებით შედარებით რბილია – მკვეთრად გამოხატული ასიმეტრიული აღნაგობით. ძლიერი დაქანებით და ჰიდროგრაფიული ქსელის წყლობით დანაწილების მაღალი ხარისხით გამოირჩევა აღმოსავლეთი კალთა, დასავლეთი კალთა თანდათანობით გადადის ფარავნის მთათაშუა დეპრესიაში.

საქართველოს ტერიტორიაზე ჯავახეთის ქედის თხემურ ნაწილში განვითარებული მწვერვალებია (სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ): ლეგლი (3156,9 მ), სამხრეთი დალიდალი (2914 მ), ემლიკლი (3054,8 მ), ჩათახი (2628,3 მ), აგრიკარი (2972,8მ), დავაკრანი (2807,8 მ), კულიაბაკა (2820,4 მ), გულაბაი (2808,1 მ), დიდი ფარავანი (2618,3 მ), ინიაკდალი (2293,7 მ), კოიუნდალი (2417,0 მ), ჩრდილო დალიდალი (2661მ) და სხვა. ქედის დასავლეთ კალთაზე ვულკანურ მასივებს ქმნიან: შიშტეპე (2687,1მ), გილხიდალი(2767,7 მ), კარატეპე (2350,7 მ), ყარახაჩი (2689,2 მ), ბაშკრანი (2714,8 მ) და რიგი უსახელო კონუსები, რომელთა აბსოლიტური სიმაღლეები ხშირ შემთხვევაში 2000 მეტრს აღემატება.

ჯავახეთის ქედის მორფოლოგიური იერსახის ფორმირებაში მთავარ როლს ვულკანური განფენები და მათზე აღმართული გუმბათისებური და კონისისებური მასივები ასრულებენ. ასევე მნიშვნელოვანია ეროზიულ-დენუდაციური, აკუმულაციური და ტექტონიკური პროცესების როლი, ნაკლებად მონაწილეობენ პერიგლაციალური პროცესები.

ჯავახეთის ქედის ჰიდროგრაფიულ ქსელს ქმნის: დავაკრანი, აგრიკარი, უსეიქენდი, ტოზდიხი, სარფდერე, განძიანისწყალი, ჯუჯიანი და სხვა.

ნიალასყურის ქედი (სინ. გიოქთაფა, ჩილდირი) მდებარეობს ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში. არის სუბგანედური მიმართულების. ქედის დიდი ნაწილი თურქეთისა და სომხეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს. საქართველოს ტერიტორიაზე მხოლოდ ნაწილი ვრცელდება. ქედის საერთო სიგრძე 60-კმ-ია, სიგანე 12-15 კმ ცვალებადობს, მაქსიმალური სიმაღლე 3011 მ-ია (უჩთაფალარი). ხოლო შეფარდებითი სიმაღლე ახალქალაქის პლატოს ზედაპირიდან 500-100მ-ის ფარგლებში მერყეობს. ნიალასყურის ქედის ღერძულ ნაწილში აღმართულია გიოქდაღის (2784 მ), ოქიუზდაღის (2441,9 მ), კარაულტეპეს (2416 მ), ორთულუდაღის (2445,6 მ), ინიაკის (2138 მ), დილიფას (1975 მ) და სხვა გუმბათისებრი ფორმის მასივები.

ნიალასყურის ქედის ჰიდროგრაფიულ ქსელს ქმნის მდინარეები კირბულახი, კამენისტაია, საზღვარგარეთულა (ზაგრანიჩნაია) და სხვა. ქედის ჩრდილო კალთა დანაწევრებულია V-მაგვარი ხეობების ხშირი ქსელით.

ახალქალაქის პლატო (სინ. ახალქალაქის ზეგანი) ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ერთ-ერთი მთავარი შემადგენელი ოროგრაფიული ერთეულია და მოიცავს მისი ტერიტორიის დაახლოებით 700კმ² ფართობს; ვრცელდება 45 კმ-სიგრძეზე, მაქსიმალური სიგანით – 25-30კმ. მოქცეულია საზღვრებში: ჩრდილოეთიდან – აჭარათრიალეთის ქედის, დასავლეთიდან – აბულ-სამსარის, აღმოსავლეთიდან – ჯავახეთის და სამხრეთიდან – ნიალასყურის ქედებს შორის. დაბალი ჰიფსომეტრიული სიმაღლეები დაფიქსირებულია მის ცენტრალურ ნაწილში (1650მ). ჩრდილო და სამხრეთი მიმართულებით პლატოს ზედაპირი მნიშვნელოვნად მალღდება – და 1900-2000-მდე აღწევს.

ახალქალაქის პლატო მკვეთრად გამოხატული ტალღობრივი რელიეფით ხასიათდება, რომელიც მის სამხრეთ ნაწილში გართულებულია აზმანის, მურაკველის, ხანჩალის სერებითა და მასზე აღმართული კონუსისებრი და გუმბათისებრი სიმაღლეებით: დიდი (2060,6 მ) და პატარა გიუნეი (2033,2 მ), სურპსარი (2001,3 მ), ამირანის გორა (თავშანტაფა 1881 მ), ელდაღი (2495,7 მ), არჩეული (2165მ), ტაშკალა (1983,2 მ) და სხვ.

ახალქალაქის პლატოს მთავარი მდინარეა ფარავანი მისი მსხვილი მარჯვენა და მარცხენა შენაკადებით: ახალქალაქისწყალი, ბუგდაშენ-ჩაი, კოდალასუ და მრავალი სხვა. ამ რეგიონის მდინარეებისათვის დამახასიათებელია დინების ზედა ნაწილში

შედარებით მცირე სიღრმის კანიონისებრი, ხოლო ქვედა ნაწილში – ღრმად ჩაჭრილი V-ს მსგავსი ხეობები.

წალკის პლატო (ქვაბული) – ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარეობს და ძირითადად მდ. ხრამის ზედა ნაწილს მოიცავს. ისაზღვრება: აღმოსავლეთიდან – მდინარეების ალგეთისა და ხრამის წყალგამყოფით, დასავლეთიდან – აბულ-სამსარის ქედის ჩრდილო ნაწილით, სამხრეთიდან – ჯავახეთის ქედის ჩრდილო დაბოლოებით, ჩრთილოეთიდან – თრიალეთის ქედით. სიგრძე 6კმ, სიგანე 10-35კმ. აბსოლუტური სიმაღლეები 1400-2000მ შორის ცვალებადობს. წალკის პლატოს რელიეფი გართულებულია ანტიკლინური (ბეშთაშენის, წალკის, კორსუ-ბედენის) და სინკლინური (ბარალეთის, ქირიაკის, ბეშთაშენის და სხვა) ნაოჭებით.

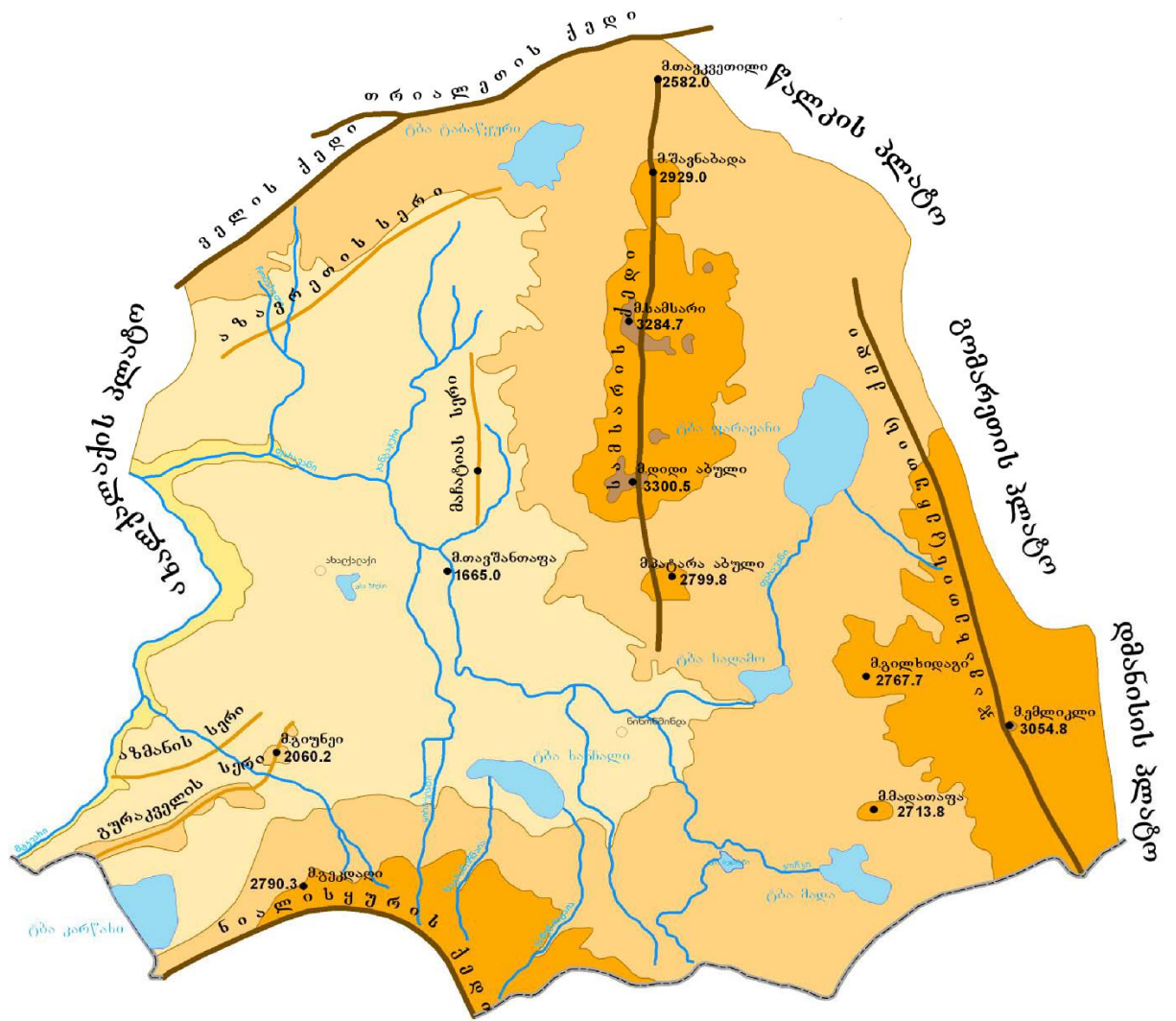
წალკის პლატოს წყლის მთავარ არტერიას ქმნიან: მდ.ქცია და მისი შენაკადები: გუმბათისწყალი, ბურნაშეთი, ნარდევანი; წალკის ქვაბულის ცენტრალურ ნაწილში შექმნილია ხელოვნური წყალსაცავი.

გომარეთის პლატო (სინ. ზურტაკეტი) – ჯავახეთის ქედის ცენტრალური ნაწილის აღმოსავლეთი კალთის ძირშია განვითარებული. მოქცეულია აღმოსავლეთიდან – მდ.ხრამის აუზის, დასავლეთიდან – ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთი კალთის, სამხრეთიდან – ლუკუმის მასივის, ჩრდილოეთიდან – კვირიკეთის ქედს შორის. პლატო განედური მიმართულებით 10-14კმ-ზე ვრცელდება, მერიდიანული მიმართულებით – 9კმ-ზე. აბსოლუტური სიმაღლეები ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში 1200-1350მ-ია, მნიშვნელოვნად იზრდება სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულებით და აღწევს – 1400-1600მ. გომარეთის პლატოს წყლის მთავარ არტერიას წარმოადგენს მდ. ყარაბულახი (შავწყალა), რომელიც მას თითქმის ორ თანაბარ ნაწილად ჰყოფს.

დმანისის პლატო (სინ. ბაშკიჩეთი) – გომარეთის პლატოს უშუალო სამხრეთ დაბოლოებაზე მდებარეობს და მდ.მაშავერას აუზის ზედა წელს მოიცავს. ისაზღვრება: დასავლეთიდან – ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთი კალთის, სამხრეთიდან – სომხეთის ქედის დასავლური დაბოლოებით, აღმოსავლეთიდან – შინდლიარის მასივით. პლატო ვრცელდება სუბგანედური მიმართულებით 23კმ-ზე. აბსოლუტური სიმაღლეები აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ მნიშვნელოვნად იზრდება და მაქსიმუმს 1800მ-მდე აღწევს. დმანისის პლატოს თანამედროვე რელიეფში გამოყოფენ

სამ საფეხურს: პირველი საფეხური _ 900-1250მ სიმაღლეზე მდებარეობს, მეორე (შუა) _ 1350-1450მ სიმაღლეზე, მესამე (ზედა) _ 1600-1800მ სიმაღლეზე. დმანისის პლატოს ჰიდროგრაფიულ ქსელს ქმნიან მდინარეები მაშავერა და მისი მცირეწყლიანი შენაკადები: კირმიბულახდერე, სარფდერე და სხვა.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგანი მდიდარია ტბებით, რომელთა შორის მთავარია: ფარავანი, ტაბაწყური, სალამო, მადატაფა, ხანჩალი.



სურ. 1. ჰავახეთის ვულკანური მთიანეთის მორფობრაზიულ-მორფომეტრიული რუკა

თავი 2 მოკლე გეოლოგიური მიმოხილვა

2.1. გეოლოგიური შესწავლის მოკლე ისტორია

ჯავახეთის ვულკანური ზეგანი და საერთოდ, სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთი, გეოლოგიურად საკმაოდ კარგად შესწავლილ რეგიონთა რიცხვს განეკუთვნება. პირველ არასრულ ცნობებს რეგიონის გეოლოგიური აგებულების შესახებ გასული საუკუნის დასაწყისში ვხვდებით სხვადასხვა მიმართულების სპეციალისტების, ძირითადად მოგზაურ-ნატურალისტების შრომებში. ამ დროის შრომებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს გ. აბიხის (1872), ი. მუშკეტოვის (1903), ფ.ოსვალდის (1915), კ. ფობტის (1916) და სხვათა შრომები, რომელთა უმეტესობას დღეს მხოლოდ ისტორიული მნიშვნელობა გააჩნია, თუმცა, რიგ საკითხებში ყურადღებას იმსახურებენ.

სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის გეოლოგიის, ტექტონიკის, სტრატეგრაფიის, გეომორფოლოგიის, გამყინვარებისა და სხვა საკითხების სისტემატური შესწავლა გასული საუკუნის 30-იანი წლების ბოლოდან იწყება. ამ პერიოდის კვლევებიდან აღსანიშნავია ე. დიაკონოვა-საველიევას (1932), ბ. მეფერტის (1933), კ. პაფენგოლცის (1959), პ. ჟელტოვის (1937) და სხვათა შრომები.

რეგიონის გეოლოგიური აგებულების და ნეოგენ-ანთროპოგენული ვულკანიზმის პრობლემებთან დაკავშირებული საკითხები დეტალურად არის გაშუქებული ნ.სხირტლადის მონოგრაფიულ გამოკვლევაში და მის რიგ სამეცნიერო შრომებში. ავტორმა პირველმა, არსებული მასალის კრიტიკული ანალიზისა და საკუთარი მონაცემების საფუძველზე, შეიმუშავა საკვლევი ტერიტორიისა და საერთოდ, სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის მთელს ტერიტორიაზე გავრცელებული ნეოგენურ-ანთროპოგენული ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ – დანალექი წარმონაქმნების ასაკობრივი დანაწილების მეცნიერულად დასაბუთებული სქემა. მმანვე მოგვცა აღნიშნული წარმონაქმნების პეტროგრაფიული, პეტროქიმიური და ვულკანოლოგიური დახასიათებაც. შეიმუშავა ვულკანურ წარმონაქმნთა დათარიღების ტეფროქრონოგიური მეთოდი.

საკვლევი რეგიონის ტერიტორიის გეოლოგიის შესწავლის საქმეში მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანეს ე.მილანოვსკის (1956, 1963, 1977), დ.ჯიღაურის

(1989, 1991), ნ.ძოწენიძისა და ს.ყულოშვილის (1978), ბ.თუთბერიძის (1990, 2004) და სხვათა გამოკვლევებმა. ვულკანურ წარმონაქმნთა ტექტონიკისა და სტრატეგრაფიის საკითხები გაშუქებულია პ.გამყრელიძის (1963), ე. გამყრელიძის (1984, 1998, 2000), ა. ცაგარელის (1966), ვ. ხაინის (1975), შ. ადამიასა (1961) და სხვათა შრომებში.

ფართოდ არის გაშუქებული სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის მორფოლოგიის, ვულკანური რელიეფის წარმოშობისა და გამყინვარების საკითხები ლ.მარუაშვილის (1938, 1951, 1956), ნ.ასტახოვის (1952), გ.მაისურაძის (1969, 1973, 1982, 1990), დ.წერეთლის (1966, 1968), ჯ.წერეთლის (1967, 1969) და სხვა ავტორთა გამოკვლევებში.

ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნთა ასაკის საკითხები განხილულია გ.ზარიძის და ნ.თათრიშვილის (1948), ა.ვეკუას (1961, 1984), ლ.გაბუნას (1962, 1970) და სხვათა შრომებში.

2.2. გეოტექტონიკური პოზიცია და თანამედროვე გეოდინამიკა

ჯავახეთის ზეგნის ტერიტორია და სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთი, ზოგადად ხმელთაშუა ზღვის – ალპური ნაოჭა სარტყლის კავკასიის სეგმენტის ცენტრალურ ნაწილია და საქართველოს ტერიტორიის ტექტონიკური დარაიონების უახლესი სქემის მიხედვით მცირე კავკასიონის (ანტიკავკასიონი) ნაოჭა (ნაოჭა-შეცოცება) სისტემის შემადგენლობაში შედის (ე.გამყრელიძე, 2000).

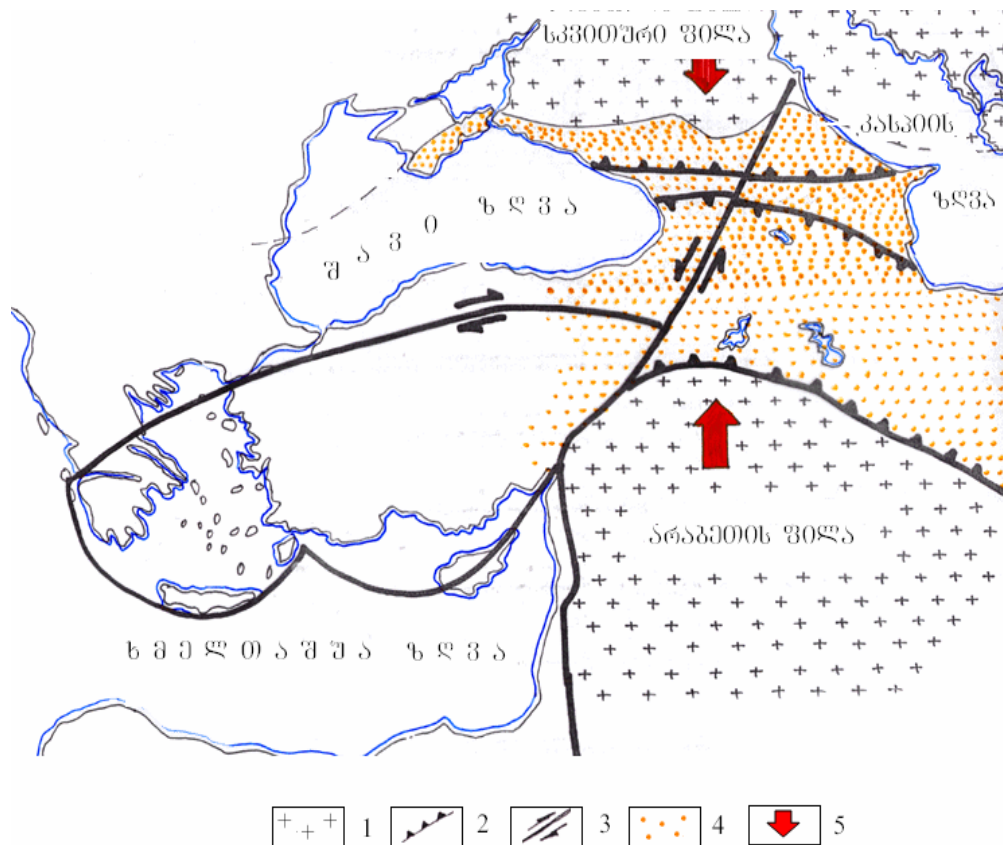
საკვლევი რეგიონისა და საერთოდ, მთელი კავკასიის თანამედროვე და უახლესი გეოდინამიკა დაკავშირებულია ოკეანური მეზოტეთისის აუზის საბოლოო ჩაკეტვასთან, რაც აფრიკა-არაბეთისა და ევრაზიის ლითოსფერული ფილების კოლიზიის პირობებში მიმდინარეობდა.

ადრეცარცულიდან გვიანეოცენამდე ოკეანე თეტისის აუზი მნიშვნელოვნად შემცირდა აღნიშნული ლითოსფერული ფილების ურთიერთშემხვედრი გადაადგილების გამო. ოლიგოცენამდე საკვლევი რეგიონის, ისევე როგორც, მთელი კავკასიის ტექტონიკური განვითარება მიმდინარეობს კონტინენტური კოლიზიის პირობებში.

გვიანმიოცენში, ე.ი. 11 მლნ. წლის წინათ, ალპური ნაოჭა სარტყლის მთელ მონაკვეთზე ოკეანური ქერქის აუზების საბოლოო ჩაკეტვამ კავკასიის რეგიონში გამოიწვია

სპრედინგული ზონების მოსპობა, დიაპირების აქტიურობის ხარისხის მნიშვნელოვნად შემცირება. არსებითად შეიცვალა რეგიონის გეოდინამიკური ვითარება – გაბატონებული სუბდუქციის პირობები იცვლება კოლიზიით. მეზოტეთისის აუზის სრული დახურვის შემდეგ კავკასიის რეგიონი მთლიანად ჩაერთო თავისი განვითარების პოსტკოლიზიურ სტადიაში. ამგვარად, ხმელთაშუა ზღვის ალპური ნაოჭა სარტყლის მეზოკაინოზოური განვითარების ისტორია სხვა არაფერია, თუ არა ძველი ოკეანური აუზის და მისი განაპირა მხარეების ევოლუცია აფრიკა – არაბეთის ლითოსფერული ფილის გადაადგილების პირობებში (სურ. 2).

ამგვარად, ხმელთაშუაზღვიურ – ალპური ნაოჭა სარტყლის – ეგეოს – ანატოლია – კავკასიის სეგმენტის თანამედროვე გეოდინამიკა განისაზღვრება მიწის ქერქისა და ლითოსფერული ფილების ურთიერთზემოქმედებით, რომელიც მიმდინარეობს საერთო სუბმერიდიანული შეკუმშვის პირობებში (კარანოვსკი, დემინა, 1999) არსებითი ცვლილებები, საკვლევი ტერიტორიის პირვანდელი რელიეფის იერსახის გარდაქმნა დროით გვიანმიოცენურ – ადრეპლიოცენური ეპოქების საზღვარზე გამოვლინებულ მძლავრ ატიკურ ოროგენეტულ ფაზისს ემთხვევა. ამ დროისთვის ადგილი აქვს ტექტონიკური მოძრაობების აქტივიზაციას, რამაც თავისი განვითარება მთელ ნეოგენურ – ანთროპოგენურ პერიოდში ჰკოვა. ჩნდებიან ახალი და აქტიურდებიან ძველი რღვევითი სტრუქტურები, რასაც თან ახლავს მძლავრი სუბაერული ვულკანიზმი.



სურ. 2. არაბეთისა და სკვითური ლითოსფერული ფილების

გადაადგილების მიმართულება

1-არაბეთისა და სკვიტის ფილაქნები; 2-შეცოცება; 3-ნაწევები; 4-ნეოგენურ-მეოტხეული კავკასიისწინა ნალუნები და კავკასიის მთათაშუა დმულები; 5-ფილების მოძრაობის მიმართულება

ნეოგენურ-ანთროპოგენული პერიოდის დიდი სიმძლავრის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები ართულებენ ძველი სტრუქტურული ფორმაციული ზონების დადგენას და მათი გეოლოგიური განვითარების ისტორიის შესწავლას. ამ რეგიონში ჩატარებული გეოფიზიკური მონაცემები ადასტურებენ ალპურამდელი ფუნდამენტის დესტრუქციის მაღალ ხარისხს, _ რომლის მიზეზად

რეგიონის ტექტონიკური პროცესების განვითარების წყვეტით – ბლოკურ ხასიათს ასახელებენ. ამ ტიპის მოძრაობები ქმნიან მიწის ქერქის ბლოკური მოზაიკური სტრუქტურების განვითარების ხელსაყრელ პირობებს. აღნიშნული პროცესებთან არის დაკავშირებული ჯავახეთის, ნიალასყურისა და სამსარის ქედების, წალკის, გომარეთის, ახალქალაქის და დმანისის პლატოების წარმოშობა.

