

ბ. ძონანიძე

ყვლის ვულკანური ზეგნის გეოლოგია



„მეცნიერება“

1972

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

ბიოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 32

ნ. ქოჭენიძე

ყელის ვულკანური ზეგნის გეოლოგია



გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1972

შრომაში ახლებურადაა გაშუქებული ყელის ვულკანური ზეგნისა და მომიჯნავე ტერიტორიის ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნთა სტრატეგრაფიისა და ასაკობრივი დანაწილების საკითხები, რომლებიც მათ კომპლექსურ შესწავლას ეყრდნობა. კერძოდ, შრომაში განხილულია ვულკანურ წარმონაქმნთა მორფოლოგია, აგებულება და შედგენილობა; ვულკანიზმის განვითარების ისტორია; რელიეფის ინვერსიის კორელატური ნაღებები ვულკანური მასალის შემცველობის თვალსაზრისით; პალეომაგნიტური კვლევის შედეგები და აგრეთვე ზოგიერთი გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური ხასიათის საკითხი (ვულკანიზმის კავშირი ტექტონიკასთან, ძველი გამყინვარება და სხვ.).

რედაქტორი ა. ც ა გ ა რ ე ლ ი

წინასიტყვაობა

კავკასია ახალგაზრდა ვულკანიზმის¹ მძლავრი აქტივობით ხასიათდება. გამონაკლისს ამ მხრივ არც საქართველო წარმოადგენს, რომლის ტერიტორიაზე უხვადაა გაბნეული ახალგაზრდა ვულკანური ცენტრები.

ახალგაზრდა ვულკანური ცენტრების შესწავლა საქართველოში პირველივე გეოლოგიურ კვლევას დაუკავშირდა და ამ საკითხის ირგვლივ ლიტერატურაში საკმარისად დიდი მასალა დაგროვდა.

მიუხედავად ამისა, ეს ცნობები არ იძლეოდა საქართველოს ახალგაზრდა ვულკანიზმის სრულ სურათს, ვიდრე 1958 წელს არ გამოვიდა პროფ. ნ. სხიტლაძის შემაჯამებელი მონოგრაფია „საქართველოს პოსტპალეოგენური ეფუზიური ვულკანიზმი“.

ზემოხსენებულ შრომაში დეტალურად არის შესწავლილი საქართველოს ახალგაზრდა ეფუზიურ წარმონაქმნთა პეტროგრაფია და ქიმიზმი. განხილულია ვულკანურ და პოსტვულკანურ პროცესებთან დაკავშირებული სასარგებლო ნამარხთა ბუდობები. გადაჭრილია მრავალი გეოლოგიური და პეტროლოგიური საკითხი. შრომაში ასევე დასმულია ბევრი საინტერესო ამოცანა.

ეს ამოცანები, ახალი მეთოდების ფართო გამოყენებით, ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნთა კვლევის შემდგომ დეტალიზაციას ითვალისწინებს.

1 აქ „ახალგაზრდა ვულკანიზმი“ იხმარება რუსულ ლიტერატურაში დამკვიდრებული „новейший вулканизм“-ის შესატყვისი შინაარსით.

ასაკობრივად ტერმინი „ახალგაზრდა ვულკანიზმი“ შეესაბამება კავკასიონის ტექტონიკური ისტორიის გვიანალბური ეტაპის იმ დასკვნით სტადიას (გვიანსარმატი-მეოთხეული), როცა კავკასიონის საბოლოო დანაოჭება, ინტენსიური აწევა და მათა სისტემად ჩამოყალიბება მოხდა. ამ პერიოდს მრავალი მკვლევარი (ვ. ხაინი, ე. მილანოვსკი, ნ. დუმიტრაშკო და სხვ.) მიიჩნევს კავკასიონისათვის ნეოტექტონიკურ ეტაპად. რადგან ნეოტექტონიკური ეტაპი ოროგენულს წარმოადგენს, ამიტომ ზოგჯერ მისი თანმხლები ვულკანიზმი „ოროგენულ ვულკანიზმადაც“ მოიხსენება.

ყელის ზეგნის რაიონში ასეთი კვლევის ჩატარების აუცილებლობას იწვევდა ის გარემოებაც, რომ ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნთა სტრატეგრაფიისა და ასაკობრივი დანაწილების შესახებ მკვეთრად განსხვავებული მოსაზრებები არსებობდა.

ჩვენი კვლევის მთავარ ამოცანას შეადგენდა ყელის ზეგნის ვულკანურ წარმონაქმნთა სტრატეგრაფიული თანმიმდევრობის, გეოლოგიური ასაკისა და კორელაციის დეტალური, დაზუსტებული სქემის გამომუშავება. ამდენად გამოკვლევა უფრო გეოლოგიურ ხასიათს ატარებს. თუმცა, რასაკვირველია, სათანადო ყურადღება ექცევა ვულკანურ წარმონაქმნთა პეტროგრაფიასა და ქიმიზმსაც.

როგორც ცნობილია, ახალგაზრდა ვულკანური სხეულები ხასიათდება თავისებურებებით, რაც სპეციფიკურ მიდგომას და კვლევას ითხოვს. აქ ჩვეულებრივი გეოლოგიური მეთოდებით კვლევა ნაკლებ შედეგიანია და თითქმის გაუმართლებელი.

ამიტომ ახალგაზრდა ვულკანური წარმონაქმნების კვლევის ძირითად მეთოდად გამოყენებულ იქნა კომპლექსური გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური მეთოდი. აღნიშნული მეთოდით მუშაობა ეყრდნობოდა დეტალურ გეოლოგიურ აგეგმვას, რომლის ეფექტურობას დიდად უწყობდა ხელს აეროფოტოსურათების გამოყენება.

კომპლექსური გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური მეთოდის არსი იმაში მდგომარეობს, რომ იგი ემყარება როგორც ვულკანური სხეულების, ასევე რელიეფისა და იმ ახალგაზრდა კონტინენტური ნალექების (ალუვიური, მყინვარული, ტბიური, პროლუვიური და სხვა) ერთდროულ შესწავლას, რომლებიც დაკავშირებული არიან ვულკანურ წარმონაქმნებთან უშუალოდ ან ასაკობრივ-სივრცობრივად.

გარდა ზემოთ აღნიშნული ძირითადი მეთოდისა, ახალგაზრდა ვულკანიზმის პროდუქტების შესწავლის დროს გამოიყენებოდა სხვა მეთოდებიც (ბალეომაგნიტური, აეროფოტომეთოდი, პეტროგრაფიული), რომლებიც გვეხმარებოდნენ სტრატეგრაფიული ხასიათის საკითხების გადაჭრაში.

უნდა აღინიშნოს, რომ მიუხედავად ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნთა შედგენილობის შედარებით ერთფეროვნებისა, რომელიც ზღუდავს პეტროგრაფიული კრიტერიუმის ფართო გამოყენებას მათი სტრატეგიკის სპექტრში, ჩვენი კვლევების დროს მაინც ვეცადეთ საჭიროების მიხედვით სათანადოდ გამოგვეყენებინა იგი.

ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნთა შესწავლისადმი ასეთმა კომპლექსურმა მიდგომამ, ჩვენი აზრით, საშუალება მოგვცა შეგვედგინა ვულკანურ წარმონაქმნთა დეტალური ასაკობრივი დანაწილების სქემა და ტექტონიკასთან კავშირში დაგვედგინა ახალგაზრდა ვულკანიზმის განვითარების ისტორია ყელის ზეგნის ფარგლებში.

შ ე ს ა ვ ა ლ ი

რაიონის მოკლე მიმოხილვა

საკვლევე რაიონი მორფოლოგიურად კავკასიონის მაღალმთიან რაიონს წარმოადგენს კარგად შემონახული პირველადი ვულკანური რელიეფით.

ყელის ვულკანური ზეგნის სახელწოდებით ლიტერატურაში გამოიყოფა ტერიტორია, რომელიც ჯვრის უღელტეხილის დასავლეთით მდებარეობს და რომელსაც მდინარეების თეთრი (მთიულეთის) არაგვის, დიდი ლიახვისა და ქსნის სათავეები უჭირავს. ზეგნის აღმოსავლეთი ნაწილი, რომელიც რამდენადმე ცალკე ნაწილად ეთიშება დასავლეთ ნაწილს და ყელის ტბის აღმოსავლეთით მდებარეობს, ლიტერატურაში ყელის პლატოდ იხსენიება, დასავლეთი ნაწილი კი ერმან-ახუბათის პლატოს სახელწოდებით ან ძველი, მაღრან-დვალეთის სახელითაა ცნობილი.

შესწავლილი ტერიტორია ყელის ვულკანურ ზეგანთან ერთად მოიცავს მისი მომიჯნავე ტერიტორიის ნაწილს, რომელიც კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე მდებარეობს. ასეთებია ქსნის ხეობის ზემო წელი (უამურად იწოდება), პატარა ლიახვის სათავე (ქნოლოს მიდამოები) და საქართველოს სამხედრო გზის რაიონი ჯვრის უღელტეხილსა და ს. ქვეშეთს შუა.

აღნიშნული ტერიტორია 300—350 კვ. კილომეტრს მოიცავს. მისი ჩრდილო საზღვარია კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის მონაკვეთი ჯვრის უღელტეხილიდან (აღმოსავლეთით) მწვერვალ ლაღწითამდე (დასავლეთით), აბსოლუტური სიმაღლით 3877 მ. აღმოსავლეთ კიდეც თეთრი არაგვის ხეობა ჰქმნის, ხოლო დასავლეთით დიდი ლიახვის ხეობა მიუყვება. საკვლევე რაიონის სამხრეთ საზღვარს ქსნის ხეობა წარმოადგენს. მდ. ქსანი გამოედინება ყელის ტბიდან (2919 მ), რომელიც საკვლევე რაიონის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს. ამ ნაწილში ყელის ტბის დასავლეთ კიდეზე გაივლის მერიდიანული მიმართულების ხარულის ქედი, რომელიც თეთრი არაგვის, ქსნისა და

დიდი და პატარა ლიახვის წყალგამყოფს წარმოადგენს. ჩრდილოეთიდან ხარულის ქედს ებმის ყელის ვულკანური გუმბათი, რომელიც განივი ტოტით მთავარ წყალგამყოფ ქედს უკავშირდება მწვერვალ ლატისართან (3773 მ).

მთავარი წყალგამყოფი ქედის მოკლე მერიდიანულ ტოტს წარმოადგენს ასევე დიდი და პატარა ნეფისკალოს ვულკანური მასივები, რომლებიც თეთრი არაგვის სათავეს მარჯვენა კალთას ჰქმნიან. ამ ტოტის უმაღლესი მწვერვალებია პატარა ნეფისკალო („შვიდი ძმის“ მწვერვალი — 3517 მ) და დიდი ნეფისკალო (მერხოტა 3694 მ).

ხარულის ქედს აღმოსავლეთი მხრიდან გამოეყოფა განივი მიმართულების არხის ქედი (მის აღმოსავლეთ დაბოლოებას მიქეთის ქედი ეწოდება), რომელიც ქსნისა და თეთრი არაგვის წყალგამყოფს წარმოადგენს. ეს ქედია აგრეთვე ყელის პლატოს სამხრეთი საზღვარი. ერმან-ახუბათის პლატოზე, რომელიც ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან დიდი ლიახვის სათავეებით (მდინარეებით ერმანიდონითა და ყაღლასანიდონით) ისაზღვრება, აღსანიშნავია კონუსისებური მწვერვალები — შადილხოხი (3330 მ), შარხოხი (3303 მ) და სირხხოხი (3295 მ), რომლებიც ერთმანეთზე მიჯრით მერიდიანულ ვულკანთა მწკრივს ჰქმნიან. რამდენადმე სამხრეთით მათ გაგრძელებაზე მდებარეობს მწვერვალი ფიდარხოხი (3208 მ).

დიდი ლიახვის აუზს სამხრეთით ეკვრის პატარა ლიახვის ხეობა, რომელიც მისგან ერმანის ქედით არის გამოყოფილი. ამ ქედისა და ხარულის ქედის გადაკვეთაზე მდებარეობს მწვ. ქნოლო (3282 მ).

ქსნის ხეობის სამხრეთ საზღვარს ჰქმნის ხარულის ქედის განივი განშტოება, რომლის ერთ ნაწილს ფაჩურის ქედი ეწოდება. ფაჩურის ქედის ჩრდილო კალთის ძირთან აღმართულია ვულკანური კონუსი — წითელიხატი (3026 მ).

აღნიშნული ქედებითა და მდინარეთა ხეობებით საკვლევე რაიონი მორფოლოგიურად კარგად იმიჯნება ცალკეულ უბნებად (ყელის პლატო, ერმან-ახუბათის პლატო და სხვ.), რომელთა მიხედვით ქვემოთ მოცემულია ვულკანურ წარმონაქმნთა აღწერა.

საკვლევე რაიონის ვულკანურ წარმონაქმნთა შესწავლა გასული საუკუნის მეორე ნახევრიდან იწყება. პირველ ცნობებს მათ შესახებ ეხვდებით ჰ. აბიხის (1858, 1865, 1887), ე. ფავრის (1875), ა. სოროკინის (1879), ნ. დინიკის (1893), ე. ფურნიეს (1896), ს. სიმონოვიჩის (1902), მ. პრეობრაჟენსკაიას (1913), მ. დემის (1907) და სხვათა შრომებში.

შემდგომი კვლევა, რომელიც ძირითადად პეტროგრაფიული ხასიათისაა, მიეკუთვნება კ. ტიმოფეევს (1912), ფ. ლევისონ-ლესინგს (1913, 1914) და გ. სმირნოვს (1914).

საბჭოთა ხელისუფლების დამყარების შემდეგ პირველ რიგში უნდა აღინიშნოს ვ. რენგარტენის (1932) და განსაკუთრებით ლ. მარუაშვილის (1936) გამოკვლევები, რითაც საფუძველი ჩაეყარა საკვლევი რაიონის ვულკანურ წარმონაქმნთა გეომორფოლოგიურ კვლევას და მნიშვნელოვანი შედეგებიც ოქნა მიღებული. ამავე პერიოდს მიეკუთვნება ლ. პრასოლოვის და ნ. სოკოლოვის (1931), ი. კუზნეცოვის (1932), ე. უსტიევის და ვ. მოლევას (1933), ე. უსტიევის (1934), ო. ვიალოვის (1934, 1935), ბ. ზალესკისა და ვ. პეტროვის (1934), გ. ბარსანოვის (1937), ნ. ბუშის (1939), ს. სოლოვიოვის (1940) და სხვ. შრომები, რომლებიც სხვადასხვა სახის ცნობებს გვაწვდიან ყელის ზეგნისა და მომიჯნავე რაიონების ეფუზივთა შესახებ.

ომის შემდგომ წლებში საკვლევი რაიონის ვულკანურ წარმონაქმნთა სტრატეგრაფიის, პეტროგრაფიის და მორფოლოგიის საკითხები განხილულია დ. ბელიანკინის და ვ. პეტროვის (1945), ა. ჯავახიშვილის (1947), ვ. ყაფრიშვილის (1952), ი. კადილნიკოვის (1955), კ. პაფენგოლცის (1958, 1959) და სხვათა შრომებში.

დაბოლოს, ცალკე უნდა აღინიშნოს ნ. სხირტლადის (1958, 1964) მნიშვნელოვანი გამოკვლევები, ე. მილანოვსკისა (1960, 1961) და ნ. კორნოვსკის შრომები (1964), რომლებშიც საკვლევი რაიონის ეფუზივებთან ერთად განხილულია აგრეთვე საქართველოს და კავკასიის ახალგაზრდა ვულკანიზმის ზოგადი საკითხები.

საკვლევი რაიონის შესახებ გამოქვეყნებული მასალიდან ნათლად ჩანს, რომ მკვლევართა შეხედულებები ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკის შესახებ მკვეთრად განსხვავებულია. ძირითადად ეს შეხედულებები 2 ნაწილად შეიძლება დავაჯგუფოთ. მკვლევართა ერთი ნაწილი (ნ. სხირტლადე, კ. პაფენგოლცი და სხვ.) საკვლევი რაიონის ეფუზივებს მეოთხეულისწინა წარმონაქმნებად მიიჩნევს, ხოლო მეორე, უფრო მრავალრიცხოვანი ნაწილი (ვ. რენგარტენი, ლ. მარუაშვილი, ე. მილანოვსკი, ნ. კორნოვსკი და სხვ.) მათ ზედამეოთხეულად ათარიღებს.

1962—1964 წლებში ყელის ზეგნისა და მომიჯნავე ტერიტორიის ვულკანური წარმონაქმნები შეისწავლა წინამდებარე შრომის ავტორმა, რომელიც უფრო ადრეც, საქართველოს გეოლოგიურ სამმართველოში მუშაობისას, მონაწილეობას იღებდა აღნიშნული რაიონის აგეგმვაში.

საკვლევი ობიექტი რთული გეოლოგიური აგებულებით ხასიათდება. აქ ძირითადად განვითარებულია ფლიშური ხასიათის კარბონა-

ტული ნალექები, რომლებიც ზედაიურულსა და ცარცულის ქვედა ნაწილებს მიეკუთვნებიან.

1932 წ. აღნიშნული ნალექების სტრატეგრაფია საქართველოს სამხედრო გზის რაიონში (საკვლევი რაიონის აღმოსავლეთი კიდე) შეისწავლა ვ. რენგარტენმა, ხოლო როკის უღელტეხილის (საკვლევი რაიონის დასავლეთი) რაიონში (მდ. დიდი ლიახვის სათავე) — ი. კუზნეცოვმა.

მიუხედავად იმისა, რომ ამ მოსახლერე რაიონების ზედა იურისა და ქვედა ცარცის ნალექები ერთ მთლიან ზოლს ჰქმნის, ვ. რენგარტენის და ი. კუზნეცოვის სტრატეგრაფიული სქემები მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან.

საკვლევი რაიონი 1960—1961 წლებში საქ. სსრ მინისტრთა საბჭოსთან არსებული გეოლოგიის სამმართველოს თანამშრომლებმა — ო. შირიაშვილმა, ი. ვაშაქიძემ და სხვებმა შეისწავლეს.

კარბონატული ფლიშური ნალექების ჰრილების დეტალური შესწავლის შედეგად მათ შეიმუშავეს ახალი სტრატეგრაფიული სქემა, რომლის მიხედვით ხსენებული ნალექები ნაწილდება რამდენიმე წყებად (Вашакидзе, 1965). მათგან საკვლევ რაიონში მხოლოდ 4 წყება ვრცელდება, რომელთაც დიდი და პატარა ლიახვის, ქსნისა და არავის აუზების უმეტესი ფართობი უჭირავთ, ხოლო რაიონის სამხრეთ ნაწილში, ძირითადად ქსნის აუზში, შედარებით მცირედაა განვითარებული ქვედაცარცული ტერიგენული ფლიშის ნალექებიც.

ამ ნალექებში შემდეგი წყება გამოიყოფა: ქვედა კირქვიანი წყება (კიმერიჯულ-ტიტონური) — სიმძლავრე 350—400 მ; შავი მერგელოვანი ზედა კირქვიანი წყება (ზედა ვალანჯინური) — სიმძლავრე 230—250 მ; მერგელოვან-ფიქლებრივი წყება (პოტრივეულის ქვედა ნაწილი) — სიმძლავრე 350—400 მ; ფასანაურის წყება (პოტრივეულ-ბარემული) — სიმძლავრე 500 მ-მდის; ღლნალის წყება (აბტურტი) — სიმძლავრე 900—1000 მ.

შესწავლილი რაიონი შოვი-ფასანაურის ქვეზონის ნაწილს წარმოადგენს, რომელიც კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ნაოჭა სისტემის მეტია-თიანეთის ზონას მიეკუთვნება (Гамкрелидзе, 1964). აღნიშნული ქვეზონისათვის, როგორც საერთოდ სამხრეთი ფერდის ფლიშური ზოლისათვის, დამახასიათებელია რთული ტექტონიკა. აქ განვითარებულია შეკუმშული ძირითადად იზოკლინური ხასიათის ნაოჭები, რომლებიც გადაბრუნებულია სამხრეთით და გართულებულია პატარა ნაოჭებითა და რღვევებით, ზოგჯერ კი მსხვილი შესხლეტვებითაც. საკვლევი რაიონში ამ სახის 22 ნაოჭი გამოიყოფა (სურ. 1).

ყელის ვულკანური ზეგანი და მისი მომიჯნავე რაიონები ძველი გამყინვარების უტყუარ ნიშნებს ატარებს (მათი აღწერა მოცემულია ქვემოთ ვულკანურ წარმონაქმნებთან ერთად). მორენული მასალა, მყინვარული ნაკარები, ვერძის შუბლები და სხვა მყინვარული ფორმები, რომლებიც ვიურმული ანუ ბეზინგიური გამყინვარების მთავარ ფაზას მიეკუთვნება, კარგად არის გამოხატული ყელისა და ერმანის პლატოზე და ყამურის ხეობაში (Маруашвили, 1936; Короновский, 1964 და სხვ.). ვიურმულის მთავარი ფაზის მორენულ მასალას ზოგიერთი მკვლევარი (Ренгартен, 1932; ი. აფხაზავა, 1959; Церетели, 1966) აღნიშნავს აგრეთვე გულაურ-მლეეთის ლავურ ნაკადებზე.

ბეზინგიური გამყინვარების მეორე ფაზას ანუ ბიულურ სტადიას, რომელსაც საქართველოში ეთანადება „ლატალის სტადია“ (Церетели, 1966), მიეკუთვნება მდ. ერმანიდონის გვერდითი მორენები, ქსნის სათავის (ყამურის ხეობა) მორენა და სხვ.

როგორც ცნობილია, კავკასიონის ძველი გამყინვარება და მასთან დაკავშირებული ზოგი საკითხი (გამყინვარების ჯერადობის, სიმძლავრისა და სხვ.) დღესდღეობით პრობლემატური და სპეკულაციულია. ამ მხრივ არც საკვლევი რაიონია გამონაკლისი, თუმცა დაბეჭდილებით შეიძლება ითქვას, რომ ცენტრალური კავკასიონის ამ ნაწილში ვიურმულზე ძველი გამყინვარება არ ჩანს. რამდენადმე ეჭვს იწვევს ყელის პლატოს ამგები ლავებისწინა მყინვარული რელიეფის ასაკი, რომელიც ალბათ თერგის გამყინვარების II ფაზას მიეკუთვნება (დაწვრილებით იხილეთ ქვემოთ). ეს უკანასკნელი კი (Милановский, 1963) ალპურ სისტემაში რისულ (II ფაზა) გამყინვარებას უნდა შეესატყვიებოდეს.

ახალგაზრდა ვულკანიზმის ტექტონიკასთან კავშირის შესახებ

კავკასიონის ფარგლებში ვულკანური აქტივობის ცენტრები (იალბუხის და ყაზბეგის ვულკანური რაიონები და სხვ.) თავმოყრილია მის ცენტრალურ, ყველაზე ინტენსიურად ახევებულ ნაწილში. ამ ზოლში ყელის ზეგნის ვულკანურ წარმონაქმნებს უკიდურესი სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილი უჭირავს.

როგორც გამოკვლევებმა დაგვანახვა, საკვლევი რაიონში ვულკანური ცენტრების ლოკალიზაცია სივრცეში და მათი ხასიათი (ქიმიზმი, ამოფრქვევის ტიპი და სხვ.) მჭიდრო კავშირშია რაიონის ტექტონიკურ აგებულებასთან.