მაგმატიზმის განვითარება დაკავშირებულია ბლოკების შემომსაზღვრელ სხვადასხვა მიმართულებისა და სიღრმის რღვევების სისტემასთან და მათი გადაკვეთის კვანძებთან. ამ ტიპის რღვევებს საკვლევია რეგიონის ფარგლებში მიეკუთვნება ჯავახეთისა და სამსარის სუბმერიდიანული მიმართულების რღვევები, რომლებიც ფიქსირდებიან გეოფიზიკური მონაცემებითაც და დიდ როლს ასრულებენ ფარგლებში ნეოგენურ-ანთროპოგენულ ვულკანურ მოქმედებათა ლოკალიზაციაში.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგანი შედის სეისმოტექტონიკურად აქტიურ ზონაში. აქ დაფიქსირებული მიწისძვრის კერების სიღრმე საშუალოდ 5-დან 10 კმ-მდე მერყეობს. მიწისძვრის კერების არსებობა ადასტურებს სეისმურად აქტიური რღვევითი სტრუქტურების არსებობას. როგორც ჩანს, ჯავახეთისა და სამსარის რღვევებს არ დაუკარგავთ თავიანთი აქტიურობა და დღემდე „ცოცხალი“ რღვევების რიცხვს მიეკუთვნებიან.

2.3. მოკლე ცნობები რეგიონის გეოლოგიური აგებულების შესახებ

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ფარგლებში უძველესი გეოლოგიური წარმონაქმნები ხრამისა და ლოქის მასივებზეა განვითარებული და აგებულია კამბრიულამდელი გნეის-მიგმატიტური სერიის ქანებით: ამფიბოლიტებით, ორქარსიანი და ბიოტიტიანი ფიქლებით, პლაგიოგრანიტებით, კვარციანი დიორიტებით, გნეისებით, მიგმატიტებით და სხვ. ამ სერიის ქანებს უთანხმოდ აგრძელებენ: კარბონული ასაკის მჟავე ეფუზივები, იურული, ცარცული და პალეოგენური ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნების სხვადასხვა ჰორიზონტები.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ფორმირება გვიანმიოცენში დაიწყო და გვიანპლეისტოცენში დამთავრდა. ნეოგენურ-ანთროპოგენური ვულკანიზმის განვითარების ისტორიაში 3 ასაკობრივად განსხვავებული ვულკანური ციკლი გამოიყოფა: გვიანმი-

ოცენურ-ადრეპლიოცენური ($N_1^3-N_2^1$), გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ($N_2^3-Q_1$) და გვიანპლეისტოცენური (Q_2) (სხირტლაძე, 1958; ჯიღაური, 1989; თუთბერიძე, 2004). აეს ციკლები ერთმანეთისგან მკვეთრად განსხვავდებიან ვულკანიზმის გამოვლინების ინტენსივობით, ამოფრქვეულ პროდუქტთა გავრცელების მასშტაბებით და, ხშირ შემთხვევაში, ნივთიერი შედგენილობით (სურ.3).

გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ვულკანიზმი. აღნიშნული დროის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები ფართო გავრცელებით სარგებლობენ ერუშეთ-არსიანის ზეგნის ტერიტორიაზე, სადაც ისინი გამოყოფილია ე.წ. „გოდერძის წყების“ სახელით (მეფერტი, 1933). გაცილებით შეზღუდულია წყების გავრცელების მასშტაბები ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ფარგლებში. გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური მაგმური აქტივობის საწყისი ეტაპი ანდეზიტური და დაციტური შედგენილობის ტუფების, ტუფბრექჩიების, ტუფკონგლომერატების, აგლომერატული ტუფებისა და ვულკანური ფერფლის ექსპლოზიით იწყებოდა და მეორე ეტაპის ანდეზიტური, დაციტური, რიოდაციტური და რიოლითური მძლავრი ეფუზიური ამოფრქვევებით მთავრდებოდა.

მეტად შეზღუდულია გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ასაკის ვულკანური წარმონაქმნების (განსაკუთრებით კი პიროკლასტოლითების) გავრცელების მასშტაბები ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე. აქ პიროკლასტოლითებს ლოკალური გავრცელება აქვთ და ძირითადად წარმოდგენილი არიან სამსარის ქედის პერიფერიულ უბნებში – კერძოდ, მის დასავლეთ და სამხრეთი კალთების ძირში, სადაც ისინი სტრატиграფიული უთანხმოებით იფარებიან გვიანპლიოცენურ – ადრეპლეისტოცენური ასაკის ახალქალაქის წყების ლავური განფენებით და ღრმად იძირებიან მათ ქვეშ. პეტროგრაფიული შედგენილობით წყების ქვედა, ანუ პიროკლასტური ნაწილი, წარმოდგენილია დაციტური შედგენილობის ლითო-, ვიტრო- და კრისტალოკლასტური ტუფებითა და ტუფბრექჩიებით. პიროკლასტური მასალის დახარისხებაში კანონზომიერება არ ჩანს, მოკლებულია შრეებრიობასაც. ჯავახეთისა და ნიალასყურის ქედების ფარგლებში გოდერძის წყების პიროკლასტოლითები ზედაპირზე არ შიშვლდებიან, მათ არსებობას დიდი სიმძლავრის გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანური წარმონაქმნების ქვეშ – დიდ სიღრმეზე ვარაუდობენ (ჯიღაური, 1989; თუთბერიძე, 2004).

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე პიროკლასტოლითებისგან განსხვავებით, წყების ეფუზიური ნაწილი შედარებით ფართოდაა წარმოდგენილი. ის აგებს სამსარის ქედის ტერიტორიის დაახლოებით 80—85%, ამოფრქვევის ცენტრები სუბმერიდიანული მიმართულების რამდენიმე ურთიერთპარალელური რღვევის ზონებს ან სხვადასხვა მიმართულების რღვევების გადაკვეთის კვანძებს უკავშირდება. მძლავრი ვულკანური ამოფრქვევის ცენტრები სივრცობრივად დაკავშირებულია ქედის თაღურ ნაწილთან და მთლიანად კონტროლდება ამ ნაწილში გამავალ მერიდიანული მიმართულების დიდი სიგრძის, დიდი ჩაღწევადობისა და აქტიურობის აბულ_სამსარის რღვევით. ვულკანური მოქმედების ხასიათის მიხედვით გამოყოფენ მონოგენურ, პოლიგენურ და რთულ ლავურ, პიროკლასტურ და ლავურ_პიროკლასტურ ცენტრალურ ვულკანებს (სხირტლაძე, 1966): დიდი (3300,5 მ) და პატარა აბული (2799,8 მ), ივანტეპე (2933,4 მ), სამსარი (3284,7 მ), აღმოსავლეთი (2757,1 მ) და დასავლეთი (2921 მ) ქოროლი, შავნაბადა (2929 მ), ბებერდალი (2513,0 მ), სლობოდსკაია (2877,9 მ), გრიგორი (2770,1 მ), გოდორები (3188,3 მ), თავკვეთილი (2585 მ) და სხვა, რომლებიც თანამედროვე რელიეფში დაცულობისა და მკაფიოობის სხვადასხვა ხარისხით გამოირჩევიან. ამოფრქვეული პროდუქტებიდან (ანდეზიტები, დაციტები, რიოლითები, რიოდაციტები, ობსიდიანები) ჭარბობს დაციტები. ფუძე ვულკანიტები პრაქტიკულად არ გვხვდება.

ჯავახეთის ქედზე გოდერძის წყების ეფუზივების გავრცელების მასშტაბები მეტად შეზღუდულია. აქ ისინი ძირითადად განვითარებულია ქედის წყალგამყოფ ნაწილში, მდინარეთა ღრმად ჩაჭრილ ხეობებში, ეროზიული ფანჯრების, ტექტონიკური ბლოკებისა და ვულკანური მასივების სახით. ეფუზივები წარმოდგენილია ქანების შედარებით ფართო სპექტრით (დოლერიტები, ანდეზიბაზალტები, დაციტები, რიოლითები, რიოდაციტები, ობსიდიანები, პერლიტები, მარეკანიტები); მათგან შეზღუდული გავრცელება აქვთ დოლერიტებსა და ანდეზიბაზალტებს. ვულკანური ამოფრქვევის ცენტრები მდებარეობს ქედის სხვადასხვა ნაწილში: კოიუნდალი (ჭიქიანი, 2417 მ), დალიდალი (2661,2 მ), კირდალი (2431,6 მ), პატარა კულიაბაკი (2731,3 მ), მადატაპა (2713,8 მ), და რიგი ეროზიულ_ტექტონიკური ბლოკები (ჩათახი, 2628,3 მ, მდ. აგრივარის სათავეები და სხვ.).

ახალქალაქის პლატოს ტერიტორიაზე გოდერძის წყების ეფუზივებითაა აგებული ელდალის (2495,7 მ), ამირანის გორას (1883,3 მ), მშრალი მთის (2481,0 მ) და ეროზი-

ული და ტექტონიკური წარმოშობის სხვა მწვერვალები. ამოფრქვეულ პროდუქტთა პეტროგრაფიული შედგენილობა ანდეზიტებსა და დაციტებს შეესაბამება, ანდეზიტების უპირატესი გავრცელებით.

ნიალასყურის ქედის ფარგლებში გოდერძის წყების ეფუზიური ნაწილი უმნიშვნელოდაა წარმოდგენილი. მისი გამოსავლები მხოლოდ წყალგამყოფ ნაწილში განვითარებულ მდინარეთა ღრმად ჩაჭრილ ეროზიულ უბნებშია დაფიქსირებული. ვულკანიტების პეტროგრაფიული შედგენილობა აქაც ანდეზიტებსა და დაციტებს შეესაბამება.

გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანიზმი. ამ ასაკობრივი ჯგუფის ქანები ფართოდაა გავრცელებული ჯავახეთისა და ნიალასყურის ქედებზე და მათ მოსაზღვრე – ახალქალაქის, გომარეთის, დმანისისა და წალკის პლატოებზე. მეტად შეზღუდულია მათი გავრცელების მასშტაბები სამსარის ქედზე.

ამ დროის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები გეოლოგიურ ლიტერატურაში „ახალქალაქის წყების“ სახელით არის ცნობილი (პ.გამყრელიძე, 1963). წყება ხასიათდება ქანების ფართო სპექტრით და წარმოდგენილია დოლერიტების, ბაზალტების, ანდეზიბაზალტების, ანდეზიტების ლავური განფენებითა და მათ შორის მოქცეული ტბიური ნალექების მორიგეობით.

ჯავახეთის ქედზე გვიანპლიოცენურ – ადრეპლეისტოცენური ვულკანური ციკლის აქტივობა ნაპრაღური ტიპის ამოფრქვევებით იწყება, რასაც თან ახლავს ფუძე დოლერიტ-ბაზალტური ლავური ნაკადების ფორმირება, ვულკანიზმის განვითარების მომდევნო ეტაპზე ამოფრქვევის ხასიათი იცვლება ცენტრალური ტიპის ანდეზიბაზალტური და ანდეზიტური შედგენილობის ლავებისა და მათი შესატყვისი შედგენილობის პიროკლასტოლითების ამოფრქვევებით. ამოფრქვევები ხდება მონოგენური და პოლიგენური ტიპის ვულკანებიდან, რომლებიც ლავური და პიროკლასტური მასალის თანაფარდობის მიხედვით იყოფიან ლავურ, პიროკლასტურ და ლავურ-პიროკლასტურ ცენტრებად (სხირტლაძე, 1958; თუთბერიძე, 2004). ჯავახეთის ქედი ვულკანური ცენტრების ასიმეტრიული განლაგებით ხასიათდება. მათი დიდი ნაწილი ქედის დასავლეთ კალთაზეა თავმოყრილი – აქ გამავალი სუბმერიდიანული მიმართულების სიღრმული ღრვევის ზონის გასწვრივ: გილხიდალი (2767,7 მ), ბულაგდალი (1996, 4 მ), შიშტეპე (1637,1 მ), სათხე (1786 მ), თავშანტაფა (2179,4 მ) და სხვ. ქედის წყალგამყოფ ნაწილში გამავალ სიღრმული რღვევის ზონასთან

დაკავშირებულია მძლავრი პოლიგენური (სამხრეთი დალიდადი 2914 მ, ემოკლი 3054,8 მ და სხვა) და მონოგენური (დიდი კულიაბაკი 2820,4 მ, დიდი ფარავანი 2653,3 მ, დავაკრანი 2807,8 მ, ინიაკდადი 2293,7 მ, გრეჩიშნაია 2515,2 მ და სხვა) ვულკანური აპარატები.

ნიალასყურის ქედის ტერიტორიაზე აგვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანური ციკლის მოქმედება ანდეზიბაზალტური, ანდეზიტური და, ნაკლებად, დაციტური შედგენილობის ლავური ნაკადებისა და პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით მიმდინარეობს. ლავური და პიროკლასტური ვულკანური აპარატებია: უსახელო (1956მ), ოქიუზდადი (2441,9 მ), ორთულუ (2445,6 მ), უსახელო(2928), კარაულტეპე (2085,8 მ), დილიფა (1979,0 მ) და სხვ.

სამსარის ქედზე გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანური წარმონაქმნები მცირე გავრცელებით ხასიათდებიან. აქ ისინი ანდეზიბაზალტური და ანდეზიტური (ძირითადად) შედგენილობის მძლავრ ლავურ ნაკადებს და პიროკლასტურ კონუსებს ქმნიან. ამოფრქვევა ხდება ლავური, პიროკლასტური და ნარევი ვულკანური აპარატებიდან: სურპსარი (2001,3 მ), მაჩატია (2265,1მ), უსახელო მწვერვალები (2780 მ), ჩატალუდორი (2353,4 მ) და სხვ.

აღნიშნული დროის დოლერიტ-ბაზალტური შედგენილობის ლავური განფენებით და მათთან მორიგეობაში მყოფი ტბიური ნალექებითაა აგებული ახალქალაქის, წალკის, გომარეთის, დმანისის პლატოები. ახალქალაქის პლატოს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში განვითარებულია ანდეზიბაზალტური და ანდეზიტური შედგენილობის ლავური და პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევის ცენტრები, რომლებიც სივრცობრივად მერიდიანული მიმართულების რღვევის ზონას უკავშირდებიან: დიდი (2060,6 მ) და პატარა (2033,2 მ) გიუნეი, უსახელო(1896მ), ტაშკალა (1983,2 მ), სუპსარი (2000 მ), ზაკვი (1990,2 მ), მურჩუმტეპე (1830,1 მ), სულდა, და სხვა.

გვიანპლეისტოცენური ვულკანიზმი. ამ დროისათვის ჯავახეთის ვულკანურ მთიანეთში ვულკანური აქტივობა მნიშვნელოვნად სუსტდება და მისი გამოვლინების არეალი ლოკალურ_ადგილობრივ ხასიათს იძენს. გვიანპლეისტოცენური ვულკანიზმის გამოვლინებით სამხრეთ საქართველოს ვულკანურ მთიანეთში ფაქტობრივად დასრულდა ნეოგენურ-ანთროპოგენული მაგმატიზმის განვითარების ისტორია.

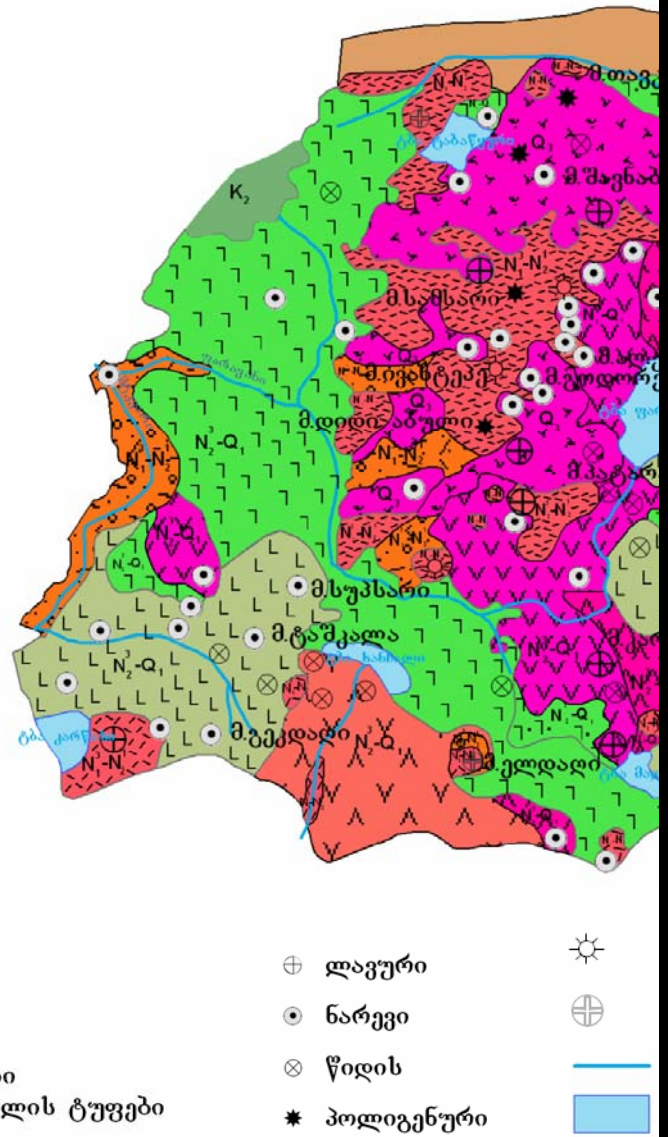
საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში გვიანპლეისტოცენური დროის წარმონაქმნია ე.წ. მტკვრის დოლერიტული ნაკადი, რომლის ამოფრქვევის ცენტრი სოფ. ხერთვისის

(ასპინძის რ-ნი) მიდამოებში, მდინარეების ფარავნისა და მტკვრის შეერთების ადგილას მდებარეობს _ მდ. ფარავნის მარცხენა მხარეს. ვულკანიზმის განვითარების საწყისი ეტაპი დოლერიტული ნაკადების ამოფრქვევით მიმდინარეობს. ამოფრქვევის ცენტრიდან ნაკადები მდ. მტკვრის ხეობას გაუყვება და დაბა ასპინძამდე ვრცელდება. ნაკადის სიგრძე 15-16 კმ-ია და რამდენიმე ეროზიული შთენილის სახით არის წარმოდგენილი. მიუხედავად მისი დიდი სიგრძისა და საკმაოდ დიდი სიმძლავრისა, ამგები ქანების შედგენილობა გავრცელების მთელ მანძილზე უცვლელი რჩება.

ვულკანიზმის მოქმედება ლავების ანალოგიური შედგენილობის პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით მთავრდება. პიროკლასტოლითები წარმოდგენილია სხვადასხვა ფერის წიდებითა და ბრექჩიებით. ცოტაა ვულკანური ბომბები. პიროკლასტოლითების დახარისხებაში რაიმე კანონზომიერება არ ჩანს.

გვიანპლეისტოცენური დროის ვულკანური ციკლის შედარებით მძლავრი იმპულსები გამოვლინდა სამსარის ქედზე. ამ ეტაპზე ადგილი აქვს გვიანმიოცენურ _ ადრეპლიოცენური დროის მოქმედი ზოგიერთი ვულკანის გააქტიურებას. ამოფრქვეულ პროდუქტთა შორის გაბატონებულია ჰიალოანდეზიტები, იშვიათად დაციტური შედგენილობის ლავები და მათივე პიროკლასტოლითები. ამოფრქვევა ხდება განახლებული პოლიგენური ლავურ-პიროკლასტური (გოდორები 3188,3 მ, დიდი 3300,5 მ და პატარა აბული 2799,8 მ, შავნაბადა 2929 მ და სხვა.) და მონოგენური _ პიროკლასტური (დიდი _ 3098,6 მ და პატარა წითელი მთა _ 2665,0 მ და სხვა) ვულკანებიდან.

- Pz** ხრამის კრისტალური მასივის ლავებქვეშა სუბსტრატი
- K** გვიანცარცული სუბსტრატი
- E** პალეოგენური სუბსტრატი
- L** დოლერიტები, ბაზალტები, ანდეზიტები, ანდეზიტები
- N-Q** დოლერიტული ნაკადები
- ანდეზიტები, ანდეზიტები
- ანდეზიტები
- ანდეზიტები და დაციტები
- ფისისმსგავსი შავი და მუქი-ნაცრისფერი ანდეზიტები
- ანდეზიტები, დაციტები, რიოლიტები, ობსიდიანები
- N-Q** დოლერიტული და ბაზალტური განფენები, მჟავე პირთკლასტოლიტები, კონგლომერატების შრეებით
- უხეშშრეებრივი ანდეზიტური და დაციტური ლავეები და ტუფოგენური ბრეჩიები, პერლიტური და ფერფლის ტუფები



სურ. 3 ჯავახეთის ვულკანური მთიანეთის ბელობიური რუკა (შედგენილია ნ.სხირტლადის, დ.ჯიღაურის და ბ.თუთბერიძის მიხედვით)

2.4. ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკი

ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნთა ასაკობრივი დანაწილების საკითხი დიდ სიძნელებთანაა დაკავშირებული, რაც ძირითადად ვულკანურ პროცესთა კონტინენტურ პირობებში განვითარებით არის გამოწვეული. ფაქტია, რომ ამ პირობებში წარმოქმნილი ვულკანური კომპლექსები გამოირჩევიან განამარხებული ფლორისტული და ფაუნისტური ნაშთების სიმცირით – ხშირ შემთხვევაში მათი არარსებობით. საქმეს კიდევ უფრო ართულებს ვულკანიტების ფაციესურად ჩამნაცვლებელი ფაუნისტურად კარგად დათარიღებული ზღვიური ნალექების არარსებობა, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ლავურ განფენებს შორის განვითარებულ ტბიურ ნალექებს, რომელთაგან ზოგში უხვად მოიპოვება შემცველი წყების ასაკობრივი დათარიღებისთვის გამოსადეგი ხერხემლიანთა ფაუნის კარგად დაცული ნაშთები.

მკვლევარებს შორის დიდი ხნის განმავლობაში კამათის საგანს წარმოადგენდა გოდერძის წყების ასაკის საკითხი. მას განიხილავენ წყების ქვედა ნაწილში განვითარებულ ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებში ნაპოვნი განამარხებული ფლორისტული და ფაუნისტურ ნაშთებთან დამოკიდებულებაში. განამარხებული ნაშთების განსაკუთრებული სიმდიდრით გამოირჩევიან გოდერძის უღელტეხილისა და ქისათიბის ვულკანოგენურ-დანალექი წყებები, სადაც დაფიქსირებულია მცენარეულობის სახეობრივი შემადგენლობის მრავალფეროვნება.

არსიანის ქედზე, გოდერძის უღელტეხილის რაიონში, წყების ქვედა ნაწილში განვითარებულ კრისტალოკლასტურ და ლითოკლასტურ ტუფებში პირველად ი.პალიბინის მიერ ნაპოვნი იქნა მცენარეული ნაშთები, რომელიც მის მიერ დასავლეთ ევროპის მესამეული ფლორის ანალოგად იქნა განსაზღვრული, მომდევნო პუბლიკაციებში ის დამაჯერებლად ასაბუთებს აღნიშნული ფლორის პლიოცენურ ასაკს (პალიბინი, 1937). გოდერძის ფლორის პლიოცენურ ასაკს ადასტურებს ასევე ფ.მჭედლიშვილიც (მჭედლიშვილი, 1949).

გოდერძის ფლორის ასაკთან დაკავშირებით რამდენადმე განსხვავებულ მოსაზრებას ავითარებს მ.უზნაძე. ავტორის ვარაუდით გოდერძის ფლორა, მკვეთრად გამოხატული სუტროპიკული ხასიათის გამო, ახლოს დგას ევროპის ზოგიერთ ოლიგოცენურ და ადრე მიოცენურ ფლორასთან, თუმცა არ გამორიცხავს სამხრეთ

საქართველოში მათ არსებობას შუა მიოცენშიც. მ.უზნაძე ფლორის შესწავლისადმი მიძღვნილ ერთ-ერთ სპეციალურ შრომაში გოდერძის ფლორის სარმატულ ასაკზე მიუთითებს (უზნაძე, 1979).

ფლორისტული და ფაუნისტური განამარხებული ნაშთების სიუხვით ხასიათდება ქისათიბის რაიონში – ტუფების, ტუფობრექჩიების, ტუფოკონგლომერატებისა და ბაზალტური განფენების მორიგეობით შემდგარ მძლავ წყებაში მოქცეული დიატომიტების შრეები. განამარხებული მცენარეთა და ცხოველთა ნაშთები მხოლოდ დიატომიტების თიხიან სახესხვაობებშია დაფიქსირებული. სუფთა დიატომიტებში განამარხებული ნაშთები ცოტაა ან საერთოდ არ გვხვდება.

ვ. ბოგაჩევი ქისათიბის ფლორას პლიოცენურად ათარიღებს (ბოგაჩევი, 1938). ი.პალიბინი ქისათიბის წყების შემადგენლობაში ადრე პლიოცენური ფლორის (*Osmunda Strozzi* Gould) არსებობაზე მიუთითებს (პალიბინი, 1947).

მ.უზნაძე ქისათიბის განამარხებული ფლორის ევროპის ზოგიერთ პლიოცენურ ფლორისტულ კომპლექსთან მსგავსებას ხედავს, რის საფუძველზეც ქისათიბის ფლორას პლიოცენურად განსაზღვრავს (უზნაძე, 1949).

გოდერძის წყების ასაკის დადგენაში დიდი როლი ეკუთვნის ფაუნისტურ ნაშთებს. ქისათიბის ქვიშიან დიატომიტებში ვ. გაბუნიას მიერ ნაპოვნი იქნა ბაყაყის ჩონჩხის (*Rana macroronensis* B. oulanger Var. *angeloi* bogac. და *Rana kisatibensis* R jabionin) ნარჩენები, რომელიც ვ.ბოგაჩევის მიერ ადრე პლიოცენურად დათარიღდა. მანვე პლიოცენურად დაათარიღა დიატომიტებში ნაპოვნი თევზის (*Varicorhinus bogac*) აღნაბეჭდებიც (ბოგაჩევი, 1927).

ქისათიბის თიხიან დიატომიტებში ნაპოვნი ჰიპარიონის (*Hipparion* sp.) ჩონჩხის ფრაგმენტები ლ. გაბუნიას მიერ გვიანმიოცენ-ადრეპლიოცენურად განისაზღვრა (გაბუნია, 1955).

სოფელ საროს (ასპინძის რაიონი) მიდამოებში გოდერძის წყების ქვედა ნაწილში განვითარებულ ტუფოგენურ ქვიშაქვებში ნაპოვნი იქნა ჰიპარიონის კბილები, რომელიც ლ.გაბუნიას მიხედვით დიდ მსგავსებას იჩენს უდაბნოს (აღმოსავლეთ საქართველო) გვიან სარმატულ და ადრე მეოტურ ჰიპარიონებთან. რის საფუძველზეც გოდერძის წყების ქვედა ასაკობრივი საზღვარი გვიან სარმატულზე გატარდა. (გაბუნია, ლაზარაშვილი 1962).

გოდერძის მიოპლიოცენური წყების ასაკის განსაზღვრაში განსაკუთრებული როლი ნ.სხირტლადის მიერ გამოყენებულ ტეფროქრონოლოგიურ მეთოდს ეკუთვნის (სხირტლადე, 1958). ავტორი აღნიშნავს რომ ვულკანური ექსპლოზიური პროდუქტები ამოფრქვევის ცენტრიდან შესაძლებელია გადატანილი იქნეს შორ მანძილზე და დაილექოს როგორც კონტინენტურ, ისე წყლიან გარემოში – ხშირად ზღვიურ აუზებში. საქართველოს ტერიტორიაზე ზღვიური მიოცენი ფართო გავრცელებით სარგებლობს ქართლისა და კახეთის ტერიტორიაზე და ყველგან მათი გავრცელების რაიონებში ფაციესურად ნორმული ტერიგენული ნალექებით არის წარმოდგენილი. პირველად ნ. სხირტლადის მიერ ვულკანური ფერფლი შუამრეების სახით დაფიქსირებული იქნა შუა სარმატის ზედა ნაწილში, გვიან სარმატულსა და მეოტურში. ავტორი ვულკანური ფერფლის კომპლექსური – მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული და ქიმიური შედგენილობის შესწავლის საფუძველზე მივიდა დასკვნამდე, რომ ანალიზირებული ფერფლი სამხრეთ საქართველოს კონტინენტური ვულკანური წარმონაქნების სრულიად იდენტურია. ნიშანდობლივია ის ფაქტიც, რომ ფერფლის შრეების გამოსავლების რიცხვი და სიმძლავრეები გოდერძის წყების გავრცელების რაიონების მიმართულებით იზრდება. ავტორი თვლის რომ შესწავლილი ფერფლი, ქართლისა და კახეთის მიოცენურ აუზებში მოტანილი უნდა იყოს სამხრეთ საქართველოდან ქარის მიერ. ნ.სხირტლადის მონაცემებით გოდერძის წყების ასაკი არ შეიძლება იყოს გვიან სარმატულზე უფრო ძველი, ხოლო ზედა ასაკობრივი საზღვარი გვიან მეოტურზე და პონტის დასაწყისზე უფრო ახალგაზრდა. ავტორს ასეთი დასაბუთების საფუძველს აძლევს ის ფაქტიც, რომ საქართველოში მეოტურ-პონტურის შემდეგ აღჩაგილურამდე ნეოგენურ-ანთროპოგენურ ვულკანური წარმონაქმნების გავრცელების რეგიონების სტრუქტურულ ჭრილში არსად ვულკანური ფერფლი და მისი მსგავსი პიროკლასტოლიტები არ არის დადგენილი (ასლანიანი, სხირტლადე და სხვ. 1982)

ბოლო პერიოდში სამსარის ქედის ვულკანიტების ზოგიერთ ნიმუშების იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური კვლევის მონაცემებმა მნიშვნელოვნად შეცვალეს მათ ასაკთან დაკავშირებული ადრე არსებული წარმოდგენები. ასაკი გვიანმეოტხეულად განისაზღვრა (ლუბედევი და სხვ., 2004). ჩვენი აზრით, ეს ასაკი მისაღებია სამსარის ქედის გვიანპლეისტოცენში გაახალგაზრდავებული მიოპლიოცენური დროის ვულკანური წარმონაქმნებისათვის.

ამგვარად, ფაუნისა და ფლორის განამარხებული ნარჩენების განსაზღვრის საფუძველზე გოდერძის წყების ასაკი გვიანმიოცენ-ადრე პლიოცენური ეპოქების საზღვრებს შორის თავსდება. ამასვე ადასტურებს იზოტოპიურ-გეოქრონოლოგიური, გეოლოგიური აგეგმვითი სამუშაოების, სტრუქტურული ბურღვისა და პალეომაგნეტიზმის მონაცემებიც. გოდერძის წყების გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენურ ასაკი ცალსახად არის დაფიქსირებული ბ.მეფერტის, ბ.კლოპოტოვსკის, ნ.ასტახოვის, ე.მილანოვსკის, ნ.კარანოვსკის, ლ.მარუაშვილის, ნ.სხირტლადის, პ.გამყრელიძის, დ.ჯილაურის, გ.მაისურაძის, ს.ყულოშვილის, ბ.თუთბერიძისა და სხვათა მონოგრაფიულ გამოკვლევებსა და სპეციალურ სამეცნიერო სტატიებში.

გოდერძის წყების ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებს სტრატეგრაფიული უთანხმოებით აგრძელებს გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანური წარმონაქმნები. ამ უკანასკნელის გეოლოგიური ასაკი ეფუძნება ლავურ ნაკადებს შორის განვითარებულ ტბიურ ნალექებში მოპოვებულ სტრატეგრაფიული დანაწილებისათვის აუცილებელ ხერხემლიანთა ფაუნის განსაზღვრის, პალეომაგნეტიური და რადიოლოგიური კვლევის მონაცემებს.

ახალქალაქის პლატოზე მდ.ფარავნის მარჯვენა მხარეს, დოლერიტულ ნაკადებს შორის განვითარებულ ტბიურ-ალუვიური ნალექების ქვიშიან თიხებში დ.ჯილაურის მიერ ნაპოვნი იქნა ძუძუმწოვართა ფაუნის ნაშთები. ფაუნა შეიცავს შემდეგ სახესხვაობებს: *Egus stenois*, *Ananicus arvernensis* და სხვ. რომელთა ასაკი ა.ვეკუასა და ლ.გაბუნას მიერ აფშერონულ ან გვიანალჩაგილურად იქნა განსაზღვრული (ჯილაური, 1991).

ახალქალაქის პლატოზე სოფ. დილისკაში დოლერიტულ განფენებს შორის განვითარებულ ტბიურ ნალექებში ნაპოვნია ძუძუმწოვართა ფაუნის საკმაოდ მდიდარი კოლექცია. ფაუნა წარმოდგენილია *Lacerta sp.*, *Rana sp.*, *Mimomys polonicus ptio-Caenisis*, *Anancus arvenensis*, *Equus stenois sf*, *Dama sp.*, *Capreolus sp.*, *Leptobos sp.* და სხვ. ა.ვეკუას მიერ ფაუნის განსაზღვრით შემცველი ნალექებისა და დოლერიტული ნაკადების ასაკი ადრეპლეისტოცენურად დათარიღდა (ვეკუა, 1984).

პალეომაგნეტიზმის მონაცემებით განსაზღვრულია ტბიური ნალექების ქვეშ (ქვედა) და მასზე განლაგებული (ზედა) დოლერიტული ნალექების ასაკი. ზედა დოლერიტული ნაკადი ხასიათდება ტრანზიტული მაგნიტური პოლარობით. მათი

აბსოლუტური ასაკი 1,9 მლნ. წელია და ამოფრქვეულია ოლდუვასის პალეომაგნეტური ეპიზოდის განმავლობაში. ქვედა დოლერიტულ ნაკადები ამჟღავნებენ ნორმალურ გეომაგნეტურ პოლარობას. აბსოლუტური ასაკი 2.9 მლნ. წელია და გაუსის პალეომაგნეტურ ეპიზოდს შეესაბამება (ფერინგი, ლორთქიფანიძე და სხვ. 1996).

ახალქალაქის პლატოზე ამირანის გორის ჩრდილო-დასავლეთით ზედა დოლერიტულ ნაკადებზე განვითარებულ ტბიურ-ალუვიურ ნალექებში მოპოვებული ფაუნის კომპლექსი შეიცავს ადრეპლეისტოცენური ეპოქისათვის დამახასიათებელ ფორმებს: *Archidisrodon meridionalis*, *Homo therium crenatidens*, *Hippopotamus georgicus*, *equus sussenbornensis* და სხვ. (ვეკუა, 1961).

წალკის რაიონში დოლერიტულ ნაკადებს შორის განვითარებულ ტბიურ ალუვიურ ნალექებში გ.ზარიძისა და ნ.თათრიშვილის მიერ ნაპოვნი იქნა *Equus stenonis cocli*, *eleph as planifrons Falc ceit* – კბილების ნარჩენები, რომელიც ნ.ბურჩაკ-აბრამოვიჩის განსაზღვრით გვიანპლეისტოცენ-ადრეპლეისტოცენურად დათარიღდა (ზარიძე, თათრიშვილი, 1948).

გომარეთის პლატოზე, სოფ. გომარეთის მიდამოებში დოლერიტულ ნაკადებს შორის განვითარებულ ტბიურ ნალექებში ა.ლალიევის მიერ ნაპოვნი ძუძუმწოვართა ფაუნის მდიდარი კოლექცია, რომელიც შეიცავს: *Ursus cf arvenensis Cr. et Job Dicero-rhinus sf megaryimes crusafonti villatar Hipparion cf et el.* ჩამოთვლილი ფორმები განსაზღვრულია, როგორც აღჩაგილური (გაბუნია, ბუაჩიძე, 1970).

გომარეთის პლატოზე მდ. ყარაბულახის ხეობაში, პალეოლითური ადამიანის სადგომში ლ.მარუაშვილის მიერ ნაპოვნი იქნა ძუძუმწოვართა ფაუნის მდიდარი კოლექცია, განსხვავებული სახეობრივი შემადგენლობით: გარეული ცხვარი, პირველყოფილი ზებრა, კეთილშობილი ირემი, კაბალოიდური ცხენი და სხვ. ფაუნის ეს ასოციაცია ნ. ბურჩაკ-აბრამოვიჩის განსაზღვრით დათარიღებულია შუა და გვიან პლეისტოცენურად (ლ.მარუაშვილი, 1946).

დმანისის ნაქალაქარის არქეოლოგიური გათხრებისას მდ. მაშავერას დოლერიტული ნაკადის ზედაპირზე განვითარებულ ტბიურ ნალექებში მოპოვებულია ძლიერ მდიდარი ფაუნისტური კომპლექსი. ის შეიცავს: სპილოს, დათვს, მელას, ირემს, გიგანტურ ფრინველს, პირველყოფილ ხარს, მგელს, კაბალოიდურ ცხენს და სხვ.

ა.ვეკუას განსაზღვრით ფაუნის შემცველი წყება და მაშავერის დოლერიტული ნაკადები აღჩაგილ-აფშერონულად დათარიღდა (ვეკუა, 1984).

ბერკლის (აშშ) გეოქრონოლოგიურ ლაბორატორიაში, მაშავერას ნაკადის დოლერიტებისათვის რადიოლოგიური (K-Ar) განსაზღვრით მიღებული ასაკი იკავებს მატუიამის ეპიზოდის ქრონოლოგიურ დონეს (1,9 მლნ. წელი) (ფერინგი, ლორთქიფანიძე და სხვ. 1996).

გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექ წარმონაქმნებს (ახალქალაქის წყება) სტრატეგრაფიული უთანხმოებით აგრძელებს გვიანპლეისტოცენური ვულკანური წარმონაქმნები. მათი გეოლოგიური ასაკი დადასტურებულია სტრატეგრაფიული და რადიოლოგიური მეთოდით.

მტკვრის დოლერიტული ნაკადის გეოლოგიური ასაკის საკითხთან დაკავშირებით მკვლევარები განსხვავებულ აზრს ავითარებენ. დ.ჯილაური მტკვრის დოლერიტული ნაკადს შუა (გვიან) პლეისტოცენურს აკუთვნებს (ჯილაური, 1991). ნ.სხირტლამის მიხედვით მტკვრის დოლერიტული ნაკადის ამოფრქვევა გვიანპლეისტოცენის ბოლოს _ ჰოლოცენის დასაწყისში მოხდა (სხირტლამე, 1958.). ნ.შეპილოვსკაია და სხვ. (1963), გ.მაისურაძე (1965), მიუთითებენ ნაკადის ადრეპლეისტოცენურ ასაკზე და მას ახალქალაქის დოლერიტული ნაკადის ანალოგებად განიხილავენ. დ.შოლპოს ჯ.სოლოდაშვილის და სხვ. (1998) მიხედვით მტკვრის დოლერიტული ნაკადის ფორმირება მოხდა ბაქოური და ხაზარული საუკუნეების მიჯნაზე, რაც ბრიუნესის ეპოქას (0,375 მლნ.წ) შეესაბამება.

სამსარის ქედზე გაახალგაზრდავებული ვულკანური მოქმედების პროდუქტების გვიანპლეისტოცენური ასაკი ძირითადად მორფოლოგიურ და ზოგადგეოლოგიურ მოსაზრებებს ეფუძნება. ამ ქანებით აგებული ლავური ნაკადები ქმნის ქაოტურ, უსწორმასწორო, ტალღებრივი რელიეფს რომელიც ჩვეულებრივ, ახალგაზრდა ლავური ნაკადებისთვის არის დამახასიათებელი. მეორეს მხრივ, ისინი სტრატეგრაფიული ხარვეზით აგრძელებენ ფლორისტულად და ფაუნისტურად დათარიღებულ გოდერძისა და ახალქალაქის წყების ვულკანიტებს. ვულკან თავკვეთილის უკანასკნელი ამოფრქვევის პროდუქტების (ჰიალოანდეზიტების) ასაკი რადიოლოგიური (K-Ar) მეთოდით, განისაზღვრა როგორც გვიანპლეისტოცენური (0,379 ± 0,15 მლნ.წ).

საკვლევი ტერიტორიისა და საერთოდ, სამხრეთ საქართველოს ნეოგენურ-ანთროპოგენურ ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკობრივი დანაწილება მოცემულია ცხრილის სახით (ცხრილი 1).

ცხრილი 1

სამხრეთ საქართველოს ნეოგენურ-ანთროპოგენური ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკობრივი დანაწილება

ქანის შედგენილობა	ადგილმდებარეობა	დათარიღების მეთოდები			ასაკი	ლიტერატურული წყარო
		პალეობოტანიკური	პალეონტოლოგიური	სხვა მეთოდები		
1	2	3	4	5	6	7
ლითო- და კრისტალოკლასტური ტუფები	გოდერძის უღელტეხილი	Filices, Monicotyledoneae, Palmae, Lauraceae, betula, Carpinus და სხვ	-	-	პლიოცენური	ი.პალიბინი (1937,1947) ფ.მჭედლიძე ილი (1949)
					სარმატული	მ.უზნაძე, ა.ცაგარელი (1979)
თიხიანი დიატომიტი	ქისათიბი	Osmunda, Aspidium, Phragmites	-	-	პლიოცენური	ი.პალიბინი (1947) მ.უზნაძე (1949) ვ.ბოგაჩევი (1938)
		-	ზაყაყის ჩონჩხი და თევზის ანაბეჭდები	-	პლიოცენური	ვ.ბოგაჩევი (1927)
		-	ჰიპპარიონის ძვლები	-	გვიანმიოცენ-ადრეპლიოცენური	ლ.გაბუნია (1955)
ტუფოგენური ქვიშაქვები	ს.სარო (ასპინძის რ-ნი)	-	ჰიპარიონის კბილებით	-	გვიან სარმატული	ლ.გაბუნია თ.ლაზარაძე ილი (1962)
ტერიგენული ნალექები	ქართლისა და კახეთის მიოცენური აუზები	-	-	ტეროლოგიური	გვიანმიოცენ-ადრეპლიოცენური	ნ.სხირტლაძე (1958)
რიოლითები	ს.ხერთვისი (ჯავახეთის ზეგანი)	-	-	K-Ar	9,1 მლნ.წ	ს.ბალიანი, გ.ბაგდასარიანი, ნ.სხირტლაძე (1982)

1	2	3	4	5	6	7
ტბიური ნალექები დოლერიტები	მაშვერას ნაკადი (დმანისის ნაქალაქარი)	-	სპილო, დათვი, მგელი, ირემი, გიგანტური ფრინველი, და სხვა	-	აღზავილ- ავშერონი (1,5-2 მლნ.წ)	ა.ვეკუა (1984)
			-	K-Ar	მატუიამის ეპიზოდი (1,9 მლნ.წ)	რ.ფერინგი, დ.ლორთქიფ ანიძე, მ.თვალჭრელი იძე და სხვ. (1996)
დოლერიტები	მტკვრის ნაკადი (სოფ. ხერთვისთა ნ)	-	-	პალეო- მაგნიტი ზონით	ბაქოური და ხაზარული საუკუნეები ბრუნეისის ეპოქა (0,375 მლნ.წელი)	ე.შოლპო, ჯ.სოლოღაშვილი (1998)
ანდეზიტები	მ.თავკვეთი ლი	-	-	K-Ar	გვიანპლეისტოცენური, 37 ± 0,15 მლნ.წ	მ.რუბინშტეინი და სხვ. (1972)
					<0,03 მლნ.წ	ვ.ლუბედევი და სხვ. (2004)

1	2	3	4	5	6	7
ტბიურ ალუვიონში ნალექების ქვიშიანი თიხები	ახალქალაქის პლატო (მდ. ფარავნის მარჯვენა მხარეს)	-	ბუბუმწოვრები (Equisstenonis, Ananicus arvernensis)	-	აფშერონული ან გვიანდღაგული	დ.ჯიღაური და სხვ. (1991) ავეკუსა და ლ.გაბუნიას განსაზღვრით
ტბიურ-ალუვიური ნალექები	ს.დილისკა (ახალქალაქის რაიონი)		Lacerta sp, Rana sp, Mimomys polonicus pliocaenicus, Ananus arvenensis და სხვ.		ადრეპლესტოცენური	ავეკუსა (1984)
დოლოერიტები	ს.დილისკა (ახალქალაქის რაიონი)		-	ბალეომაგნიტიზმი	1,9 მლნ. წელი	რ.ფერინგი, დ.ლორთქიფანიძე, მ.თვალაძე

1	2	3	4	5	6	7		
ანდეზიტები	მ.შაბანგელი	-	-	K-Ar	10 ± 1,5 მლნ.წ	ლ.გაბუნია, მ.რუბინშტეინი (1977)		
	მ.დოსკუხუკუარი				11,8 ± 4 მლნ.წ	ლ.გაბუნია, მ.რუბინშტეინი (1977)		
	მდ.ძინძას ხეობა				9,4 მლნ.წ	ა.ასლანიანი, გ.ბაგდასარიანი და სხვა (1982)		
	მ.შუაკარავი (ერუშეთის ხეგანი)				10 ± 1 მლნ.წ	ლ.გაბუნია, მ.რუბინშტეინი (1977)		
რქაბყურაიანი ანდეზიტები	მ. მადათაპა						12,8 ± 3 მლნ.წ	დ.ჯიღაური (1989)
იგნიბრიტული ტუფები	ვარძიის მდამოები						8 ± 1,5 მლნ.წ	დ.ჯიღაური (1971)
ლიპარიტ-დაციტები	ს.სარო						10,6 ± 1,5 მლნ.წ	ლ.გაბუნია, მ.რუბინშტეინი (1989)
დაციტები	მ.ულვა			10 ± 1,2 მლნ.წ	დ.ჯიღაური (1989)			
	მდ.მტკვრის ხეობა			7,3 ± 0,4 მლნ.წ	ვ.ლემელკვი და სხვ. (2004)			
ფერფლის ლითოქლასტური ტუფები	მდ.ძინძას ხეობა			9,8 მლნ.წ	ა.ასლანიანი, გ.ბაგდასარიანი და სხვა (1982)			

					(ზედა ნაკადი)	იმე, ბ.თუთბერიძე, და სხვ. (1996),
					2,9 მლნ. წელი გაუსის ეპიზოდი (ქვედა ნაკადი)	
ტბიურ-ალუვიური ნალექები	ახალქალაქის პლატო (ამირანის გორის სამხ.-დას. ფერდობის ძირში)	–	მრღნელე ბი, მტაცებლები, არქიდისკოდონი და სხვა	–	ადრეპლეისტოცენური	ავეკუა (1962)
ტბიურ-ალუვიური ნალექები	წალკის პლატო	–	Equus stenonis cocli, elephas planifrons Falceit	–	გვიანპლიოცენ-ადრეპლეისტოცენური	გ.ზარიძე, ნ.თათრიაშვილი (1948)
ტბიურ-ალუვიური ნალექები	გომარეთის პლატო (ს.დიდი გომარეთის მიდამოები)	–	Ursus cfarvenensis Cr et Job Dicero-rhinus sf megaryinus crusafontis villata Hipparion cf და სხვა	–	აღზაგილური	ლ.გაბუნია, ც.ბუაჩიძე (1970)
რიოლითები	ამირანის გორა	–	-	K-Ar	2,7 ± 0,3 მლნ.წელი 3,2 ± 0,2 მლნ.წელი	ვ.ლევინი და სხვ. (2004)
–	პალეოლითური ადამიანის სადგომი (მდ. ყარაბულახის ხეობა)	–	გარეული ცხვარი, კეთილშობილი ირემი, პირველყოფილი ზებრა და სხვა	–	შუა და გვიანპლეისტოცენური	ლ.მარუაშვილი (1946)

2.5. ჯავახეთის ზეგნის ვულკანურ ნაგებობათა დახასიათება

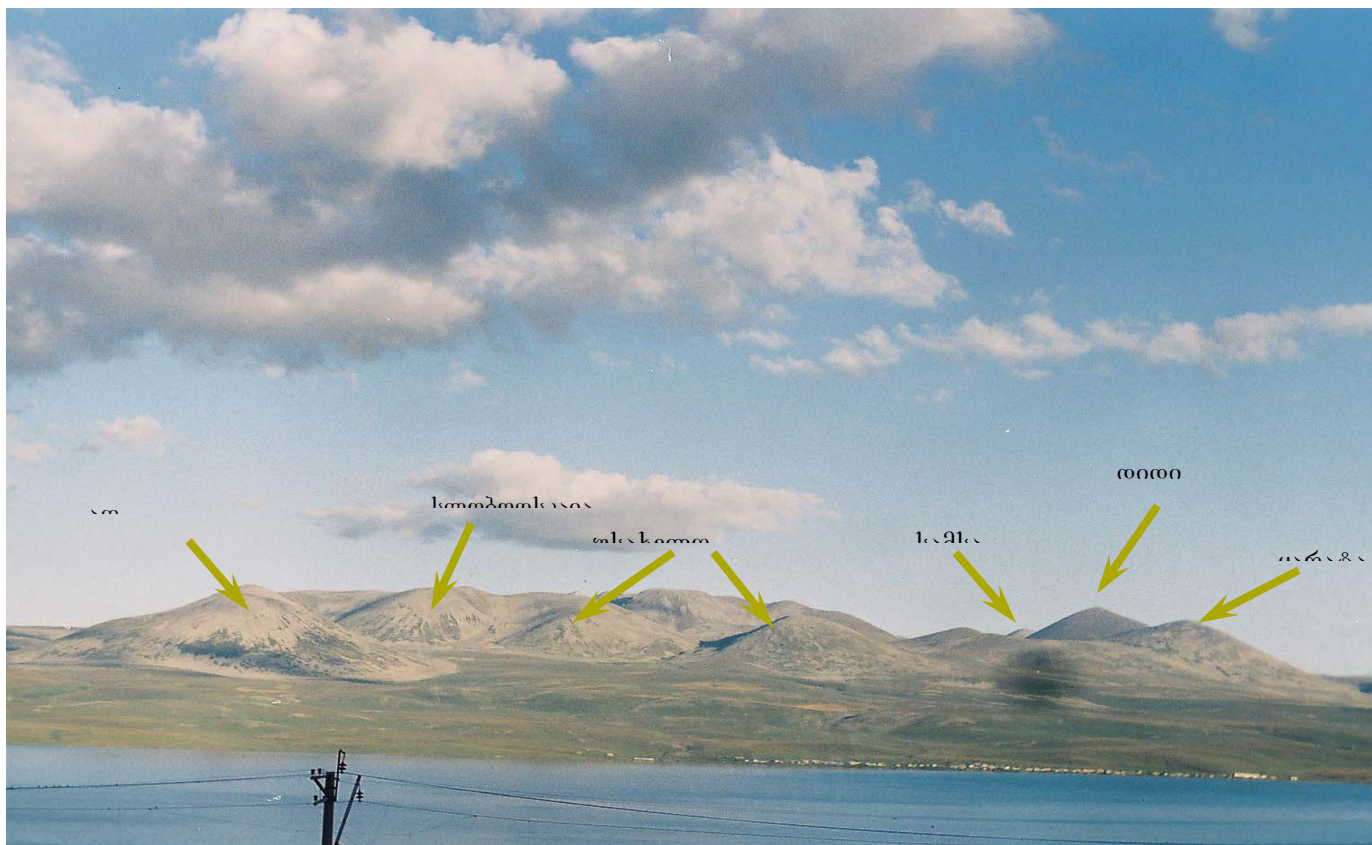
ჯავახეთის ზეგანსა და საერთოდ სამხრეთ საქართველოს ვულკანურ მთიანეთში განვითარებული ვულკანური ნაგებობების მორფოლოგიისა და გეოლოგიური აგებულების შესწავლის საკითხს მკვლევართა ყურადღება არ აკლია. მოცემულ შემთხვევაში ჩვენი მთავარი ამოცანა იყო საკვლევ რეგიონის მორფომეტრულ თვისებებით განსხვავებულ ოროგრაფიულ ერთეულებზე (სამსარის, ჯავახეთისა და ნიალასყურის

ქედები) განვითარებული 2600-3300 მ აბსოლუტური სიმაღლეების მქონე ვულკანური აპარატებისა და მასივების აღწერა მათზე მყინვარული ზემოქმედების ნიშნების დადგენის მიზნით.