კავკასიონზე, როგორც ცნობილია, გამოიყოფა გასწვრივი ტექტონიკური ზონების რიგი, რომელიც ალპური ციკლის დროს სრულიად

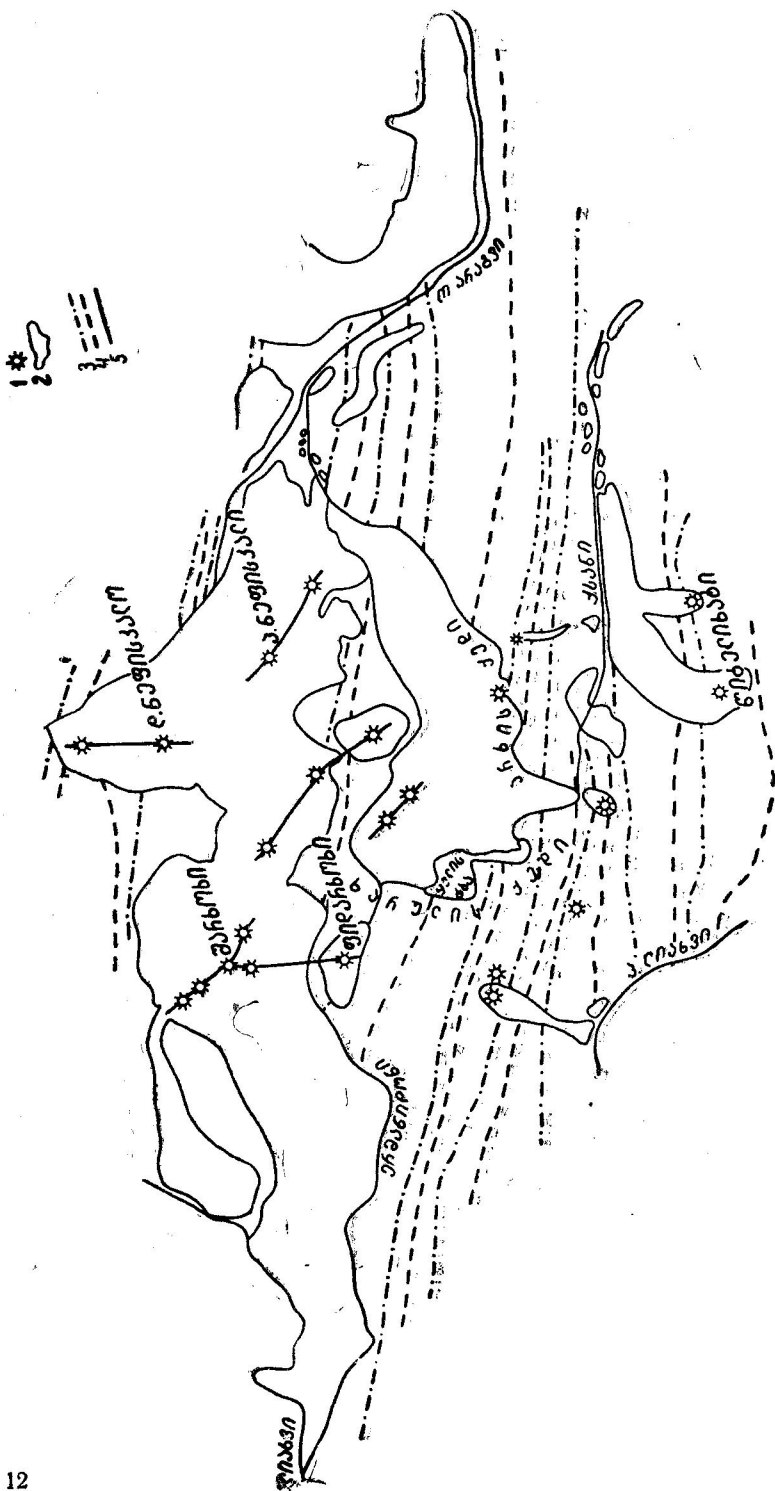
განსხვავებული განვითარების ისტორიითა და აგებულებით ხასიათდება. ამ ტექტონიკურ ზონებს ზედ ედება ტრანსკავკასიური მიმართების გარდიგარდმო ახვევა (სტავროპოლი — ძირულის მასივი). ეს მაღლა აზიდული კავკასიონის ცენტრალური ნაწილი ნეოგენ-მეოტხეულ დროს ინტენსიური დიფერენცირებული ტექტონიკური მოძრაობებით ხასიათდება და ახალგაზრდა ვულკანიზმი სწორედ ამ განივი ახვევის ზოლს უკავშირდება.

ყელის ზეგნის ვულკანური ცენტრების უშუალო კავშირი რღვევებთან არ ჩანს. და ეს არცაა სავალდებულო, რადგან ფლიშურ ნალექებში გავრცელებული შეცოცებები და სხვა პატარა წყვეტები უმეტესად დიდ სიღრმეზე არ ვრცელდება.

საკვლევი ტერიტორიაზე ასეთი კავშირის დადგენის საშუალებას იძლევა მხოლოდ ვულკანური აქტივობის ცენტრების განლაგება და თავმოყრა გარკვეულ ხაზებზე.

ვულკანური ცენტრების განლაგებაში გარკვეული კანონზომიერება შეიმჩნევა გარდიგარდმო მიმართულებით. შადილხოხ-ფიდარხოხის მერიდიანულ ხაზზე, ოთხი კმ-ის მანძილზე ეჭვსი ვულკანური ცენტრია განლაგებული. ამ ცენტრების კავშირი გარდიგარდმო ტექტონიკურ ნაპრალებთან აღნიშნული აქვს ნ. სხირტლაძეს (1958). ჩვენი აზრით, ასეთივე გარდიგარდმო ნაპრალს უნდა უკავშირდებოდეს პატარა და დიდი ნეფისკალოს მერიდიანული ზოლის ვულკანური ცენტრები. ამ ზოლში ოთხი დამოუკიდებელი ვულკანური ცენტრია განლაგებული.

საკვლევი რაიონში არის აგრეთვე ცალკეული ვულკანური ცენტრები (ნარვანხოხი, ყელის გუმბათი და სხვა), რომელთა დაჯგუფებაში გარკვეული მიმართულება არ ჩანს. მიუხედავად ამისა ზემოთ დასახელებული ფაქტების არსებობა უნდა მიუთითებდეს გარდიგარდმო ნაპრალების არსებით როლზე ვულკანური აქტივობის ცენტრთა ლოკალიზაციაში (სურ. 1). ეს ნაპრალები წარმოადგენს ალბათ ერთი დიდი ნაპრალის განტოტებებს, რომლებიც თავის მხრივ ღრმა მაგმურ კერას უკავშირდებიან. გარდიგარდმო ნაპრალებისადმი ასეთი როლის მინიჭება ვულკანური აქტივობის საკითხში სავსებით ბუნებრივი ჩანს იმ მხრივაც, რომ კავკასიაში ნეოგენ-მეოტხეული დროის ახვევა მიმდინარეობდა სტრუქტურების გარდიგარდმო გამჭიმავი ძალების მოქმედების ნიშნით. ამის გამო ალპური ციკლის დასკვნით სტადიაში ისინი უმეტესად კონტროლს უწევენ ვულკანიზმს (Милановский, Хаин, 1963).



სურ. 1. ვულკანურ ცენტრთა განლაგების სქემა. 1—ვულკანური ცენტრი, 2—ვეუზი, 3—სუსური ცენტრი, 4—სუსური ცენტრი, 5—სუსური ცენტრი.

ეს ნაპრალები იმ გარდიგარდმო სიღრმული რღვევის ზოლში ხედება, რომელსაც ე. მილანოვსკი (1964) ყაზბეგ-ცხინვალის სახელწოდებით გამოყოფს.

რასაკვირველია, ზემოთ ნათქვამი არ ნიშნავს, რომ საერთოდ ნეოგენ-მეოტხეულ დროს კავკასიაში გასწვრივი მიმართულების რღვევების როლი ვულკანური აქტივობის ცენტრების ლოკალიზაციაში გამოირიცხული იყოს. ნ. კორონოვსკი, უკანასკნელ ხანს ჩატარებული გამოკვლევების საფუძველზე (1964), თვლის რომ ცენტრალური კავკასიონის ახალგაზრდა ვულკანური ცენტრების ლოკალიზაცია გაპირობებულია გასწვრივი, საერთო კავკასიური რეგიონული ხასიათის რღვევების გადაკვეთით მსხვილ გარდიგარდმო რღვევების ზონებთან.

ყელის ზეგანი, ჩემი აზრით, ამ მხრივ გამონაკლისს წარმოადგენს, რადგანაც მის ფარგლებში რაიმე რეგიონული ხასიათის გასწვრივი რღვევა არ დასტურდება, თუმცა ე. მილანოვსკი და ნ. კორონოვსკი (1964) აქ გასწვრივი რღვევის არსებობასაც უშვებენ. ისინი იმას ეყრდნობიან, რომ ყელის ზეგნის ვულკანთა ყველაზე დიდი შეჯგუფების არეში განედური ოვალური კონტური ისახება. როგორც ზემოთაც იყო ნათქვამი, საკვლევი რაიონის ვულკანთა ჯგუფში მხოლოდ გარდიგარდმო ნაპრალების სისტემა ჩანს და აქედან გამომდინარე ე. მილანოვსკის და ნ. კორონოვსკის ზემოთ აღნიშნული მოსაზრება საფუძველს უნდა იყოს მოკლებული.

გარკვეულ წინააღმდეგობასა და დავას იწვევს ასევე ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის მიერ (1964) ყელის პლატოს ჩრდილო ნაწილში, ვულკანურ წარმონაქმნთა და კარბონატული ფლიშის ქანების საზღვარზე, 0,4—0,5 კმ ამპლიტუდის რღვევის გატარება, ხოლო მის სამხრეთით, ყელის პლატოს ფარგლებში, ვულკანურ-ტექტონიკური დეპრესიის არსებობის დაშვება.

ვულკანურ წარმონაქმნთა და კარბონატული ნალექების შეხების ზოლში, როგორც ეს უკანასკნელ ხანს ჩატარებულმა გეოლოგიურმა კვლევებმა დაგვანახვა, რღვევის არსებობის არავითარი ნიშანი არ ჩანს.

ყელის პლატოს გენეზისი, რაც კარგად ჩანს ვულკანურ წარმონაქმნთა გარემომცველი რელიეფის ხასიათითა და მორფოლოგიით, არსებითად ეროზიულ-გლაციალურია — მდინარის ფართო სათავე, რომელმაც გამყინვარება განიცადა, შევსებულია ლავური ნაკადებით.

ყელის პლატოს ფუძის მოხაზულობა კარგად დგინდება თეთრი არაგვის მარჯვენა კალთაზე, ყელის პლატოს დაბოლოებაზე. აქ ლავური განფენის ფუძე 70—80 მ სიმაღლეზეა არაგვის ხეობიდან და თითქმის სრულიად ჰორიზონტული მოხაზულობა აქვს. სამხრეთით იგი სიმაღ-

ლის თანდათანობით მატებით გამოდის ლავური განფენის ქვემოდან და არხის ქედის ჩრდილო ფერდს ქმნის. ჩრდილოეთისაკენ ლავური განფენი და მისი პორიზონტული ფუძე ჩაჭრილია სოლიებურად (V-სებურად) მდინარეული ეროზიით და შევსებულია იმ სრულიად ახალგაზრდა (პოლოცენური) ლავური ნაკადით (ფუძეში კონგლომერატებით), რომელიც პატარა ნეფისკალოს სამხრეთ კალთაზე მდებარეობს. ამ ლავური ნაკადის ჩრდილო-დასავლეთით, 1—1,5 კმ მანძილზე, არის შემადღება აბსოლუტური ნიშნულით „3089 მ“, რომელიც პატარა ნეფისკალოს ებმის. იგი აგებულია კარბონატული ფლიშის ნალექებით, რომლებსაც თავზე ლავური განფენი ადევს. „3089 მ“-ის სამხრეთ ფერდზე კარგად ჩანს, თუ ლავების ამოფრქვევის შემდგომი ეროზიული ზედაპირი როგორ ჰკვეთს მასზე განლაგებულ ლავური განფენის კიდეებს, კარბონატული ფლიშის ნალექებს და ყელის პლატოს ვულკანურ წარმონაქმნთა ქვეშ შედის (სურ. 6).

ზემოთ დასახელებული რამდენიმე ფაქტი, იმ მონაცემების გავალისწინებით, რომელიც ყელის პლატოს მორფოლოგიასა და აგებულებას შეეხება და ქვემოთაა გადმოცემული ვულკანურ წარმონაქმნთა აგებულების აღწერისას, ჩვენი აზრით, მიუთითებს ყელის პლატოს ჩამოყალიბებაში ეროზიულ-გლაციალური პროცესების არსებით როლზე, ხოლო მის ვულკანურ-ტექტონიკურ ბუნებას. ან სავსებით გამორიცხავს, ან გარკვევით უმნიშვნელო ადგილს უთმობს.

საფუძველი ვულკანურ-ტექტონიკური გენეზისის დებარესის არსებობის დაშვებისათვის ერმანის პლატოს ფარგლებში არსებობს.

ერმანის პლატოსა და ყელის პლატოს დასაწყისი თითქმის ერთ მერიდიანულ ზოლშია (ერმანის პლატო ჩრდილოეთით, ხოლო ყელის პლატო სამხრეთით) განლაგებული წყალგამყოფის (ხარულის ქედი) სხვადასხვა მხარეს. წყალგამყოფიდან ერმანის პლატო დასავლეთით ეშვება, ხოლო ყელის პლატო—აღმოსავლეთით. ამასთანავე, რაც მთავარია, პირველი უშუალოდ კავკასიონის ქედს ემიჯნება, ხოლო მეორე მისგან სამხრეთითაა, საკმაოდ მოშორებით.

ასეთი მდგომარეობის გამო ერმანის პლატოს ფუძე უფრო მაღალი აბსოლუტური ნიშნულებით უნდა ხასიათდებოდეს, ვიდრე ყელის პლატო, მაგრამ აქ პირუკუ სურათი გვაქვს.

ვულკანურ წარმონაქმნთა ფუძე ერმანის პლატოს დასაწყისში მდ. ერმანიდონის სათავეში 2700—2750 მ-ზეა, ხოლო ყელის პლატოს დასაწყისში, მის სამხრეთ განაპირა ნაწილში, — 2800—2850 მ-ზე. ამავე დროს ყელის პლატოს აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე ზედაპირისტოცენური ასაკის ვულკანურ წარმონაქმნთა ფუძიდან ეროზიის სიღრმე 70—80 მეტრებს, ხოლო მისი სინქრონული ვულკანური წარმონაქმნები ერ-

მანის პლატოზე მდ. ერმანიდონის კალაპოტთან იწყება, ან ზოგჯერ ჯერ კიდევ სრულიად არ არის გაჭრილი მდინარის მიერ.

ასეთი მდგომარეობის გამო საფიქრებელია, რომ აქ (ერმანის პლატო) ოვალური ფორმის დაძირვის არე გვაქვს, რომელიც უშუალოდ წყალგამყოფთან იწყება (ყელის პლატოზე კი ვულკანური აქტივობის წინა რელიეფი თანდათან ეშვება წყალგამყოფიდან ხეობისაკენ).

ამის გამო, ჩვენი აზრით, ერმანის პლატო ახალგაზრდა ტექტონიკურ დებარესიას წარმოადგენს. სავსებით შესაძლებელია აგრეთვე, რომ იგი ვულკანურ-ტექტონიკური ბუნებისა იყოს, რადგანაც ვულკანური კერიდან ლავების ამოფრქვევას მიწის სიღრმეში მასის დეფექტი უნდა შეექმნა და მას კი (თუ მაგმის კერა შედარებით ახლოს იყო მიწის ზედაპირთან) შესაძლოა მოჰყოლოდა დარჩენილი სიცარიელის შევსება მის ზემოთ განლაგებული ნალექების დაძირვის ხარჯზე.

აღსანიშნავია, რომ ჯვრის უღელტეხილის მიდამოებში ე. მილანოვსკიმ და ნ. კორონოვსკიმ ერთად (1964) დაუშვეს სუბგანედური მიმართების ძალზე ახალგაზრდა რღვევა (პოლოცენური), რომელსაც დაუკავშირეს ვულკანური ცენტრები — ესიკომი (აბანო), დასავლეთი სორისარი, აღმოსავლეთი ხორისარი, საკოხე და საძღლე.

ასეთი რღვევის არსებობის საკითხი განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს, ვინაიდან ზემოთ მოხსენიებულმა მკვლევარებმა მასზე დაყრდნობით ახსნეს პატარა ნეფისკალოს ლავების ქვეშ არსებული შედარებით დიდი ეროზიული სიღრმეები და აქედან გამომდინარე ლავები ზედაპირისტოცენურად დაათარიღეს (Короновский, 1964).

უნდა აღინიშნოს, რომ საკვლევი რაიონის ფარგლებში (ჯვრის უღელტეხილის მახლობლად) ასეთი რღვევის დასაშვებად არავითარი საფუძველი არ არსებობს. ე. მილანოვსკი და ნ. კორონოვსკი კი ასეთ დასკვნას აკეთებენ იმ მასალის საფუძველზე, რომელიც მათი მონაცემებით საკვლევი რაიონის ფარგლებს გარეთ — თერგის სათავეში (მდ. ბაიდარა) არსებობს.

ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის მონაცემებით (1964 გვ. 73) გვიანზედაპირისტოცენური ნალექები (Q_3^2), რომლებიც კარგად დამუშავებული ალუვიური ქვარგვალეებით არის წარმოდგენილი მდ. ბაიდარის ხეობაში, ორ აკუმულაციურ ტერასას ჰქმნის. ამ ტერასების შეფარდებითი სიმაღლეები მდინარის დინების მიმართულებით თანდათან იზრდება, ხოლო ზემოთ, სათავისაკენ, ისინი ერწყმიან ფართო ჭაღას რომელზედაც მდ. ბაიდარა შეანდრიდებს. ხეობა სათავეში აშკარად გაღრმავებულია და შეგუბებული. მდინარის ქვემო დინებაში კალაპოტის დახრა ძალზე ციცაბო ხდება და 100 მეტრებს კმ-ზე.

ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის აზრით, უკანასკნელ ვითარებაში არ შეიძლება ზემოთ აღწერილი ტიპის ალუვიონის დალექვა. ამავ დროს ანალოგიური ნალექი შემორჩენილია ტერასებზე, რომელთა გასწვრივი დახრა თითქმის იგივეა, რაც მდინარის კალაპოტისა. აქედან გამომდინარე, ავტორები აკეთებენ დასკვნას:

1) ალუვიონის დალექვა მიმდინარეობდა მაშინ, როცა მდ. ბაიდარის კალაპოტი გაცილებით უფრო დამრეცი იყო, ვიდრე თანამედროვეა და 2) დახრის ცვლილება, რომელიც გამოიწვია ჯვრის უღელტეხილის ზონის სწრაფმა აზევებამ (არანაკლებ 200-მ-ით), წარმოიშვა ჰოლოცენში.

ვიდრე ზემოთ მოყვანილი დასკვნების არგუმენტაციას განვიხილავდეთ, საჭიროა შევნიშნოთ, რომ ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის ზემოთ მოყვანილი ფაქტიური მასალა გარკვეულ წინააღმდეგობას შეიცავს. თუ მდინარის სათავეში (ჯვრის უღელტეხილთან) ტერასები ერთდება, ხოლო დინების მიმართულებით მათი შეფარდებითი სიმაღლეები იზრდება (რაც თავისთავად გულისხმობს მდინარის კალაპოტის დახრისა და ტერასის გასწვრივი დახრის შორის განსხვავებას), მაშინ შეუძლებელია ტერასისა და მდინარის დახრა თითქმის ერთნაირი იყოს, როგორც ამას ავტორები აღნიშნავენ.

ამ ავტორთა ერთ-ერთი დასკვნა, რომ ალუვიონის დალექვა მიმდინარეობდა, მაშინაც როცა მდ. ბაიდარის კალაპოტი გაცილებით უფრო დამრეცი იყო ვიდრე თანამედროვეა, მართებული ჩანს. ტერასთა აკუმულაციური ხასიათი სწორედ ამაზე მიუთითებს. აქ მხოლოდ სიკუნადისათვის დავძენთ, რომ მდინარის ასეთი (თანამედროვესაგან განსხვავებული) ჰიდროლოგიური რეჟიმის არსებობა გაპირობებული იყო არა ამ უზნის რაიმე მკვეთრად განსხვავებული ტექტონიკური მდგომარეობით, არამედ ეგზოგენური პროცესების განვითარების თავისებურებით. სავარაუდოა, რომ ამ უბანზე ხეობა გადაიკეტა (როგორც ამას ე. მილანოვსკი და ნ. კორონოვსკი აღნიშნავენ) დვარცოფული ან შესაძლებელია ვულკანური წარმონაქმნებით და შეგუბდა, რასაც ალუვიონის დაგროვება და შედეგად მდინარის კალაპოტის დახრის შეცვლა მოჰყვა.

ამგარად დაუსაბუთებელი ჩანს ავტორთა ძირითადი დასკვნა ჯვრის უღელტეხილის სწრაფი აზევების (200 მ) შესახებ ჰოლოცენში. ის გარემოება, რომ ჯვრის უღელტეხილთან ტერასები ერთდება, მიუთითებს ამ უზნის შედარებით სტაბილურ მდგომარეობაზე და გამორიცხავს მსგავსი მოძრაობის შესაძლებლობას. ჯვრის უღელტეხილის სწრაფ აზევებას, რომელიც ე. მილანოვსკის და ნ. კორონოვსკის აზრით

რღვევით გამოიხატა, უნდა მოჰყოლოდა ამ უბანზე ტერასების დაშორება, მათი დაწყვეტა, და არა შეერთება.

ამრიგად, ჰოლოცენში ჯვრის უღელტეხილის მიდამოებში სწრაფი აზევების დამადასტურებელი რაიმე საბუთი, რომელიც რღვევით გამოიხატა, არ ჩანს. აქედან გამომდინარე საფუძველსაა მოკლებული ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის მოსაზრება აღნიშნულ რღვევასთან ვულკანური ცენტრების ერთი ნაწილის კავშირის შესახებ. თავის მხრივ ამ ვულკანურ ცენტრთა განლაგებაში რაიმე გარკვეული მიმართულება არ ისახება და მათი დაკავშირება რომელიმე მიმართულების ხაზთან პირობითია.

ყოველივე ზემოაღნიშნულიდან გამოდის, რომ ყელის ზეგნის ფარგლებში რაიმე განედური მიმართების რღვევა ვულკანური აქტივობის ცენტრებთან დაკავშირებით არ ვლინდება. ვულკანური ცენტრების განლაგებით აქ მხოლოდ რამდენიმე გარდობადმო ხაზრალი ისახება, რომლებიც შესაძლებელია წარმოადგენდნენ ერთი დიდი სიღრმისა და მიწის ზედაპირზე მცირე განვრცობის რღვევის განტოტებებს (ამიტომაც აქ გამორიცხული არ არის სხვადასხვა მიმართების ნაპრალების არსებობაც).

ნ. კორონოვსკისა (1964) და ე. მილანოვსკის (1964) აზრით აღნიშნული ნაპრალები „ცოცხალ“ ნაპრალებს წარმოადგენს. როგორც ჩვენი გამოკვლევებიდან დგინდება, კავკასიონის საერთო აზევების ფონზე ისინი, სიცოცხლის პირველ ნიშნებს შუა პლეისტოცენის დროს ამულავენებენ (პატარა ნეფისკალოს ვულკანური მასივი, ფიდარხონი და სხვ.), შემდეგ ზედა პლეისტოცენსა (ყელის პლატო, ერმანის პლატო და სხვ.) და ჰოლოცენში (ნარვანხოხი, ხოძის ლავური ნაკადი და სხვა) აგრძელებენ არსებობას და არ არის გამორიცხული, რომ დღესაც სიცოცხლისუნარიან ნაპრალებს წარმოადგენენ, როგორც ამას საქართველოს და საერთოდ კავკასიონის სეისმური მონაცემებიც გვეუბნება (Жирилова, Сорский, 1960; Рубинштейн, 1964).

აღნიშნული ნაპრალების დიდ სიღრმეზე, ჩვენი აზრით, მეტყველებს ის ფაქტი, რომ ყელის ზეგნის ფარგლებში ეფუზიური ვულკანიზმი მიმდინარეობს ძირითადად ტუფებისა და ტუფბრექჩიების მძლავრი ამოფრქვევების გარეშე, მაშინ როცა ექსტრუზივები შედარებით ფართო გავრცელებას პოულობენ (ყელის გუმბათი, დიდი ნეფისკალო და სხვ.). ასეთი მდგომარეობა, როგორც ვარაუდობენ, განპირობებულია მაგმური კერის მდებარეობით დიდ სიღრმეზე, რადგანაც მაგმის დიდ მანძილზე გადაადგილებისას მოსალოდნელია მისი განტ-

ვირთვა გაზებისა და აქროლადი ნივთიერებებისაგან. მაგრამ აქვე საჭიროა შევნიშნოთ, რომ ეს მდგომარეობა არ უნდა გამორიცხავდეს სხვა დაშვებასაც. მაგალითად, ერმან-ახუბათის პლატოს ფარგლებში ვულკანურ-ტექტონიკური დეპრესიის დაშვება გულისხმობს ზედაპირთან შედარებით ახლომდებარე მაგმური კერის არსებობას. ეს კი ნაპრალობა სიღრმის შესახებ სხვა პასუხს იძლევა.