შრომაში მოცემულია შემაჯამებელი ცხრილი, რომელშიც დეტალურადაა ნაჩვენები ვულკანური აპარატებისა და მასივების აბსოლუტური სიმაღლეები, ასაკი, ვულკანის ტიპი, ამგები ქანების პეტროგრაფიული შედგენილობა და გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნები (ცხრილი 2).

სამსარის ქედის ვულკანები

პატარა აბულის (2799,8 მ) მასივი სამსარის ქედის უკიდურეს სამხრეთ დაბოლოებაზე მდებარეობს, წაგრძელებულია ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებით და შედგება ორი, ერთმანეთისაგან მცირე ზომის დეპრესიით გამოყოფილი ვულკანური კონუსისგან. კონუსის ჩრდილო და სამხრეთ ფერდობები ციცაბოა, კრატერი შემონახული არ არის. პატარა აბული აგებულია გოდერძის წყების ზედა ლავური ნაწილის ანალოგი მუქი ნაცრისფერი, მოვარდისფრო და აგურისფერ-წითელი რქატყუარიანი და რქატყუარა-ჰიპერსტენიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით. პიროკლასტური მასალა თითქმის არ მონაწილეობს. ვულკან პატარა აბულიდან ამოფრქვეული დასავლეთის მიმართულებით გამდინარე ლავური ნაკადები სტრატეგრაფიული უთანხმოებით



სურ 4. სამსარის ქედის ვულკანები

იფარებიან გვიანპლეისტოცენური ვულკანიტებით. აღმოსავლეთ ფერდობზე განვითარებული ლავური ნაკადები მდ.ფარავნის აუზის დეპრესიამდე აღწევენ და იქვე ასევე უთანხმოებით იფარებან გვიანპლეისტოცენური მუქი ნაცრისფერი და ნაცრისფერი ანდეზიტებით. ვულკან პატარა აბულზე გამყინვარების კვალი არ აღინიშნება.

დიდი აბული (3300,5 მ) ყველაზე მაღალი, რელიეფში მკვეთრად გამოხატული მასივია, როგორც სამსარის ქედზე, ასევე სამხრეთ საქართველოს ვულკანურ მთიანეთში. დიდი აბული ასიმეტრიული, ძლიერ დანაწევრებული ფერდობებით ხასიათდება. წარმოადგენს ერთმანეთთან ფუძით შეერთებულ სამი კონუსისაგან შემდგარ მასივს – ძლიერ ეროდირებული ფერდობებით (სურ. 5). დიდი აბული წარმოადგენს მიოპლეისტოცენურ ვულკანს, აგებულს მუქი ნაცრისფერი და იშვიათად ვარდისფერი დაციტებით, რომლებიც ზედა ნაწილში აფირული ლიპარიტ-დაციტებისა და მათთან მორიგეობაში მყოფ აგურისფერ წითელი და შავი დაციტური შედგენილობის ლავური ნაკადებით ინაცვლება. ვულკანის წვერი აგებულია მისი

განვითარების დამამთავრებელ ეტაპზე ამოფრქვეული ბრექჩიული დაციტებით. (ჯილაური, 1965). დიდი აბულის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე განვითარებულია მცირე ზომის პარაზიტული გუმბათი. გამყინვარების ნიშნები ეროზიულ-აკუმულაციური ფორმების სახით შემონახულია დიდი აბულის ჩრდილო-აღმოსავლეთ და ჩრდილო დასავლეთ (მცირე მასშტაბებით სამხრეთ) ფერდობებზე.

ივანტაპა (2933,4 მ) სამსარის ქედის თხემურ ნაწილში, დიდი აბულის ჩრდილოეთით მდებარეობს და მისგან საკმაოდ ფართო დეპრესიით არის გამოყოფილი. აქვს ძლიერ წაკვეთილი კონუსი ციცაბო და კლდოვანი ფერდობებით (სურ. 6). აგებულია მიოპლიოცენური მოვარდისფრო, აგურისფერ-წითელი რქტყუარიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით. მის ფერდობებზე მცენარეული საფარი და გამოფიტული ამგებელი ქანების დიდი სიმძლავრის ლოდნარია განვითარებული. ივანტაპა მყინვარების ზემოქმედების მორფოლოგიურ ნიშნებს მოკლებულია.

სამსარი (3284,7 მ) მძლავრი და დანგრეული ვულკანური მასივია სამსარის ქედზე. მასივს რელიეფში მკვეთრად გამოხატული ნახევრადრკალისებური ფორმა აქვს, რომელიც მრავალი ეროზიული წარმოშობის ციცაბოდ დაქანებული ფერდობების მქონე უსახელო მწვერვალებით არის შემოსაზღვრული (სურ. 7).

სამსარი მიოპლიოცენური ვულკანია. აგებულია ერთგვაროვანი მუქი ნაცრისფერი, მოვარდისფრო და აგურისფერ-წითელი რქატყუარიანი დაციტებით. ვულკან სამსარის აღმოსავლეთ ფერდობის ძირში განვითარებულია წალკის მიმართულებით გახსნილი 3კმ-ის დიამეტრის კალდერა, რომლის ძირში განვითარებული მყინვარული და წყალმყინვარული ნალექები ურთიერთპარალელურ, თხემისებურად წაგრძელებულ სერებსა და ბორცვებს ქმნიან. ვულკან სამსარის ფერდობებზე კარგადაა შემორჩენილი მყინვარული ფორმები.

დასავლეთ ქოროღლი (2921,0 მ) სამსარის ქედის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს. არის სწორი წაკვეთილი კონუსის ფორმის მქონე მძლავრი პოლიგენური მიოპლიოცენური დროის ვულკანური ნაგებობა, პლატოსებურად მოსწორებული ზედაპირით (სურ. 8). შეფარდებითი სიმაღლე 450-500მ-ია. ვულკანის განვითარებაში მკაფიოდ გამოიყოფა ორი სტადია. საწყისი სტადიაზე ადგილი აქვს ეფუზიური ხასიათის ამოფრქვევებს, რომლებიც თითქმის ერთგვაროვანი რუხი ნაცრისფერი და მოწითალო აგურისფერი რქატყუარიანი ანდეზიტებისა და დაციტების ლავური

ნაკადების ამოფრქვევით მიმდინარეობს, ხოლო მეორე სტადია იგივე შედგენილობის პიროკლასტოლითების ამოფრქვევით მთავრდება. კონუსის ამგები ქანების გამოფიტვის მასალა ფერდობებზე და მწვერვალის ძირში დიდი სიმძლავრის დანაგროვებს ქმნის. ვულკანის აღმოსავლეთ ფერდობის ძირში მდებარეობს ტბა ლევანგელი.



სურ. 5 დიდი აბულის ვულკანური მასივი



სურ. 6 ვულკანი ივანტაპა



სურ. 7 სამსარის ვულკანური მასივის ად. ფერდობი



სურ. 8 ვულკანი დასავლეთი ქოროღლი

ვულკან დასავლეთ ქოროღლზე მცინვარის ზემოქმედების ნიშნები არ ფიქსირდება.

ყარაყუზეი (3194,3 მ) შავნაბადას მასივის სამხრეთით მდებარეობს. განვითარებულია სამწახნაგოვანი პირამიდის ფორმის კონუსის სახით – დამახასიათებელი ციცაბო ქარაფოვანი ფერდობებით. ლ.მარუაშვილი (1971) ყარაყუზის და სამსარის ვულკანურ მასივს განიხილავს ერთიანი აკუმულაციური ვულკანური რელიეფის დესტრუქციულ ნაწილებად (მარუაშვილი, 1956) ყარაყუზეი აგებულია გოდერძის წყების ეფუზივებით – მოვარდისფრო და მუქი ნაცრისფერი რქატყუარიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით. სრულიად მსგავსი ვულკანური ქანები მონაწილეობენ ყარაყუზისა და სამსარის მასივებს შორის განვითარებულ უსახელო კონუსების (2833,3 მ, 3190 მ და 3194,0 მ) აგებულებაში. ვულკან ყარაყუზის ფერდობებზე მცინვარის ზემოქმედების ნიშნები ცუდად არის შემორჩენილი.

სანგლიასკო (2878,7 მ) მდებარეობს ვულკან სამსარის დასავლეთით. აქვს მკვეთრად გამოხატული ასიმეტრიული ფორმა. ფერდობებზე განვითარებულია მცირე სიღრმის ბარანკოსები. სანგლიასკო მიოპლიოცენური ვულკანია. ამოფრქვევის პროდუქტები წარმოდგენილია ერთგვაროვანი აგურისფერ-წითელი ვარდისფერი რქატყუარიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით, დაციტების უპირატესი გავრცელებით. ამოფრქვეულ პროდუქტთა შორის პიროკლასტოლითები არ გვხვდება. სანგლიასკოზე მცინვარის მოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

შავნაბადას მასივი სამსარის ქედის ჩრდილო ნაწილში მდებარეობს და ერთმანეთთან ფუძით შეერთებული ორი – **დიდი** (2929,0 მ) და **პატარა** (2750,5 მ) კონუსისგან შედგება. დიდ ანუ ჩრდილო შავნაბადას აქვს წაკვეთილი კონუსის ფორმა. ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლეთი ფერდობების ციცაბო დაქანებით. ფერდობები ხშირად დაღარულია ბარანკოსისებრი ხევეებით, რომლის ჩაჭრის სიღრმე ზოგან 30 მ-მდე აღწევს (სურ. 9). წარმოადგენს მიოპლიოცენური დროის ვულკანს. აგებულია გოდერძის წყების ანალოგი, მუქი ნაცრისფერი, იშვიათად აგურისფერ-წითელი რქატყუარიანი დაციტებით. კონუსის ზედაპირი დაფარულია სხვადასხვა ფერის წიდებითა და ბრექჩიებით.

პატარა ანუ სამხრეთ შავნაბადას აქვს სწორი წაკვეთილი კონუსის ფორმა, წვერზე დაახლოებით 1,4 კმ დიამეტრის მქონე კარგად შემონახული კრატერით (მარუაშვილი, 1956). ვულკანის პირველი სტადიის ამოფრქვევის პროდუქტები წარმოდგენილია გოდერძის წყების ეფუზიური ნაწილის მუქი ნაცრისფერი, იშვიათად მოვარდისფრო რქატყუარიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით. შავნაბადას გვიანპლეისტოცენში გან-

ახლებული ვულკანური მოქმედება შავი ფისისებური ჰიალოანდეზიტების ამოფრქვევით მთავრდება, რომელთა ძირითადი მასა დასავლეთ და სამხრეთ მიმართულებით ვრცელდება. ვულკან შავნაბადას მასივზე მყინვარების ზემოქმედების კვალი არ არის დადგენილი.

გოდორები (3188,3 მ) დიდი აბულის მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთით მდებარეობს. წარმოადგენს ძლიერ დანგრეულ, რელიეფში მკვეთრად გამოხატულ ასიმეტრიული ფორმის კონუსს – დამრეცი ჩრდილო აღმოსავლეთი ფერდობით. გოდორები პოლიგენური ვულკანია. მის მოქმედებაში ამოფრქვევის რამდენიმე სტადია გამოიყოფა: ძველი – მიოპლიოცენური სტადია აგურისფერ-წითელი და შავი ანდეზიტური და დაციტური ბრექჩიების ამოფრქვევით იწყება. და ერთგვაროვანი მუქი ნაცრისფერი და მოვარდისფრო რქატყუარიანი ანდეზიტებისა და დაციტების ლავური ნაკადების ამოფრქვევით მთავრდება. გვიანპლეისტოცენში განახლებული გოდორების ვულკანური აპარატიდან ძირითადად შავი, ფისისმსგავსი ჰიალოანდეზიტური შედგენილობის ვულკანური პროდუქტები იფრქვევა, რომლებიც დასავლეთი და სამხრეთი მიმართულებით ვრცელდება და რელიეფში მორფოლოგიურად კარგად გამოხატულ



სურ. 9 ვულკან შავნაბდას მასივი



სურ. 10 ვულკანი გოდორები
(წინა პლანზე)

ქოტური ზედაპირის ლავურ ნაკადებს ქმნის. ვულკან გოდორების ფერდობები და ძირი დაფარულია ლოდნარით. მცინვარის მოქმედების კვალი სუსტადაა გამოხატული და როგორც ჩანს წაშლილია გვინპლეისტოცენური ამოფრქვევებით (სურ 10).

გრიგორი (2770,1 მ). გოდორების ჩრდილო-აღმოსავლეთით მდებარეობს და მორფოლოგიურად მის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს. გრიგოლი მკვეთრად გამოხატული ასიმეტრიული კონუსია – ციცაბო და კლდოვან აღმოსავლეთ ფერდობზე ბარანკოსისებური ხეობით. გრიგორი მიოპლიოცენური სტრატოვულკანია. მისი მოქმედების საწყისი ეტაპი პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით იწყება და მცირე სიმძლავრის ნაცრისფერი და მოვარდისფრო რქატყუარიანი ანდეზიტური და დაციტური შედგენილობის ლავური ნაკადების ამოფრქვევით მთავრდება. მასზე მცინვარების ზემოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

აღმოსავლეთ ქოროლი (შაორი, 2757,1 მ) ვულკან გრიგორის ჩრდილოეთით მდებარეობს და ორი ერთმანეთისაგან მცირე უნაგირათი გამოყოფილი ფუძეებით შეერთებული კონუსისაგან შედგება. ვულკანის ჩრდილო და დასავლეთ ფერდობები ციცაბო დაქანებით ხასიათდება (სურ. 4). აღმოსავლეთ ქოროლი მიოპლიოცენური ასაკის ვულკანია, რომლის ამოფრქვევის პროდუქტები წარმოდგენილია ერთგვაროვანი მოვარდისფრო და ნაცრისფერი რქატყუარიანი დაციტებით. ვულკანის ფერდობები ამგებელი ქანების გამოფიტული მასალის სხვადასხვა ზომის ლოდნარ-ღორღიანი მასალით არის დაფარული. აღმოსავლეთ ქოროლი მოკლებულია მცინვარის მოქმედების ნიშნებს.

სლობოდსკაია (2877,9 მ) მდებარეობს აღმოსავლეთ და დასავლეთ ქოროლს შორის. მისთვის დამახასიათებელია ასიმეტრიული აგებულება, მოსწორებული ბრტყელი ზედაპირით – აღმოსავლეთი და სამხრეთი კლდოვანი და ციცაბო ფერდობებით (სურ. 4). აგებულია გოდერძის წყების ზედა ლავური ნაწილის მუქი ნაცრისფერი და მოვარდისფრო რქატყუარიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით, უკანასკნელის უპირატესი გავრცელებით. ვულკანის ფერდობები და ძირი დაფარულია ამგები ქანების გამოფიტული ლოდნარით. ვულკან სლობოდსკაიაზე ეგზარაციის რაიმე მორფოლოგიური ნიშნები არ ფიქსირდება.

დიდი ყიზილდალი (წითელი მთა 3098,6 მ) აღმართულია სამსარის ქედის წყალგამყოფზე, სამსარის კალდერის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე – მცინვარული

ცირკის გამოსასვლელში. ახასიათებს თითქმის იდეალური, რელიეფში მკაფიოდ გამოხატული არაჩვეულებრივად ლამაზი კონუსი, რომლის ციცაბოდ დაქანებული ფერდობები დაღარულია ვიწრო ბარაკონსისებური ეროზიული ხეობებით (სურ. 4, 11). შეფარდებითი სიმაღლე 650-700მ-ია, ფუძის გარშემოწერილობა – 2,5-3 კმ. ვულკანი ყიზილდაღი გოდერძის წყების ანალოგი ქანებით აგებულ სუბსტრატზე განვითარებული გვიანპლეისტოცენური ასაკის მძლავრი პიროკლასტური ვულკანია. ამოფრქვევის პროდუქტები წითელი (ძირითადად) და შავი ფერის ანდეზიტური და ანდეზიბაზალტური შედგენილობის, ძლიერ პოროვანი წიდეებით არის წარმოდგენილი. მათ შორის გრეხილა ლავებისა და ვულკანური ბომბების ნატეხებიც გამოერევა. ვულკანის ამგები ქანების გამოფიტული მასალის მძლავრი დანაგროვებით არის დაფარული კონუსის კალთები და ძირი. დიდი სიმაღლის მიუხედავად ვულკან ყიზილდაღზე მყინვარის მოქმედების კვალი არ აღინიშნება.

ყარადაღი (შავი მთა, 3046,9 მ) ყიზილდაღის ჩრდილო-აღმოსავლეთით მდებარეობს. აქვს არასწორი პირამიდის ფორმა. ხასიათდება ციცაბო – მცირე სიღრმის ბარანკოსებით დანაწევრებული ფერდობებით და მოსწორებული ზედაპირით(სურ. 12).



სურ. 11 დიდი ყიზილდაღი (წითელი მთა)



სურ. 12 ყარაღაღი

აგებულია მიოპლიოცენური მუქი ნაცრისფერი და მოვარდიფრო და რქატყუარიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით. ყარადაღს შეიძლება ვუწოდოდ „ვულკანი ვულკანში“.

ყარადაღის კონუსის კალთები და ძირი დაფარულია გამოფიტვის პროდუქტების საკმაოდ მძლავრი დანაგროვებით. ვულკან ყარადაღზე გამყინვარების ნიშნები სუსტადაა წარმოდგენილი.

პატარა ყიზილდაღი (პატარა წითელი მთა 2665 მ) აღმართულია სამსარის კალდერის სამხრეთ-აღმოსავლეთით. აქვს სუსტად წაკვეთილი კონუსის ფორმა დამრეცი ფერდობებით. პატარა ყიზილდაღი გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანია, რომლის ამოფრქვევის პროდუქტები თითქმის მთლიანად პიროკლასტოლითებით არის წარმოდგენილი. აგებულია ძლიერ პოროვანი აგურისფერ-წითელი, ყავისფერი და შავი ანდეზიბაზალტური და ანდეზიტური შედგენილობის წილებით, ბრექჩიული ლავის, ვულკანური ბრექჩიების, ვულკანური ბომბებისა და გრებილა ლავის ნატეხებით. პატარა ყიზილდაღზე მყინვარის მოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება (სურ 13).



სურ. 13. პატარა ყიზილდაღი

ჯავახეთის ქედის ვულკანები

სამხრეთ დალიდალის (2914 მ) ვულკანური მასივი ჯავახეთის ქედის სამხრეთ ნაწილში მდებარეობს საქართველო-სომხეთის სახელმწიფო საზღვართან ახლოს. მასივი შედგება სამი, ფუძეებით ერთმანეთთან შეერთებული, დამრეცი ფერდობების მქონე მწვერვალით. ვულკანური მასივი ძლიერ დანგრეულია, როგორც ჩანს კალდერის წარმოქმნის გამო. სამხრეთ დალიდალი გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანია, რომლის აქტივობა რამდენიმე ეტაპად მიმდინარეობდა. მოქმედების საწყის ეტაპზე ადგილი აქვს ანდეზიბაზალტური და ბაზალტური შედგენილობის ვულკანური პროდუქტების ამოფრქვევას, რომელიც ლავური ნაკადების სახით თითქმის ყველა მიმართულებით ვრცელდება, მაგრამ გავრცელების მაქსიმალური სიგრძეებით დასავლეთით და აღმოსავლეთით გამდინარე ნაკადები ხასიათდებიან, რომელებიც შესაბამისად ფარავნის დეპრესიამდე და გომარეთის პლატომდე აღწევენ. მომდევნო ეტაპი ექსპლოზიური მოქმედებით იწყება და ლავური შედგენილობის მძლავრი პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით მიმდინარეობს. გვიანპლეისტოცენურში ვულკანის მოქმედება მუქი ნაცრისფერი ანდეზიბაზალტური შედგენილობის ლავური ნაკადების ამოფრქვევით მთავრდება. სამხრეთ დალიდალი ტიპური სტრატოვულკანია, რომელზედაც მყინვარების ზემოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

ქაჩალტეპე (2812 მ) მდებარეობს ჯავახეთის ქედის წყალგამყოფ ნაწილში, ვულკან ემლიკლის სამხრეთ-აღმოსავლეთით. ხასიათდება დამრეცად დაქანებული ფერდობებით და მცირე ზომის კრატერით. ქაჩალტეპე წარმოადგენს გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ მძლავრ პიროკლასტურ კონუსს. აგებულია ანდეზიბაზალტური შედგენილობის წითელი, შავი და ყავისფერი წიდებით, გრებილა ლავებითა და ვულკანური ბომბების ნატეხებით. ვულკან ქაჩალტეპეზე მყინვარის მოქმედების კვალი არ ჩანს.

ემლიკლი (3054,8 მ) ერთ-ერთი მსხვილი და ულამაზესი ვულკანია ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე. აღმართულია ჯავახეთის ქედის ცენტრალურ ნაწილში. კონუსის მოსწორებულ ზედაპირზე კრატერი არ არის შემონახული. ემლიკლი გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ასაკის პოლიგენური ვულკანია: მისი მოქმედების საწყისი სტადია ბაზალტური და ანდეზიბაზალტური

შედგენილობის ლავური ნაკადების ამოფრქვევით იწყება, რომლებიც ძირითადად დასავლეთი და აღმოსავლეთი მიმართულებით ვრცელდება. მომდევნო ეტაპი იმავე შედგენილობის მძლავრი პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით მიმდინარეობს და მცირეოდენი შესვენების შემდეგ აგურისფერ-წითელი ანდეზიტური შედგენილობის მცირე სიმძლავრის ლავური ნაკადების ამოფრქვევით გრძელდება. ჭრილი მთავრდება ძლიერ დაფიქლებული მუქი ნაცრისფერი ანდეზიტების ამოფრქვევით. კონუსის ზედაპირი და ამომყვანი ყელი დაფარულია დაციტების დიდი ზომის ლოდებით. ემლიკლი, მისი მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობის მიუხედავად მოკლებულია გამყინვარების ნიშნებს (სურ. 14).



სურ. 14 ვულკანი ემლიკლი

გულაბაი (2806,2 მ) განლაგებულია ქედის წყალგამყოფ ცენტრალურ ნაწილში. კონუსი ძლიერ ასიმეტრიულია. გულაბაი გვიანპლიოცენ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანია, რომლის მოქმედება ლავური ნაკადების ამოფრქვევით იწყება და პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით მთავრდება. მოქმედების ორივე სტადიაზე ამოფრქვეულ პროდუქტთა შედგენილობა არ იცვლება და ანდეზიბაზალტებსა და ანდეზიტებს შეესატყვისება. გულაბაიზე მცინვარის ზემოქმედების ნიშნები არ ფიქსირდება.