როგორც უკვე გამოთქმულია მოსაზრება (Милзновский, Хаин, 1963; Короновский, 1964), ამა თუ იმ რაიონის ვულკანიზმის ხასიათი და შედგენილობა მჭიდრო კავშირს ამყარებს რაიონის სიღრმულ აგებულებასთან. იალბუხისა და ყაზბეგის (ყელის ზეგანიც იგულისხმება) ვულკანური რაიონების შედარებით მკაფიო ვულკანიზმი აიხსნება კავკასიონის ამ ღერძული ნაწილის მიწის ქერქის (მოპოროვიჩიჩის ზედაპირამდე) მკვეთრი გასქელებით 50—60 კმ ფარგლებში (Балавадзе, 1957; Балавадзе, Шенгелая, 1961), რაც უმეტესად გრანიტის ფენის გასქელების ხარჯზე ხდება. საქართველოს ბელტის ფარგლებში კი, სადაც მიწის ქერქის გათხელებას აქვს ადგილი (40 კმ-მდის), ვულკანიზმი ბაზალტურ ხასიათს ატარებს (ცენტრალური საქართველოს რაიონი).

რელიეფის ინვერსიის კორელატური ნაღვეების კვლევის შედეგები

ჩვენს კვლევებს, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, საფუძვლად დაედო კომპლექსური გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური მეთოდი, რომელიც საშუალებას იძლევა ვულკანური სხეულების და სკულპტურული რელიეფის ფორმების ურთიერდამოკიდებულებისა და მათი კორელატური სხვადასხვა გენეტური ტიპის ნაღვეების შესწავლის საფუძველზე მოვახდინოთ ვულკანურ წარმონაქმნთა დეტალური სტრატиграფიული დანაწევრება.

ვიდრე უშუალოდ კვლევის საგანს — ვულკანურ წარმონაქმნებს განვიხილავდეთ, მიზანშეწონილად მიგვაჩნია ჯერ გავცნოთ იმ მონაცემებს, რომლებიც კორელატური ნაღვეების (ველმდინარეულის ჩათვლით) და ეფუზივთა ბუნებრივი ნარჩენი დამაგნიტების შესწავლით დგინდება.

ასეთი გადაწყვეტილება იმ გარემოებას ეყრდნობა, რომ ჩვენი რაიონის ვულკანურ წარმონაქმნთა აგებულება არ იძლევა მყარ საფუძველს სტრატиграფიული სქემის შესადგენად პალეობტოლოგიური მასალის არ არსებობის გამო. კორელატური ნაღვეები კი ან უშუალოდ

შეიცავს ფაუნას, ან ფაუნისტურად დათარიღებულ ნაღვეებთან არის დაკავშირებული. ამიტომ მათი შესწავლა გარკვეულ პასუხს იძლევა ვულკანური აქტივობის დაწყების დროისა და მისი განვითარების შესახებ. ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკობრივი საზღვრების დადგენას ემსახურება პალეომაგნიტური მონაცემებიც.

ყელის ვულკანური ზეგანი კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე მდებარეობს. ამ რაიონის დენუდაციის შედეგად გადარეცხილი მასალა, როგორც ეს მისი მორფოლოგიიდან ჩანს, სამხრეთით მუხრან-ტირიფონის დეპრესიისაკენ მიემართებოდა დიდი ლიხვის, ქსნისა და არაგვის აუზის ფარგლებში. ამიტომ ჩვენი კვლევაც ამ საზღვრებს არ გასცილებია.

კავკასიონის გეოტექტონიკური პირობების ინვერსია ოლიგოცენურ დროს უკავშირდება. ამიტომ ვულკანური კომპონენტების შემცველობის თვალსაზრისით ჩვენი ყურადღება გამახვილდა ეოცენის შემდგომ კორელატურ ნაღვეებზე, თუმცა ვულკანური წარმონაქმნების მდებარეობის მიხედვით (ისინი განლაგებული არიან ხეობათა კალთებზე, ფსკერთან ახლოს) მათი მეოთხეული ასაკი ეჭვს არ უნდა იწვევდეს.

ეოცენის შემდგომი და მეოთხეულისწინა (ოლიგოცენი-პლიოცენი) ნაღვეების კვლევისას გამოყენებულ იქნა დ. ბულიევილის (1960), ა. ლალიევის (1964), ქ. ჩუბინიშვილის (1964), ნ. სხირტლაძის (1964) და სხვათა მასალები. ამ ნაღვეებში ვულკანური ქანების ქვარგვალები (რომელთა მოტანის გზები შეზღუდულია და ამდენად უფრო ზუსტ პასუხს იძლევა მასალის სადაურობაზე) არ ჩანს. ვულკანიტის ქვარგვალები მხოლოდ მეოთხეულ ნაღვეებში გვაქვს (იხ. ქვემოთ).

ვულკანური მასალა ფერფლის სახით ტირიფონ-მუხრანის დეპრესიაში პირველად ჩნდება შუასარმატულ დროს.

როგორც ნ. სხირტლაძემ აჩვენა, ვულკანური ფერფლი, რომელიც ვხვდებოდა შუასარმატულ, ზედასარმატულ და მეოტურ-პონტურ ნაღვეებში, შედგენილობით (ანდეზიტები, ანდეზიტ-დაციტები და დაციტები) ანალოგიურია გოდერძის წყების ვულკანური წარმონაქმნებისა და ამ ამოფრქვევის პროდუქტს წარმოადგენს, მოტანილს ქართ. ამავე ვულკანურ მოქმედებას უნდა უკავშირდებოდეს მდ. დუშეთისხევის მარცხენა კალთაზე (ქ. დუშეთსა და საქ. სამხედრო გზის შუა, ხიდთან) და ს. ჩანადირთკართან „ბაზალეთის სერიის“ ნაღვეებში (ვ. კოროსტელოვის სადიბლომო შრომა „გორი—მუხრანის დეპრესიის ჩრდილო კიდის ნეოგენური ნაღვეების აგებულება და ტექტონიკა“. მოსკოვის მ. ლომონოსოვის სახ. სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგი-

ური ფაკულტეტის ფონდი) აღნიშნული ვულკანური ფერფლი და მკავე შედგენილობის ტუფური მასალა.

ნ. კორონოვსკის (1964) ამ მასალის (იგი მას საშუალო შედგენილობისად ასახელებს) წყაროდ ყაზბეგის რაიონის ვულკანები მიაჩნია. მაგრამ ამ მოსაზრებას ის ეწინააღმდეგება, რომ ყაზბეგის რაიონში ვულკანური აქტივობა ზედა პლიოცენიდან იწყება (ნ. კორონოვსკის ასე თვლის), ხოლო „ბაზალეთის სერია“ როგორც ეს კორელატორული ნალექების კვლევის პროცესში დადგინდა (Адамия, Дзоценидзе, Мацхонашвили, Меладзе, 1965), ქვედაპლიოცენური (პონტური) ასაკისაა.

ეს ნალექები ადრე გამოყოფილი იყო დამოუკიდებელ სტრატოგრაფიულ პერიოდებად და ძირითადად მინდელურად ან რისულად იყო მიჩნეული (Ренгартен, 1932, 1937; Когошвили, 1963 და სხვ). დეტალურმა შესწავლამ კი ცხადყო, რომ აღნიშნული ნალექები განვითარებულია ბაზალეთის პლატოს სინკლინური ნაოჭის გულში (რის გამოც მცირედაა დისლოცირებული) და წარმოადგენს ღუშეთის წყების ყველაზე ზედა ნაწილს.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ღუშეთის წყების ლითოლოგიური შედგენილობის ანალიზი საშუალებას გვაძლევს დამაჯერებლად განვსაზღვროთ ყელის ზეგნის პალეოგეოლოგიური მდგომარეობა მეოტურ-პონტურ დროს. ღუშეთის წყებაში კარგად გამოიჩინება ქვედა და, განსაკუთრებით, ზედა ცარცის გადარეცხილი მასალა. ყელის ზეგნის ვულკანური წარმონაქმნები განლაგებული არის ზედა იურა—ქვედა ცარცის კარბონატულ ქანებზე. ამრიგად, ყელის ზეგნის ფარგლებში ამჟამად ზედაცარტული ნალექები არა გვაქვს, ხოლო მის სამხრეთით ისინი ფართოდაა გავრცელებული. ამასთანავე, როგორც ცნობილია, ჩრდილო მიმართულებით ცარცული ნალექების ფაციესი თანდათან ღრმავდება (Цагарели, 1954). აქედან გამომდინარე, ბუნებრივია, საკვლევი რაიონის ფარგლებში დავუშვათ მძლავრი ცარცული საფარის არსებობა და მისი შემდგომი გადარეცხვა დენუდაციური პროცესების ინტენსიური განვითარების შედეგად მეოტურ-პონტურ დროს. რასაკვირველია ამ დროისათვის ეფუზივების არსებობის შემთხვევაში ამ უკანასკნელსაც ცარცული ნალექების ბედი უნდა გაეზიარებინა. მეორე მხრივ კი როგორც ჩვენი დაკვირვებებით, ასევე სხვა მკვლევართა მონაცემებით (Чубинишвили, 1964), ღუშეთის წყება გადარეცხილ ვულკანურ მასალას არ შეიცავს. ეს გარემოება კი გვაძლევს საშუალებას დავასკვნათ, რომ საკვლევ რაიონში მეოტურ-პონტურ დროს ვულკანური წარმონაქმნები არ არსებობდა (ზოგი მკვლევარის შეხედულებით საწინააღმდეგოდ).

ამრიგად, მეოთხეულისწინა კორელატურ ნალექებში გადარეცხილი ვულკანური მასალა არ ჩანს, ხოლო ამ ნალექებში დადგენილი ვულკანური ფერფლი პეტროგრაფიული შესწავლისა და მისი გავრცელების ხასიათის მიხედვით ე. წ. გოდერძის წყება მიეკუთვნება.

ცალკე აღნიშვნას მოითხოვს აღჩაგილურ-აფშერონული ასაკის ე. წ. რუხს-ძუარის კონტინენტური წყება, რომელიც ჩრდილო კავკასიის მთისწინა როფში არის განვითარებული. საქმე იმაშია, რომ ზოგჯერ მკვლევრებს, როცა ყელის ზეგნის ვულკანური წარმონაქმნების ასაკი მეოთხეულზე უფრო ძველად მიაჩნიათ, ერთ-ერთ საბუთად ამ წყებაში არსებული ვულკანური მასალა მოჰყავთ.

ნ. კორონოვსკის (1964), ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის (1964) მონაცემებით რუხს-ძუარის წყება დანალექი ქანებისა და ტუფოვანურ-ნამსხვრევი კომპონენტებისაგან (კონგლომერატები და ბრექჩიები საღი ეფუზივების ნატეხებით, ტუფქვიშაქვები, პემზური აგლომერატული ტუფები, ფერფლი, პემზის ლინზეები და შრეები და ა. შ.) შედგება. ვულკანური მასალის (რომელიც ძირითადად ანდეზიტური, ანდეზიტურ-დაციტური და დაციტური, ხოლო ზოგჯერ ლიპარიტულ-დაციტური და ანდეზიტურ-ბაზალტური შედგენილობისაა) განაწილება წყებაში გვიჩვენებს, რომ მთავარი ამოფრქვევის ცენტრები ყაზბეგის დასავლეთით იყო განლაგებული (ვულკანური მასალა მიმართებულზე მაქსიმალურ განვითარებას თერგსა და ურუხს შუა აღწევს). წყების სიმძლავრე 0,5—1 კმ ფარგლებშია, ხოლო მასში ვულკანური მასალის შემცველობა 100 კმ³ ჰარბობს.

ყაზბეგის (გვერდითი) ქედის მიდამოებში ცნობილია მრავალრიცხოვანი ანდეზიტებისა და დაციტის დაიკები და ნეკები, რომლებიც განხილულია, როგორც ზედაპლიოცენური ასაკის ვულკანების ამომყვანი ყელები (Белянкин, Петров, 1954). უკანასკნელ დრომდე ეს ზედაპლიოცენური ვულკანები გადარეცხილად მიაჩნდათ, მაგრამ ბოლო ხანებში მათი არსებობა რამდენიმე ადგილას დადგინდა (მაგ. თერგის მარცხენა ფერდზე ს. ფანშეთის მახლობლად; მდ. ამილაშხისა და ჩაჩის სათავეებში განფენის რამდენიმე ნაშთი; აგრეთვე 300—400 მ სიმძლავრის ვულკანოგენური დასტის შთენილი ყაზბეგის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ტოტების წყალგამყოფ თხემებზე და სხვ.).

ყველა ეს ვულკანური წარმონაქმნები ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის აზრით მიეკუთვნებოდა ყაზბეგის მძლავრ ზედაპლიოცენ-

ნურ ვულკანის უძველეს ნაგებობას და ლავურ ნაკადებს, რომლებიც პალეოთერაპის ხეობაში ჩადიოდნენ.

ამგვარად, რუხს-ძუარის წყების ვულკანური მასალის შემცველი წყარო მიკვლეულია.

ამასთან ერთად, რუხს-ძუარის წყებაში ფართოდ გავრცელებული (თითქმის მთელ ჭრილში) პემზური აგლომერატული ტუფები, ფერფლი, პემზის ლინზები და შრეები ინტენსიურ ექსპლოზიურ ვულკანიზმზე მიუთითებს, ხოლო ყელის ზეგნის ვულკანიზმისათვის უფრო დამახასიათებელია მშვიდი, ლავური ამოფრქვევები. ასევე, რუხს-ძუარის წყებაში არსებული დიდძალი ვულკანური მასალა (1000 კმ³) ბევრად აღემატება ყელის ზეგნის ვულკანურ წარმონაქმნთა მოცულობას. უკანასკნელთა პირველადი ვულკანური რელიეფი კი კარგადაა დაცული და ის გარემოება, რომ მდ. ბაიდარას (თერგის სათავეში) შეეძლო გადაერეცხა ყელის ზეგნის ვულკანურ წარმონაქმნთა მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილი, პემზის ლინზები და შრეები ინტენსიურ ექსპლოზიურ ვულკანიზმ-წარმონაქმნების მდებარეობაზე ყაზბეგის რაიონში (და არა ყელის ზეგნის ფარგლებში) და საფუძველს არ უნდა ტოვებდეს სხვა მოსაზრებისათვის.

მეოთხეულისწინა ოლიგოცენ-პლიოცენური ასაკის ნალექების ხასიათის მიხედვით საკვლევი რაიონის შემდეგი პალეოგეოგრაფიული სურათი ისახება.

ოლიგოცენ-შუა სარმატის დროს, როგორც ჩანს, კავკასიონი სუსტად დანაწევრებულ დაბალმთიან მხარეს წარმოადგენს. ამ რელიეფის რელიქტებად ე. მილანოვსკისა და ნ. კორნოვსკის (1964) კავკასიონის ღერძული ზოლისათვის მიაჩნიათ 3,1—3,3 კმ აბსოლუტურ სიმაღლეზე (შეფარდებითი სიმაღლე 1,5—1,7 კმ), ხოლო იალბუჯის რაიონში 3,5—3,7 კმ აბს. სიმაღლეზე (შეფარდებითი სიმაღლე 1,7—1,8 კმ) მდებარე ზედაპირი.

კავკასიონზე ზედასარმატულისწინა რელიეფის რელიქტების არსებობის საკითხი თავისთავად სადისკუსიოა, მაგრამ ყელის ზეგნის ფარგლებში იგი არ უნდა იყოს შემორჩენილი, ვინაიდან აქ უმაღლესი ნიშნულები (რასაკვირველია მეოთხეული ასაკის ვულკანური მწვერვალების გამოკლებით) უფრო დაბალია, ვიდრე კავკასიონის ღერძული ზოლისათვის ზედასარმატული რელიეფის ნაშთებად ე. მილანოვსკისა და ნ. კორნოვსკის მიერ მიჩნეული უმაღლესი ნიშნულები.

ზედა სარმატიდან ქვედა პლიოცენის ჩათვლით კავკასიონი ძლიერ აზვევებას განიცდის, რასაც თან სდევს ინტენსიური ეროზია (ნაც-

ხორისა და დუშეთის წყებების ჩამოყალიბება) და რელიეფის დანაწევრება.

შუა პლიოცენში ცენტრალური კავკასიონის ინტენსიური აზვევება და რელიეფის მკვეთრი დანაწევრება გრძელდება (Милановский, 1964).

ასეთივე სურათია ზედა პლიოცენში, თუმცა აღჩაგილის ტრანსგრესიის გამო, რომლის დროს ზღვა გარე კახეთის ტერიტორიას აღწევს, აზვევების ტემპი მკვეთრად მცირდება. ამ პერიოდს ზოგი მკვლევარი Варданянц, 1948; Цагарели, 1964 და სხვ.) უკავშირებს კავკასიონის (ფარგლებში პენეპლენის წარმოშობას.

ყელის ზეგანზე ზედა პლიოცენის რელიეფის რელიქტებად უნდა ჩაითვალოს მისი უმაღლესი ნიშნულები (ვულკანური აპარატების გამოკლებით). ეს ზედაპირი პირობითად თარიღდება ზედაპლიოცენურად, რადგანაც იგი ქვედამეოთხეულ ტერასებზე ძველია და მათ შორის კი არავითარი სხვა საფეხური არ შეიმჩნევა (Цагарели, 1964).

მეოთხეული (ანთროპოგენი)?

კავკასიონის თანამედროვე რელიეფის ჩამოყალიბებაში მეოთხეული პერიოდის ტექტონიკური მოძრაობების როლი სხვადასხვა მკვლევარს სხვადასხვანაირად აქვს წარმოდგენილი. ამ წარმოდგენებში, ჩემი აზრით, ზოგჯერ გარკვეული უკიდურესობანია განვითარებული. მაგალითად, ლ. ვარდანიანცის მიხედვით კავკასიონის მაღალმთიანი რელიეფის ჩამოყალიბება პოსტპლიოცენში მოხდა ადამიანის თვალწინ (1948, გვ. 31), ხოლო ნ. ასტახოვი თვლის, რომ „ტექტონიკურმა მოძრაობებმა, რომლებიც ნეოგენის მეორე ნახევარში მოქმედებდნენ, პლიოცენუ-

2 წინამდებარე ნაშრომში მეოთხეულის საზღვრად ბაქოური (კასპის ზღვის აუზი) და ჩაუღური (შავი ზღვის აუზი) ნალექების ფუჟია მიღებული.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მკვლევართა ნაწილს (ა. მოსკვიტინი, ბ. ყიფჩენკო, ვ. გრომოვი, ლ. მარტაშვილი და სხვ.) უფრო ბუნებრივად მიაჩნიათ ნეოგენისა და მეოთხეულის საზღვრის გატარება აღჩაგილის ფუჟეში.

ეს საკითხი საერთოდ სადისკუსიოა. აღსანიშნავია, რომ ორივეს დედამიწის მაგნიტური ველის ინვერსია უკავშირდება, რომელიც ძლიერ გააადვილებდა პლანეტარული მასშტაბით ნეოგენსა და მეოთხეულს შორის საზღვრის კორელირებას.

ჩვენი არჩევანი ბაქოურის ფუჟეზე იმ თვალსაზრისით შეჩერდა, რომ იგი უფრო ტრადიციულია კავკასიის გეოლოგიისათვის და ამიტომაც უფრო მოხერხებულია.

ტერმინი მეოთხეულის (და არა ანთროპოგენის) გამოყენება იმან განაპირობა, რომ ისიც ასევე ტრადიციულია და ამავე დროს ჭერ-ჭერობით ოფიციალურადაა დამტკიცებული საერთაშორისო გეოლოგიურ კონგრესზე (1888 წ.).

რი დროისათვის უკვე ააგეს კავკასიონის უზარმაზარი მთიანი ნაგებობა“ (1962, გვ. 20).

საკვლევი რაიონის ფარგლებში დადგენილი ფაქტიური მასალა ამ საკითხის ირგვლივ რაიმე საგულისხმოს არ გვაწვდის. გეოლოგიურ ლიტერატურაში არსებული მასალიდან გამომდინარეობს, რომ მიოპლიოცენური მძლავრი კონტინენტური ნალექების არსებობა მიუთითებს ამ პერიოდში კავკასიონის ინტენსიურ აზევებაზე, ერთი მხრივ, და მეორე მხრივ — უძველესი მეოთხეული ტერასების დონიდან განვითარებული დიდი ეროზიული სიღრმეები აშკარად გვეუბნება ასევე მეოთხეული მოძრაობების მნიშვნელობაზე კავკასიონის მაღალმთიანი რელიეფის ჩამოყალიბებაში.

ა. ცაგარელის მონაცემებით (1964) კავკასიონის რელიეფში თხემური ნაწილის შემდეგ (იგი მას ზედაპლიოცენურ ეროზიულ-დენუდაციურ ზედაპირად მიაჩნია) პირველ დონეს ჰქმნის უძველესი მეოთხეული ტერასა, ხოლო ე. მილანოვსკის და ნ. კორონოვსკის მიხედვით (1964) უკანასკნელი მესამე დონეს ჰქმნის მიოცენური და ზედაპლიოცენური ეროზიულ-დენუდაციური ზედაპირების შემდეგ. ე. მილანოვსკისა და ვ. ხაინის მონაცემებით (1963) ამ დონის შეფარდებითი სიმაღლე მდინარეთა ფსკერიდან 700 მ აღწევს. ამავე დროს, თუ გავითვალისწინებთ იმ მდგომარეობას, რომ ე. მილანოვსკის გაანგარიშებით (1964), კავკასიონის მსხვილი მდინარეების ეროზიის სიღრმე მთიანი რაიონების შიგა ზონებში საშუალოდ 2-ჯერ ნაკლებია, ვიდრე ამ უბნის აზევების ამპლიტუდა დროის შესაბამის პერიოდში, მეოთხეული დროის მონაკვეთში კავკასიონის აზევების ამპლიტუდა 1400 მ აღწევს.

უნდა აღინიშნოს, რომ მეოთხეული მოძრაობების ინტენსივობაზე ასევე აშკარად მიუთითებს ის ტექტონიკური დისლოკაციები, რომლებიც ფართოდ არის გავრცელებული მეოთხეულ ნალექებში კავკასიონის აზერბაიჯანულ ნაწილსა და კახეთში.

მეოთხეული მოძრაობების შედეგად კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში რამდენიმე გენერაციის ეროზიულ-გლაციალური ფორმა განვითარებული. ყოველ შემთხვევაში ე. მილანოვსკისა და ნ. კორონოვსკის მონაცემებით (1964) მიოცენისა და ზედა პლიოცენის ორი ძველი, ეროზიულ-დენუდაციური ზედაპირის ქვევით მათი რიცხვი სამზე ნაკლები არ არის და ისინი მეოთხეული ხეობების თანმიმდევრობით ჩაჭრის სტადიების ფიქსირებას წარმოადგენენ.

საკვლევი რაიონის ფარგლებში, მაღალმთიანი რელიეფის პირობებში, ეს ფორმები მეტ-ნაკლები გამომსახველობით ხასიათდება, მაგრამ, როგორც ჩანს, იგი გაცილებით უფრო ცუდადაა შემონახული, ვიდრე კავკასიონის ჩრდილო ფერდზე. ნ. კორონოვსკის მონაცემებით (1964), ეს ეროზიული ჩაჭრები კარგადაა გამოსახული ტროგული ხეობის ფორმებით, რომლებიც ხეობის კალთებზე ცენტრალური კავკასიონის ყველაზე უფრო აზევებულ ნაწილში აღინიშნება დაახლოებით შემდეგ დონეებზე (ზევიდან ქვევით): I—0,5—0,8 კმ; II—0,3—0,5 კმ და III—0—0,1 კმ.

ყელის ზეგნის მიდამოებში ტროგული ხეობის ფორმა აშკარად მხოლოდ ხეობის კალთების ქვედა ნაწილებშია განვითარებული (ვიურმული გამყინვარება), ხოლო ზემოთ, ხეობათა პროფილების მიხედვით, ჩვენი აზრით, გადაჭრით რაიმეს თქმა ძნელია.

უნდა აღინიშნოს აგრეთვე, რომ იმ მეოთხეულ ტერასებს, რომლებიც უმეტესად ხეობათა ქვემო ნაწილში კარგად არის განვითარებული, დღემდე არ გააჩნიათ პალეონტოლოგიური დასაბუთება. ამიტომ ტერასების დათარიღება რამდენადმე პირობითია. აქ არსებითად გამოსავალ წერტილს წარმოადგენს ის მდგომარეობა, რომ მდინარეთა კალაპოტთან უახლოესი ტერასები ზედაპლიოცენური ასაკისაა, ხოლო თხემური ნაწილის ქვევით საფეხურები ქვედაპლიოცენურ დროს მიეკუთვნება.

აღსანიშნავია, რომ უკანასკნელ ხანს იყო საინტერესო ცდა ქსნისა და არაგვის ტერასების აგებულებათა ზოგიერთი თავისებურებების (ვულკანური მასალის შემცველობა და სხვ.) გამოყენებით გაეკეთებინათ ზოგი სტრატოგრაფიული და პალეოგეოგრაფიული დასკვნა (Мартуашвили, 1963). ამ გზით ქსნისა და არაგვის შუა დინების I ტერასა (1,5 მ შეფარდებითი სიმაღლის) მიჩნეული იქნა ვიურმულად ან აღრეპოლოცენურად, ხოლო მეორე ტერასა, 20 მ შეფარდებითი სიმაღლის ქსნის ხეობაში და 10—12 მ არაგვის ხეობაში, მიეკუთვნა რისულს. მაგრამ საქმე ის არის, რომ ჩვენი გამოკვლევის შედეგად ვულკანური მასალა, რაც ადრე არ იყო დადგენილი, აღმოჩნდა მეორე ტერასაშიც, როგორც ქსნის, ასევე არაგვის ხეობაში. ამავე დროს ქსნის აუზში დადგინდა მანამდე უცნობი ე. წ. ბაგინის ვულკანური ცენტრი, რომელიც ნარვანხოხის ვულკანის მსგავს და იმავე შედგენილობის წილის ნატეხებს იძლევა (Дзоценидзе, 1964). მსგავსივე შედგენილობის აღმოჩნდა წიოელიხატის ლავური ნაკადი. აქედან არადამაჯერებელი გახდა მოსაზრება, რომ მდ ქსნის I ტერასაში არსებული წილის ნატეხები შემოტანილია ნარვანხოხიდან (თეთრი არაგვის აუზს მიეკუთვნება)

მყინვარის მიერ, რომელმაც არხის ქედი გადალახა მის დადაბლებულ ნაწილში.

ასეთი მდგომარეობის გამო კი საფუძველს მოკლებული აღმოჩნდა ტერასების ასაკის შესახებ მიღებული დასკვნები.

უნდა აღინიშნოს რომ უფრო ადრე, კ. პაფენგოლცი (1958, 1959) მდ. ერმანილონის სათავეში ერმანის პლატოს ამგებ ვულკანურ წარმონაქმნებში ოთხ ეროზიულ ტერასას აღნიშნავდა, რომლებსაც გიუნცურ, მინდელურ, რისულ და ვიურმულ გამყინვარებებს უკავშირებდა. მაგრამ, როგორც ბოლო დაკვირვებებმა გვიჩვენა, აქ სრულიად განსხვავებული სურათია. ჩვენი მონაცემებით, სულ ზედა „გიუნცური“ ტერასა სინამდვილეში ბეზინგიურ (ვიურმული) გამყინვარებას (*gl Q₃*) უკავშირდება, ხოლო ქვედა სამი საფეხური გვერდითი მორენებით არის აგებული და ბეზინგიური გამყინვარების უკანასკნელ ფაზას (*gl Q₂*) მიეკუთვნება.

ამრიგად, როგორც ზემოთ თქმულიდანაც ჩანს, ეროზიული ტერასების დათარიღების საკითხი საკვლევი რაიონის ფარგლებში რამდენადმე პირობითია. აქ, როგორც უკვე აღნიშნული იყო, ამოსავალი პუნქტია ის მდგომარეობა, რომ ყველაზე ახალგაზრდა ეროზიული კირილი რომელიც თითქმის მდინარეთა თანამედროვე კალაპოტთან მდებარეობს თარიღდება, როგორც ზედაპლენისტოცენური.

კავკასიონის ჩრდილო და სამხრეთ ფერდის ტერასების სერია შეფარდებითი სიმაღლით 3—60 მ (რასაკვირველია ეს სიდიდე ზოგჯერ მკვეთრად იცვლება ახალგაზრდა ტექტონიკური მოძრაობის სასიათის მიხედვით. ამის კარგი მაგალითია თერგის ხეობაში ზედაპლენისტოცენური ასაკის ე. წ. რედანტული ტერასა), თარიღდება ზედაპლენისტოცენურად.

აღსანიშნავია, რომ ჩრდილო კავკასიის მთისწინა ზოლში, მდ. პოდკუმოკზე, მწვ. მამუკის ფერდზე, ტრავერტინებში იპოვეს ძუძუმწოვართა ფაუნა, რის საფუძველზე მდ. პოდკუმოკის ტერასები პალეონტოლოგიურად დათარიღდა, ხოლო მომიჯნავე მდინარეთა (მალკაბაქსანი, ჩეგემი, ჩერეკი და თერგი) ტერასები დათარიღდა მათთან შეპირისპირებით (Жороновский, 1964).

საყურადღებოა აგრეთვე, რომ კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე მდ. გუდამაყრის აუზში, ს. მაკართასთან ჭალისზედა II ტერასაზე, 50—60 მ შეფარდებით სიმაღლეზე, ვ. რენგარტენმა ტრავერტინებში იპოვა ნამარხი ფლორა, რომელიც ი. პალიბინმა (1927) განსაზღვრა.

ნამარხი ფლორა იპოვეს, აგრეთვე, მდ. ხევშის ტრავერტინებში (თეთრი არაგვის შენაკადი), რომელიც აგრეთვე ი. პალიბინმა განსაზღვრა (1927). დ. წერეთლის აზრით (1966) ფლორა ს. მაკართიდან და ხევშის ხეობიდან ვიურმული გამყინვარების ერთსა და იმავე ინტერსტადიალს მიეკუთვნება. გუდამაყრის არაგვის ჭალისზედა II ტერასის ქვარგვლები, რომლებიც ტრავერტინითა და დელუვიური ნალექებითაა გადაფარული, წარმოადგენს ვიურმული მყინვარული ეპოქის ფლიუვიოგლაციალს და უკავშირდება მორენებს, რომლებიც შემორჩენილია ზემოთ, მდინარეებში — ბაკურხევში, დუმაცხოსა და კოშკაში.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ჩვენ მიერ ყელის ზეგნისა და მისი მომიჯნავე ტერიტორიის ვულკანურ წარმონაქმნთა სტრატეგრაფიის დასაზუსტებლად დეტალურად იქნა შესწავლილი ძველი ალუვიონი (მათ შორის ვულკანიტები პეტროგრაფიულად) იმ მდინარეებისა (დიდი ლიახვი, ქსანი და თეთრი არაგვი), რომლებიც უშუალოდ რეცხავენ ამ ვულკანურ სხეულებს და მის მახლობლადაა განვითარებული.

ამ შესწავლის შედეგები ქვემოთაა მოცემული ცალკეული მდინარეული აუზების მიხედვით.

დიდი ლიახვის აუზი

დიდი ლიახვის ზემო წელის მეოთხეული ნალექების შესახებ საინტერესო ცნობებს ო. ვიალოვი (1935) გვაწვდის, რომელმაც დიდი ლიახვის მთელი აუზის მორფოლოგია შეისწავლა და ყურადღება მიაქცია მდინარეთა ძველ ალუვიურ ნალექებში ვულკანური მასალის შემცველობასაც.

დიდი ლიახვის სათავეში მან რამდენიმე ტერასა აღნიშნა შემდეგი სიმაღლეებით: I — 1—2 მ, II — 4 მ, III — 15 მ, IV — 20—30 მ, V — 50 მ, VI — 100 მ, VII — 150—180 მ, VIII — 220—250 მ.

გარდა უკანასკნელისა ყველა ტერასაში ო. ვიალოვმა აღნიშნა ვულკანური მასალის არსებობა.

ჩვენმა გამოკვლევებმა საკვებით დაადასტურა ამ მკვლევრის მონაცემები. ამასთან ერთად დიდი ლიახვის ქვემო დინებაში ვულკანური მასალა დადგინდა მრავალ ადგილას.

დიდი ლიახვის სათავეში, ს. ედისის ქვემოთ 0,7 კმ-ზე, მდინარის კალაპოტიდან 20—30 მ შეფარდებით სიმაღლეზე ახუბათის ლავური ნაკადის ფერდზე, ფრაგმენტის სახით შერჩენილია ალუვიური ნალექები კაინოტიური ვულკანიტების დიდძალი ქვარგვლებით, რომლებიც ორი სახესხვაობით არის წარმოდგენილი: ჰიპერსტენიანი ანდეზიტებითა და ჰიპერსტენიანი დაციტებით.

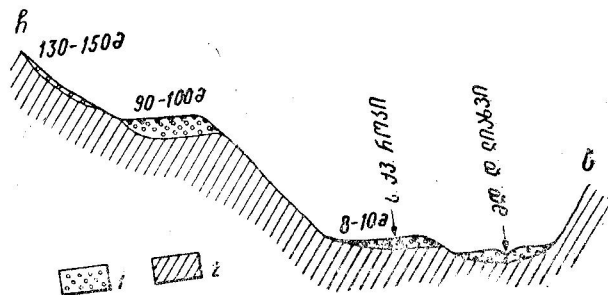
დიდი ლიახვის ხეობის მარჯვენა კალთაზე ს. როკთან კარგად არის გამოხატული რამდენიმე ტერასა (სურ. 2).

აქ I ტერასის სიმაღლე 10—12 მ-ია (იგი ო. ვიალოვის სქემის მიხედვით ხეობის ამ მონაკვეთის რიგით III ტერასას ეთანადება). მისი ალუვიონი მდიდარია ვულკანიტების ქვარგვალეებით. ამ ტერასაზე ს. ქვედა როკის ნაწილია გაშენებული.

შემდეგი II ტერასა (ო. ვიალოვის მიხედვით VI ტერასას ეთანადება) 90—100 მ შეფარდებით სიმაღლეზე მდებარეობს. იგი მორფოლოგიურად კარგად არის გამოხატული და ადვილად შესამჩნევია. მასზე მდებარეობს კოშკის ნანგრევები.

აღნიშნული ტერასის ალუვიონი 10 მ სიმაღლის კონგლომერატით არის წარმოდგენილი და მდიდარია ვულკანიტების ქვარგვალეებით, რომლებიც რქატყუარა-ჰიპერსტენიან ანდეზიტ-დაციტებს მიეკუთვნება.

II ტერასის ზემოთ 30—50 მ სიმაღლეზე, ე. ი. მდინარის კალაპოტიდან 130—150 მ-ზე (ო. ვიალოვის მიხედვით 150—180 მ სიმაღლისა და VII ტერასს წარმოადგენს), მრავალრიცხოვანი შეუცემენ-



სურ. 2. მდინარეული ტერასები დიდი ლიახვის ხეობის მარჯვენა კალთაზე ს. როკთან. 1—ალუვიონი, 2—ძირითადი ქანები

ტებელი ქვარგვალეების ნაყარია, რომელიც ფერდს საკმაო მანძილზე გასდევს. აშკარაა, რომ იგი ტერასის ალუვიონის შემორჩენილი ნაწილია. ქვარგვალეებში ურევია ვულკანური მასალაც, მაგრამ გაცილებით უფრო მცირე რაოდენობით. აქ ვულკანიტები ჰიპერსტენიანი და რქატყუარა-ჰიპერსტენიანი დაციტებით (ცხ. 2. ან. 1) არის წარმოდგენილი.

ს. ქვემო როკის ქვემოთ, 3 კმ-ზე, იქ სადაც დიდ ლიახვს მარჯვენა შენაკადი ერთვის, ხეობის მარჯვენა ფერდზე მდინარეული ტერასის ფრაგმენტია, რომლის შეფარდებითი სიმაღლე 50 მ-ია (ო. ვიალოვის სქემის მიხედვით V ტერასაა). აღნიშნული ტერასის ალუვიონი დი-

დი რაოდენობით შეიცავს ვულკანიტების ქვარგვალეებს, რომელთაგან აღებული რამდენიმე ნიმუში ანდეზიტური შედგენილობის აღმოჩენდა.

ს. როკის ქვემოთ, დიდი ლიახვის მარჯვენა შენაკად ჯომაგდონამდის, მდინარის კალაპოტიდან 250—270 მ სიმაღლეზე, კიდევ ერთი ტერასის ნარჩენია (ო. ვიალოვის მიერ აღნიშნულ VIII ტერასას შეესაბამება), რომელიც კარგად შეცემენტებული კონგლომერატებით არის წარმოდგენილი. კონგლომერატების სიმაღლე 2,5 მ-ია და 25—30 მ სიგრძეზე გასდევს ხეობას.

კონგლომერატები მთლიანად კარბონატული ფლიშის ქანების ქვარგვალეებისაგან არის აგებული და ვულკანურ მასალას არ შეიცავს.

დიდი ლიახვის ქვემო დინებისაკენ ს. ხეცესა და ქ. ცხინვალს შუა რამდენიმე ტერასული საფეხური შეიმჩნევა.

ლიახვის მარჯვენა კალთაზე სოფ. საკირესა (მდ. ფაწის შესართავთან) და ითრაფისის შორის 1,5—2 კმ მანძილზე კარგად გაიღვენება 2 ტერასული საფეხური. პირველი ზედაპირი მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით 25 მ სიმაღლეზე მდებარეობს (მასზე სამანქანო გზა გადის) და სოფლები საკირე, დიდი გუფთა და ითრაფისია გაშენებული. ო. ვიალოვი მას V ტერასად ასახელებს.

აღნიშნული ტერასა მძლავრ კონგლომერატებს შეიცავს, რომლებიც ზაიოსის პორფირიტულ წყებაზეა განვითარებული. კონგლომერატებში დიდი რაოდენობით გვხვდება ვულკანიტების ქვარგვალეებიც, რომლებიც ძირითადად ანდეზიტებია (ჰიპერსტენიანი, რქატყუარა-ჰიპერსტენიანი და რქატყუარაიანი).

მეორე ტერასული ზედაპირი ს. დიდი გუფთას ზემოთ 40 მ სიმაღლეზე განვითარებული (მდინარის კალაპოტიდან 75—80 მ) მძლავრ კონგლომერატს შეიცავს (ო. ვიალოვის სქემის მიხედვით იგი VII ტერასაა). ამ კონგლომერატებში ვულკანური ქვარგვალეები ვერ ვიპოვეთ ვფიქრობთ, ეს გარემოება გამოწვეულია მათი მდ. ფაწის შესართავთან მდებარეობით, რის გამოც კონგლომერატებში მდ. ფაწის მიერ შემოტანილი მასალა გაბატონებული (და არა ლიახვის).

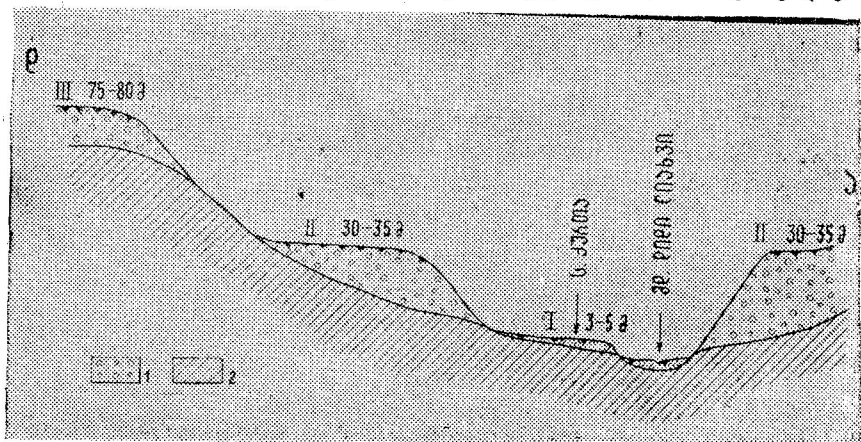
ტერასები კარგად არის გამოხატული მდინარის ქვემო წელში სოფ. ქურთასთან (სურ. 3) და კეხვთან (ცხინვალის მახლობლად).

ს. ქურთასთან 1 ტერასაზე (ხეობის მარჯვენა კალთა), რომელიც 3—5 მ შეფარდებითი სიმაღლისაა, თვით ს. ქურთაა გაშენებული, ხოლო მის ზემოთ II ტერასაა, მორფოლოგიურად კარგად გამოხატული. აღნიშნულ ტერასაზე განვითარებული კონგლომერატები დიდი რაოდენობით შეიცავს ვულკანიტთა ქვარგვალეებს. ამ ტერასის შეფარდებითი

სიმაღლე 30—35 მ-ია. იგი ს. დიდი გუფთის 35 მ შეფარდებით სიმაღლის ტერასის გაგრძელებას უნდა წარმოადგენდეს. ვულკანიტები ჰიპერსტენიანი ანდეზიტები და ანდეზიტ-ბაზალტებია. ს. ქურთის II ტერასის ზემოთ 75—80 მ შეფარდებით სიმაღლეზე ჭალისზედა მესამე ტერასაა განლაგებული, რომელიც კონგლომერატის სქელ ფენას შეიცავს. თვით კონგლომერატებში (მტკიცედ არის შეცემენტებული) ვულკანური მასალის შემცველობა ვერ დადგინდა, თუმცა ნაყარში, რომელიც უშუალოდ მასზეა განვითარებული ნაპოვნია ჰიპერსტენიანი და ჰიპერსტენიან-რქატყუარიანი დაციტის რამდენიმე ქვარგვალი.

ს. კეხვში, რომელიც ს. ქურთას ებმის უშუალოდ, ასევე კარგადაა გამოხატული სამი ჭალისზედა ტერასა, იმავე შეფარდებითი სიმაღლეებით, როგორც ს. ქურთაში.

ო. ვილოვი (1935) კეხვი—ცხინვალის უბანზე, სადაც ხეობა მკვეთრად ფართოვდება მის ზემო ნაწილთან შედარებით, სამ კარგად გა-



სურ. 3. მდინარეული ტერასები დიდი ლიახვის ხეობაში ს. ქურთასთან (ცხინვალის მახლ ბლად). 1—ალუვიონი, 2—ძირითადი ქანები

მოხატულ ტერასას აღნიშნავს შემდეგი სიმაღლეებით: I—8 მ; II—25 მ და III—110 მ. მეორე და მესამე ტერასას შუა, მძლავრი დელივიური ნალექების გავრცელების ქვეშ იგი ვარაუდობს ასევე 45 მ სიმაღლის ტერასის არსებობასაც.

ცხინვალის რაიონში სამი ჭალისზედა ტერასის არსებობის შესახებ აღნიშნავს ი. კახაძეც, რომელიც მათ მდინარე მტკვრის იმავე რიგის ტერასებს უკავშირებს.

პირველ ორ ტერასაში, ს. ქურთას ტერასების მსგავსად, კონგლომერატებში ბლომდაა ვულკანიტის ქვარგვალები. ჭალისზედა II ტე-

რასაში ვულკანიტის ეს ქვარგვალები ჰიპერსტენიანი, რქატყუარიანი და რქატყუარა-ჰიპერსტენიანი ანდეზიტებით და დაციტებით არის წარმოდგენილი.

ჭალისზედა III ტერასის კონგლომერატებში კი, რომელიც ძირითადად აგებულია ქვიშაქვებისა და ბაიოსის პორფირიტული წყებისა და კარბონატული ფლიშის ქანების ქვარგვალებით, ვულკანური მასალის შემცველობა არ დასტურდება.

რაც შეეხება ტერასების ასაკს უნდა აღინიშნოს, რომ იგი მდ. ლიახვის კავკასიონის მთისწინა მონაკვეთზე (ცხინვალის მიდამოები) საკმაო დამაჯერებლობით დგინდება. განსაკუთრებით ეს ჭალისზედა II ტერასას ეხება. საგულისხმოა, რომ აქ მომუშავე ყველა მკვლევარი (ლ. მარუაშვილი, დ. წერეთელი, ნ. კანდელაკი, ვ. რასტვოროვა და სხვ.) აღნიშნულ ტერასას ვიურმულად ათარიღებს.

როგორც ლ. მარუაშვილი აღნიშნავს (1959), ჭალისზედა II ტერასის ვიურმული ასაკი კარგად საბუთდება იმით, რომ მისი ჩაჭრის სიღრმე (30—40 მ) დაახლოებით შეესაბამება კასპიის ზღვის დონის დაწვევის ამპლიტუდას ხვალისურის შემდგომი დროის განმავლობაში, ხოლო ზედაპირის ჩამოყალიბება, აქედან გამომდინარე, — ხვალისურ კრანსგრესიას ანუ ვიურმულ გამყინვარებას.

ამავე ზოლში (ცხინვალ-კეხვის უბანზე) უფრო მაღალნიშნულებია—სი ტერასებისათვის ლ. მარუაშვილი შემდეგ ასაკს მიიჩნევს მისაღებად:

- ტერასა სიმაღლით 55—60 (70—75) მ — ხაზარული
- ” ” 85—105 მ — ურუნჯიკულ-ბაქოური
- ” ” 120—145 მ — გურიულ-აფშერონული.

ძველი ტერასების შთენილები აღინიშნება ცხინვალის ქვემოთაც (სამ ზოლში ფართო გავრცელებით სარგებლობს მეოტურ-პონტური ასაკის ყელის ზეგნის ეფუზივთა მსგავსი შემადგენლობის ლავები. ამიტომ ჩვენ ცხინვალის ქვემოთ ძველმდინარეული ალუვიონი საერთოდ არ შეგვისწავლია). ლ. კოლოშვილი (1960), ცხინვალის სამხრეთით, ტირიფონ-სალთვისის ველის შიგა კალთებზე და თხემებზე 4 დონეს აღნიშნავს, რომლებიც ჭალისზედა I ტერასის ზევითაა განლაგებული 50, 80—100, 200 და 500 მ სიმაღლეზე. იგი, რადგან აღნიშნული ტერასები დამახასიათებელია მთელი ამ რაიონისათვის და გამწე არის, მათ გამოყოფს II, III, IV და V ტერასის სახით და უპირისპირებს პ. გაიყრელიძის (1949) მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე იმავე რიგით გამოყოფილ ტერასებს. ეს უკანასკნელი კი თბილისის იმავე რიგის ტერასებს უკავშირდება. თბილისის მიდამოების ტერასებიდან ყველაზე მაღალი ქსევეთის (VI) ტერასა სამგორის ველის აღჩაგილურ კონგლომერატებს

ებმის (Гамკრელიძე, 1949; ჯანელიძე, 1958; Мацхонашвили, Чхеიძე, 1965 და სხვ.), ხოლო მომდევნო ტერასა (V) ბაქოურ საუკუნის მიეკუთვნება (Церетели, 1966).

თბილისის მიდამოების მე-3 და მე-4 ტერასა კი შესაბამისად მთყვარის (მინგეჩაურის რაიონი) ფაუნისტურად დათარიღებულ ხაზარულ და ხვალისურ ტერასებს შეესაბამება (Церетელი, 1966).

ამრიგად, უფრო დაბალი I ტერასა პოსტვიურმული (პოლოცენური) გამოდის.

ვ. რასტვოროვა (1963) 30 მ შეფარდებითი სიმაღლის ტერასას ზედამეოთხეულის (Q₃) დასაწყისად მიიჩნევს, ხოლო შემდეგს, რომელიც მას 110 მ სიმაღლის ნიშნულით აქვს მოცემული (ჩვენი მონაცემებით 75—80), შუამეოთხეულად.

აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ცხინვალის რაიონში განვითარებულ 75—80 მ სიმაღლის ტერასის შუამეოთხეულ ასაკს ადასტურებს აგრეთვე მასზე მუსტიერული კულტურის ნაშთების არსებობა (Колбутов, 1961).