დავაკრანი (2807,8 მ) ჯავახეთის ქედის თხემურ ნაწილში მდებარეობს. არის გვიანპლიოცენ-ადრეპლეისტოცენური დროის ძლიერ დანგრეული, ასიმეტრიული კონუსი აღმოსავლეთ ფერდობის შედარებით ციცაბო დაქანებით. ვულკან დავაკრანის მოქმედება ბაზალტური და ანდეზიბაზალტური ლავური ნაკადების ამოფრქვევით იწყება და იგივე შედგენილობის პიროკლასტოლითების ამოფრქვევით მთავრდება. რელიეფში კარგად ჩანს რომ ამოფრქვეული მასის დიდი ნაწილი აღმოსავლეთით გაედინებოდა. დავაკრანის მწვერვალის ზედაპირი დაფარულია ქოტურად განლაგებული რუხი, აგურისფერ-წითელი ბრექჩიული და გრეხილა ლავების დიდი ზომის ლოდებით. დავაკრანის კონუსზე გამყინვარების კვალი არ აღინიშნება.

დიდი კულიაბაკი (2849 მ) აღმართულია ჯავახეთის ქედის ჩრდილო ნაწილში, უშუალოდ წყალგამყოფზე. ჩრდილოეთით მისი მეზობელი პატარა კულიაბაკისაგან მცირე ზომის უნაგირათია გამოყოფილი. ვულკანი დიდი კულიაბაკი ასიმეტრიული ფორმის კონუსია, რომლის მოსწორებულ ზედაპირზე პიროკლასტური მასალა და კრატერი არ აღინიშნება. კულიაბაკი გვიანპლიოცენ-ადრეპლეისტოცენში მოქმედი ვულკანია, რომელთანაც დაკავშირებული ლავური ნაკადები ყველა მიმართულებით ვრცელდება, მათგან ყველაზე მძლავრი დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ მიმართულებით გაედინება და ფარავნის ტბის აღმოსავლეთ ნაპირამდე აღწევს. ლავური ნაკადები ღია-ნაცრისფერი ძლიერ დაფიქლებული ანდეზიტებითაა აგებული, კონუსის წვერზე ბევრია იმავე შედგენილობის აგურისფერ-წითელი და ყავისფერი ლავები და ლავური ბრექჩიების მსხვილი ნატეხები. ვულკანის დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობებზე, ადგილ-ადგილ, ახალგაზრდა ლავების ქვეშ მოვარდისფრო-ნაცრისფერი ზოლებრივი დაციტები და რიოდაციტები შიშვლდებიან, რომლებიც აქ არსებული ძველი ვულკანის ნარჩენს ან გოდერძის

წყების ანალოგებით აგებულ ტექტონიკურად ამოზიდული ბლოკის ფრაგმენტს უნდა წარმოადგენდნენ (თუთბერიძე, 2004). კულიაბაკაზე მყინვარული ზემოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

დიდი ფარავანი (2653,3 მ) ფარისებური ფორმის დამრეცი ფერდობებისა და მოსწორებული ზედაპირის მქონე გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანია. მისი მოქმედების საწყისი სტადია ბაზალტური (დოლერიტული) და ანდეზიბაზალტური ლავების ამოფრქვევით მიმდინარეობდა. ნაკადების ძირითადი მასა დასავლეთის მიმართულებით მიემართება და ფარავნის დეპრესიის აღმოსავლეთ კიდემდე აღწევს. ვულკანის განვითარების ბოლო სტადიაში წარმოიქმნა პარაზიტული წიდის კონუსი კრატერით. პიროკლასტოლითები წარმოდგენილია ძლიერ პორიანი, აგურისფერ-წითელი, ყავისფერი და შავი წიდებით, ვულკანური ბომბებითა და ლაპილებით. ვულკან დიდ ფარავანზე გამყინვარების ნიშნები არ ჩანს.

ჩრდილო დალიდალის მასივი აღმართულია ჯავახეთის ქედის ჩრდილო დაბოლოებაზე. წარმოდგენილია სამი ერთმანეთთან ფუძეებით შეერთებული მწვერვალით, რომელთაგან ყველაზე მსხვილი არის საკუთრივ დალიდალი (2661,2 მ), მოსწორებული ზედაპირით კრატერის გარეშე. დალიდალის მასივი აგებულია გოდერძის წყების ლავური ნაწილის ერთგვაროვანი მუქი ნაცრისფერი და მოვარდიფრო რქატყუარიანი დაციტებით, რომლებიც სტრატეგრაფიული ხარვეზით იფარებიან ვულკანების – ბიკეტისა და გრეჩიშნაიას გვიანპლიოცენური მუქი ნაცრისფერი ანდეზიბაზალტებით. დალიდალის მასივზე გამყინვარების ნიშნები არ აღინიშნება.

შიშტეპე (2787,7 მ) განლაგებულია ქედის დასავლეთ კალთაზე, მდ. განძიანის ხევის სათავეებში აქვს სწორი კონუსის ფორმა. მის მოქმედებაში მკაფიოდ გამოიყოფა ორი ეტაპი. საწყისი ეტაპი ანდეზიტური და ანდეზიბაზალტური შედგენილობის ლავური ნაკადების ამოფრქვევით მიმდინარეობს, ხოლო მომდევნო – იგივე შედგენილობის პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით მთავრდება. ლავური ნაკადების დიდი ნაწილი ფარავნის დეპრესიის მიმართულებით ვრცელდება და მის აღმოსავლეთ კიდემდე აღწევს. ვულკანის ამგები ქანების გამოფიტული მასალის მძლავრი ლოდნარით არის დაფარული კონუსის ფერდობები და ძირი. ვულკან შიშტეპეზე გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

გილხიდალი (2767,7 მ) შიშტეპეს სამხრეთით მდებარეობს და მისგან საკმაოდ ფართო დეპრესიით არის გამოყოფილი. აქვს მკვეთრად გამოხატული ასიმეტრიული აღნაგობა, კონუსის წვერზე მცირე ზომის კრატერის მსგავსი ჩადაბლებით. გილხიდალი შიშტეპეს მსგავსად გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანია, რომლის მოქმედებაში ორი ეტაპი გამოიყოფა ლავური და პიროკლასტური. ამოფრქვეული მასალის შედგენილობა ორივე შემთხვევაში ანდეზიტებსა და ანდეზიბაზალტებს შეესატყვისება. კონუსის ფერდობები და ძირი დაფარულია ამგები ქანების მძლავრი ნაშალი მასალით. კონუსის ფარგლებში მყინვარული ზემოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

მადათაფა (2713 მ) ჯავახეთის ქედის დასავლეთ კალთაზე მდებარეობს, აქვს წაგრძელებული გუმბათისებური ფორმა. მადათაფა მიოპლიოცენში მოქმედი ვულკანია, აგებულია გოდერძის წყების ზედა ეფუზიური ნაწილით – ერთგვაროვანი ნაცრისფერი დაციტებით, რომელთა შორის მკვეთრად გამოიყოფა მასიური და დაფიქლებული სახესხვაობები. ვულკანის ფერდობები და ძირი დაფარულია ამგები ქანების სხვადასხვა ზომის გამოფიტვის პროდუქტებით, ლოდნარ-ლორდიანი შლეიფებით. მასალათა დანაგროვები ქმნის ბორცვიან რელიეფს. დათაფაზე გამყინვარების ნიშნები არ აღინიშნება.

ყარახაჩი (2689,2 მ) მადათაფას მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთით მდებარეობს. აქვს რელიეფში მკვეთრად გამოხატული ასიმეტრიული კონუსის ფორმა, აღმოსავლეთი ფერდობის ციცაბო დაქანებით. ყარახაჩი გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანია, აგებულია ანდეზიტური და ანდეზიბაზალტური ლავური ნაკადებით და იგივე შედგენილობის პიროკლასტოლითებით. ეს უკანასკნელი წარმოდგენილია წიდებითა და ბრეჩიებით. ვულკან ყარახაჩზე მყინვარული ზემოქმედების ნიშნები არ ჩანს.

ნიალასყურის ქედის ვულკანები

გეკდალის მასივი (2783,0 მ) გუმბათისებური ფორმის ვულკანური ნაგებობაა. აგებულია გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ანდეზიბაზალტური და ანდეზიტური ლავური ნაკადებით. გეკდალის მასივზე მყინვარების მოქმედების კვალი არ აღინიშნება.

უსახელო ვულკანი (2928, 0 მ) განლაგებულია უშუალოდ ქედის წყალგამყოფ ნაწილში, მდ. კამენისტიას სათავეებში. მისი მოქმედების საწყისი ეტაპი ანდეზიტური და ანდეზიბაზალტური შედგენილობის ლავური ნაკადების ამოფრქვევით იწყება და იგივე შედგენილობის პიროკლასტოლითების ამოფრქვევით მთავრდება. ვულკანის ფარგლებში მცინვარული ზემოქმედების ნიშნები არ დგინდება.

უსახელო ვულკანი (2890,1 მ) გეკდაღის ჩრდილოეთით არის განლაგებული. აქვს მკვეთრად გამოხატული ასიმეტრიული ფორმა. ვულკანის მოქმედების საწყისი ეტაპი ანდეზიბაზალტური და ანდეზიტური ლავური ნაკადების ამოფრქვევით მიმდინარეობს, ხოლო მეორე – იგივე შედგენილობის პიროკლასტური მასალის ამოფრქვევით. ვულკანის ფარგლებში მცინვარის მოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

ამარიგად, ჩვენ მიერ ვულკანური აპარატებზე გამცინვარების არსებობის დასადგენად ჩატარებული კვლევის მონაცემებიც ადასტურებენ, რომ ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ფარგლებში მცინვარული ფორმები შედარებით კარგად გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ასაკის დიდი აბსოლუტური სიმაღლეების მქონე (3000 მ-ზე მეტი) დიდი აბულისა და სამსარის მასივებზეა შემორჩენილი, მცინვარების ზემოქმედების კვალი სუსტად აღინიშნება ამავე ასაკის ყარაყუზის, ყარადაღისა და გოდორების ვულკანურ მასივებზე. რაც შეეხება გვიანპლიოცენურ – პლეისტოცენურ და 2600-3000 მ აბსოლუტური სიმაღლის მქონე გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ასაკის ვულკანურ აპარატებს მათზე გამცინვარების კვალი დაფიქსირებული არ არის.

ვეულკანის სახელწოდება	სიმა ღლე, მ	ვეულკანების ასაკი			ვეულკანის ტიპი	ქანები	გამყინე არების ნიშნები	დგილმდე ბარეობა
		N_1^3	N_2^3	Q_3				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
დიდი აბული	3300,5	+		+	პოლიგენური	დაციტები, რიოდაციტები, ლიპარიტები	+	სამსარის ქედი
სამსარი	3284,7	+		+	„	დაციტები	+	„
ყარაყუხეი	3194,3	+			მონოგენური	ანდეზიტები, დაციტები	+	„
გოლორები	3188,3	+		+	პოლიგენური	ანდეზიტები, დაციტები, ჰიპოლოანდეზიტები	+	„
ყიზილ-დალი	3098,6			+	მონოგენური	ანდეზიბაზალტები და ანდეზიტები	-	„
ემლიკლი	3054,8		+		პოლიგენური	ანდეზიბაზალტები, ბაზალტები	-	ჯავახეთის ქედი
ყარადალი	3046,9	+			მონოგენური	ანდეზიტები, დაციტები	+	სამსარის ქედი
ბულაგ-დალი	2996,4		+		„	ანდეზიბაზალტები	-	ჯავახეთის ქედი
ივანტაპა	2933,4	+			„	ანდეზიტები, დაციტები	-	სამსარის ქედი
შავნაბადა	2929,0	+		+	პოლიგენური	ანდეზიტები, დაციტები	-	„
უსახელო	2928,0		+		მონოგენური	ანდეზიბაზალტები, ანდეზიტები,	-	ნიალასყურის ქედი
დასაველეთ ქოროღლი	2921,0	+			„	დაციტები	-	სამსარის ქედი
სამხ. დალიდალი	2914,0		+	+	პოლიგენური	ბაზალტები, ანდეზიბაზალტები	-	ჯავახეთის ქედი
უსახელო	2890,0		+		მონოგენური	ანდეზიბაზალტები, ანდეზიტები	-	ნიალასყურის ქედი
სანგლიასკო	2878,7	+			„	ანდეზიტები, დაციტები	-	სამსარის ქედი
სლობოდსკაია	2877,9	+			„	ანდეზიტები, დაციტები	-	„
დიდი კულიაბაკი	2849,4		+		„	ანდეზიტები	-	ჯავახეთის ქედი
ქანალ-ტეპე	2812,0		+		„	ანდეზიბაზალტები	-	„

ჯავახეთის ზეგნის ვულკანები
(აბსოლუტურ სიმაღლეებით 2600-3300 მ)

ცხრილი 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
დავაკრანი	2807,8		+		მონოგენური	ანდეზიბაზალტები, ბაზალტები	-	ჯავახეთის ქედი
გულაბაი	2806,2		+		„	ანდეზიბაზალტები	-	„
პატარა აბული	2799,8	+		+	პოლიგენური	ანდეზიტები, დაციტები	-	სამსარის ქედი
შიშტეპე	2787,1		+		მონოგენური	ანდეზიბაზალტები	-	ჯავახეთის ქედი
ბეკდაღის მასივი	2783,0		+		„	ანდეზიბაზალტები, ანდეზიტები	-	ნიადასურის ქედი
გრიგორი	2770,1	+			პოლიგენური	ანდეზიტები, დაციტები	-	სამსარის ქედი
გილხიდაღი	2767,7		+		მონოგენური	ანდეზიბაზალტები	-	ჯავახეთის ქედი
აღმოსავლეთ ქოროდლი	2757,1	+			„	დაციტები	-	სამსარის ქედი
მადატაფა	2713,8	+			„	ანდეზიტები და დაციტები	-	ჯავახეთის ქედი
ყარახანი	2689,2		+		„	ანდეზიტები, ანდეზიბაზალტები	-	„
ჩრდ. დაღიდაღი	2661,2	+			„	დაციტები	-	„
დიდი ფარავეანი	2653,3		+		„	ბაზალტები, ანდეზიბაზალტები	-	„

თავი 3. ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ძველი გამყინვარება

3.1. პალეოგლაციალური შესწავლის მოკლე ისტორია

სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის ტერიტორიაზე ძველი გამყინვარების საკითხს რამდენიმე თაობის მკვლევართა არაერთი საყურადღებო ნაშრომი მიეძღვნა. საკვლევო რეგიონის ტერიტორიაზე გამყინვარების გენეზისის, ასაკისა და

ჯერადობის საკითხთან დაკავშირებით მკვლევართა შეხედულებები პირობითად შეიძლება 3 ჯგუფად დავყოთ. ერთი ჯგუფი საერთოდ უარყოფს გამყინვარების არსებობას, მეორე – მონოგლაციალიზმის მომხრეა, მესამე – პოლიგლაციალიზმის.

მონოგლაციალიზმის მომხრე მკვლევართა ჯგუფში შედიან: ბ. კლოპოტოვსკი (1942), ნ. დუმიტრაშკო (1949), გ. გაბრიელიანი (1950), ს. ბალიანი (1949), ლ. მარუაშვილი (1938, 1956). ჯ. წერეთელი (1967) და სხვ.

პოლიგლაციალიზმის მომხრეებია: კ. პაფენგოლცი (1934, 1948), ა. ასლანიანი (1953), ლ. ვარდანიანი (1948), დ. ტაბიძე, ბ. ეჟოვი, ლ. თიგიშვილი (1989) და სხვ. ისინი გამყინვარების დანაწილების ალპური სქემის მიხედვით მცირე კავკასიის ტერიტორიაზე რამდენიმე გამყინვარების არსებობას ვარაუდობენ.

მკვლევართა მესამე ჯგუფი საერთოდ უარყოფს საკვლევ რეგიონში გამყინვარების არსებობას: ბ. მეფერტი (1933), ვ. ყავრიშვილი (1933), ს. კუზნეცოვი (1938) და სხვა.

პ. გრენი მძლავრი გამყინვარების არსებობაზე მიუთითებს წალკის ქვაბულის ტერიტორიაზე, 1500-1600 მ სიმაღლეზე. ავტორი გამყინვარების არსებობას ასაბუთებს ობსიდიანების ფართო გავრცელებით, რომელსაც შეცდომით მორენულ მასალად მიიჩნევს. ობსიდიანების შესატყვისი ძირითადი ქანები ჯავახეთის ქედის ჩრდილო ნაწილში განვითარებულ კოიუნდადის (ჭიქიანი) ექსტრუზიული კონუსის აგებულებაში მონაწილეობენ (გრენი, 1907).

კ. ფოხტი მეოთხეული გამყინვარების ნიშნებს აღნიშნავს გოდერძის უღელტეხილზე, აჭარა-იმერეთის ქედზე, ქვაბლიანისწყლის სათავეებში, სამსარისა და აბულის მასივებზე. იგი გამოყოფს ტიპურ გლაციალურ ლანდშაფტს ცალკეული მორენული ბორცვებით, ტბებითა და სხვა დამახასიათებელი მყინვარული რელიეფის ფორმებით (ფოხტი, 1916).

კ. პაფენგოლცი წალკის რაიონში სოფლებს ბარმაკსიზმსა და იმერას შორის დოლერიტებზე განვითარებულ ტიპურ ნალექებს მორენულ წარმონაქმნებად მიიჩნევს და მათში აღმოჩენილი ალჩაგილ-აფშერონული ფაუნის მიხედვით ძველ, ქვედამეოთხეულ გიუნცის გამყინვარებას აკუთვნებს.

კ. პაფენგოლცი მცირე კავკასიონზე გამყინვარების ოთხ ციკლს გამოყოფს, რომელსაც ავტორი აღნიშნული ტერიტორიის თალურ აზევებას უკავშირებს და გამყინვარების ასაკის განსაზღვრისას მდინარეულ ტერასებთან კავშირზე მიუთითებს (პაფენგოლცი, 1951, 1959).

პ.ჟელტოვის აზრით მეოთხეულში სამსარისა და ჯავახეთის ქედები მძლავრი მყინვარული ნაფენებით იყო დაფარული. ავტორი სამსარის აღმოსავლეთ ფერდობის ძირში განვითარებულ მორენულ მასალაში არსებულ ობსიდიანების ლოდნარს მყინვარის მოტანილად მიიჩნევს (ჟელტოვის, 1837).

ს.კუზნეცოვი მცირე კავკასიონზე საერთოდ უარყოფს ძველი გამყინვარების არსებობას, რასაც მთიანეთის მცირე სიმაღლითა და თოვლის ხაზის მაღალი მდებარეობით ხსნის (კუზნეცოვი, 1938). მსგავს მოსაზრებას ავითარებს ბ.მეფერტიც. მისი მონაცემებით აჭარა-იმერეთისა და თრიალეთის ქედების მორფოლოგია არ იძლევა გამყინვარების შესაძლო გავრცელების რაიმე ნიშანს. მისთვის მიუღებელია ასევე უფრო მაღალ, სამსარისა და აბულის, მწვერვალებზე გამყინვარების არსებობაც. ბ.მეფერტის მონაცემებით გლაციალური ფორმები მხოლოდ ალაგუხსა და არარატის (სომხეთის ტერიტორია) შედარებით მაღალი მასივებისათვის არის დამახასიათებელი (მეფერტი, 1933).

ბ.კლოპოტოვსკი მყინვარული ფორმების არსებობაზე მიუთითებს ერუშეთის მთიანეთის ტერიტორიაზე, ვულკანური მასივების – ღრმანის, შუაკარავის, ვანდალის ჩრდილო ფერდობებსა და მდ.ურაველისწყლის სათავეებში. მისი მონაცემებით აქ კარული და ხეობის ტიპის მყინვარები იყო განვითარებული (კლოპოტოვსკი, 1942).

ნ.დუმიტრაშკო კავკასიის რეგიონში ერთჯერადი გამყინვარების შესაძლებლობას აღნიშნავს სასომხეთის, აზერბაიჯანისა და საქართველოს ტერიტორიაზე და ამის მიზეზად გამყინვარების განვითარებისათვის არასაკმარის სიმაღლეებს ასახელებს (დუმიტრაშკო, 1949).

ნ. ასტახოვის მონაცემებით მეოთხეული დროის ვიურმის ეპოქაში აბულ-სამსარისა და ჯავახეთის ქედების თხემური ნაწილი დაფარული იყო მყინვარებით. ავტორი ეხება რა ვულკანური კონუსების დათარიღების საკითხს გამოთქვამს მოსაზრებას, რომ თუ გამყინვარება, რომლის ნიშნებიც შემონახულია კარებისა და მორენების სახით, მიეკუთვნება ვიურმის დროს, ცხადია ცალკეული კონუსები, რომლებსაც ასეთი ნიშნები არ გააჩნია, წარმოშობილი უნდა იყოს ვიურმის შემდეგ (ასტახოვის, 1952).

სამხრეთ საქართველოს ტერიტორიაზე ძველი გამყინვარების საკითხისადმი მიძღვნილი გამოკვლევებიდან მეტად ფასეულია ცნობილი ქართველი მკვლევარის ლ.მარუაშვილის შრომები (1951, 1956ა, 1956ბ). იგი გლაციალური რელიეფის ფორმებს

– ცირკების, კარების, ტროგებისა და მორენების სახით, აღნიშნავს 2800 მეტრზე მაღლა აღმართულ – სამსარის, დიდი აბულის, გოდორების, ყარაყუხეის, ყარადაღის მასივებზე და მუდმივი თოვლის საზღვარს 2700-2800 მ-ზე ატარებს. ლ. მარუაშვილი სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის გამყინვარების განვითარების ისტორიის საკითხის კვლევისას სტრატეგრაფიული მეთოდით გამოყოფს პერიოდს, რომლის განმავლობაში სამხრეთ საქართველოში შეიძლება ყოფილიყო მაქსიმალური გამყინვარება გვიან მიოცენიდან ან გვიან პლიოცენიდან გვიან მეოთხეულამდე. მოგვიანებით გამოქვეყნებულ შრომაში ავტორი აღნიშნავს, რომ გამყინვარების მაქსიმალური ფაზების არსებობის დადასტურება შუა და გვიან მეოთხეულში დიდ სირთულეებთან არის დაკავშირებული და ამის გამო ის გამყინვარების განვითარების შესაძლებლობას მეოთხეული პერიოდის დასაწყისში ან მასზე უფრო ადრე პლიოცენის ბოლოს ვარაუდობს (მარუაშვილი, 1956).

რ.ხაზარაძის (1991) მიხედვით კავკასიონისა და ანტიკავკასიონის რელიეფმა შუა პლეისტოცენისათვის უკვე მიაღწია გამყინვარების განვითარებისათვის საჭირო სიმაღლეებს. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთზე გამყინვარების ნიშნებს აღნიშნავს სამსარის, აბულის, ყარაყუხეის მთიან მასივებზე კარული და ხეობის ტიპის მყინვარების სახით (ხაზარაძე, 1991).

დ.ტაბიძე, ბ.ეჟოვი, ლ.თიგიშვილი ვიურმული გამყინვარების მორფოლოგიურ ნიშნებს – კარების, ცირკებისა და ტროგული ხეობების სახით აღნიშნავენ სამსარის ქედზე, დიდი და პატარა აბულისა და სამსარის ვულკანურ კონუსებზე 2600-2700 მეტრ სიმაღლეზე, მათი მონაცემებით გამყინვარების მაქსიმალურ ფაზაში მყინვარები 2100-2000 მეტრზე, ფარავნის ტბის დონემდე ჩამოდიოდა. ავტორები ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობზე გამყინვარების არსებობას 2400 მ-ზე ზევით აღნიშნავენ. ისინი ქედის დასავლეთ ფერდობის ძირში მორენული ნაფენების არსებობაზე მიუთითებენ, რის საფუძველზეც გამოთქვამენ მოსაზრებას რომ რისული გამყინვარების პერიოდში სამსარის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობის ხეობის ტიპის მყინვარები მთლიანად ავსებდა ფარავნის ტბის ქვაბულს და მდ. ფარავნის ხეობის გავლით საღამოს ტბამდე ვრცელდებოდა (ტაბიძე, ეჟოვი, თიგიშვილი 1989).

ჯ.წერეთელი ჯავახეთის ზეგნის მაღალმთიან ზონაში აბულ-სამსარის, ჯავახეთისა და ნიალასყურის ქედებზე მიუთითებს კარული და ხეობის ტიპის მყინვარების არსებობას, რომელსაც მისი აზრით, ადგილი ქონდა უკანასკნელი

(ვიურმული) გამყინვარების დროს. ჯ.წერეთელი თვლის რომ გამყინვარების შემდეგ ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე ვულკანური პროცესები არ განვითარებულა და ახალგაზრდა ლავებისათვის გამყინვარების შემგომი ასაკით დათარიღებას გაუმართლებლად მიაჩნევს. მკვლევარის მონაცემებით რისული გამყინვარების ნიშნები ჯავახეთის ზეგანზე არაა შემონახული, რასაც ამ დროისათვის რეგიონის შედარებით დაბალი ჰიფსომეტრიით ხსნის (წერეთელი, 1967).

ასევე განსხვავებული მოსაზრებებია სასომხეთის ტერიტორიაზე. გამყინვარების გენეზისის, ასაკისა და ჯერადობის საკითხთან დაკავშირებით. აღნიშნულ ტერიტორიაზე, ისევე როგორც მცირე კავკასიონისათვის საერთოდ, ერთჯერადი გამყინვარების შესახებ მოსაზრებას გამოთქმავენ ბ.კლოპოტოვსკი (1942), ს.ბალიანი (1962), გ.გაბრიელიანი (1950), ე.ნეფედევი (1950) და მუსეიბოვი (1957) და სხვ.