ამრიგად, როგორც ზემოთ თქმულიდან ჩანს, კანოტიპური ვულკანოიტების ქვარგვალები დიდი ლიახვის ტერასების ალუვიონიდან ზედაპლესტოცენური (ვიურმული) ასაკის ტერასებზე ფართოდაა გავრცელებული, ხოლო სტრატიგრაფიულად ქვევით შუაპლესტოცენური (130—150 მ სიმაღლის ტერასა ს. როკთან და ჭალისზედა მე-3 ტერასა ს. ქურთასთან) ალუვიურ ნალექებში — ძალზე უმნიშვნელო რაოდენობით (ამით აიხსნება ალბათ ის მდგომარეობა, რომ შუაპლესტოცენური ასაკის ალუვიონში ზოგან ვულკანიტები ვერ ვიპოვეთ).

ქსნის აუზი

ქსნის ხეობის ზემო ნაწილში ტერასები ცალკეულ ფრაგმენტებად გვხვდება.

ქსნის ქვემო დინებაში (ს. იკოთსა და მუხრანის ველს შუა) ი. კახაძე აღნიშნავს სამ ტერასას. I ტერასის სიმაღლე მდინარის კალაპოტიდან 5—10 მეტრია, მეორესი 30—40 მ, მესამესი 70—80 მ. მისი მონაცემებით, I ტერასა აკუმულაციურია და კარგად გაიდენგებ მტკვრის შესართავამდის, ხოლო დანარჩენი ორის კვალი შედარებით სუსტად არის გამოსახული.

ქსნის სათავეში ძველმდინარეული ალუვიონიდან ყველაზე დაბალი სიმაღლეზე მდებარეობს კონგლომერატები, რომლებიც ქსნის მარცხენა შენაკადის — გორგასწყლის ხეობაშია განვითარებული, ხეობის მარ-

ჯვენა კალთაზე, ს. გორგასთან, იგი დალექილია ლავური ნაკადის ეროზიულ შეთენილზე, რომლის ფუძე მდ. გორგასწყლის კალაპოტიდან 70—80 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. ალუვიური ნალექის მაქსიმალური სიმაღლე 15—20 მ-ია. მასში დიდი რაოდენობით გვხვდება მოშავო ფერის ლავის ქვარგვალები, რომლებიც ყელის პლატოს ლავების ტიპის ჰიპერსტენიან ანდეზიტს წარმოადგენს.

მდ. გორგასწყლის შესართავის ქვემოთ, ქსნის მარჯვენა ფერდზე (ს. ტოგოიანის მინერალური წყაროს ზემოთ), წითელიხატის ლავური ნაკადი მთლიანად გაჭრილია ქსნის შენაკადით — ბაგინისწყლით. ლავური ნაკადის ფუძეში, რომელიც ქსნის კალაპოტიდან 40 მ სიმაღლეზეა, კარგად არის შემონახული 2 მ სიმაღლის მდინარეული ალუვიონი, იგი უშუალოდ ლავის ფუძესთან კონტაქტში გამოიწვარია და გამოფიტული. კონგლომერატები ძირითადად კირქვებისა და ქვიშაქვების ქვარგვალებისაგან არის აგებული, ჰავრამ საკმაოდ რაოდენობით შეიცავს აგრეთვე ვულკანიტის ქვარგვალებსაც, რომლებიც ყელის პლატოს ლავების ტიპისაა (ჰიპერსტენიანი ანდეზიტი).

ს. ჰიგოიანთან, ქსნის მარჯვენა კალთაზე, წითელიხატის ლავური ნაკადის დიდი ზომის ეროზიული შეთენილია. აქ ლავის ფუძე მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით 30 მ სიმაღლეზეა. აქაც ნაკადის ფუძეში არსებულ ქვაბულებში, რომლებიც ნაკლებ მტკიცე კონგლომერატის გამორეცხვის შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი, რიყნარია შემორჩენილი. რიყნარი ძირითადად ფსანაურის წყების ქვიშაქვებს, კარბონატული ფლიშის მერგელებსა და კირქვებს და ასევე ვულკანიტის ქვარგვალებს შეიცავს. ვულკანიტები თავის პეტროგრაფიული შედგენილობით ანდეზიტ-ბაზალტებს (ანდეზიტს?) უპასუხებს. 2 ნიმუშის არასრულმა ქიმიურმა ანალიზმა SiO₂-ზე აჩვენა 57,56% და 56, 72% (ანალიტიკოსი ბ. ბუგაიანიშვილი).

ქსნის მარცხენა კალთაზე, ს. ბალანის ზემოთ, ტერასის რამდენიმე ფრაგმენტია, რომლის ცოკოლი მდინარის კალაპოტიდან 5—8 მ სიმაღლეზეა, ხოლო ალუვიური ნალექების სიმაღლე 8—10 მ-ს აღწევს. აღნიშნული ალუვიონი ასევე დიდი რაოდენობით შეიცავს დაციტური და ანდეზიტური შედგენილობის ვულკანიტებს.

ქსნის ზემო დინებაში, გარდა ზემოთ აღნიშნული ალუვიური ნალექების ცალკეული ფრაგმენტებისა, ძველმდინარეული ნალექები არ დგინდება. როგორც ჩანს, ინტენსიური ეროზიული პროცესების განვითარების შედეგად იგი მთლიანად გადაირეცხა.

ქსნის ქვემო დინებისაკენ შემდეგი სურათია: ს. საძეგურის ქვემოთ 1 კმ-ზე, ხეობის მარცხენა კალთაზე, შარაგხასთან 20 მ შეფარ-

დებითი სიმაღლის ტერასის ნარჩენია 2,5 მ სიმაღლის კონგლომერატის ფენით.

კონგლომერატებში ვულკანური მასალა ფართოდ არის წარმოდგენილი მოვარდისფრო-აგურისფერი ლავის (წითელისხატის ლავების იერის) ქვარგვალეებით, რომლებიც დაციტური (ცხ. 2, ან. 2) და ანდეზიტ-ბაზალტური შედგენილობისაა.

ქსნის ხეობის მარჯვენა კალთაზე, ს. ქურთას მიდამოების ერთ-ერთ უბანში, რომელსაც ჯაბანს უწოდებენ, ბევრია ქვარგვალეების ნაყარი (ძირითადად ეოცენის ბრექჩიული კირქვების), რომელშიც ერთფეროვანი (მოშავო ფერის და სუსტად ფორიანი) ვულკანიტის ქვარგვალეებიცაა. ეს ადგილი მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით 100 მეტრის სიმაღლეზეა. ვულკანიტების შედგენილობა კი ანდეზიტ-ბაზალტს უპასუხებს. ამავე შედგენილობის (ანდეზიტ-ბაზალტი), ღია ნაცრისფერი-მოვარდისფრო ელფერის ვულკანიტის ქვარგვალა ნაპოვნია 180—200 მ შეფარდებით სიმაღლეზე ს. ზემო ქურთას მიდამოებში. მისი არასრული ქიმიური ანალიზი SiO_2 -ზე 54,68%-ს აჩვენებს (ანალიტიკოსი ბ. ბუგიანიშვილი).

უნდა აღინიშნოს, რომ შავი ფერის ფორიანი ლავის რამდენიმე ქვარგვალი ნაპოვნია აგრეთვე ს. ქურთიდან ს. წირქოლისაკენ მიმავალი გზის მახლობლად, მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით 80—90 მ სიმაღლეზე.

კიდევ უფრო ქვემოთ, ქსნის მარჯვენა ფერდზე ს. წირქოლთან 30—50 მ შეფარდებით სიმაღლეზე, ნაყარში ნაპოვნია ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის რამდენიმე ქვარგვალი.

ს. წირქოლის საყდრის მახლობლად (ციხის ნანგრევების ზემოთ), მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით 120 მ სიმაღლეზე, ნაყარში ჩანს მოშავო ფერის ფორიანი ლავის ერთეული ქვარგვალეები, რომლებიც თავის შედგენილობით ანდეზიტ-ბაზალტებს უპასუხებს.

ქსნის ზემო წელში (ლენინგორის მახლობლად), ჭალისზედა პირველ ტერასაზე, ს.ს. კორინთასა და ბოლს შუა, რომლის შეფარდებითი სიმაღლე 1—1,5 მ-ია, ვულკანიტების მდიდარ მასალას (იმავე სახისას, როგორცაა მდინარის თანამედროვე ალუვიონი შეიცავს) აღნიშნავს აგრეთვე ლ. მარუაშვილი (1963).

ამრიგად, როგორც ზემოთ მოყვანილი მასალიდან ჩანს, ქსნის ხეობაში ვულკანიტის ქვარგვალეები, რომლებიც ძირითად განლაგებაში მყოფ ალუვიონში არის დადგენილი (და არა ნაყარში), განვითარებულია ისეთ პიფსომეტრიულ დონეებზე, რომლებიც ქსნის I და II ჭალისზედა ტერასას შეესაბამება, 1—1,5 მ-ისა და 20 მ შეფარდებითი

სიმაღლით მდინარის ქვემო დინებაში და 8—12 მ-ისა და 50—70 მ-ით სათავეებისაკენ.

ეს დონეები, როგორც თბილისის მიდამოებისა და მოსაზღვრე მდინარეთა (დიდი ლიახვი, არაგვი და სხვა) ტერასებთან შეპირისპირებით, ასევე ვიურმული გამყინვარების ტროგულ ხეობასთან უშუალო კავშირით დგინდება, ზედაპლესტოცენურ დროს არ შორდება.

ეფუზიურ ქანთა სხვა ქვარგვალეები, რომლებიც უფრო მაღალ დონეებზეა ნაპოვნი, მეცნიერულ ღირებულებას ნაწილობრივ კარგავს იმის გამო, რომ იგი ნაყარშია დადგენილი.

საერთოდ, მეთოდური თვალსაზრისით, უნდა აღინიშნოს, რომ ნაყარი მასალის გამოყენება სტრატиграფიული ხასიათის საკითხების გასაშუქებლად დიდ სიფრთხილესა და ყურადღებას ითხოვს. წინააღმდეგ შემთხვევაში ამ მასალის გამოყენებამ შესაძლებელია არასწორ დასკვნამდე მიგვიყვანოს (რასაკვირველია, ეს იმას არ ნიშნავს, რომ ყოველგვარი ნაყარი მასალა მოკლებული იყოს მეცნიერულ ღირებულებას).

ნაყარში არსებული ვულკანიტის ქვარგვალეების გამოყენებისას, სტრატиграფიული თვალსაზრისით, აუცილებელია კარგად გავითვალისწინოთ ყველა ის გარემოება, რომელიც შესაძლებელს გახდის ქეტ-ნაკლები სიზუსტით გავარკვიოთ პირველად განლაგებაში იგი (ან დაახლოებით პირველად განლაგებაში), თუ შემდგომშია მოტანილი. ამისათვის ყურადღება უნდა მიექცეს, ქვარგვალეები გარკვეულ დონეებს უკავშირდება თუ არა; დიდ მანძილზე გაიდევნება თუ არა; დასახელებულ პუნქტებთან, გზებთან, ბილიკებთან გვხვდება თუ არა და ა. შ.

თუ რამდენად აუცილებელია ყოველივე ზემოთქმულის გათვალისწინება, ცხადლივ ჩანს თეთრი არაგვის მარცხენა კალთაზე ს. ჩირიკის მიდამოებში არსებული ქვარგვალეების ნაყარის მაგალითზე, რაზედაც ქვემოთ გვექნება საუბარი.

რაც შეეხება ვულკანიტის იმ ქვარგვალეებს, რომლებიც ქსნის მარჯვენა კალთაზეა ნაპოვნი შედარებით მაღალ დონეებზე (100—120 მ შეფარდებითი სიმაღლე) სს. ქურთასა და წირქოლის მიდამოებში, ზოგი გარემოება მათ პირველად განლაგებაზე მიუთითებს. ამ მოსაზრებას ადასტურებს, ჩვენი აზრით, ის, რომ მოშავო ფერის, ფორიანი ვულკანიტის ქვარგვალეებს: 1. დაახლოებით ერთი დონე უჭირავს; 2. დიდ მანძილზე გაიდევნება და 3. ერთფეროვანია (ანდეზიტ-ბაზალტები).

ამრიგად, მდ. ქსნის მარჯვენა კალთაზე ნაპოვნი ქვარგვალეები ამდენი მდინარის თანამედროვე ალუვიონიდან ადამიანის მიერ რაიმე სახეობის მიზნით ამოტანილი არ უნდა იყოს.

ასაკობრივად ის დონე, რომელიც ზემოთ აღნიშნულ ვულკანიტი ქვარგვალეებს უჭირავს (100—120 მ), მიუთითებს მათი დალექვის შუა პლეისტოცენურ (ხაზარულ) დროზე.

უნდა აღინიშნოს, რომ ქსნის ხეობაში ამ ვულკანიტის ქვარგვალეების ანალოგიური შედგენილობის მხოლოდ ერთი მცირე ფართი მქონე ლავური განფენის შეთენილია (Дзоценидзе, 1964), რომელიც თავისი მორფოლოგიური ნიშნებით ახალგაზრდა ვულკანური წარმოქმნის (არა უგვიანეს ზედა პლეისტოცენისა). ეს გარემოება გვაფიქრებინებს, რომ ქსნის ხეობაში არსებობდა ძველი (შუაპლეისტოცენური და შესაძლებელია უფრო ძველიც) ანდეზიტურ-ბაზალტური შედგენილობის ვულკანური სხეულები, რომლებიც შემდეგში მთლიანად მოისპო დენუდაციური პროცესების მოქმედების შედეგად. მათ ერთადერთ ნარჩენად შესაძლებელია მივიღოთ მხოლოდ ის ორი, ანალოგიური შედგენილობის, ნეკისმაგვარი სხეული, რომელიც ქსნის სათავეში დადგენილი და ვულკანურ ყელს უნდა წარმოადგენდეს.

არაგვის აუზი

თეთრი არაგვის ზემო ნაწილში, ჩვეულებისამებრ ტერასთა ცალკეული შეთენილები გვხვდება. ხეობის ქვემო ნაწილში კი ისინი დიდ მანძილზე გაიშვებიან და შედარებით კარგადაც არის გამოსახული.

არაგვის ტერასების პირველი დეტალური სქემა ვ. რენგარტენეკუთენის (1932).

ამ სქემაზე დაყრდნობით ა. ცაგარელი არაგვის ხეობაში შემდეგნაირად ხუთ ტერასას აღნიშნავს (1964): I ტერასა განვითარებულია ადგილობრივი ტერასის სახით ს. ბულაჩაურს ზემოთ. მისი სიმაღლე მდინარის კალაპოტიდან 2—3 მეტრია. II ტერასის სიმაღლე 25—40 მ III ტერასა ს. ფასანაურთან მდებარეობს 50—60 მ სიმაღლეზე მდინარის კალაპოტიდან. IV ტერასას ბაზალტის პლატო წარმოადგენს (370 მ შეფარდებითი სიმაღლისა). V ტერასა ფრაგმენტის სახით შემორჩენილია მ. გურგალაზე (შეფარდებითი სიმაღლე 500 მ). ეს უკანასკნელი ა. ცაგარელის მიხედვით (1964), მტკვრის ქაშვეთის ტერასა შეესაბამება, ხოლო I—IV ტერასები მდ. მტკვრის I—III და V ტერასების ანალოგს წარმოადგენს.

თეთრი არაგვის ხეობის სათავეში ყველაზე მაღალ აბსოლუტურ სიმაღლეზე ძველმდინარეული ნალექები პატარა ნეფისკალის ვულკანური მასივის აღმოსავლეთ კალთაზეა რეგისტრირებული.

ნ. სხირტლაძის მონაცემებით (1958) თეთრი არაგვის მარჯვენა ფერდზე, პატარა ნეფისკალის ე. წ. ზედა პლატოს ძირში ლავურ განფენებს შორის, რომელთა ფუძე 100—120 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან, მოთავსებულია დანალექი დასტა. დასტა აგებულია კონგლომერატისა და შრეებრივი ტუფისაგან, რომელთა ქვეშ ლავური განფენებია საერთო სიმძლავრით 260—280 მ.

კონგლომერატების ლითოლოგიური შედგენილობა შემდეგნაირია: 1. ოლიგოფირულ-მიკროლითური ანდეზიტ-დაციტები (პატარა ნეფისკალის კონუსის ლავების ტიპის), 2. რქატყუარიანი დაციტები და პეზუტენები (დიდი ნეფისკალის ლავების ტიპის), 3. პორფირული ანდეზიტები, მათ შორის კორდიერიტებიანიც, 4. კირქვები და მერგელები.

ამრიგად, კონგლომერატების აგებულებაში, როგორც ამას ნ. სხირტლაძე აღნიშნავს, მონაწილეობს, როგორც ქვეშმდებარე ნაკადების მასალა, ასევე პატარა ნეფისკალის მასივის ლავების ნატენები.

წინააღმდეგობას იწვევს ნ. სხირტლაძის მოსაზრება ამავე კონგლომერატებში დიდი ნეფისკალის ლავების გადარეცხილი მასალის არსებობაზე.

დიდი ნეფისკალი თავისი მორფოლოგიური იერით გაცილებით ახალგაზრდა ვულკანური სხეულია, ვიდრე პატარა ნეფისკალი და გამოირჩეულია პატარა ნეფისკალის ლავურ ნაკადებს შორის მისი მასალის არსებობა.

უნდა აღინიშნოს, რომ ნ. სხირტლაძეც დიდ ნეფისკალის უფრო ახალგაზრდა (მეოთხეული) ვულკანურ სხეულად თვლის, ვიდრე პატარა ნეფისკალის (მიოპლიოცენი).

როგორც ჩანს, ზემოთ აღწერილ კონგლომერატებში მონაწილეობას იღებს დიდი ნეფისკალის ლავების ტიპის ქვარგვალეები, რომლებიც ისევ პატარა ნეფისკალის უნდა მიეკუთვნოს (იგი დაციტური შედგენილობის ლავებსაც შეიცავს) ან, შესაძლებელია, სხვა მის სინქრონულ (ან მასზე ძველ) ლავებს და არა ვულკან დიდ ნეფისკალისას.

პატარა ნეფისკალის აღმოსავლეთ ფერდზე შევისწავლეთ კონგლომერატული მასალა (20—30 მ სიმძლავრის), რომელიც ასევე ლავურ ნაკადებს შორის არის მოქცეული. ლავური ნაკადების ფუძე აქაც დაახლოებით 120 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან.

კონგლომერატები მტკიცედ არის შეცემენტებული და ძირითადად კირქვებისა და მერგელების ქვარგვალეებით არის წარმოდგენილი, თუმცა მის აგებულებაში გარკვეულ მონაწილეობას იღებს სხვადასხვა შეფერილობის ჰიპერსტენიანი ანდეზიტისა და ჰიპერსტენიანი და ჰიპერსტენიანი-რქატყუარიანი დაციტის ქვარგვალეებიც.

თეთრი არაგვის მარცხენა ფერდზე, ს. ერეთოს მოპირდაპირ მხარეს, მდინარის კალაპოტიდან ოციოდე მეტრის ზემოთ, ფრაგმენტის სახით შემორჩენილია 60—70 მ სიმაღლის შრეებრივი ალუვიურ-პროლუვიურ-დელუვიური მასალა, რომელიც უმეტესად ნაქვრადდამუშავებული ნატეხებით არის აგებული და სუსტადაა შეცემენტებული ქვიშიან-თიხიანი ცემენტით.

აღნიშნულ ნალექებში ხშირია თიხიანი, თიხიან-ქვიშიანი 'შუაშრეები ან ლინზები, რომლებიც შრეებრივობას შორიდანაც კარგად დასაწახს ხდის. ლითოლოგიურად ნალექები გამოირჩევა ვულკანური მასალის სიჭარბით (ანდეზიტები და დაციტები).

ს. ბედონთან (ს. ქვეშეთის მახლობლად) იქ, სადაც თეთრ არაგვს მარცხენა შენაკადი — ხატისხევი ერთვის, ხეობის მარცხენა ფერდზე მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით 50—60 მ სიმაღლეზე, ალუვიურ-პროლუვიურ-დელუვიური ხასიათის ნალექებია გამოშვლებული.

ეს ნალექები ძირითადად ბრექჩიულ-კონგლომერატული მასალისაგან არის აგებული და იშვიათად შუაშრეებისა და ლინზების სახით თიხებსა და ქვიშიან თიხებსაც შეიცავს.

ნამსხვრევი მასალა არსებითად კარბონატული ფლიშის კირქვების მერგელებისა და კირქვიანი ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი.

ვულკანიტის ცალკეული ქვარგვალები თითქმის ნალექების მთელ ჭრილშია, მაგრამ მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით მე-10 და 30-მეტრზე გამოიყოფა კონგლომერატულ-ბრექჩიული აგებულების ორი შრე შესაბამისად 3,5 და 10 მ სიმაღლისა, რომლებიც განსაკუთრებით უხვად შეიცავენ ვულკანიტთა (ჰიპერსტენიანი ანდეზიტებისა და რქატყუარა-ჰიპერსტენიანი დაციტის) ქვარგვალებს.

ს. ბედონის ზემოთ აღწერილ ტერასულ ნალექებს ჩრდილო მხრიდან ებმის ალუვიურ-დელუვიური ხასიათის ნალექები (დაახლოებით 40 მ სიმაღლის ხეობის ძირიდან), რომლებზეც ე. წ. გუდაურ-მლეთის ლავური ნაკადია განლაგებული. იგი მსგავსად ს. ბედონის ალუვიურ-პროლუვიურ-დელუვიური ნალექებისა კარბონატული ფლიშის ნარეცხი მასალით არის წარმოდგენილი, რომელიც ასევე თიხებისა და ქვიშიანი თიხების (1,5-მდის სიმაღლის) შუაშრეებსა და ლინზებს შეიცავს. ამ კონტინენტურ ნალექებში ასევე გამოიყოფა ვულკანიტის ქვარგვალებით მდიდარი ორი შრე, რომელთაგან პირველის სიმაღლე 2,5 მ-ია და 10—15 მ სიმაღლეზე მდებარეობს მდინარის კალაპოტიდან, ხოლო მეორე დაახლოებით 10 მ სიმაღლით 25—30 მ სიმაღლეზეა განლაგებული. ამ უკანასკნელის ქვეშ ლინზისებური სხეულის სახით 1,5—1,0 მ სიმაღლის ვულკანური ფერფლია დალექილი.

ამრიგად, როგორც ზემოაღწერილიდანაც ჩანს, გუდაურ-მლეთის ლავური ნაკადი თეთრი არაგვის ძველ ხეობას ავსებს, რომელიც იმ პერიოდისათვის სქელი ალუვიონით იყო დაფარული. ამ ალუვიონს კი ხეობის ფერდებიდან დიდი რაოდენობით ერეოდა პროლუვიურ-დელუვიური მასალა.

თეთრი არაგვის ამ ძველი ალუვიონის ნაწილს წარმოადგენს ს. ბედონთან ტერასის სახით შემორჩენილი ნალექები, რაც კარგად ზღვინდება, ჩვენი აზრით, ს. ბედონთან და გუდაურ-მლეთის ლავური შენაკადის ქვეშ არსებული ნალექების ჭრილების შედარებითა (სრული იდენტურობა) და მდებარეობით.

გუდაურ-მლეთის ლავური ნაკადის ქვეშ ალუვიურ ნალექებში ვულკანიტების არსებობა პირველად ნ. სხირტლაძემ აღნიშნა (1958). მისი მონაცემებით ვულკანიტები ანდეზიტურ-დაციტური შედგენილობისა და ვულკან პატარა ნეფისკალოს ლავებს (II ნაკადი) უნდა მიეკუთვნებოდეს.

ჩვენ მიერ შეგროვილი ქვარგვალები წარმოდგენილია ძირითადად ჰიპერსტენიანი და ჰიპერსტენ-რქატყუარაიანი ანდეზიტებითა და დაციტებით. ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ქიმიური ანალიზი მოცემულია ქვემოთ (ცხ. 2, ან. 3). უნდა აღინიშნოს, რომ ქანი სრულიად ანალოგიურია ჰიპერსტენიანი ანდეზიტების განფენების, რომლებიც ყელის პლატოზე არის განვითარებული. ვულკანური ფერფლი, რომელიც ლავური ნაკადის ქვეშ ალუვიურ-პროლუვიურ-დელუვიურ ნალექებში დადგინდა, ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის კრისტალოლითოკლასტურ ტუფს წარმოადგენს. ეს უკანასკნელი, ჩვენი აზრით, ყელის პლატოს ლავების ამოფრქვევას უნდა უკავშირდებოდეს.