რ.არაკელიანი, ე.მაღხასიანი, ს.მიკირტიჩიანი, კ.პაფენგოლცი, კ.მახმურადოვი (1975) სასომხეთის ტერიტორიაზე აღნიშნავენ მეოთხეული პერიოდის მძლავრი გამყინვარების ნიშნებს. ავტორები არაგაცის მასივსა და რიგ რაიონებში (გეგამის და ვარდენისის ქედები) ორჯერად გამყინვარებაზე მიუთითებენ (რისი და ვიურმი).

ბ.ანტონოვის (1959), ნ. დუმიტრაშკოს (1950) შრომებში გამოთქმულია მოსაზრება ორჯერადი – პლიოცენურ (აფშერონ) და ზედამეუთხეული გამყინვარების შესახებ.

ლ.ვარდანიანცის (1948) და ა.ასლანიანის (1958) მონაცემებით მცირე კავკასიონმა განიცადა ორ და სამჯერადი გამყინვარება ცალკეული ფაზებით.

ა.რეინგარდი (1939) მიუთითებს არაგაცის ვულკანური მასივის მაღალმთიან რაიონებში მძლავრ საფაროვან, რისულ და კარული-ხეობის ტიპის ვიურმული დროის გამყინვარებებს.

ამგვარად, ჯავახეთის ვულკანური მთიანეთის და მისი მოსაზღვრე სომხეთის ტერიტორიის პალეოგლაციალური შესწავლის ისტორიიდან ჩანს რომ დღემდე მკვლევართა შეხედულებები გამყინვარების ჯერადობის, ხასიათის, სიმძლავრის, მყინვარული რელიეფის ფორმების შესახებ მკვეთრად განსხვავებულია.

3.2. პალეოგლაციალური რეკონსტრუქციის მეთოდები

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში განვითარებულ მორენულ მასალაზე დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ხშირ შემთხვევაში მათზე წაშლილია მყინვარული

წარმოშობის კვალი – წაშლილია ნაკაწრები, გართულებულია მორენული მასალის მოძრაობის მიმართულებისა და გავრცელების საზღვრების დადგენა. დიდ სიძნელებთანაა დაკავშირებული მორენების ამგები მასალის იდენტიფიკაცია და გართულებულია მათი განსხვავება მსგავსი შედგენილობის არამყინვარული წარმოშობის მასალისაგან. ყოველივე ეს ძალიან ართულებს მასალის გენეტიკური მიკუთვნილობის საკითხის გარკვევას და გამყინვარების დროის პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენას. დასმული პრობლემების შესწავლისა და გადაწყვეტის მიზნით ვიყენებთ ძველი გამყინვარების რეკონსტრუქციის ზოგიერთ აპრობირებულ მეთოდს.

პეტროგრაფიული მეთოდი. ამ მეთოდის გამოყენებამ მორენების შემადგენელი მასალის მის შესატყვის ძირითად ქანებთან დაკავშირების საშუალება მოგვცა. ასევე დიდი დახმარება გაგვიწია მყინვარების გადაადგილების მიმართულებისა და გავრცელების საზღვრების დაზუსტებაში.

აეროკოსმოსური სურათების დემიფირირების მეთოდი. ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის აეროკოსმოსური სურათების დემიფირირებისა და ჩვენ მიერ საველე ექსპედიციებში მოპოვებული მასალის ინტერპრეტაციის საფუძველზე მოვახდინეთ რეგიონში ძველი მყინვარული ფორმების გამოყოფა და კარტირება (სურ 15).

ძველი გამყინვარების რეკონსტრუქციის მეთოდი. ეს მეთოდი მყინვარის სიგრძესა და მისი მკვეთრი ფირნის აუზის ფართობს შორის კავშირის დადგენის მიზნით გამოვიყენეთ. მეთოდი შემუშავებულია რ. გობეჯიშვილის მიერ თანამედროვე მყინვარებთან ანალოგიით (გობეჯიშვილი, კოტლიაკოვი 2006).

ფირნის აუზის ფართობსა და მყინვარების სიგრძეს შორის დამოკიდებულება გამოიხატება ფორმულით:

$$L = S K$$

სადაც L – მყინვარის სიგრძეა, S – მყინვარის ფირნის აუზის ფართობი, K – კოეფიციენტი

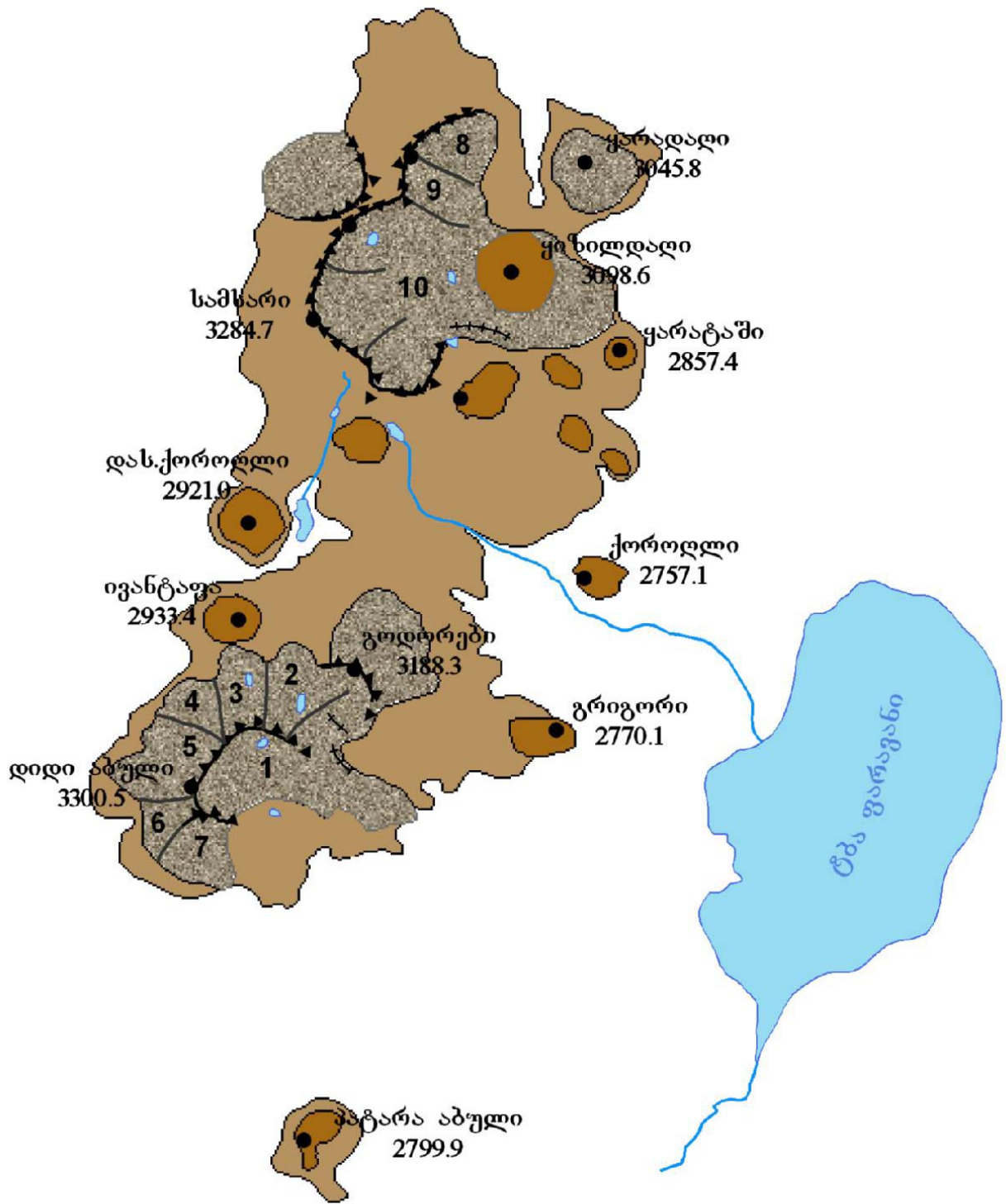
რ. გობეჯიშვილის მიხედვით მთიანი რეგიონების მყინვარების ოთხი ჯგუფი გამოიყოფა, შესაბამისად განსხვავებული კოეფიციენტებით. ავტორის კლასიფიკაციით ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის მყინვარები ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარების (ერთკამერიანი ფირნით) ჯგუფს (K=0,81) განეკუთვნებიან.

გეოინფორმაციული სისტემების (GIS) და L=SK ფორმულის გამოყენებით საშუალება მოგვეცა გაგვესაზღვრა ძველი გამყინვარების გავრცელების პარამეტრები: მყინვარუ-









ლი ფორმების ფართობი და გავრცელების საზღვრები. მიღებული შედეგები მოტანილი ცხრილის სახით (ცხრილი 3).

სამსარის ქედის ძველი მყინვარების მორფოგრაფიული და მორფომეტრიული
მაჩვენებლები

№ რუკაზე	მდებარეობა	ფირნის საზი,მ	ფართობ ი, კმ ²	ენის სიგრძე, კმ	სიმაღლე,მ	ფერდობის ექსპოზიცია	მყინვარის ტიპი
1.	დიდი	2 7 0 0 - 2 8 0 0	5,8	4,6	2600	ჩა	ხეობის
2.	აბული		1,9	1,5	2600-	ჩ	კარულ-ხეობის
3.	„		0,9	0,72	2700	ჩდ	კარული
4.	„		2,8	2,22	„	ჩდ	კარულ-ხეობის
5.	„		1,7	1,36	„	ჩდ	კარული
6.	„		2,3	1,0	„	სა	„
7.	„		1,6	1,28	„	ჩა	„
8.	„		1,9	1,52	„	ა	კარულ-ხეობის
9.	სამსარი		2,0	1,6	„	ა	„
10.	„		10,0	8	„	ჩა	ხეობის
	„				2500		



პირობითი ნიშნები

- | | | | |
|---|--|---|-------------|
|  | ვულკანური რელიეფი |  | მწვერვალები |
|  | გამყინვარების მოქმედებით გარდაქმნილი ვულკანური რელიეფი |  | ტბები |
|  | გამყინვარების ნიშნებს მოკლებული ვულკანები |  | მდინარეები |
|  | ძველი მყინვარული ფორმები | | |
|  | მორენები | | |

სურ. 15 სამსარის ქაღის მყინვარის მიერ გარდაქმნილი რელიეფი

3.3. ძველი გამყინვარების გავრცელების რაიონები

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიის პირველადი ვულკანური აკუმულაციით შექმნილი რელიეფი ვულკანური მოქმედების შეწყვეტის შემდეგ ეგზოგენური პროცესების ინტენსიური ზემოქმედების არედ იქცა. პირველადი ვულკანური რელიეფის გარდაქმნაში მნიშვნელოვანი როლი წყლის ეროზიას ეკუთვნის, შედარებით ნაკლები – მყინვარების მოქმედებას.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგანი არ შედის მყინვარული სისტემების ფართოდ გავრცელებულ რეგიონთა რიცხვში. აქ საქმე გვაქვს მყინვარების იზოლირებულ, მცირე მასშტაბის კერების არსებობასთან. ნიშანდობლივია ის ფაქტიც რომ საკვლევი რეგიონის სხვადასხვა უბანზე გამყინვარების დაწყება და მისი შემდგომი განვითარება ერთდროული პროცესია დროსა და სივრცეში.

საკვლევ რეგიონში განვითარებული მყინვარები განეკუთვნებიან ხეობის, კარული და კარულ-ხეობის ტიპს. გამყინვარების კვალი კარგად ჩანს ცირკების, ტროგების, მორენების, ქვიანი მყინვარების და სხვა ნივალურ-გლაციალური მორფოსკულპტურული ფორმების სახით.

კარული ფორმების ანალიზიდან გამომდინარე ფირნის ხაზი 2700-2800 მ-ზე მდებარეობდა. მყინვარების წარმოქმნაში დიდი როლი ფერდობების ექსპოზიციას ეკუთვნის. ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობებზე გამყინვარების ფონი რამდენადმე დიდია, ვიდრე სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე. ფირნის ხაზის სხვაობა სიმაღლეში 150-200 მ-ია, რაც ტემპერატურაში 0,8-1,2° უდრის. ამიტომ არის რომ ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობებზე ხეობის ტიპის მყინვარები ვითარდებოდნენ.

ჯავახეთის ვულკანურ ზეგნის ტერიტორიაზე ძველი გამყინვარების ნიშნები ძირითადად სამსარის ქედზეა შემორჩენილი, გაცილებით სუსტადაა წარმოდგენილი ჯავახეთისა და ნიალასყურის ქედის ფარგლებში. სამსარის ქედზე განვითარებული მყინვარები ქედის ფარგლებს არ სცილდებიან და უშუალოდ მისი კალთების ძირში მთავრდებიან.

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ძველმყინვარული რელიეფის ფორმები დამახასიათებელია მხოლოდ იმ მწვერვალებისა და მასივებისთვის, რომელთა აბსოლუტური სიმაღლე 3000 მ-ს აღემატება. ამასთან, არის ისეთი მწვერვალები და მასივები, რომლებიც დიდი აბსოლუტური სიმაღლის მიუხედავად (2900-3100 მ)

მოკლებულია მყინვარის ზემოქმედების ნიშნებს. ამის მიზეზად შეიძლება ვივარაუდოდ: მწვერვალებისა და მასივების ფერდობების ციცაბო-ქარაფოვანი დაქანება; ამჟამად 2900-3000 მ აბსოლუტური ნიშნულის მქონე მწვერვალებისა და მასივების გამყინვარების პერიოდში საჭირო სიმაღლის არარსებობა და მათი ახალგაზრდა გეოლოგიური ასაკი.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნები შედარებით კარგადაა შემონახული დიდი აბულისა და სამსარის მასივებზე. ჩვენი გამოთვლებით მყინვარების მიერ გარდაქმნილი რელიეფის ფართობი 75 კმ²-ს შეადგენს, მათგან 45 კმ² სამსარის მასივზე მოდის, დანარჩენი 30 კმ² – აბულის მასივზე.

დიდი აბულის ვულკანური მასივი. ძველი გამყინვარების არსებობის დამადასტურებელი ნიშნები ეროზიულ-აკუმულაციური ფორმების სახით დღემდე კარგად არის შემონახული დიდი აბულის მასივის ჩრდილო-დასავლეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობებზე ცირკების, ტროგებისა და მორენების სახით.

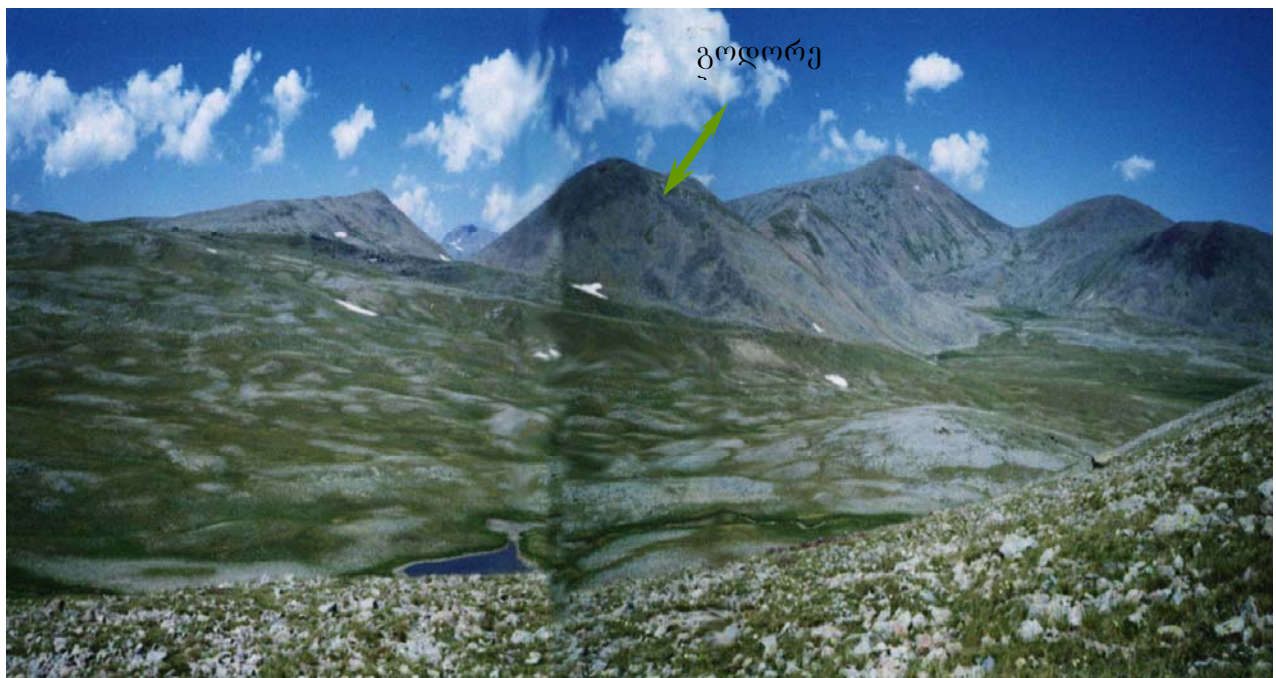
დიდი აბულის ვულკანური მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზე განვითარებული ცირკიდან გამომავალი ხეობის ტიპის მყინვარი (ფართობი – 6 კმ²) ფარავნის ტბის მიმართულებით მოძრაობს დაახლოებით 4,6 კმ მანძილზე. მყინვარის მიერ გამომუშავებული ტროგის მარცხენა მხარეს, რელიეფში მკაფიოდ გამოხატული გვერდითი მორენაა განვითარებული. როგორც ჩანს, მყინვარი ჯერ აღმოსავლეთით მოძრაობდა, შემდეგ უხვევდა სამხრეთით, სადაც ის გოდორების ფერდობებიდან ჩამოსულ მყინვარებს იერთებდა და ერთიანი ენით 2600 მ აბსოლუტურ სიმაღლემდე ვრცელდებოდა (სურ. 16).

მცირე ზომის კარული ფორმები შემონახულია დიდი აბულის სამხრეთ და დასავლეთ ფერდობებზე, რაზეც მიუთითებს მყინვარული ნალექების მორფოლოგია – ბორცვიანი რელიეფი, მცირე ზომის მყინვარული წარმოშობის ტბების არსებობა და სუსტად გამოხატული საფეხურები.

აბულის ვულკანური მასივის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე მყინვარული ფორმები კარებისა და ცირკების სახით განლაგებულია 2850-2900 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე, მათი ფსკერი ორი პატარა კარული წარმოშობის ტბით არის დაკავებული. აქედან გამომავალი მყინვარი მწვერვალ ოლავერდის მიმართულებით მოძრაობდა და მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობის ძირამდე დაახლოებით 2450 მ

აბსოლუტურ სიმაღლემდე ვრცელდებოდა. მყინვარული ნალექების სიმძლავრე, მათი გადამფარავ თანამედროვე დელუვიონში ჩაჭრილი V-ს მაგვარი ფორმის ხეობის სიღრმის მიხედვით, 30-35 მ-ს შეადგენს (წერეთელი, 1969). ლოდნარი, რომლის მყინვარული გენეზისი ეჭვს არ იწვევს, გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ვულკანური ციკლის მჟავე შედგენილობის ეფუზივების ნატეხებითაა წარმოდგენილი. მორენულ მასალაში მონაწილეობენ დაუხარისხებელი, დაკუთხული და შრეებრიობას მოკლებული ქვა-ღორღიანი დანაგროვები.

მყინვარული ნალექების პეტროგრაფიული ანალიზი. დიდი აბულის ვულკანური მასივი ეროზიული პროცესებით ძლიერ დანაწევრებულია. მის აგებულებაში წამყვანი როლი რუხი ფერის მასიურ დაციტებს ეკუთვნით. რომლებიც ძირითადად კონუსის ქვედა ნაწილი აგებულებაში მონაწილეობენ. აღმავალ ჭრილში მათ ურთიერთმორიგეობით იგივე შედგენილობის რუხი და წითელი ლავები აგრძელებენ. დიდი აბულის.



სურ. 16 აბულის მორენები

მორენული მასალის შესატყვის ძირითად ქანებთან დაკავშირებისა და მათი მოძრაობის მიმართულების დადგენის მიზნით გამოყენებული იქნა პეტროგრაფიული კვლევის მეთოდი. 50-მდე ქანის თლილში შესწავლილ იქნა დიდი აბულის ვულკანური მასივის ამგები ძირითადი ქანებიდან და მორენებიდან აღებული ნიმუშების სტრუქტურა და მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული შედგენილობა.

მორენულ მასალის შემადგენლობაში მონაწილეობს ქანების ფართო სპექტრი: ანდეზიტები, დაციტები, რიოდაციტები, იშვიათად ჰიალოანდეზიტები _ დაციტების უპირატესი გავრცელებით, დაციტები ტიპური პორფირული სტრუქტურის პლაგიოკლაზიან-რქატყუარიანი ქანებია _ პილოტაქსიტური მინებრივი ძირითადი მასით. მორენულ მასალაში ასევე ფართო გავრცელება აქვს რუხი ფერის აფირული ქანის ნატეხებს, რომლებიც შედგენილობით ლიპარიტ-დაციტებს შეესატყვისებიან. ფაქტიურად ესენი არიან ოლიგოფირული ქანები_ქანმაშენი მინერალების იშვიათი გამონაყოფებით და მკვეთრად გამოხატული პილოტაქსიტური მინებრივი ძირითადი მასის სტრუქტურით. ლავურ მასალასთან ერთად მონაწილეობენ წითელი, შავი და რუხი ფერის პოროვანი წიდებისა და ბრექჩიების ნატეხები _ რომლებიც ნათლად გამოხატული პორფირული სტრუქტურით ხასიათდებიან და შედგენილობით პლაგიოკლაზიან_რქატყუარიან ანდეზიტებს შეესატყვისებიან.

ამგვარად, პეტროგრაფიული მეთოდით დასტურდება, რომ მორენულ მასალაში წარმოდგენილი ქანის ნატეხები დიდი აბულის ვულკანური მასივის ამგები გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ასაკის ძირითადი ქანების იდენტურია.

სამსარის ვულკანური მასივი. სამსარის ქედის ფარგლებში მყინვარული მოქმედების ნიშნები შემორჩენილია ცირკების, კარების, ტროგებისა და მორენების სახით. ყველაზე დიდი, მრავალკამერიანი-ხეობის ტიპის მყინვარი (ფართობი _ 10 კმ²) სამსარის ვულკანური მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზეა დაფიქსირებული სამსარის კალდერაში (დიამეტრი 3 კმ-ია, ფსკერი 2700 მ. აბსოლუტურ სიმაღლეზე მდებარეობს). კალდერის შემომფარგვლელ ფერდობებზე კარგად გამოხატული, ეროზიულ-დენუდაციურ პროცესებს გადარჩენილი რამდენიმე დამოუკიდებელი კარული ფორმაა შემორჩენილი (სურ. 17). ეს ფორმები 2900-3000მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე მდებარეობენ და წარმოადგენენ თოვლის დაგროვების ადგილებს. როგორც ჩანს, აქედან გამომავალი მყინვარული ნაკადები ცირკის ფსკერზე ვრცელდებიან

და ერთიანი ენის სახით დაახლოებით 2500 მ აბსოლუტურ სიმაღლემდე აღწევდნენ. მცინვარის ნაკვალევი შედარებით კარგადაა შემორჩენილი ძველი ტროგის მარჯვენა მხარეს. გვერდითი მორენა სერის სახით ბოლომდე გასდევს პალეოტროგს. კალდერაში განვითარებული მორენული ნალექები წარმოდგენილია სხვადასხვა სიმაღლის სერებისა და ბორცვების სახით. კალდერის ფსკერზე განვითარებულია მცინვარული ძაბრები, რომელშიც ხშირად მცირე სიღრმის ტბებია განთავსებული.

გლაციალური რელიეფის ფორმები და ნალექები ასევე კარგადაა დაცული სამსარის მასივის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე – დაახლოებით 2970 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე. აქ განვითარებული ხეობის ტიპის მცინვარიდან გამოსული ენა უსახელო კონუსიდან (3183, 9 მ) ჩამომავალ მცინვარულ ენასთან ერთად (სიგრძე 6კმ, სიგანე 450-500მ), ბარალეთ-მერენიას მიმართულებით გადაადგილდებოდა და 2700 მ აბსოლუტურ ნიშნულამდე ვრცელდებოდა (წერეთელი, 1969).

მცინვარული ნალექების პეტროგრაფიული ანალიზი. სამსარის ვულკანური მასივის ამგები ქანების მაკროსკოპიული შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ისინი ძირითადად წარმოდგენილი არიან გოდერძის წყების ეფუზიური ნაწილის ერთგვაროვანი, რუხი ან ვარდისფერ-წითელი და აგურისფერ-წითელი დაციტებით.



სურ. 17 სამსარის კალდერა

კალდერის დასავლეთ ნაწილში უმთავრესად განვითარებულია რუხი-ნაცრისფერი, ტიპიური პორფირული სტრუქტურის_ პლაგიოკლაზიან-რქატყუარიანი დაციტები პილოტაქსიტური, ხშირად ქლორიტიზირებული მინებრივი ძირითადი მასით. მთავარი მწვერვალის ქვედა ნაწილებში ჭარბობს მოწითალო ლავები, რომლებიც რუხი დაციტებისაგან განსხვავებით უფრო მინებრივია და აქვთ მკვეთრად გამოხატული ქრისტობალიტიზირებული მინებრივი ძირითადი მასის სტრუქტურა. შედგენილობით ისინი რქატყუარიან-პლაგიოკლაზიან დაციტებს შეესატყვისებიან. სრულიად ანალოგიური ერთგვაროვანი რუხი და ვარდისფერი ლავებით არის აგებული კალდერის აღმოსავლეთით პერიფერიაზე განვითარებული უსახელო კონუსებიც (2711 და 2758მ). მწვერვალზე ეს ლავები ფაციესურად ვარძიის ტიპის ბრეჩიებსა და ტუფებში გადადიან.

მორენული მასალა თითქმის მთლიანად აგებულია გოდერძის წყების დაციტებით. მცირე გავრცელება აქვთ ანდეზიტებს. კიდევ უფრო მცირე ტუფებს, ტუფოკონგლომერატებსა და ობსიდიანის ნატეხებს.

ამგვარად, მორენული მასალისა და სამსარის ვულკანური მასივის ამგები ძირითადი ქანების შედარებითმა პეტროგრაფიულმა შესწავლამ დაადასტურა მათი შედგენილობათა შესატყვისობა.

ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობზე მდინარე სარფდერეს სათავეებში, დაახლოებით 2600 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე დაფიქსირებულია მყინვარული ცირკი, რომელიც დღესაც მუდმივი თოვლით არის ამოვსებული. მუდმივი თოვლის არსებობა განპირობებულია ადგილობრივი კლიმატური ფაქტორით, თოვლის გადმოქარვით. არ არის გამორიცხული, რომ ძველი მყინვარიც თოვლის ხაზის საზღვრის ქვევით მდებარეობდა და იკვებებოდა იმავე წესით (სურ. 18).



სურ. 18 მდ. სარფდერეს სათავეები

ნიალასყურის ქედის ფარგლებში ძველი გამყინვარების ნიშნების ცუდი დაცულობის გამო მკვლევართა შორის გამყინვარების შესახებ ერთიანი აზრი არ არსებობს. ნიალასყურის ქედზე ძველი გამყინვარების ნიშნების არსებობაზე პირველმა მიუთითა ო.კარაპეტიაძე (1929). განსხვავებულ მოსაზრებას ავითარებს ლ.მარუაშვილი (1951). ის ქედზე გამყინვარების ნიშნებს ვერ ხედავს და მიზეზად ქედის დაბალ ჰიფსომეტრიულ მდებარეობას და რელიეფის ტოპოგრაფიას ასახელებს.

ნიალასყურის ქედის ტერიტორიაზე ძველი გამყინვარების ნიშნებს აღწერს ჯ.წერეთელი (1969). ის მდ. აღმოსავლეთ საზღვარგარეთულას (ზაგრანიჩნაია) ხეობის სათავეში 2900-2950 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე განვითარებულ დეპრესიულ უბანს მყინვარულ ცირკად განიხილავს. ჩვენი დაკვირვებით აღნიშნული დეპრესიის მყინვარულ ცირკად განიხილვა ძნელად მისაღებია. მაგრამ თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას, რომ გლაციალური ფორმები რელიეფში ყოველთვის არ ნარჩუნდება,

მაშინ შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ აქ მართლაც არსებობდა მყინვარული ცირკი და იქიდან ჩრდილოეთით მოძრავი მყინვარი, მაგრამ ისინი დღეისათვის რელიეფში შემონახული არაა. გამყინვარების კვალი შეიძლება წაშლილი იყოს აქ განვითარებული ღრმა ეროზიული ხეობით.

თავი 4. გამყინვარების სავარაუდო მიზეზები

ჩვენი და არსებული მასალის მონაცემების მიხედვით დღეისათვის ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე გამყინვარების არსებობის საკითხი საკამათო არაა. კვლევის ერთ-ერთ პრობლემურ საკითხს გამყინვარების, ასაკისა და ჯერადობის საკითხები წარმოადგენს.

მკვლევართა შორის კამათის საგანს წარმოადგენს ასევე კლიმატის მკვეთრი ცვალებადობისა და დიდი გამყინვარების დაწყების მიზეზები. ამ საკითხთან დაკავშირებულ ჰიპოთეზებს აერთიანებენ ასტრონომიულ და გეოლოგიურ ჯგუფებად.

ასტრონომიული ჯგუფის მიზეზებიდან შეიძლება აღვნიშნოთ: მზის სისტემაში და მის გარეთ მიმდინარე პროცესები, დედამიწის ლერძის დახრის კუთხის ცვალებადობა და სხვ. ერთ-ერთი ძირითადი ფაქტორი, რომელიც გავლენას ახდენს კლიმატის ფორმირებაზე არის მზის რადიაციის ინტენსივობა და მისი მოქმედების ხანგრძლივობა.

გეოლოგიური ჯგუფში შემავალი გამყინვარების შესაძლო მიზეზებიდან სახელდება: ტექტონიკა და მთათაწარმომშობი პროცესები, ვულკანიზმი, ატმოსფეროში CO₂-ის რაოდენობის ცვალებადობა და სხვა. გამყინვარების საერთო ფონის შექმნაში რამდენიმე ფაქტორი მონაწილეობს, რომლებიც ერთად ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან გამყინვარების დაწყებისა და მისი შემდგომი განვითარებისათვის.

ტექტონიკა და მთათაწარმომშობი პროცესები ერთ-ერთ მთავარ როლს თამაშობენ მყინვარების წარმოქმნასა და მათ შემდგომ განვითარებაში. შეიძლება ითქვას, რომ ჩვენი პლანეტის ყველა დიდი გამყინვარება დროით უდიდეს მთათაწარმომშობ პროცესებს ემთხვევა.

ტექტონიკის მთავარი როლი გამყინვარების დაწყებასა და მის განვითარებაში მდგომარეობს რელიეფის აზივებასა და გამყინვარებისათვის საჭირო სიმაღლეების შექმნაში. თუმცა, აქვე ისიც უნდა შევნიშნოთ, რომ მათაწარმოებში პროცესები მნიშვნელოვანია, მაგრამ არ არის საკმარისი პირობა გამყინვარების დაწყებისათვის.

ვულკანიზმის როლი გამყინვარებაში. ამჟამად არსებული შეხედულებების მიხედვით დედამიწაზე გლობალური აცივებისა და დათბობის პერიოდებს ვულკანიზმთან პირდაპირ კავშირში განიხილავენ. ვულკანიზმი მნიშვნელოვან ზეგავლენას ახდენს ატმოსფეროზე, ცვლის მის აიროვან შედგენილობას და ტემპერატურას.

ვულკანური ფერფლის დიდი რაოდენობით ატმოსფეროში გაბნევა იწვევს ატმოსფეროს დაბინძურებას, მნიშვნელოვნად ამცირებს მის გამჭვირვალობის ხარისხს, იწვევს მზის სხივების შთანთქმას, არეკვლასა და ისევ ატმოსფეროში დაბრუნებას. ვულკანური მტვერი ფაქტობრივად ასრულებს თავისებური ეკრანის როლს, რაც იწვევს ღრუბლიანობას და მზის რადიაციის 10-12%-მდე შემცირებას. ბრუკსის გამოთვლით ღრუბლიანობის 50-დან 60%-მდე მატებამ შეიძლება გამოიწვიოს დედამიწაზე საშუალო წლიური ტემპერატურის 2°-ით დაცემა, შესაბამისად აცივება და გამყინვარების დაწყებისათვის ხელსაყრელი პირობების შექმნა.

ნახშირორჟანგა აირის (CO₂) როლი გამყინვარებაში. უკანასკნელმა გამოკვლევებმა ცხადჰყვეს, რომ კლიმატური ცვალებადობის დინამიკა პირდაპირ კავშირშია ნახშირორჟანგა აირის ცვალებადობასთან. მას უდიდესი როლი ეკუთვნის ატმოსფეროში ჰაერის ტემპერატურის რეგულაციაში. CO₂-ის დიდი რაოდენობით არსებობა ატმოსფეროში განაპირობებს დათბობას, ხოლო არსებითი შემცირება იწვევს დედამიწაზე ტემპერატურის მნიშვნელოვნად დაცემას და შესაბამისად აცივებას. ამჟამად ატმოსფეროში ნახშირორჟანგა აირის შემცველობა არ აღემატება 0,03% ამ ციფრის ორჯერ შემცირება ზომიერ სარტყლებში იწვევს დედამიწის საშუალო წლიური ტემპერატურის 4-5°-ით დაწევას, რასაც შეიძლება მოჰყვეს გამყინვარების პერიოდის დადგომა. ნახშირორჟანგა აირის შემცირების ერთ-ერთ შესაძლო მიზეზად აქტიური ვულკანიზმთან დაკავშირებული გააქტიურებული გამოფიტვის პროცესები სახელდება. ნახშირორჟანგა აირის რაოდენობრივი შემცირების ერთ-ერთი მიზეზია ახალგაზრდა ამოფრქვეული ქანების აქტიური გამოფიტვა. CO₂ წყალთან შეერთებით ატმოსფეროსა და ნიადაგებში, ქმნის ნახშირმჟავას (H₂CO₃), რომელიც ერთ-ერთ აქტიურ ქიმიურ ნაერთად ითვლება და ადვილად შედის რეაქციაში ქანის ამგებ

ელემენტებთან, კერძოდ: K, Na, Ca და Mg-თან-რეაქციის მსვლელობისას მოიხმარება ნახშირორჟანგა აირის დიდი რაოდენობა, რაც იწვევს ამ კომპონენტით ატმოსფეროს გაღარიბებას, შესაბამისად ჰაერის ტემპერატურის მნიშვნელოვან დაცემას და გამყინვარებისათვის საჭირო კლიმატური პირობების შექმნას.

გარდა აღნიშნული მიზეზისა, ატმოსფეროში CO₂-ის რაოდენობის შემცირების ერთ-ერთ მიზეზად სპრეინგის სიჩქარისა და შესაბამისად სუბდუქციის პროცესის შესუსტებას და საბოლოოდ შეწყვეტას თვლიან.

გამყინვარების დაწყების გლობალურ ჭრილში განხილვის მთავარი მიზანი არის საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში გამყინვარების დაწყების ადგილობრივ, ლოკალურ ფაქტორებთან მათი ანალოგიის დადგენა.

თავი 5. გამყინვარებისა და ვულკანიზმის ასაკობრივი კორელაცია

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე გამყინვარების ეპოქის ზოგად გეოლოგიურ დროსთან კორელაციის ერთ-ერთ რეალურ გზად ვულკანიზმი რჩება. მხოლოდ სტრატეგრაფიულად ზუსტად დათარიღებული ვულკანური ფაზები და მათთან დაკავშირებული ამოფრქვევის პროდუქტები მოგვცემენ საშუალებას გამყინვარების ეპოქების ადრეულ თუ გვიანდელ ასაკზე ვიმსჯელოთ.

საკვლევ რეგიონში, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, კოლიზიური ვულკანიზმის სამი ასაკობრივად განსხვავებული ფაზა გამოიყოფა: გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური, გვიანპლიოცენურ _ ადრეპლეისტოცენური და გვიანპლეისტოცენური.

ვულკანიზმის პირველი ფაზის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წყების გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ასაკი მათში ჭარბად დაცული ფლორისა და ფაუნის ნაშთებით, ტეფროქრონოლოგიური და იზოტოპური გეოქრონოლოგიური მეთოდებით, ჭაბურღილების მასალებითა და სტრატეგრაფიული მდებარეობით დამაჯერებლად არის დათარიღებული და შესაბამისად სტრატეგრაფიული დონეც ზუსტად არის განსაზღვრული. ამ ვულკანური ფაზის წარმონაქმნები დიდი სტრატეგრაფიული ხარვეზით აგრძელებენ ასევე დამაჯერებლად დათარიღებულ, ეროდირებული ზედაპირის მქონე ეოცენისა და ცარცული ეპოქების წარმონაქმნებს და თავის მხრივ სტრატეგრაფიული ხარვეზით იფარებიან სარწმუნოდ დათარიღებული გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენური ვულკანური ფაზის პროდუქტებით.

ჩვენი საველე დაკვირვებებისა და არსებული მასალების მიხედვით, ჯავახეთის ზეგანზე ძველი გამყინვარების ნიშნები მხოლოდ გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენურ ვულკანოგენურ და ვულკანოგენურ-დანალექი წყების გამომუშავებულ რელიეფშია დაცული – ცირკების, კარების, ტროგებისა და მორენების სახით, მაშინ, როდესაც უფრო ახალგაზრდა (გვიანპლიოცენურ-პლეისტოცენური) ასაკის ვულკანურ მწვერვალებსა და მასივებზე ძველი გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნები არ აღინიშნება.

ჩვენ განვიხილეთ გამყინვარების წარმოშობის ფაქტორები ზოგად გლობალურ ჭრილში; გამყინვარებისა და ვულკანიზმის ასაკობრივი კორელაციის საკითხის განხილვისას მიზანშეწონილად მიგვაჩნია საკვლევ ტერიტორიის ფარგლებში გამყინვარების ხელშემწყობ ადგილობრივ, ლოკალურ ფაქტორებზეც გავამახვილოთ ყურადღება.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის და საერთოდ, სამხრეთ საქართველოს რეგიონში, რელიეფის თანამედროვე იერსახის ჩამოყალიბებაში ენდოგენური მორფოგენეტიკური ფაქტორებიდან წამყვანი როლი ტექტონიკასა და ვულკანიზმს ეკუთვნის. ეს პროცესები დაკავშირებულია ევრაზიისა და აფრიკა-არაბეთის ლითოსფერული ფილების გლობალური ხასიათის მოძრაობებთან და მეორდებიან დროსა და სივრცეში. ამ ტიპის მოძრაობებთან არის დაკავშირებული მძლავრი ატიკური ოროგენეტიკული ფაზისი, რომელიც გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ეპოქების საზღვარზე გამოვლინდა და მთელს კავკასიაში მათაა სისტემების ჩამოყალიბებისა და საერთო აზევების მიზეზი გახდა. მან თითქმის მთლიანად შეცვალა რეგიონის პალეოტექტონიკური, პალეოგეოგრაფიული ვითარება, ნალექდაგროვების ხასიათი, რელიეფის ფორმები და ჰიდროგრაფიული ქსელი.

საკვლევ რეგიონში გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენურ პერიოდში დიფერენცირებული ხასიათის მოძრაობების ფონზე, ადგილი აქვს რელიეფის თაღურ-ბლოკური სტრუქტურების აზევებას და ამ პროცესების თანამდევ ძლიერ ვულკანურ აქტიურობას.

მთათწარმოშობი პროცესების როლი საკვლევ რეგიონის ტერიტორიაზე გამყინვარების დაწყებაში გამოიხატება თოვლის ხაზის ჩამოყალიბებისათვის საჭირო სიმაღლეების შექმნაში.

თუ ე. მილანოვსკის (1977) გამოთვლებს დავეყრდნობით, მიოპლიოცენში რელიეფის ამოზიდვის ამპლიტუდა 1-1,5 კმ-ს შეადგენს და თუ ამ რიცხვს ლავებქვეშა სუბსტრატის საწყისი აბსოლუტური სიმაღლეებიც დაემატება (400-500 მ), მაშინ რელიეფის

ამოზიდვის საერთო ამპლიტუდა მიოპლიოცენისათვის 2 კმ მიაღწევს. ბუნებრივია ასეთი დაბალი ჰიფსომეტრული სიმაღლის მწვერვალები და მასივები ვერ უზრუნველყოფდნენ მცინვარების წარმოქმნას.

შუა პლიოცენში ვულკანური აქტიურობა წყდება. განახლებას იწყებენ დროებით შეწყვეტილი დიფერენცირებული ხასიათის ტექტონიკური მოძრაობები, რომლებსაც ახალი სტრუქტურების ჩამოყალიბებასთან ერთად, თან ახლდა გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენურში შექმნილი მწვერვალებისა და მასივების ინტენსიური ამოზიდვის პროცესიც. თუ ისევ ე. მილანოვსკის გამოთვლებს დავყვართ, გვიანპლიოცენურში რელიეფის ამოზიდვის ამპლიტუდა 1კმ-ს აღწევს. თუ ეს ასეა, მაშინ ადრეგვიანპლიოცენურში – ვულკანური ფაზის გამოვლინებამდე მიოპლიოცენური დროის ვულკანური მწვერვალებისა და მასივების დიდმა ნაწილმა გამცინვარებისათვის საჭირო სიმაღლეებს მიაღწია (2800-3000 მ).

ამგვარად, ადრეგვიანპლიოცენურში ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე გამცინვარების დაწყებისა და მისი შემდგომი განვითარებისათვის ერთ-ერთი აუცილებელი პირობა – საჭირო სიმაღლეები – უკვე არსებობდა.

საკვლევ ტერიტორიაზე უდიდესი როლი ტემპერატურის შემცირებასა და შესაბამისად გამცინვარების დაწყებისათვის ხელსაყრელი პირობების შექმნაში გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ვულკანური ფაზის მჭკვე პროდუქტებს – კერძოდ ვულკანურ ფერფლს ეკუთვნის.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნისა და საერთოდ, სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის ტერიტორიაზე გამოვლენილი ვულკანიზმის განვითარების ისტორიის შესწავლა გვიჩვენებს რომ ვულკანური აქტიურობის ეპოქებიდან გვიანმიოცენური-ადრეპლიოცენური ეპოქა გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ და გვიანპლეისტოცენურ ეპოქებთან შედარებით გამოირჩევა მძლავრი ექსპლოზიური მოქმედებით. ამ დროს ადგილი აქვს უწვრილესი პიროკლასტური მასალის უდიდესი რაოდენობით ამოფრქვევას, ძირითადად ფერფლის სახით. ცნობილი ფაქტია, რომ ვულკანურ ფერფლს შეუძლია რამოდენიმე ათეულ-ათასეული წლების განმავლობაში გამოიწვიოს ატმოსფეროს დაბინძურება, რაც როგორც უკვე აღვნიშნეთ იწვევს მზის რადიაციის მნიშვნელოვან შემცირებას, ღრუბლიანობის მატებას და შესაბამისად ტემპერატურის დაცემას. როგორც ჩანს, ვულკანური მტვრის ფაქტორი, სხვა ფაქტორებთან ერთად საკვლევ რეგიონში აცივებ-

ისა და შესაბამისად გამყინვარების დაწყებისა და მისი განვითარების ერთ-ერთი მიზეზი უნდა გამხდარიყო.

გარკვეული როლი ჯავახეთის ზეგნის ტერიტორიაზე გამყინვარების დაწყებისათვის საჭირო პირობების შექმნაში ეკუთვნის ასევე ნახშირორჟანგა (CO_2) აირსაც.

CO_2 -ის რაოდენობრივი შემცირების რეალურ წინაპირობას ქმნის საკვლევ რეგიონში ტექტონიკური მოძრაობებისა და მათი თანმხლები ვულკანური პროცესების ინტენსიური განვითარების ფონზე ეროზიულ-დენუდაციური და გამოფიტვის პროცესების გააქტიურება.

აქტიური გამოფიტვის პროცესებისას, რაც მიოპლიოცენურმა ვულკანოგენურმა და ვულკანოგენურ-დანალექმა წყებებმა განიცადეს, ატმოსფეროს ნახშირორჟანგა აირის დიდ რაოდენობა იხარჯებოდა, რის გამოც ატმოსფერო მნიშვნელოვნად ღარიბდებოდა CO_2 -ით, რაც საბოლოოდ იწვევდა ლოკალურ აცივებას და გამყინვარების ხელშემწყობი პირობების შექმნას.

საკვლევი რეგიონისა და საერთოდ კავკასიის მთელს ტერიტორიაზე მიოპლიოცენურ ეპოქაში, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, მთლიანად შეიცვალა გეოდინამიკური ვითარება_სუბდუქციური პროცესები წყდება, აქტიურდება კონტინენტური კოლიზიური პროცესები. მსგავსი გეოდინამიკური პირობები არის CO_2 -ის მნიშვნელოვნად შემცირების ერთ-ერთი მიზეზი. ამგვარად, ჯავახეთის ზეგნის ფარგლებში ნახშირორჟანგა აირის შემცირების მიზეზებად შეიძლება ვივარაუდოდ ინტენსიური ოროგენეტიკული მოძრაობები, მათთან დაკავშირებული გამოფიტვის პროცესები და სუბდუქციის ზონების საბოლოო ჩაკეტვა.

ადგილობრივი ფაქტორებიდან თოვლის ხაზის სიმაღლის განსაზღვრაში დიდი მნიშვნელობა აქვს ფერდობების ექსპოზიციასაც. მაგალითად, სამსარის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური და ჩრდილო-დასავლური ექსპოზიციის ფერდობებზე გამყინვარება უფრო ინტენსიურია სხვა ექსპოზიციის ფერდობებთან შედარებით. აქ თოვლის ხაზის საზღვრის სხვაობა დაახლოებით 150-200 მ-ია, რაც იწვევს ტემპერატურის 0,8-1,2^o-ით შემცირებას.

კლიმატური პირობების შეცვლა აისახება მცენარეული საფარის შემადგენლობაზე. არსებული მასალების თანახმად, ქვედა და შუამიოცენურ მცენარეულ საფარში წარმოდგენილი იყო სუბტროპიკული ფლორის ელემენტები, რომელთა ფართო დიფერენციაციის პროცესი გვიანმიოცენურში იწყება ჰაერის სუსტი აცივების ფონზე.

ამ დროისათვის სუბტროპიკული ფლორის როლი მნიშვნელოვნად მცირდება, ქრება 5 კლასის 50-მდე ოჯახის 170 სახე. საქართველოს ტერიტორიაზე აცივების ტემპი მნიშვნელოვნად იზრდება პონტურისა და კიმერიული საუკუნეების საზღვარზე, რამაც გამოიწვია მცენარეთა სამყაროდან დაახლოებით 125 თერმოფილური ტაქსონის გაქრობა, ხოლო პონტურიდან კუალნიკურამდე – 200 სახის (შატილოვა, რამიშილი, 1990).

მნიშვნელოვნად იცვლება ვულკანური მოქმედების ტიპი, ამოფრქვეულ პროდუქტთა შედგენილობა და გავრცელების არეალი გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ და გვიანპლეისტოცენურ ვულკანურ ციკლებში. გვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ ვულკანურ აქტივობას წინ უძღოდა შუაპლიოცენ-ადრეგვიანპლიოცენის ბოლოს გამოვლენილი სხვადასხვა ნიშნისა და ამპლიტუდის მათათაწარმოშობი პროცესები (როდნული ოროფაზისი), რამაც, როგორც უკვე აღვნიშნეთ გამოიწვია მიოპლიოცენური ეპოქის მწვერვალებისა და მასივების აზიდვა 2600-2700 მ-ს ზევით. გვიანპლეისტოცენისათვის ვულკანური ნაგებობების 80-85 % 2700-3000 მ-ს აჭარბებენ, მაგრამ, ამის მიუხედავად, მათზე ჩვენი და არსებული დაკვირვებებით გლაციალური რელიეფის ფორმები არ აღინიშნება. ნ.ასტახოვი (1952) ამ მოვლენას ვულკანური წარმონაქმნების ახალგაზრდა გეოლოგიური ასაკით ხსნის. ამავე აზრს ავითარებს ლ.მარუაშვილიც (1956) და მიუთითებს, რომ გვიანი ციკლის (პლიოპლეისტოცენური) ფუძე ლავები არ ატარებენ გამყინვარების ზემოქმედების ნიშნებს, ამიტომ ისინი არ შეიძლება იყოს გამყინვარებაზე უფრო ძველი.

ნ. ნეფედოვა (1951), ეხებოდა რა ვულკანიზმისა და გამყინვარების ასაკობრივი ურთიერთობის საკითხს, ვარაუდობდა, რომ გამყინვარების მაქსიმუმს ადგილი ჰქონდა სამხრეთ საქართველოს უფრო ძველი და უფრო ახალგაზრდა ცენტრალური ტიპის ჯგუფის ვულკანების განვითარებას შორის შუალედში.

თუ მხედველობაში მივიღებთ ავტორების მიერ შემოთავაზებულ დებულებას და საკუთარი და არსებული კვლევის მონაცემებსაც გავითვალისწინებთ, მაშინ საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში გამყინვარების პერიოდი ადრეგვიანპლიოცენურ-ადრეპლეისტოცენურ ვულკანურ ეპოქებს შორის უნდა ვივარაუდოთ.

ამგვარად, ჩვენს მიერ მოპოვებული მასალის მონაცემები იძლევა საფუძველს, რომ ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ფარგლებში გამყინვარების ასაკი ადრეგვიანპლი-

ოცენურ-ადრეპლესტოცენურ ქრონოლოგიურ ჩარჩოში მოვათავსოთ. რაც მეოთხეული გამყინვარების პირველი – დუნაის სტადიის არსებობის დადასტურებაა.