თეთრი არაგვის მარცხენა კალთაზე, მდ. სანჩოსწყლის შესართავთან (ს. ქვეშეთის მახლობლად), ორი ტერასული საფეხურია მორფოლოგიურად კარგად გამოსახული. I ტერასის ცოკოლი მდინარის კალაპოტიდან 12—15 მ-ზეა, მეორესი — 25—30 მ-ზე. ამ უკანასკნელის ზემოთ 10 მ სიმაღლეზე ალუვიური მასალის რამდენიმე ნარჩენია. კონგლომერატებში ვულკანური მასალა დიდ მონაწილეობას იღებს. პეტროგრაფიულად შევისწავლეთ 25—30 მ სიმაღლის ტერასა და მის ზემოთ არსებული ვულკანიტის ქვარგვალები.

ალუვიონში (სიმაღლე 1,5—2 მ), რომელიც 25—30 მ შეფარდებით სიმაღლეზე მდებარეობს, ანდეზიტურ-ბაზალტური, ანდეზიტური (ჰიპერსტენიანი) და დაციტური (ჰიპერსტენიან-რქატყუარაიანი) შედგენილობის ქვარგვალები დადგინდა, ხოლო მის ზემოთ არსებულ ალუვიონში — ანდეზიტ-ბაზალტები და ანდეზიტები.

რამდენადმე უფრო ქვემოთ თეთრი არაგვის მარცხენა ფერდზე მისი მარცხენა შენაკადის გვიდაკვეს შესართავის შემდეგ, ს. ყველა-ანის მიდამოებში ტერასული ზედაპირია, რომელიც 3—5 მ სიმაღ-ლის ალუვიონს შეიცავს. იგი მდინარის კალაპოტიდან 110—120 მ სი-მაღლეზე მდებარეობს. ალუვიონი კარბონატული ფლიშის მასალით არის აგებული, ხოლო შიგ ვულკანიტების არსებობა არ ჩანს.

არაგვის მარჯვენა ფერდზე, დაბა ფასანაურის ქვემოთ, საქართველოს სამხედრო გზის პირას (87 კმ-ის მაჩვენებელ ბოძთან) ალუ-ვიურ-ტბიური ნალექებია შემორჩენილი ფრაგმენტის სახით. აღნიშნული ნალექები შრეებრივია და ძირითადად აგებულია კარბო-ნატული ქვიშაქვებით, რომელშიც ვულკანური მასალის მინარევიც დგინდება და ანდეზიტური ტუფიტებით, რომელშიც თიხის შუაშრეე-ბიც გვხვდება. ამასთანავე ტუფიტი შეიცავს ქანის ნატეხებს (2—5 მმ), რომელიც ჰიპერსტენიან ანდეზიტს წარმოადგენს.

ეს მასალა, როგორც ჩანს, ფართო ჭალის მქონე მდინარის შეტ-ბორებულ ნაწილში დაილქა. იგი ამჟამად თეთრი არაგვის თანამედ-როვე კალაპოტიდან 35—40 მ სიმაღლეზეა განლაგებული; 6—8 მ სი-მაღლისაა და ხეობის გასწვრივ 15 მ-ზე გაიდევნება.

როგორც აღნიშნული ნალექების აგებულებაში მონაწილე ვულ-კანური მასალის პეტროგრაფიულმა შესწავლამ დაგვანახვა, იგი სრუ-ლიად სალი და დაუმუშავებელია. თუ გავითვალისწინებთ ამ მასალის გრანულომეტრიასაც (ფსამიტური) უნდა ვიფიქროთ, რომ ის ფერფ-ლოვან ამონასროლს წარმოადგენს ვულკანური აპარატიდან.

ს. ყინვალის სამხრეთით, არაგვის ხეობის მარჯვენა კალთაზე კარ-გად არის მორფოლოგიურად გამოხატული პირველი და მეორე ჭა-ლისზედა ტერასა, რომელიც რამდენიმე კმ-ზე გაიდევნება (სურ. 4).

ს. არანისის მიდამოებში ჭალისზედა III ტერასის ნარჩენია, რომელიც მძლავრ ალუვიონს შეიცავს და რელიეფში რამდენადმე გამო-ხატულია შევაკების სახით.

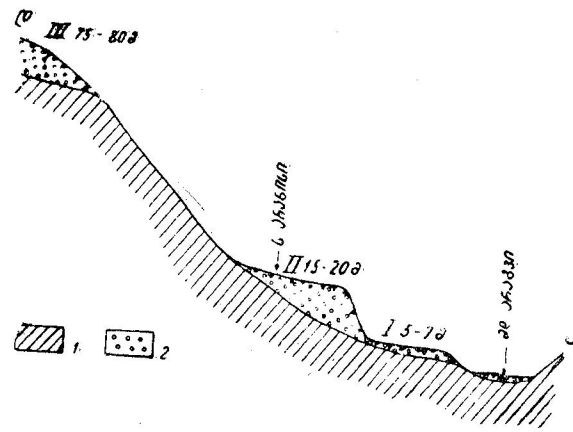
I ჭალისზედა ტერასის შეფარდებითი სიმაღლე 5—6 მ-ია. მისი ალუვიონი მდიდარია ვულკანიტის ქვარგვლებით, მსგავსად მდ. არა-გვის თანამედროვე ალუვიონისა.

II აკუმულაციური ჭალისზედა ტერასის შეფარდებითი სიმაღ-ლეა 15—20 მ. მისი საფეხური, რომელიც დაახლოებით 15 მ სიმაღ-ლისაა, ნთლიანად ალუვიური მასალით არის აგებული და მდიდარია ანდეზიტ-ბაზალტებისა და ჰიპერსტენიანი და რქატყუარა-ჰიპერს-ტენიანი ანდეზიტის ქვარგვლებით. ამ უკანასკნელის ქიმიური ანა-ლიზი იხილეთ ქვემოთ (ცხ. 2, ან. 4).

ჭალისზედა III ტერასა 75—80 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალა-პოტიდან. მისი ალუვიური მასალა 8—10 მ სიმაღლისაა და აგებულია ძირითადად ზედა ცარცის მასალით, თუმცა არანაკლები რაოდენობით შეიცავს აგრეთვე იურული (მათ შორის ვულკანოგენური ბაიოსი) და ქვედაცარცული ნალექების გადარეცხილ მასალასაც.

კაინოტიპური ეფუზივების ქვარგვლების მონაწილეობა აღნიშ-ნულ ნალექებში ვერ დავადგინეთ.

უფრო ქვემოთ არაგვის ხეობაში, ხეობის მარჯვენა კალთაზე, მთა გურგალის (1204 მ) წვერზე შემორჩენილია ალუვიური მასალა, რომელიც არაგვის ხეობის ყველაზე ძველი ტერასის ეროზიულ შეთენილს



სურ. 4. მდინარეული ტერასები არაგვის ხეობის მარჯვენა კალთაზე ს. არანასთან (ყინვალის მაჩლობად): 1—ძირითადი ქანები, 2—ალუვიონი.

წარმოადგენს. მისი შეფარდებითი სიმაღლე 500 მ-ია. მ. გურგალაზე პირველად კონგლომერატული მასალის არსებობა ვ. რენვარტენმა აღნიშნა (1932).

მ. გურგალასთან უახლოესი დასახლება ს. ბიჭინვაურთკარია, რომელიც ქ. დუშეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთი მიმართულებით მდებარეობს.

როგორც მ. გურგალის ძველი მდინარეული ალუვიონის გულ-მოდინე შესწავლამ დაგვანახვა, იგი ვულკანურ ქვარგვლებს არ შე-იცავს და უმეტესად ქვიშაქვებისა და კირქვების ქვარგვლებისაგან არის შემდგარი.

ასეთია იმ ძველი მდინარეული ნალექების მოკლე მიმოხილვა, რომელიც ვულკანური მასალის მონაწილეობის დადგენის მიზნით შევისწავლეთ არაგვის ხეობაში.

ცალკე განხილვას ითხოვს არაგვის ხეობის ის ადგილები, სადაც ვულკანური მასალა ნაყარში იქნა დადგენილი.

უპირველესად გვინდა ყურადღება შევაჩეროთ იმ ორ უბანზე, რომელსაც მაღალი დონეები უჭირავს არაგვის ხეობაში და რომლის მიდამოებში ნაყარში აღინიშნება ვულკანიტის ქვარგვალეების არსებობა. ესენია ს. არანისი (ეინვალის ქვემოთ) და ს. ჩირიკი (ფასანაურის ზემოთ).

დაბა ფასანაურის ზემოთ 7--8 კმ-ზე თეთრი არაგვის მარცხენა კალთაზე (მთა სამადლოს ფერდო). მდინარის კალაპოტიდან დაახლოებით 500 მ-ზე მცირე მოვაკებაა (ამ ადგილიდან უახლოესი სოფელია ჩირიკი). ამ მოვაკების ერთ ადგილას სხვადასხვა შეფერილობისა და შედგენილობის ქვარგვალეებია მიმოფანტული. ყურადღებას იპყრობს ის გარემოება, რომ ამავე მოვაკების ზედაპირზე აღნიშნული ნაყარის გასწვრივ ორივე მხრიდან ქვარგვალეები სრულიად ისპობა.

როგორც გამოირკვა, ძველად ამ ადგილზე ადგილობრივი მცხოვრებნი იკრიბებოდნენ რელიგიური დღესასწაულის ჩასატარებლად და თან მდინარის ალუვიონიდან ამოჭჭონდათ ფერადი ქვები „წმინდა ადგილის“ შესამკობლად.

ამგვარად, ასეული წლების მანძილზე ამ უბანზე დაგროვდა ნაყარი, სხვადასხვა შეფერილობის ეფუზიური ქანების ქვარგვალეებით.

ზემოთ აღნიშნული კარგი მაგალითია იმისა, თუ ზოგჯერ რა ძნელად წარმოსადგენი გარემოების გათვალისწინება სჭირდება მკვლევარს შეუცემენტებელი, ნაყარი მასალის გამოყენებისას გარკვეული სტრატოგრაფიული საკითხების გასაშუქებლად.

მეორე უბანი, სადაც დიდ შეფარდებით სიმალლეზე ნაყარში ვულკანიტის ქვარგვალეებია ნაპოვნი, ს. ზემო არანისია. იგი არაგვის მარჯვენა ფერდზეა განლაგებული მდინარის კალაპოტიდან 300—350 მ სიმალლეზე. ვულკანიტები ანდეზიტურ-ბაზალტური, ანდეზიტური და დაციტური შედგენილობისაა.

უნდა აღინიშნოს, რომ, საერთოდ, ს. ზემო არანისის მიდამოებში დიდი რაოდენობით არის კირქვისა და პორფირიტის ქვარგვალეები, რომლებიც აქ გავრცელებულ კონგლომერატულ-ბრექჩიულ კირქვებსა და ეოცენურ ნალექებში ბრექჩიების სახით არსებული ბაიოსის პორფირიტული წყების პიროკლასტოლითებს მიეკუთვნება.

ს. ზემო არანისის მიდამოებში ნაყარში ვულკანიტების ქვარგვალეების არსებობა, ჩვენი აზრით, არა მდინარის მოქმედებას, არამედ დამიანის საქმიანობას უნდა მიეწეროს. ამას კი შემდეგი გარემოება ეკონფირმირებს: 1) ვულკანიტთა ქვარგვალეები მხოლოდ სოფლის

მიდამოებშია და სხვაგან (მის გასწვრივ, იმავე დონეზე) არ გვხვდება. 2) ალუვიური ნალექები, რომლებიც ს. ზემო არანისის მახლობლადაა გავრცელებული, უფრო მაღალ დონეზე (მ. გურგალა) ვულკანიტთა ქვარგვალეებს არ შეიცავს. ვულკანიტთა ქვარგვალეები ასევე ვერ ვიპოვეთ (როგორც ჩანს, ღარიბი გავრცელების გამო) ს. ზემო არანისის ქვემოთ არსებულ III ქალისზედა ტერასის ალუვიონში, 3) ს. ზემო არანისის ნაყარში დადგენილ ვულკანიტთა შედგენილობა თავისი სისრულითა და მრავალფეროვნებით (ანდეზიტ-ბაზალტებიდან დაციტებამდის) არაგვის თანამედროვე ალუვიონის ვულკანიტებს თუ შეედრება, მაშინ, როცა ასეთ მაღალ ეროზიულ დონეზე მოსალოდნელი იყო ვულკანიტთა ნაირსახეობის მკვეთრი შემცირება, საკვლევი რაიონის ვულკანიტის (სხვა ახალგაზრდა ვულკანური კერები არაგვის ხეობაში არ არსებობს) უცილობლად არაერთდროულ მოქმედების გამო, 4) ს. ზემო არანისის მცხოვრებნი სამშენებლო მიზნით არაგვის თანამედროვე ალუვიონს იყენებენ.

განსაკუთრებულ ყურადღებასა და ცალკე აღნიშვნას ღირს ითხოვს გრეთვე მუჭი ნაცრისფერი (მოშავომდის), სუსტად ფოროვანი ჰიპერსტენიანი დაციტის (ცხ. 2, ან. 5) ქვარგვალეები. ისინი ერთეული ქვარგვალეების სახით ვიპოვეთ არაგვის ქვემო დინებაში, ხეობის საკმაოდ კარგელ მონაკვეთზე, როგორც მარჯვენა (ს. ს. არანისსა და ბავას შუა). სხე მარცხენა ფერდზე (სს. ახალციხესა და ბულაჩაურს შუა). მდინარის კალაპოტიდან 80—150 მ სიმალლეზე.

ჩვენი აზრით, ის გარემოება, რომ აღნიშნული ვულკანიტები დიდ მანძილზე გაიდევნება, გარკვეული დონე უჭირავს, ერთფეროვანია და ასევე ღრის ისეთ დაუსახელებელ და უგზო ადგილებში (მ. გურგალის აღმოსავლეთ კალთაზე, ს. ბოდორნის ეკლესიის სამხრეთით, არაგვის მარცხენა შენაკადის აბანოსხევის შესართავის მახლობლად და ს. შ.) გვხვდება, სადაც ნაკლებ მოსალოდნელია იგი ადამიანის მიერ უფრო მოტანილი და გვაფიქრებინებს, რომ აღნიშნულ ვულკანიტებს ახლოებით პირვანდელი, დაღეჭვას დროინდელი მდებარეობა უპირატეს (თუმცა ეს მდგომარეობა პირობითობას, რასაკვირველია, საღიანად არ გამოორიცხავს).

ზემოთ აღწერილი მასალიდან კარგად ჩანს, რომ ვულკანიტის ქვარგვალეებს ძირითადად შეიცავს არაგვის I და II ქალისზედა ტერასები და ამ უკანასკნელის შესაბამის ჰიდრომეტრიულ დონეზე არსებული ალუვიონი, რომლის შეფარდებითი სიმალლე 20 მეტრიდან (მდინარის ქვემო წელი) 60 მ-მდეა (ზემო წელი). როგორც ზემოთ აღნიშნეთ, ამ ტერასის ასაკი ვიუტრამული ეპოქის ფარგლებს

არ უნდა შორდებოდეს (ს. მაკარტისა და ხევის 50—60 მ სიმაღლის II ტერასაზე ფლორის არსებობა; იმავე ტერასების კავშირი ვიურმულ მორენებთან და მათი ეროზიული სიღრმეების შეპირისპირება თბილისის მიდამოების ვიურმულ ტერასებთან და სხვ.).

უფრო ადრინდელ შუაპლეისტოცენურ დროს უნდა მიეკუთვნოს ვულკანიტის ის ქვარგვალეები, რომლებიც თეთრი არაგვის მარჯვენა ფერდზეა განლაგებული პატარა ნეფისკალოს ლავებს შუა, ხეობის ფსკერიდან 100—120 მ შეფარდებით სიმაღლეზე და ის დაციტური ქვარგვალეები, რომლებიც არაგვის ორივე ფერდზეა ნაპოვნი 80—150 მ შეფარდებით სიმაღლეზე ს. ყინვალის ქვემოთ.

ამრიგად, განხილული მასალის ანალიზიდან გამომდინარე, საკვლევ რაიონში ვულკანური მოქმედების ირგვლივ შესაძლებელია ზოგიერთი დასკვნა გაკეთდეს:

1. კავკასიონის საერთო აზეგების ფონზე ყელის ზეგანზე ვულკანური აქტივობის პირველი ნიშნები მხოლოდ შუაპლეისტოცენურ დროს უკავშირდება. წინა პერიოდში (ზედა სარმატი-ქვედა პლეისტოცენი) კი აქ, როგორც ჩანს, ვულკანური აქტივობის მხრივ სიმშვიდის ხანაა.

2. ვულკანური აქტივობის ძირითადი ფაზა ზედაპლეისტოცენური დროის მონაკვეთს შეესატყვისება.

3. პატარა ნეფისკალოს ვულკანური მოქმედების შემდეგ, ე. ი. შუა პლეისტოცენის ბოლოდან, აშკარაა ის მდგომარეობა, რომ თეთრ არაგვს სათავე პატარა ნეფისკალოს ლავებში და მის ჩრდილოეთით აქვს განვითარებული იმ ზოგი მკვლევრის მოსაზრების (Астахов, 1962; ი. აფხაზავა) საწინააღმდეგოდ, რომელთაც მიაჩნიათ, რომ პალეობაიკარის ხეობის თეთრი არაგვის მიერ მოტაცება გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის ამოფრქვევის შემდგომ დროს უკავშირდება. ამას ადასტურებს პატარა ნეფისკალოს ლავების ქვარგვალეების არსებობა გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის ფუძეში.

4. ს. ქვეშეთის მიდამოების (ს. ბედონი) ალუვიურ-პროლუვიურ-დელუვიური ნალექების ჭრილი სავსებით იდენტურია აქვე მდებარე გუდაურ-მლეის ნაკადის ქვეშე განვითარებული იმავე სახის ნალექებისა. ამავე დროს ისინი ერთ დონეზე მდებარეობენ. ეს გარემოება კი გამორიცხავს მათ შორის რაიმე წყვეტითი დისლოკაციის არსებობას. უნდა აღინიშნოს, რომ ასევე გამორიცხული ჩანს ამ უბნის დაძირვა გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის ამოფრქვევის შემდგომ პერიოდში. გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის ფუძე ს. გუდაურის ქვეშეთით იმავე შეფარდებით სიმაღლეზე მდებარეობს, როგორც ს. ქვე-

შეთთან, თუმცა იგი რამდენიმე კილომეტრით არის მისგან დაშორებული. ეს ფაქტი კი ეწინააღმდეგება მოსაზრებას, რომელიც უშვებს გუდაურ-მლეის ნაკადის ბოლო ნაწილის დაძირვას ს. ქვეშეთთან.

დაძირვას, როგორც ამას ზემოთ მოხსენებული მძლავრი ალუვიონის არსებობა გვიჩვენებს, რომელიც მდინარის მიერ ბოლომდე დღესაც არ არის გაჭრილი, ადგილი ჰქონდა აღნიშნული კონგლომერატების გავრცელების ლოკალურ ზოლში (ს. მლეის ქვემოთ) გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის ამოფრქვევამდე. ამავე დროს უნდა აღინიშნოს, რომ გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის ქვეშე არსებული ალუვიონის ქვედა ნაწილი, რომელიც მხოლოდ პატარა ნეფისკალოს გადარეცხილ მასალას უნდა შეიცავდეს, შესაძლებელია ასაკობრივად უფრო ძველი იყოს, ვიდრე ზედა პლეისტოცენი (ამ ალუვიონის ზედა ნაწილში ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ვულკანური ფერფლია, რომელიც ზედაპლეისტოცენური ყელის პლატოს ლავების ამოფრქვევას უნდა უკავშირდებოდეს). ამ მოსაზრებას ის გარემოება იწვევს, რომ არაგვის მეორე ჭალისზედა ტერასა, რომელიც ზედაპლეისტოცენურად თარიღდება ჰარბად შეიცავს გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის გადარეცხილ მასალას. ამიტომ, ჩვენი აზრით, გუდაურ-მლეის ლავური ნაკადის ქვეშე არსებული ალუვიონის ქვედა ნაწილი შუაპლეისტოცენურ დროსაც შეიძლება მოიცავს.

ეფუზივთა ბუნებრივი ნარჩენი დამაბნითების კვლევის შედეგები

უკანასკნელ ხანს გეოლოგიაში რიგი საკითხების გადასაჭრელად ფართო გამოყენება ჰპოვა ქანთა პალეომაგნიტური კვლევის მეთოდი.

საქართველოში პალეომაგნიტური კვლევის ისტორია ლ. ვეკუას (1961, 1962) და შ. ადამიას (1963) შრომებით იწყება.

ლ. ვეკუამ საქართველოს ცალკეულ ეფუზივთა, ხოლო შ. ადამიამ სამხრეთ საქართველოს ვულკანურ წარმონაქმნთა ნარჩენი მაგნიტიზმის შესწავლის საფუძველზე დაადგინეს, რომ დედამიწის მაგნიტური ველის უკანასკნელი ინვერსია უკავშირდება მეოთხეული პერიოდის დასაწყისს, ან პლიოცენ-მეოთხეულის საზღვარს.

ყელის ვულკანური ზეგანი პალეომაგნიტური კვლევისათვის შესაფერის ობიექტს წარმოადგენს. აქ გავრცელებულ ვულკანურ წარმონაქმნებს არ განუცდიათ შესაძენი დისლოკირება, მეტამორფიზმი, მეორადი გახურება ან დიდი წნევითი ზეგავლენა და სხვ.

მიუხედავად ასეთი ხელსაყრელი მდგომარეობისა პალეომაგნიტური კვლევა ყელის ზეგნის ფარგლებში არ ჩატარებულა, თუ არ ჩავთვლით ბუნებრივი ნარჩენი დამაბნითების ერთეულ გამოძევებს.

ყელის ზეგანსა და მის მომიჯნავე ტერიტორიაზე 20 ნიმუში ავიღეთ. მათგან 8 ნიმუში აღებულია იმ ლავებიდან (წითელიხატის ლავური ნაკადი ქსნის ხეობაში და ლავური ნაკადი, რომელიც ყელის გუმბათსა და პატარა ნეფისკალოს შუა მდებარეობს), რომელთა მეოთხეული ასაკის შესახებ მკვლევართა შორის სრული ერთსულოვნებაა; დანარჩენი კი — ისეთი ეფუზივებიდან (ყელისა და ერმანის პლატო, გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადი), რომელთა ასაკი რამდენადმე სადისკუსიოა.

აღნიშნული ნიმუშების ლაბორატორიული კვლევა ჩატარდა თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ფიზიკის კათედრის მაგნიტურ ლაბორატორიაში დოც. ლ. ვეკუას ხელმძღვანელობითა და უფრ. ლაზორანტ ე. ფავლენიშვილის მონაწილეობით.

ქანთა ბუნებრივი ნარჩენი მაგნეტიზმის გაზომვა ტარდებოდა იანოვსკის ასტატიურ მაგნიტომეტრზე, სკალის დანაყოფის ღირებულებით 0,21 მმ.