დასკვნები

1. ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე ძველი გამყინვარების ცენტრები სამსარის ქედზე – დიდი აბულისა და სამსარის მასივებზეა განვითარებული, ისინი იმავდროულად მძლავრი ვულკანური ამოფრქვევის ცენტრებსაც წარმოადგენენ. შედარებით ნაკლებია გამყინვარების ცენტრები ჯავახეთის ქედზე.
2. ჩვენი გამოთვლებით საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში მყინვარების მიერ გარდაქმნილი რელიეფის ფართობი 75 კმ²-ს შეადგენს, მათგან 45 კმ² სამსარის მასივზე მოდის, დანარჩენი 30 კმ² – აბულის მასივზე. მყინვარები ძირითადად ჩრდილო ფერდობებთანაა დაკავშირებული, სამხრეთზე კი იშვიათია, რაც თავის მხრივ, გამყინვარების მცირე მასშტაბებზე უნდა მიუთითებდეს.
3. გლაციალური რელიეფის ფორმები წარმოდგენილია კარების, ტროგების, ცირკებისა და ბოლო მორენების სახით. მყინვარების მორფოლოგიური კლასიფიკაციის სქემის მიხედვით, საკვლევი რეგიონის მყინვარები მთის მყინვარების ჯგუფში ერთიანდებიან და მიეკუთვნებიან კარული, ხეობისა და კარულ-ხეობის ტიპს მორფოლოგიურად და ლითოლოგიურად კარგად გამოხატული აკუმულაციური ფორმებით.
4. მორენული მასალის მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული შესწავლის მიზნით, პეტროგრაფიული მეთოდით დაზუსტებულია ადრე გამოთქმული მოსაზრებები მორენული მასალის მკვებავი ძირითადი ქანების გავრცელების ადგილებიდან მათი მოძრაობის მიმართულებისა და გავრცელების საზღვრებთან დაკავშირებით.
5. მორენულ მასალაში ძირითადად წარმოდგენილია გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ვულკანური აქტიობის პროდუქტები, ისინი მინერალოგიურ-პეტროგრაფიულად რქატყუარიან და რქატყუარიან-ბიოტიტიან დაციტებსა და რიოდაციტებს შეესაბამებიან; ამასვე ადასტურებს მასალის სრული სილიკატური ანალიზის მონაცემებიც. საველე დაკვირვებებითა და პეტროგრაფიული მე-

- თოდის გამოყენებით დგინდება, რომ მორენულ მასალაში არსებული ქანები დიდი აბულისა და სამსარის მასივებში გავრცელებული შესატყვისი ძირითადი ქანების გამოფიტვისა და ნგრევის პროდუქტებს წარმოადგენენ.
6. ჩვენი გამოთვლებითა და არსებული მონაცემების მიხედვით, ჯავახეთის ვულკანურ ზეგანზე თოვლის ხაზის სიმაღლე 2700-2800 მეტრით განისაზღვრებოდა. აღინიშნება თოვლის ხაზის ცვალებადობა ფერდობების ექსპოზიციის მიხედვით, რაც კარგად ჩანს დიდი აბულის მასივის მაგალითზე, რომლის სამხრული ექსპოზიციის ფერდობზე თოვლის ხაზი უფრო მაღალ დონეებს იკავებს და ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობთან შედარებით დაახლოებით 150-200 მეტრზე მაღლა მდებარეობს.
 7. ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის ტერიტორიაზე გამყინვარების პროცესს წინ უსწრებს და მისი განვითარებისათვის ხელსაყრელ პირობებს ქმნის მძლავრი მთათაწარმომშობი პროცესები, რომლებიც გამოვლინდნენ გვიანმიოცენ – ადრეპლიოცენის საზღვარზე ატიკური ოროფაზისის სახით. ამ ტიპის ოროგენულმა მოძრაობამ თავისი გამოვლენის სიძლიერით და გავრცელების ფართო მასშტაბებით მოიცვა მთელი კავკასია და დიდი როლი ითამაშა მისი პალეორელიეფის გარდაქმნაში. მთათაწარმომშობი პროცესების როლი გამყინვარების დაწყებასა და მის შემდგომ განვითარებაში გამოიხატა რელიეფის აზიდვასა და ფირნის ველის განვითარებისათვის საჭირო სიმაღლეების შექმნაში.
 8. ჯავახეთის ვულკანურ ზეგანზე გამყინვარების განვითარებაში დიდია გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ეპოქის ვულკანიზმის როლი როგორც ატმოსფეროს აირების შემცველობის ცვალებადობის ერთ-ერთი მთავარი ფაქტორი. აღნიშნულ ვულკანურ პროცესებთან დაკავშირებული პროდუქტების უწვრილესი ნაწილაკები ფერფლის სახით, როგორც ჩანს, დიდი რაოდენობით იფანტებოდა ატმოსფეროში და დიდ ფართობსაც მოიცავდა. მათ თავისუფლად შეეძლოთ გამოეწვიათ ატმოსფეროს ლოკალური დაბინძურება, მისი გამჭვირვალობის ხარისხისა და მზის რადიაციის მნიშვნელოვანი შემცირება, ღრუბლიანობის მატება და საბოლოოდ ტემპერატურის დაცემა და გამყინვარებისათვის ხელშემწყობი პირობების შექმნა.
 9. საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში ჩვენ მიერ დეტალურად დათვალიერებული და აღწერილი, ასაკობრივად განსხვავებული ვულკანური წარმონაქმნებით

აგებული, დიდი აბსოლუტური სიმაღლეების მქონე (2700_3000 მ და მეტი) აპარატებიდან და მასივებიდან გამყინვარების ნიშნები მხოლოდ გვიანმიოცენურ-ადრეპლიოცენური ასაკის ზოგიერთ მასივებზეა დაფიქსირებული, უფრო ახალგაზრდა (გვიანპლიოცენურ_პლეისტოცენური) ვულკანურ აპარატებსა და მასივებზე მათი დიდი აბსოლუტური ნიშნულების მიუხედავად გამყინვარების კვალი საერთოდ არ აღინიშნება. ეს ფაქტი მათი ახალგაზრდა გეოლოგიური ასაკით აიხსნება.

10. ჩვენ მიერ მოპოვებული ფაქტობრივი მასალის ანალიზის საფუძველზე მივდივართ დასკვნამდე, რომ ჯავახეთის ზეგნის ტერიტორიაზე ადგილი ჰქონდა გამყინვარების ერთჯერად განვითარებას, ხოლო გამყინვარების გეოლოგიური ასაკი ადრეგვიანპლიოცენურ _ადრეპლეისტოცენურ ქრონოლოგიურ ჩარჩოში ექცევა.

ლიტერატურა

1. ასტახოვი ნ. ახალგაზრდა ვულკანიზმი და ძველი გამყინვარების საკითხი ჯავახეთში. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XIII, №1, 1952
2. ახალკაციშვილი მ, გობეჯიშვილი რ, თუთბერიძე ბ. გამყინვარების როლი სამსარის რელიეფის გარდაქმნაში, თსუ შრომები, ტ. 355. 2003
3. გაბუნია ლ., ლაზარიშვილი თ. ახალი მონაცემები სამხრეთ საქართველოს ტუფოგენური ნალექების გეოლოგიური ასაკის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XVIII, №1, 1962
4. გამყრელიძე ე., გიორგობიანი თ., ლობჯანიძე გ., ყულოშვილი ს., შენგელია დ. საქართველოს ტერიტორიის აქტიური სიღრმული რღვევების რუკა და კატალოგი. საქ. მეც. აკად. მოამბე, 157, №1, 1998
5. გობეჯიშვილი რ., კოტლიაკოვი ვ. გლაციოლოგია. თბ., 2006
6. თიგიშვილი ლ. სამსარის ქედის ძველი გამყინვარების შესახებ. ვახუშტი ბაგრატიონის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის სამეცნიერო სესია, მოხსენებათა თეზისები, „მეცნიერება“ 1987

7. თუთბერიძე ბ., ახალკაციშვილი მ. სამსარის ქედის მორენული მასალისა და ძირითადი ქანების პეტროგრაფიული კორელაციის საკითხი. საქართველოს ნავთობი და გაზი, №18, თბ. 2006
8. მარუაშვილი ლ. სამხრეთ საქართველოს უახლეს ვულკანურ ნაგებობათა მორფოლოგია და განვითარების ისტორია. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XVII, 14, 1956
9. მარუაშვილი ლ. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. „ცოდნა“, 1964
10. უზნაძე მ. გოდერძის წყების ფლორა. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. VII, №7, 1946
11. ცხოვრებაშვილი შ. აჭარა-თრიალეთის მთაგრეხილის გეომორფოლოგია. ნაწილი I, თსუ, 1978
12. წერეთელი ჯ. ჯავახეთის ვულკანური რელიეფი. საკანდიდატო დისერტაცია, თბ., 1969
13. წერეთელი ჯ. ახალი მონაცემები სამხრეთ საქართველოს ვულკანური მთიანეთის ტერიტორიაზე ძველი გაყინვარების ნიშნების არსებობის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XLV, №1, 1967
14. ხაზარაძე რ. კავკასიონის პლეისტოცენური გამყინვარება. ავტორეფერატი, სადოქტორო დისერტაცია თბ., 2002
15. Абих Г.В. Группа рядовых вулканов Абул и Самсар на Кавказском перешейке. Изв. Кавказ. Отдел. Русск. Географ. об-ва, кн. 6, 1872
16. Адамия Ш.А. и др. Неогеновые и четвертичные образования Юго-Восточной Грузии. В кн. „Геологическое строение и металогения Юго-Восточной Грузии“, Тб., изд-во „მეცნიერება“, 1961
17. Антонов Б.А. Древнее оледенение юго-восточной части Малого Кавказа и сопредельных областей Турции и Ирана. Тезисы докладов всесоюзн. совещ. по палеогеогр. и геоморф. Кавказа, Тб., 1963
18. Асланикашвили Н.А., Метревели Г.С., Суладзе А.И. О возможном влиянии вулканизма на изменение климата. Тр. геологического института АН Грузии, Новая серия, вып.119., 2004
19. Асланян А.Т., Бальян С.П. Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. МОИМ, отд. геол. т. XXVIII, №6, 1953

20. Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Габуня Л.К., Рубинштейн М.М., Схиртладзе Н.И. Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований Грузинской ССР, Армянской ССР и части Нахичеванской АССР, Изв. АН Армянской ССР, Науки о земле, т.35, №1, 1982
21. Бальян С.П., Думитрашко Н.В. Древнее оледенение. В кн. „Геология Армянской ССР”, т.1, Геоморфология, Ер., изд-во АН АССР, 1962
22. Богачев В.В. Фауна отложений диатомита в Ахалкалакском бассейне. Изв. АН Азерб. ССР, гос. ун-т, т.6, №1, М., 1927
23. Борзенкова И.И. Изменения климата в кайнозое. С-П, Гидрометеиздат, 1992
24. Варданянц Л.А. О четвертичной истории Кавказа. Изв. Гос. геогр. общ. т.65, №6, 1933
25. Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ер., изд-во АН АССР, 1948
26. Варданянц Л.А. Развитие рельефа большого и Малого Кавказа в плиоценово-четвертичное время (тезисы доклада). тр. IV геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья, Ер., 1957
27. Векуа А.К. Ахалкалакская нижнеплейстоценовая фауна. Автореферат канд. диссертации, Тб., 1961.
28. Векуа А.К. Дманисская фауна ископаемых позвоночных. Науч. сессия Груз.отд. ВТО, тезисы док.,Тб., 1984.
29. Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Последнее оледенение Земли в позднем плейстоцене. Природа, № 7, 1994.
30. Величко, А.А. Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене Сб. ст. АН СССР, Ин-т географии; М.: Наука, 1989
31. Габрелиян Г.К. Следы древнего оледенения в северо-западной Армении. Ид.-во Всесоюзн. геогр. о-ва, №2, 1950
32. Габрелиян Г.К. О древнем оледенении Армении. природа, №9, 1955
33. Габуня Л.К, Буачидзе Ц. И. О первой находке позднелиоценовой фауны жирафов в СССР. Сооб. АН ГССР, т. 57, №1, 1970.

34. Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа, в кн. „Тектоника и металлогения Кавказа”, Труды АН ГССР, новая серия, вып. 86, Тб., изд.-во мецниереба, 1984
35. Гамкрелидзе И.П. Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. Мат. научной сессии посвященной 110-летию со дня рождения академика А. И. Джанелидзе, Тб., 2000
36. Гамкрелидзе П.Д. Краткая геотектоническая характеристика Грузии. Всесоюзное литологическое совещание, Тб., 1963
37. Геология Армянской ССР. Геоморфология, Ереван. Изд.-во АН АССР, 1962
38. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР, М-Л, Изд-во АН СССР, 1939
39. Глазовский А.Ф., Гросвальд М.Г. Взаимодействие оледенения и вулканизма и его проявление в режиме и морфологии ледников. Глациологические исследования, №27, взаимодействие вулканизма с оледенением, междуведомственный геофизический комитет при президиуме АН СССР, результаты исследований по международным геофизическим проектам, М., 1985
40. Гобеджишвили Р.Г. Современные ледники Грузии и эволюция оледенения в горах Евразии в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф. . докт. диссер. геогр. наук, Тб., 1995
41. Грен А.П. Отчет по археологической поездке в Цинцаро. изв. Кавказск. от Московского археологического общества, т. II, Тифлис, 1907
42. Джавахишвили А. Н. Геоморфологические районы Грузии. М., 1947
43. Джигаури Д.Г. и др. Составление и корреляция литолого-стратиграфических схем континентальных эффузивных образований Южной Грузии. Тб., 1989.
44. Джигаури Д.Г. Южный антропогенный вулканизм (Южно-Грузинское нагорье). Сб. Грузия в антропогене, Тб., Сакартвело, 1991.
45. Думитрашко Н.В. О древнем оледенении Малого Кавказа. АН СССР, Тр. ин-та геогр. АН СССР, т. XLIII вып 2, 1949

46. Думитрашко Н.В. Об основных этапах развития рельефа Ю-В части Малого Кавказа. Тр. IV геоморфологической конференции по изучению Кавказа и Закавказья, АН АССР, Ер., 1957
47. Думитрашко Н.В. Древнее оледенение в Азербайджанской ССР. Геоморфология Азербайджанской ССР, Баку, изд.-во АН АССР, 1959
48. Думитрашко Н.В. Древнее оледенение. в кн. „Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа”, М., изд-во Наука, 1977
49. Дьяконова – Савельева Е. Н. Ахалкалакское вулканическое нагорье. Экспедиции Академии Наук 1931 года, Л., 1932
50. Желтов П.И. Новые данные о ледниковых отложениях в Закавказье. в сб. „ К 45-летию научной деятельности Н.Ф. Погребова”, Л, изд.-во ЦНИГРИ, 1937
51. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Т. О возрасте цалкинского лавового комплекса, ДАН СССР, т. IX, №1, Тб. 1948
52. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя, Л., Гидрометиздат, 1983
53. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л., Гидрометеиздат, 1990
54. Кавришвили В.И. К геоморфологии и гидрографии Джавахетии. Сб. „Джавахетия”, матер. по изуч. природ. ресурс. Ахалкалакского нагорья, Тб., изд.-во Закавказской АН СССР, 1933
55. Карапетян О.Т. Геологическое описание Ахалкалакского уезда. Тифлис, 1929
56. Ковалевский С.А. К вопросу о ледниковом периоде на Малом Кавказе. уч. Зап. Кишиневского ун-та геол. сборн., т.Х, 1955
57. Кожевников А.В. Четвертичные оледенения на территории СССР. К XI Конгрессу ИНКВА (Канада, 1987), АН СССР, М, „Наука”, 1987
58. Коллизионный этап развития Большого Кавказа. www.dynamo.geol.msu.ru/Caucasus/Orogen/htm
59. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса, Геодинамика и магматизм. Геотектоника, №2, 1999

60. Кристофович А.Н. К истории растительности бассейна Двины и Закавказья. Ботанич. журнал. №5-6, 1939.
61. Круг Е.В. Отчет об исследованиях в Батумском округе в 1914 г. Отчет Кавказского Горного управления за 1914г., Тифлис, 1915
62. Кузнецов С.С. Аджаро-Триалетская складчатая система. тр. АН СССР, М-Л, 1937
63. Кузнецов С.С. Попытка геоморфологического расчленения Закавказья. Изв. ГГО, т.70, вып 3, 1938
64. Кулошвили С.И., Майсурадзе Г.М. Молодой вулканизм и неотектоника Южно-Грузинского, Армянского и Восточноанатолийского (Карского) вулканических нагорий. Сб. статей, тр. геологического института АН Грузии, новая серия, вып.119, Тб. 2004
65. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., Аракелянц М.М., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Вашакидзе Г.Т. геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ, Южная Грузия). Сб. статей, тр. геологического института АН Грузии, новая серия, вып.119, Тб. 2004
66. Лукашевич С.И., Страхов В.А. Гидрогеологический очерк долины верхней Куры. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 5., Тифлис, 1933
67. Майсурадзе Г.М., Клопотовская Н. Б. К вопросу о древнем оледенении Арсианского хребта (Южная Грузия). сообщ. АН СССР, 69, №3, 1969
68. Майсурадзе Г.М. О древнем оледенении Арсианского и Шавшетского хребтов. Сообщ. АН СССР, 69, №3, 1973
69. Майсурадзе Г.М. Свидетельства двух фаз позднеплейстоценового оледенения на Кавказе. В кн. Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене, М. Наука, 1982
70. Майсурадзе Г.М. Антропоген Кавказа. Тб, 1990
71. Майсурадзе Г.М., Кулошвили С.И. Некоторые вопросы геологии молодого вулканизма Джавахетского нагорья. Проблемы геологии и петрологии, тр. ГИН АН Грузии, Нов. сер. вып. 114, Тб., 1999
72. Марков К.К. О причине ледникового периода. изв. ВГО №2, 1961

73. Маруашвили Л.И. О древнем оледенении Малого Кавказа. Природа, №7-8, 1938
74. Маруашвили Л.И. Современные „Ледники” Мокрых гор (южная Грузия). Природа, №1, 1951
75. Маруашвили Л.И. Южно-Грузинское вулканическое нагорье (строение, рельеф, история развития). Т. II, Тб., 1951
76. Маруашвили Л.И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд.-во АН ГССР, 1956
77. Маруашвили Л.И. Южно-Грузинское вулканическое нагорье. В кн. „Региональная геоморфология Кавказа”. АН СССР, изд.-во „наука”, М., 1979
78. Мелекесцев И.В. Вулканизм как возможная причина оледенения. В кн. вулканы и извержения, М., Наука, 1969
79. Мефферт Б.Ф. Геологический очерк области Боржоми и Бакуриани между Куринской долиной и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. всесоюз. Геол.-разв. Объед., вып 5, Тб., 1933
80. Милановский Е.Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития малого Кавказа. Тр. совещания по тектонике Альпийской геосинклинальной обл. Юга СССР, АН Азерб.ССР, Баку, 1956
81. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963
82. Милановский Е., Бальян С.П., Саядян Ю.В. Древнее оледенение Кавказа. В кн.; Геология четвертичного периода. Ереван: Изд.-во АН АрмССР, 1977
83. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника. В кн. „Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа”, Изд-во Наука, М., 1977
84. Муратов М.В. К морфологии следов четвертичного оледенения на Кавказе, Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XXI, 1946
85. Мушкетов И.В. Материалы по Ахалкалакскому землетрясению. Тр. Геол. ком; вып. 1, 1903
86. Мchedlishvili П.А. О возрасте годердзской флоры в связи с нахождением палмы Sabat, в кимерийских отложениях Зап. Грузии. ДАН СССР, т.18, №5, 1949

87. Нефедьева Е.А. Агманское вулканическое нагорье (краткий геоморфологический и палеогеографический очерк). АН СССР, Тр. института географии, вып. 47, Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 4, 1950
88. Освальд Ф.К. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. Геогр. об-ва, г. 39, вып. 2, М., 1915
89. Палибин И.В. Ископаемая флора Годердзского перевала. Тр. Ботанич. ин-та АН СССР, Сер. 1, Флора и систематика высших растений, вып. 4, 1937
90. Палибин И.В. Плиоценовая флора Кисатибского отложения диатомита и ее связь с ископаемой флорой Годердзского перевала. флора и систематика высших растений, вып. 6, М-Л., Изд-во АН СССР, 1947
91. Паффенгольц К.Н. Древнее оледенение в Азерб. ССР. Геоморфология АССР, Баку, 1959
92. Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Ер., изд-во АН Арм. ССР, 1959
93. Причины оледенений. [www. //katastrofa. h12. ru/](http://katastrofa.h12.ru/)
94. Рейнгард А.Л.. К вопросу о ледниковом периоде Кавказа. Изд. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XXII, вып. 1, 1913
95. Рейнгард А.Л. К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. тр. Советской секции межд. ассоц. по изучению четверт. периода (INQUA), вып. 1, 1937
96. Рубинштейн М.М, Адамия Ш.А. и др. Датирование некоторых верхнеэоценовых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным. Изв. АН СССР, серия геологическая, №4, 1972
97. Рябин А.А. Ископаемая лягушка из Закавказья. Ежегодник Русск. палеонтолог. об-ва, т. VII, 1928.
98. Саядян Ю.В. К вопросу о древнем оледенении Малого Кавказа. В сб.: Материалы Республиканской II научной конференции молодых научных работников. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1969,
99. Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии, Тб., Изд.-во АН ГССР, 1958

100. Табидзе Д.Д., Эжов Б.В., Тигишвили Л.А. О плейстоценовых ледниках в районе оз. Паравани. Сообщ. АН ГССР, т. 134, №2. 1989
101. Твалчрелидзе М.Г., Лордкипанидзе Д.О. Особенности накопления осадков на территории Дманисской стоянки. Тб., Мецниереба, 1998
102. Тронов М.В. факторы оледенения и развития ледников. Томск, 1972
103. Тутберидзе Б.Д. Молодой вулканизм восточной части Джавахетского нагорья. Тб., изд.-во ТГУ, 1990
104. Тутберидзе Б.Д. Геология и петрология альпийского позднеорогенного магматизма центральной части Кавказского сегмента. Тб., 2004
105. Узнадзе М.Д. Описание Годердзской флоры. Труды Ин-та геологии и минералогии, АН Гр. ССР, геол.сер., т. V, 1949
106. Узнадзе М.Д. Неогеновая флора Грузии. Тб., Мецниереба, 1965. с.180
107. Узнадзе М.Д., Цагарели Е. А. Сарматская флора ущ. р. Дзиндза, Тб., Мецниереба, 1979
108. Ушаков С., Ясаманов Н. Глобальная реконструкция климата и течений Мирового океана в фанерозое. Докл. 26-го Междун. геологич. конгресса. Коллоквиум оз, Палеоокеанология, М., 1984
109. Фохт К.К. Об исследованиях в Закавказье летом 1915 г. по меридиану Борджоми-Ахалкалаки. Изв. геологич. комитета, т. XXXV, №1, 1916
110. Хазарадзе Р.Д. Петрографическая корреляция в палеогеографических исследованиях. проблема геоморфологической корреляции, М., Наука, 1989
111. Хайн В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. опыт геодинамической интерпретации, Геотектоника, №1, М., 1975
112. Цагарели А.Л. О связи мезо-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами. в сб. „Глубинное строение Кавказа”, М., Наука, 1966
113. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тб., Мецниереба, 1966
114. Церетели Д.В. Майсурадзе Г.М. К палеогеографии верхнего плейстоцена Грузии. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, АН СССР, №50, Изд.-во. „Наука”, 1980
115. Челидзе Л.Т. Флора туфогенных отложений Вале. Тбилиси. Тб., Мецниереба, 1970.

116. Чочиева К.И. Южная Грузия палеогенового времени в свете данных палеоботаники. Сб. статей, тр. Геологического института АН Грузии, новая серия, вып.119, Тб. 2004
117. Чумаков Н. М. Изучение древних ледниковых отложений. Геологический институт АН СССР, М, 1990
118. Шатилова И.И., Рамишвили К. Материалы по истории флоры и растительности Грузии, Изд-во Мецниереба, 1990
119. Шатилова И.И., Рухадзе Л.Л., Мчедlishvili Н.Ш., Махарадзе Н.В. Итоги палеоботанического изучения сарматских отложений Западной Грузии. Сб. статей, Тр. Геологического института АН Грузии, новая серия, вып.119, Тб. 2004
120. Шолпо В.Н., Сологашвили Дж.З. и др. Палеомагнетизм горных пород Грузии. Из-во ТГУ, Тб., 1998
121. Ferring R., Swisher C., Bosinski G., Gabunia L., Qiqodze Z., Lordtkipanidze D., Tvalchrelidze M., Tutberidze B. Progress report on the geology of the Plio-Pleistocene Dmanisi and the Diliska Gorge. Republic of Georgia, Paleoanthropology Society, New Orleans, 1996
122. Gobejishvili R. Research method of old glaciation in the mountains. Monsoon climate, geomorfologic processes and human activites; thematic conference; Nanjink, China, 2000.