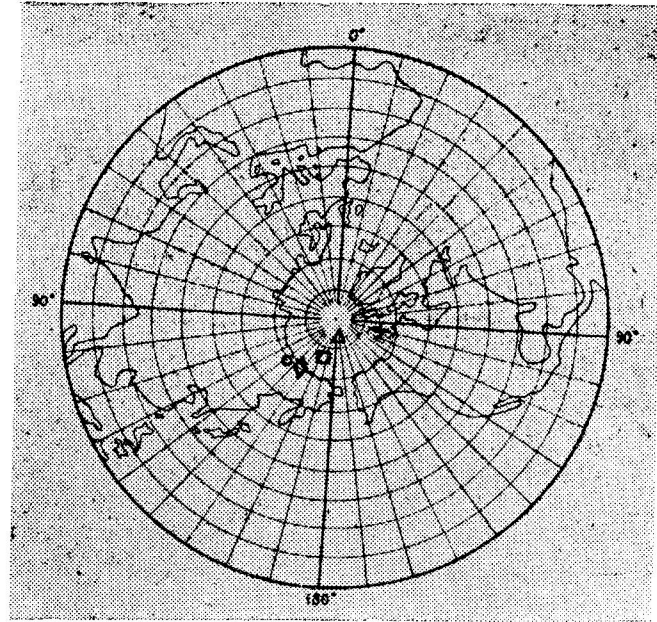
როგორც გამოიკვეა, ყველა ნიმუში (ერთის გარდა) ნორმალური დამაგნიტებისაა (ცხრ. 1). მხოლოდ ერთი ნიმუში (ნიმ. 1), რომელიც ყელის პლატოზე არის აღებული, უარყოფით დამაგნიტებას აჩვენებს, მაგრამ, თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას, რომ ოთხი ნიმუში, რომელიც იმავე ნაკადიდან არის აღებული, ნორმალური დამაგნიტებისაა, ცხადი გახდება, რომ აქ ან შეცდომაა დაშვებული ნიმუშის აღების დროს, ან ეს ნიმუში მაგნიტურად არასტაბილურია. ამიტომაც იმ გამოთვლებში, რომლებიც დედამიწის შესაბამისი დროის ჩრდილო პოლუსის კოორდინატების (Φ , Λ) დასადგენად ვაწარმოეთ, ნიმ. 1-ის მონაცემები არ გამოგვიყენებია.

აღსანიშნავია, რომ ის მონაცემები, რომლებიც ყელის ზეგნისა და მომიჯნავე ტერიტორიის ცალკეულ ვულკანურ წარმონაქმნთა ნარჩენ დამაგნიტებას ეხება, ანალოგიურ სურათს იძლევა. როგორც ნ. კორონოვსკი გადმოგვცემს (1964), ყველა ის ნიმუში, რომელიც ხოძის (3 ნიმუში; ნ. კორონოვსკი მას მაღლანდორად ასახელებს), გუდაურ-მღეთის (2 ნიმუში), ნეფისკალოსა (2 ნიმუში) და ახუბათის (2 ნიმუში) ეფუზივებიდან არის აღებული, ნორმალურ დამაგნიტებას აჩვენებს.

ასეთსავე შედეგს იძლევა ის ნიმუშები, რომლებიც ლ. ვეკუას (1961) ს. ქვეშეთთან (5 ნიმუში) და მღეთთან (13 ნიმუში) გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადიდან აქვს აღებული.

აღნიშნულ პალეომაგნიტურ კვლევას, რომელიც მთლიანად 46 ნიმუშის გაზომვას ეყრდნობა, უფრო სარწმუნოსა და მისაღებს ხდის სხვადასხვა მკვლევართა მონაცემების დამთხვევა. როგორც არსებუ-

ლი ლიტერატურიდან (Храмов и др., 1961; Храмов, Шолпо, 1967) ჩანს, მეოთხეული (იგულისხმება ბაქოური საართულიდან) ასაკის ქანებიდან აღებული მრავალი ათასი ნიმუშიდან არც ერთს არა აქვს უარყოფითი დამაგნიტება, მაშინ როცა სტრატეგრაფიულად უფრო ქვე-



სურ. 5. მეოთხეული პერიოდის გეომაგნიტური პოლუსის მდებარეობა (თანამედროვე გეომაგნიტური პოლუსის მდებარეობა ნაჩვენებია ვერით): □ — ა. კალაშნიკოვის მიხედვით, ◇ — ლ. ვეკუას მიხედვით, △ — შ. ადამიას მიხედვით, ○ — ჩვენი მონაცემების მიხედვით.

მთ, აღჩავილურ-აფშერონულ ქანებში უარყოფითი დამაგნიტება გვაქვს (საერთოდ პლიოცენური დრო კი დამაგნიტების ნიშნის ხშირი ცვალებადობით ხასიათდება).

აქედან გამომდინარე, საკვლევი რაიონის ვულკანურ წარმონაქმნთა პალეომაგნიტური კვლევის შედეგები აშკარად მიუთითებს ამ წარმონაქმნების ახალგაზრდა — მეოთხეულ (არა ზედაპლიოცენურ ასაკზე, როგორც ამას ზოგი მკვლევარი ფიქრობს) ასაკზე და სრულიად ეთანადება მათი გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური შესწავლის შედეგებს.

ყელის ვულკანური ზეგნისა და მისი მომიჯნავე ტერიტორიის ვულკანურ წარმონაქმნთა პალეოგენური კვლევის მონაცემები

№	იხმცფი	აღების ადგილი და ქანის სახეაწოდება	კოორდინატები		ინტელექტური დამაგნიტება II-10 ⁶	ნარიჩენი დამაგნიტება Ir-10 ⁶	აზიმუტი A	დაზრილობა I	დედამიწის ჩრდილო მაგნიტური პოლუსის კოორდინატები	
			φ	λ					Φ	Λ
1*		ყელის პლატო; ანდეზიტი			434	3635	+39°48'	-88°25'		
2		"			+1506	10170	+15°44'	+53°39'		
3		"	42°28'	44°22'	+177	2012	+77°07'	+39°13'	66°	252°
4		"			+1400	14210	+9°08'	+28°04'		
5		"			+770	5232	0059'	+37°57'		
6		ს. ზემო ბაგინი (მდ. ქსნის სათავე); ანდეზიტი			+238	1942	+71°16'	+65°23'		
7		"			+89	953	+72°21'	+64°19'		
8		"	42°25'	44°22'	0	936	+45°00'	+87°06'	66°	260°
9		"			+43	431	+76°25'	+69°05'		
10		"			+76	788	+30°58'	+60°57'		
11		ს. ქვეშეთი; ანდეზიტ-ბაზალტი			+298	2315	+17°14'	+25°57'		
12		"			+463	5490	+15°24'	+7°54'		
13		"	42°25'	44°32'	+358	9636	+5°35'	+17°55'	53°	238°
14		"			+659	8622	+6°18'	+3°01'		
21		ს. ზემო ერმანი (მდ. ერმანდონის სათავე); ანდეზიტი			+561	4835	+11°36'	+57°18'	80°	280°
22		ერმანის პლატო; დაციტი	42°30'	44°15'	+46	317	+9°05'	+65°40'	77°	170°
23		"	42°31'	44°21'	+411	2603	+3°11'	+71°22'		
24		ყელის გუმბათის აღმოსავლეთით მდებარე ლავური ნაკადი; დაციტი	42°30'	44°20'	+318	2098	+30°23'	+52°38'	77°	176°
25		"			+918	5796	+9°45'	+50°28'		
26		"			+888	10412	+16°52'	+39°41'		

* აღნიშნული ნიმუშის მაგნიტური მონაცემები არ არის გამოყენებული მაგნიტური პოლუსის კოორდინატების გამოთვლისას.

როგორც საბჭოთა, ასევე უცხოეთის გამოკვლევათა მონაცემებით ირკვევა, რომ მეოთხეულ პერიოდში გეომაგნიტური პოლუსი განლაგებული იყო თანამედროვე გეომაგნიტური პოლუსის მახლობლად.

ა. კალაშნიკოვის განსაზღვრათ (1961), რომელმაც შეაჯამა 1961 წლამდე არსებული საბჭოთა კავშირის მთელი ტერიტორიის პალეომაგნიტური მონაცემები, მეოთხეული პერიოდის საშუალო გეომაგნიტური პოლუსის კოორდინატებია: $\varphi_N = 76^\circ$, $\lambda_E = 195^\circ$ (პოლუსის ადგილმდებარეობის ცვლილება შედარებით ვიწრო ფარგლებშია მოქცეული: 73—88°N, 148—340°E).

ამრიგად ა. კალაშნიკოვის განგარიშებით, საშუალო მეოთხეული პოლუსი იმავე მანძილზე მდებარეობს დედამიწის ბრუნვის ღერძიდან, როგორც თანამედროვე, მაგრამ განედზე გადაადგილებულია საათის ისრის მიმართულებით თითქმის 95°-ით.

ყელის ზეგნისა და მის მომიჯნავე ტერიტორიაზე აღებული ნიმუშების ნარჩენი დამაგნიტების განზომის შედეგების მიხედვით გამოთვლილი საშუალო გეომაგნიტური პოლუსის კოორდინატებია: $\Phi = 69^\circ$ და $\Lambda = 229^\circ$. მისი მდებარეობა კარგად ეთანხმება პოლუსის მდებარეობას, რომელიც მეოთხეული პერიოდისათვის განსაზღვრა ა. კალაშნიკოვმა საბჭოთა კავშირის მთელ ტერიტორიაზე არსებულ პალეომაგნიტურ მონაცემებზე დაყრდნობით; ასევე შ. ადამიამ სამხრეთ საქართველოს ვულკანურ წარმონაქმნთა პალეომაგნიტური მონაცემებისა (პოლუსის კოორდინატებია $\Phi = 85^\circ 40'$; $\Lambda = 173^\circ 40'$) და ლ. ვეკუამ საქართველოს ეფუზივთა მონაცემების ($\Phi = 72^\circ$; $\Lambda = 214^\circ$) მიხედვით (სურ. 5)

ეს გარემოება კი, ჩემი აზრით, ურთხელ კიდევ ადასტურებს ყელის ზეგნის და მისი მომიჯნავე ტერიტორიის ვულკანურ წარმონაქმნთა მეოთხეულ ასაკს.

ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკობრივი დასაწილების სქემა

ყელის ვულკანური ზეგნისა და მისი მომიჯნავე ტერიტორიის ასაკობრივი დასაწილების ჩვენ მიერ შემუშავებული სტრატეგრაფიული სქემა უყრდნობა ყველა იმ მონაცემს, რომელიც ზემოთ იყო განხილული და ასევე ქვემოთ არის მოცემული ვულკანურ წარმონაქმნთა დახასიათებისას. იგი აგებულია როგორც ეფუზიური ქანების ეოცენის-შემდგომ ნალექებთან კორელაციის, ასევე იმ ურთიერთდამოკიდებულების საფუძველზე, რომელიც არსებობს ვულკანურ სხეულებსა და სხვადასხვა ასაკის და წარმოშობის რელიეფის ფორმებს შორის.

ამის საფუძველზე საკვლევი რაიონის ფარგლებში შესაძლებელი გახდა ვულკანურ წარმონაქმნთა ოთხი ასაკობრივი ჯგუფის გამოყოფა, რომელიც მოიცავს დროის მონაკვეთს შუა პლეისტოცენიდან პოლოცენამდე (ჩათვლით).

ის მდგომარეობა, რომ საკვლევი რაიონის ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკობრივი საზღვარი მეოთხეული პერიოდის ფარგლებს არ სცილდება, როგორც ეს ზემოთ იყო აღნიშნული, კარგად დასტურდება, ნიმუშთა ბუნებრივი ნარჩენი დამავნიტებისა და კორელატური ნალექების შესწავლით.

ყელის ვულკანური ზეგნისა და მისი მომიჯნავე ტერიტორიის ვულკანურ წარმონაქმნთა ძირითადი ნაწილი ზედაპლეისტოცენურად თარიღდება. მათში, თავის მხრივ, ორი ასაკობრივი ჯგუფი გამოიყოფა ადრეზედაპლეისტოცენური (Q^1_3) და გვიანზედაპლეისტოცენური (Q^2_3) ასაკის.

ადრეზედაპლეისტოცენურად (Q^1_3) თარიღდება ვულკანური წარმონაქმნები, რომლებიც ვიურმული გამყინვარების მთავარი ფაზის (ბენზინგეტრის I ფაზა) აშკარა კვალს ატარებს და განლაგებულია (იგულისხმება მისი ფუძე) მდინარეთა სათავეში 50—80 მ სიმაღლეზე მდინარეთა კალაპოტიდან, ე. ი. იმ ეროზიულ დონეზე, რომელიც ზედაპლეისტოცენურად არის მიჩნეული კავკასიონის დერაქული ნაწილისათვის (რასაკვირველია, თუ ვულკანურ წარმონაქმნებს არ განუცდია შემდგომი ნეოტექტონიკური მოძრაობა).

ვულკანურ წარმონაქმნთა ამ ასაკობრივ ჯგუფს მიეკუთვნება გუდაურ-მლეთის ლავური ნაკადი და ყელისა და ერმანის პლატოს ვულკანურ წარმონაქმნთა ძირითადი ნაწილი. უკანასკნელი ეროზიული ძალების მოქმედებით ჯერ კიდევ არ არის მთლიანად გაჭრილი და ლავური ნაკადების ფუძე არ ჩანს. მაგრამ ასეთი მდგომარეობა, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, აქ ვულკანურ-ტექტონიკური დეპრესიის არსებობით უნდა იყოს გამოწვეული. აღნიშნულ ვულკანურ წარმონაქმნთა ზედაპირი ვიურმული გამყინვარების მთავარი ფაზის მოქმედების კვალს ატარებს, ხოლო მდ. ერმანიდონის ხეობის ტროგული ფორმა ლავებშია განვითარებული და მის ფსკერსა და კალთებზე განლაგებული მორენები გვიანზედაპლეისტოცენური ($gl Q^2_3$) ასაკისაა (Короновский, 1964). ლ. მარუაშვილიც ამ მორენებს ზედაპლეისტოცენურად მიიჩნევს.

ეს მდგომარეობა მტკიცდება აგრეთვე იმ გარემოებითაც, რომ ცხინვალის მიდამოებში არსებული ზედაპლეისტოცენური ასაკის ჭალისზედა II ტერასა შეიცავს ერმანის ლავების გადანარეცხ მასალას.

ყელის პლატოს და გუდაურ-მლეთის ვულკანურ წარმონაქმნთა გადარეცხილი მასალა ასევე კარგად არის წარმოდგენილი არაგვის ზედაპლეისტოცენური ასაკის ჭალისზედა II ტერასაში, ხოლო ზევით, ასაკობრივად უფრო ძველ ტერასულ ნალექებში, იგი არ ჩანს, ისევე როგორც დიდი ლიახვის მაღალ ტერასებზე არ ჩანს ერმანის პლატოს ლავების ვადარეცხილი მასალა.

ყელის პლატოს ეფუზივთა ზედაპლეისტოცენურ ასაკს ადასტურებს აგრეთვე ანალოგიური შედგენილობის ვულკანური ფერფლის არსებობა გუდაურ-მლეთის ლავური ნაკადის ქვეშ ს. ქვეშეთთან და ფასანაურთან იმ შეფარდებით სიმაღლეზე, რომელიც ზედაპლეისტოცენური ასაკის ტერასებს უჭირავს ხეობის ამ ნაწილში.

ვულკანურ წარმონაქმნთა გვიანზედაპლეისტოცენური ასაკის ჯგუფს (Q^2_3) განეკუთვნება ის ეფუზივები, რომლებიც მთავარი ვიურმული გამყინვარების მყინვარულ რელიეფს ავსებს, თვით ატარებს გვიანზედაპლეისტოცენური გამყინვარების (ბენზინგის II ფაზა) კვალს და ხასიათდება შედარებით დაბალი მდებარეობით მდინარეთა თანამედროვე კალაპოტიდან (ეფუზივთა ფუძის მაქსიმალური სიმაღლე მდინარეთა თანამედროვე კალაპოტიდან 30—40 მ-მდეა).

ვულკანურ წარმონაქმნთა ამ ასაკობრივ ჯგუფს მიეკუთვნება ახუბათის პლატოს ლავები, რომლებიც სამხრეთ შადილხოხიდან მოედინება, ქნოლოს რაიონის ვულკანური წარმონაქმნები, ვულკანი დიდი ნეფისკალო, ლავური ნაკადი, რომელიც ყელის გუმბათის აღმოსავლეთ მხარეზე მდებარეობს, წითელიხატის ლავური ნაკადი და სხვ.

შუაპლეისტოცენურ წარმონაქმნებად მივიჩნით ის ეფუზივები, რომლებიც გაცილებით დიდი ეროზიული ჩაჭრით ხასიათდება, ვიდრე ზედაპლეისტოცენური ასაკის ლავები. ასეთებია, ყელის ვულკანური ზეგნის შედარებით მცირე ნაწილი — პატარა ნეფისკალოს ვულკანური მასივი, ვულკანი სხირტლაძე, როგორც ლ. მარუაშვილი უწოდებს ყელის პლატოს ჩრდილო კიდეზე მდებარე უსახელო ვულკანურ გუმბათს მისი პირველი მკვლევარის პატივსაცემად და ფიდაჩხოხი (დიდი ლიახვის ხეობა). ამათვან პირველის ფუძე 120 მ. ხოლო უკანასკნელის 15—16 მ სიმაღლეზეა მდინარის თანამედროვე კალაპოტიდან. ვულკან სხირტლაძის სამხრეთი ფერდის ეროზიული ზედაპირი (რომლის ჩრდილო მხარეზე ნაყარის ქვეშ ჩანს კარბონატული ქანების გამოსავალი) კი ყელის პლატოს ლავების ფუძეს უკავშირდება და ამგვარად თვით ვულკანის ფუძე ყელის პლატოს ლავებზე მაღლაა განლაგებული. ამასთანავე, პატარა ნეფისკალოს მეორე ლავური ნაკადის ზედაპირზე არსებული ალუვიონიდან ზემოთ აღნიშნული დაციტური ქვარგვა-

ლები მას უნდა ეკუთვნოდეს, რადგანაც პატარა ნეფისკალოს აღნიშნული ნაკადები ანდეზიტური და ანდეზიტ-დაციტური შედგენილობისაა, ხოლო ამ უბნის სხვა დაციტური სხეულები აშკარად გაცილებით უფრო ახალგაზრდაა (პატარა ნეფისკალოს ზედა, მესამე დაციტური შედგენილობის ნაკადი თავისთავად გამოირიცხულია).

აღნიშნულ ვულკანურ წარმონაქმნთა შუაპლესტოცენურ ასაკზე მიუთითებს აგრეთვე ის ფაქტობრივი მასალა, რომელიც ტერასული ნალექების შესწავლით დგინდება.

დიდი ლიხვის აუზში, ს. როკთან 130—150 მ შეფარდებით სიმაღლეზე და ს. ქურთასთან III ჭალისზედა ტერასაზე (რომელიც შუაპლესტოცენურად თარიღდება) ნაპოვნი ვულკანური ქვარგვანები სრული პეტროგრაფიული მსგავსებით ხასიათდება ფიდარხოსის ლავებთან.

ასევე პატარა ნეფისკალოსა და ვულკან სხირტლადის ვულკანური წარმონაქმნების ანალოგიურია პეტროგრაფიულად ის დაციტური ქვარგვანები, რომლებიც დუშეთის რაიონში მდინარის ორივე ფერდზეა 80—150 მ შეფარდებით სიმაღლეზე და შუაპლესტოცენურ ეპოქას მიეკუთვნება. რადგან პ. ნეფისკალოს ეფუზივთა ფუძე ხეობის სათავეში 120 მ შეფარდებით სიმაღლეზეა, ხეობის ქვემო წელში ამ დონის ზევით მდებარე დაციტური ქვარგვანები მას არ ეკუთვნის. ამ ქვარგვანების მომცემ ერთადერთ წყაროდ არაგვის აუზის ვულკანური წარმონაქმნებიდან მხოლოდ ვულკანი სხირტლადე რჩება.

ამრიგად, ვულკანი სხირტლადე, როგორც ჩანს, მთელი არაგვის ხეობის ეფუზივებიდან ყველაზე ადრინდელ ვულკანურ წარმონაქმნს წარმოადგენს.

პატარა ნეფისკალოს ეფუზივთა უფრო ძველ ასაკს, ვიდრე ყელის პლატოს ეფუზივებია, ადასტურებს აგრეთვე ის დამოკიდებულება, რომელიც მათ შორის დგინდება უსახელო მწვერვალ „3089“ მიღამოებში (სურ. 6).

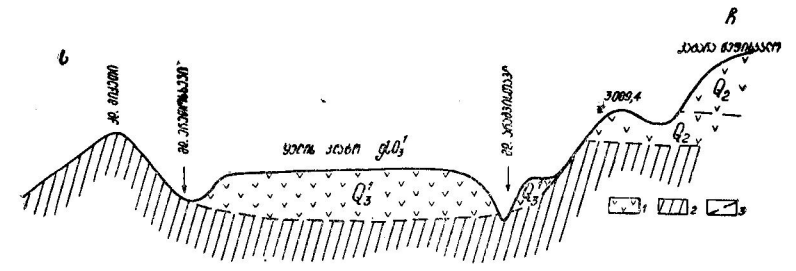
მწვერვალ „3089“-ს ადგენს ლავური ნაკადი, რომელიც პატარა ნეფისკალოს ვულკანური აქტივობის დასაწყისს მიეკუთვნება. ჩრდილოეთის მხრიდან იგი უხარვეზოდ იფარება პატარა ნეფისკალოს სხვა ლავური ნაკადებით. სამხრეთით კი, როგორც ვულკანური წარმონაქმნები, ასევე მის ქვეშემდებარე კარბონატული ქანები მოკვეთილია (ციცაბო ეროზიული ზედაპირით, რომელიც ყელის პლატოს ეფუზივთა ფუძის ზედაპირს უკავშირდება. ლავების ფუძიდან, რომელიც თითქმის ჰორიზონტალურია, ყელის პლატოს ეფუზივთა ფუძემდე დაახ-

ლოებით 100—120 მ ვერტიკალური მანძილია (ეს უკანასკნელი კი თავის მხრივ 70—80 მ-ზეა არაგვის კალაპოტიდან).

ეს გარემოება აშკარად მიუთითებს დროის საკმაოდ დიდ ხარვეზზე მწვერვალ „3089“-ის ლავური ნაკადისა და ყელის პლატოს ლავების ამოფრქვევათა შორის და უფრო მეტად დამაჯერებელს ხდის წინამდებარე სტრატეგრაფიულ სქემას, რომელიც ყელის პლატოსა და პატარა ნეფისკალოს ეფუზივებს ასაკობრივად თიშავს.

მე-4 ასაკობრივ ჯგუფში გაერთიანებული ვულკანური წარმონაქმნები ჰოლოცენურად თარიღდება.

თუ ზემოთ ჩამოთვლილ შუაპლესტოცენურ-ზედაპლესტოცენურ ვულკანურ სხეულებს მეტ-ნაკლები ინტენსივობით განცდილი აქვს დენუდაციური ძალების მოქმედება, ჰოლოცენური ასაკის ვულკანური სხეულები სადი გეომორფოლოგიური იერით ხასიათდება (მათი პირველადი ვულკანური რელიეფი თითქმის შეუცვლელად არის შემონა-



სურ. 6. ყელის პლატოსა და პატარა ნეფისკალოს სამხრეთ პერიფერიის სქემატური კრილი ყელის ზეგნის აღმოსავლეთ კიდესთან. 1—ლავები, 2—ძირითადი ქანები, 3—ლავების ფუძე.

ხული), განვითარებულია თანამედროვე ჰიდროქსელში და ძველმყინვარული მოქმედების კვალს არ ატარებს. თუმცა გამოირიცხული არ არის, რასაკვირველია, მათზე გამყინვარების უკანასკნელი სტადიების კვალის არსებობა.

საკვლევ რაიონში ჰოლოცენური ასაკის ვულკანურ წარმონაქმნებს წარმოადგენს ნარვანხოსის ვულკანური კონუსი, ხოძისა და ბაგინის ლავური ნაკადი, ყელის გუმბათი, ვულკანი ლევისონ-ლესინგი, (როგორც ლ. მარუაშვილი უწოდებს დიდი ნეფისკალოს ჩრდილოეთით მდებარე ვულკანს), ჩრდილოეთი შადილხოსი და სხვა.

უნდა აღინიშნოს, რომ ვულკანურ წარმონაქმნთა ზემოთ წარმოდ-

ვენლი ასაკობრივი დანაწილების სქემა, რასაკვირველია, გარკვეულ პირობითობას არ არის მოკლებული.

ასეთი მდგომარეობა კი ძირითადად იმით არის გაპირობებული, რომ აღნიშნული ვულკანური სხეულები უშუალო დამოკიდებულებაში არ არის ისეთ ნალექებთან, ან თვით არ შეიცავს ისეთ ნალექებს, რომლებიც ფაუნისტურად იყოს დათარიღებული და პირდაპირ პასუხს იძლეოდეს ეფუზივთა ასაკის შესახებ.

ზოგჯერ, ისეთ ადგილებში (მდინარეთა სათავეში), სადაც ხეობა ჯერ კიდევ არ არის კარგად გამოუმუშავებული და ამასთანავე სხვა ფაქტორული მასალა არ არსებობს, ვულკანურ წარმონაქმნთა დათარიღება მთლიანად მათი პირველადი რელიეფის დაცულობის ხარისხზეა დაფუძნებული (ძირითადად ეს გვიანზედაპლეისტოცენურ და პოლოცენურ ეფუზივებს შეეხება). ეს კი, რასაკვირველია, გარკვეულ პირობითობას შეიცავს და არ გამოირიცხავს მცირე ცდომილებას. თუმცა აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ასეთი ცდომილების მინიმუმამდე დაყვანა საკვებით შესაძლებელია აეროსურათების გულმოდგინე დეშიფრირებით, რადგანაც მათზე ეფუზივთა პირველადი რელიეფის დაცვის ხარისხი განსაკუთრებით კარგად ირკვევა.

დაბოლოს, ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ ვულკანურ წარმონაქმნთა დათარიღებისას აუცილებელია გავითვალისწინოთ მათი ფუძის (და არა ზედაპირის) სიმაღლე მდინარის თანამედროვე კალაპოტიდან, ვინაიდან ვულკანურ წარმონაქმნთა ზედაპირიდან ეროზიის სიღრმის მიხედვით ეფუზივთა ასაკის დადგენა მეთოდურად მცდარია (ხეობათა ფსკერზე ვულკანურ წარმონაქმნთა განვითარება იწვევს მდინარის წონასწორობის პროფილის დარღვევას. მდინარე ისწრაფვის აღიდგინოს დარღვეული წონასწორობა. ამას მოსდევს ლავეების გავრცელების უბანზე ეროზიის ინტენსიური ზრდა და ლავეების სწრაფი ჩაჭრა მდინარის წონასწორობის პროფილის აღდგენამდე).

ამ გარემოებით არის, ჩვენი აზრით, ძირითადად გაპირობებული დიამეტრულად განსხვავებული შეხედულებების არსებობა ყელის ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკზე.

კ. პაფენგოლცი ერმანის პლატოს ლავეებში აღნიშნავს გიუნცურ, მინდელური, რისული და ვიურმული „ტერასების“ არსებობას (რაც ჩვენი და სხვა მკვლევრების უკანასკნელი გამოკვლევებით არ დასტურდება) და აქედან გამომდინარე მათ აღჩაგვიღურისწინად მიიჩნევს (Паффенгольц, 1958, 1959).

ამავე დროს აღსანიშნავია, რომ გიუნცური ტერასის სიმაღლე 150—180 მ-ია, ე. ი. გამოდის, რომ კავკასიონის ღერძული ნაწილი ყოველ შემთხვევაში აღჩაგვიღურიდან მაინც, თუ ადრე არა, არა უმე-

ტეს 300—360 მ აზვევებულა, რაც სრულებით არ შეეფარდება ამ საკითხის ირგვლივ არსებულ ფაქტურ მასალას, რომელიც მოკლედ ზემოთ არის განხილული.

ნ. სხირტლაძე თავის მონოგრაფიაში (1958) ეფუზივთა დათარიღებისას ეყრდნობა ეროზიის სიღრმეს, რომელსაც ითვლის ვულკანურ წარმონაქმნთა ზედაპირიდან და ამის საფუძველზე ყელის ზეგნის ეფუზივთა უმეტეს ნაწილს მიოპლიოცენურად მიიჩნევს. უფრო მოგვიანებით (1964) იგი ამავე ეფუზივებს ზედაპლეისტოცენურ-ქვედაპლეისტოცენურად ათარიღებს. ამასთანავე ამ მოსაზრების ერთ-ერთ დამადასტურებელ საბუთად იგი თვლის ე. წ. რუხს-ძუარის წყებაში (ჩრდილო ოსეთი) ვულკანური მასალის არსებობას.

ბოლო დროს ნ. კორონოვსკიმ (1964) დაადასტურა ადრე არაერთგზის გამოთქმული აზრი, რომ აღჩაგვიღური-აფშერონული ასაკის რუხს-ძუარის წყებაში არსებული ვულკანური მასალის წყარო იყო ყაზბეგის ვულკანურ რაიონში და არა ყელის ვულკანურ ზეგანზე, რომლის გადარეცხილი (ძდ. ბაიდარას სათაგის მცირე მონაკვეთის გარდა) მასალა სამხრეთით მიემართებოდა.

ამ მიზნით ვერ გამოღვებოდა ის ვულკანური ქვარგვალეები, რომელიც ნაპოვნია არაგვის ხეობაში ს. ჩირიკის მახლობლად და ს. ზემო არანისში, მაღალ ეროზიულ დონეზე.

როგორც ზემოთ ვანვიხილეთ, აღნიშნული ქვარგვალეები პირველად განლაგებაში არ უნდა იყოს და მათი იქ არსებობა ადამიანთა საქმიანობას უნდა მიეწეროს.

ეს ასეც რომ არ იყოს, საკვლევი რაიონის ეფუზივთა მეოთხეული ასაკი იმდენად თვალსაჩინოა, რომ ზემოთ აღნიშნული ქვარგვალეების არსებობა მიუთითებდა მეოთხეულის წინ (ან შესაძლებელია მის დასაწყისში), არაგვის აუზში, ეფუზივთა არსებობაზე, რომელიც შემდგომში ან მთლიანად გადაირეცხა, ან დაიფარა ყელის ვულკანური ზეგნის გაცილებით უფრო ახალგაზრდა ვულკანური წარმონაქმნებით.

ამრიგად, ჩვენ მიერ შემუშავებული სქემით, საკვლევი რაიონის ფარგლებში ვულკანურ წარმონაქმნთა შემდეგი ოთხი ასაკობრივი ჯგუფი გამოიყოფა:

1. შუაპლეისტოცენური (Q₂)
2. ადრეზედაპლეისტოცენური (Q_{1a})
3. გვიანზედაპლეისტოცენური (Q_{2b}) და
4. პოლოცენური (Q₄).

ქვემოთ, აღნიშნული სტრატეგრაფიული სქემის მიხედვით, მოცემულია საკვლევი რაიონის ვულკანურ წარმონაქმნთა ცალკეული უბნების დახასიათება.

ჯვრის უღელტეხილის რაიონი
(გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადი)

ადრე ზედა პლეისტოცენი (Q₁)

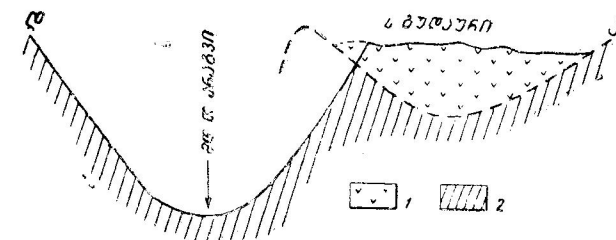
ჯვრის უღელტეხილის რაიონიდან შევეხებით მხოლოდ გუდაურ-მღეთის ლავურ ნაკადს, რომელიც საკვლევი რაიონის აღმოსავლეთ ყიდეს ჰქმნის (იგი ყელის ზეგნის ფარგლებში არ შედის).

გუდაურ-მღეთის ნაკადი მოედინება ვულკან საკოხედან სამხრეთით სს. გუდაურისა და მღეთის მიდამოების გავლით. საკოხე ჯვრის უღელტეხილის აღმოსავლეთით მდებარეობს უშუალოდ კავკასიონის მთავარ წყალგამყოფ ქედზე. ლავური ნაკადის სიგრძე 12—13 კმ-ია, ხოლო ფართობი 25 კმ². ნაკადი ბოლოვდება ს. ქვეშეთთან, სადაც იგი თეთრი არაგვისა და მისი მარცხენა შენაკადის ხატიხევის წყალგამყოფს წარმოადგენს.

გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადის ფუძე თეთრი არაგვის ხეობაში, რომელიც მის დასავლეთ ყიდეს აშინვლებს, სხვადასხვა სიმაღლეზეა. ს. ზემო განისის მოპირდაპირე მხარეს ფუძე 25—30 მ-ზე მდინარის კალაპოტიდან, ხოლო ზემოთ ს. გუდაურთან — 250—300 მ სიმაღლეზე. ეს იმით აიხსნება, რომ კავკასიონის ქედიდან მომდინარე ლავური ნაკადი თეთრი არაგვის ძველ კალაპოტში ჩასვლამდე (ს. ზემო განისის მახლობლად) მიჰყვებოდა მის მარცხენა შენაკადს, ისე, რომ მათ შუა არსებულ წყალგამყოფს თითქმის თხემურ ნაწილამდის ავსებდა. ამან კი განაპირობა, შედარებით მოკლე დროის მანძილზე (ზედა პლეისტოცენის მეორე ნახევრიდან დღემდის), მისი კარგად გაშიშვლება თეთრი არაგვის მხრიდან (სურ. 7), რომლის ფერდს ლავური ნაკადი ამჟამად შეფარდებითი სიმაღლის თანდათან კლებით მიუყვება ს. გუდაურის ქვემოთ, მდინარის დინების მიმართულებით.

თეთრი არაგვის ძველი ხეობა ლავური ნაკადით შევსებამდე სს. მღეთსა და ქვეშეთს შუა მძლავრი ალუვიონით იყო დაფარული, რომელსაც ხეობის ფერდებიდან ჩამოსული დელუვიურ-პროლუვიური მასალა ერეოდა. ამჟამად, ეს ნალექები ფლატეების სახით ლავური ნაკადის ქვეშ არის გაშიშვლებული 40 მ სიმაღლით და თეთრი არაგვის მარცხენა კალთას მიჰყვება. ამ ნალექებს ვ. რენგარტენი (1932) რისულ-ვიურმული გამყინვარების დროს აკუთვნებს. ჩვენი აზრით, არ არის გამორიცხული, რომ მისი სულ ქვედა ნაწილი შუაპლეისტოცენურ (რისულ) დროსაც მოიცავდეს, როგორც ეს ზემოთ იყო აღნიშნუ-

ლი. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ვერ დავეთანხმებით რ. კორნოვსკის (1964), რომელიც გუდაურ-მღეთის ნაკადის ქვეშ ბეზინგიური გამყინვარების I ფაზის ტროვს (gl Q₃) გულისხმობს და ს. ბედონთან შეხილის ტერასის სახით არსებულ ძველმდინარეულ ნალექებს ამ გამყინვარების ბოლო მორენად მიიჩნევს. უკანასკნელი გამყინვარების მთავარი ფაზის მორენული მასალა მხოლოდ ლავური ნაკადის ზედაპირზე აქვთ აღნიშნული ვ. რენგარტენს (1932), ნ. სხირტლადეს (1958), ი. აფხაზავას (1959), დ. წერეთელს (1966) და სხვ. მართალია ამ მასალის მორენული ხასიათი არ არის ტიპური, მაგრამ თხრილების შესწავლამ დაგვანახვა, რომ ლავური ნაკადის ზედაპირი დაფარულია მძლავრი ფხვიერი მიწიანი მასით (და ამგვარად მისი უსწორმასწორო ზედაპირი არ არის გაპირობებული პირველადი ვულკანური რელიეფით,



სურ. 7. თეთრი არაგვის ხეობისა და გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადის ურთიერთდამოკიდებულების სქემა ლავების ამოფრქვევის მომენტში — Q₁ (წყვეტილი ხაზი) და დღეს (მთლიანი ხაზი). 1—ლავები, 2—ძირითადი ქანები.

როგორც ამას ნ. კორნოვსკი ფიქრობს), რომელიც შეიცავს ლავების და ასევე კარბონატული ქანების ლოდებსა და ნატეხ მასალას.

ზემოთქმულიდან გამომდინარე, გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადის ასაკი ადრე ზედა პლეისტოცენად (რისულ-ვიურმული) უნდა განისაზღვროს. ამასვე ადასტურებს არაგვის ტერასული ნალექების შესწავლის შედეგები (არაგვის მეორე ჭალისზედა ტერასის ალუვიონი, რომელიც ზედაპლეისტოცენურად თარიღდება, შეიცავს გუდაურ-მღეთის ნაკადის მასალას).

თვით გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადი, როგორც ეს კარგად ჩანს მის ჭრილში, ამოფრქვევის რამდენიმე იმპულსის შედეგია, რასაც მასიურ ლავებს შორის ფხვიერი ვულკანური მასალის მორიგეობა გვიჩვენებს (ერთ-ერთი მათგანი შესანიშნავად ჩანს მღეთის აღმართზე, გზის პირას).

პეტროგრაფიულად გულაურ-მლეთის ლაგები ერთფეროვანია და ანდეზიტ-ბაზალტებს მიეკუთვნება (ცხ. 2, ან. 4, 7, 8, 9, 10).

ნეფისკალოზ ვულკანთა ჯგუფი

ამ ჯგუფში მთავარი ვულკანური სხეულებია პატარა და დიდი ნეფისკალოს ვულკანური მასივები. ისინი თეთრი არაგვის სათავეში, ხეობის მარჯვენა მხარეზეა განლაგებული და კარგად ჩანს ჯვრის უღელტეხილიდან. ამავე ჯგუფში შედის შედარებით მცირე ზომის ორი ვულკანი, რომელთაგან ერთი (ე. წ. „ბრტყელი მწვერვალი“) პატარა ნეფისკალოს სამხრეთ კალთაზე, ხოლო მეორე (ვულკანი ლევისონ-ლე-სინგი) დიდი ნეფისკალოს ჩრდილოეთით მდებარეობს.

ვულკანთა მთელი ეს ჯგუფი არანაკლებ შვიდი ვულკანური ამოფრქვევის პროდუქტია და ძალზე საინტერესოა თავისი აგებულებით.

შუა პლესტოცენი (Q₂)

პატარა ნეფისკალოს ვულკანურ მასივს შვიდი ძმის მთას უწოდებენ, რადგან შვიდი მწვერვალისგან შედგება.

აღნიშნული მწვერვალები რკალისებურადაა განლაგებული და ქედს ადგენს. ერთ-ერთი (ნ. სხირტლაძე მას „ბრტყელ მწვერვალს“ უწოდებს), რომელიც პატარა ნეფისკალოს სამხრეთ მხარეზე მდებარეობს, სრულიად ახალგაზრდა ვულკანს წარმოადგენს და ამიტომ მასზე აქ არ შეგჩერდებით (მას განვიხილავთ ქვემოთ პოლოცენური ასაკის ვულკანურ წარმონაქმნთა აღწერისას). დანარჩენი უქვსი მწვერვალი ერთდამივე (შუაპლესტოცენური) ასაკისაა. ისინი რკალისებურად არის განლაგებული ვრცელი მყინვარული ცირკის გარშემო და ტიპურ კარლინგს წარმოადგენს.

ამ რკალისებური ვულკანური ქედის სამხრეთ ნაწილში პირველ შემადგენელს ჰქმნის სწორი კონუსისებური მწვერვალი, რომელიც დაციტებისაგან არის აგებული (ცხ. 2, ან. 11). იგი სამხრეთ-აღმოსავლეთით ფერდით უერთდება ე. წ. ზედა პლატოს. მეორე მწვერვალი მის სამხრეთით მდებარე ზემოთ აღნიშნული „ბრტყელი მწვერვალია“.

ამ უკანასკნელის სამხრეთ-დასავლეთით კონუსისებური მწვერვალია 3089 მ აბსოლუტური სიმაღლისა კორდიერითიანი ანდეზიტებისა-

3 ქანთა პეტროგრაფიული აღწერა ძირითადად ნ. სხირტლაძეს (1958) ეკუთვნის, ამიტომ ვულკანურ წარმონაქმნთა შედგენილობის აღნიშვნისას მის გვარს არ დავასახელებთ; არ მოვიხსენიებთ აგრეთვე ავტორებს, რომელთაც ცალკეული პეტროგრაფიული აღწერები ეკუთვნით, რადგან ეს თავისთავად ჩანს ეფუძნება ქიმიური შედგენილობის ცხრილიდან (იხ. ცხ. 2).

გან აგებული (ცხ. 2, ან. 12, 13, 14). სამხრეთით იგი ციცაბო ფერდით ყელის პლატოს ლაგებს ესაზღვრება (სურ. 6). მწვერვალის შეფარდებითი სიმაღლე დაახლოებით 350 მ-ია. სამხრეთ ფერდზე კარგად ჩანს, რომ მისი ძირითადი ნაწილი ლაგებს უჭირავს; ქვედა ნაწილში კი ჩნდება კარბონატული ქანები, რომლებზედაც ვულკანური წარმონაქმნების ფუძე პორიზონტალურადაა განლაგებული. როგორც ჩანს, მწვერვალი ლაგური ნაკადის ნაწილია, რომლის კონუსისებური ფორმა მეორადი და დენუდაციური პროცესების მოქმედების შედეგს წარმოადგენს.

მწვერვალ „3089“-ის ჩრდილოეთით პატარა ნეფისკალოს ქედი მერიდიანულ მიმართულებას იღებს და მასზე სამი მწვერვალი ლაგდება. პატარა ნეფისკალოს მასივის ეს მონაკვეთი დაციტური შედგენილობის (ცხ. 12, ან. 15, 16) ლავით არის აგებული. მწვერვალთა აღმოსავლეთი ფერდი, რომელიც მყინვარული ცირკის კედლებს ჰქმნის, ციცაბოა, ზოგჯერ ვერტიკალურიცაა, ხოლო დასავლეთი ფერდი შედარებით დამრეცია და ფუძისაკენ ლოდნართაა დაფარული. მათგან ყველაზე მაღალი (3517 მ) მწვერვალი პატარა ნეფისკალო კარგად ჩანს ჯვრის უღელტეხილიდან.

უკიდურესი მეექვსე მწვერვალი (აბსოლუტური სიმაღლე 3345 მ) ორი შვეტილისაგან შედგება. ამ მწვერვალიდან ქედი თითქმის 90°-ით უხვევს აღმოსავლეთისაკენ და თეთრი არაგვის ნაპირისაკენ თანდათან დაბლდება. მის ბოლოზე განლაგებულია უკანასკნელი, ასევე დაციტური შედგენილობის (ცხ. 2, ან. 17), პირამიდალური ფორმის მეშვიდე მწვერვალი (აბს. სიმაღლე 3205 მ).

აღნიშნულ მწვერვალებს შორის მოქცეულია ჯამისებური ფორმის ღრმული, რომელიც აღმოსავლეთით თეთრი არაგვის ხეობისკენაა გახსნილი. მის გამომუშავებაში, როგორც ჩანს, არსებითი როლი მიუძღვის მდინარეულ და მყინვარულ ეროზიას.

აქვე ქვემოთ, არის გავრცელებული მძლავრი ნაყარი, რომელიც ცვივა მის გარშემო ამფითეატრივით განლაგებულ პატარა ნეფისკალოს მასივის ციცაბო კალთებიდან. ამ ღრმულში მწვერვალ პატარა ნეფისკალოს ძირში ლ. მარუაშვილს (1936) აღნიშნული აქვს კრატერი, მაგრამ შემდგომმა გამოკვლევებმა (Схиртлаძე, 1958, Коронковский, 1964) მისი არსებობა აქ არ დაადასტურა. ღრმულის ჩრდილო კიდეზე ნ. სხირტლაძე (1958) აღნიშნავს პოლიმიქტურ ბრექჩიებსა და ლაპილებს, რომლებიც ღია და მუქი ფერისაა. როგორც პეტროგრაფიული შესწავლით დგინდება, ლაპილები შედგენილობით მნიშვნელოვნად განსხვავდება პატარა ნეფისკალოს ლაგებისაგან. სხირტლაძე ვარაუდობს, რომ ისინი პატარა ნეფისკალოს უფრო გვიანდელ ამოფრქვევას უნდა

ეკუთვნოდეს. ჩვენი აზრით, აღნიშნული წარმონაქმნები მეზობლად მდებარე მსგავსი შედგენილობის ვულკანებსაც შეიძლება ეკუთვნოდეს. რომლებიც პატარა ნეფისკალოს ჩამოყალიბების შემდეგ მოქმედებდნენ.

პატარა ნეფისკალოს ჩრდილო განაპირა კიდეში, ვულკანური ნაგებობის ფუძეში აღინიშნება პიროკლასტური დასტა (სიმძლავრე 200 მ), რომლის დეტალური აღწერა ნ. კორონოვსკის (1964) ეკუთვნის. იგი ცუდად გამოხატული შრეებრივობისაა და დახრილია თეთრი არაგვის ხეობისაკენ. დასტა აგებულია ანდეზიტური და ანდეზიტურ-დაციტური ლავების ნატეხებით, ვულკანური ბომბებითა და ლავილებით. ჭრილში, ზევით თანდათან გამოერევა ანდეზიტურ-დაციტური ლავა-ბრექჩიები, რომლებიც უფრო ზევით გადადის ნაცრისფერ და იასამნისფერ ანდეზიტურ-დაციტური შედგენილობის ლავებში. ეს უკანასკნელი ჰქმნის სამ ლავურ ნაკადს, რომელთა საერთო სიმძლავრე 350—400 მ უდრის. ყველაზე ქვედა ლავური ნაკადი (სიმძლავრე 60—80 მ) ანდეზიტური შედგენილობისაა (ცხ. 2, ან. 18). მეორე ნაკადი (სიმძლავრე 200 მ-მდის) ანდეზიტ-დაციტია (ცხ. 2, ან. 19). მესამე ნაკადი (სიმძლავრე 150 მ-მდის) დაციტით არის წარმოდგენილი (ცხ. 2, ან. 20). მათი ჭრილი კარგად ჩანს თეთრი არაგვის ხეობაში პატარა ნეფისკალოს აღმოსავლეთ კალთაზე. მესამე ლავური ნაკადის ზედაპირი ჰქმნის ეგრეთწოდებულ ზედა პლატოს, რომელიც პირველ მოვაკებას წარმოადგენს პატარა ნეფისკალოს მასივის ძირში. მეორე ნაკადის ზედაპირზე მძლავრი ლინზისებური ფორმის კონგლომერატია დაგროვილი, რომელიც ვულკანიტთა ქვარგვალეებსაც შეიცავს (მათი აღწერა ზემოთ არის მოცემული).

ზედა პლატო საფეხურით გადადის ე. წ. ქვედა პლატოში, რომელსაც მეორე ნაკადი ჰქმნის. ზედა პლატოს გაგრძელებას წარმოადგენს თეთრი არაგვის მარცხენა ფერდზე მდებარე ჯვართახევის მოვაკება, რომელიც ჯვრის უღელტეხილის რაიონს ჯვრის ქედით ეთიშება.

მესამე ლავური ნაკადის ამოფრქვევისას ჩამოყალიბდა, როგორც ჩანს, პატარა ნეფისკალოს მასივის ძირითადი კონუსი, რომელიც შემდეგში გლაციალურ-ეროზიული პროცესების განვითარების შედეგად დანაწევრდა რამდენიმე მწვერვალად.

მესამე ლავური ნაკადის ნაწილს უნდა წარმოადგენდეს აგრეთვე თეთრი არაგვის მარჯვენა ფერდზე სს. ერეთოსა და განისას შუა მდებარე ლავური ნაკადი. ამ უკანასკნელისაგან მოწყვეტილია, როგორც ამას სამართლიანად აღნიშნავს ნ. სხირტლაძე (1958), ის ლავური „კუნ-

ძული“, რომელიც ამჟამად თანამედროვე მდინარის კალაპოტში მდებარეობს (მასზეა გაშენებული ს. ხატისოფელი).

ყველა ეს სხეული დაციტური შედგენილობისაა, რაც კარგად ჩანს აგრეთვე ერთ-ერთი მათგანის ქიმიური ანალიზიდან (ცხ. 2, ან. 23). ამიტომ არ არის სწორი არც ვ. რენგარტენის (1932), რაც ადრე აღნიშნა ნ. სხირტლაძემ (1958), და არც ნ. კორონოვსკის (1964) მოსაზრება, რომ ს. ხატისოფლის ლავური „კუნძული“ ან გუდაურ-მღეთის ლავური ნაკადის (რენგარტენი), ან პატარა ნეფისკალოზე მდებარე ბრტყელი კონუსის (კორონოვსკი) ლავების ნაწილი იყო (ეს უკანასკნელი ანდეზიტურ-ბაზალტური და ანდეზიტური შედგენილობისაა).

პატარა ნეფისკალოს აღმოსავლეთ კიდეზე არსებული დრმული, რომელშიც მყინვარული ცირკია განვითარებული, ზოგი მკვლევრის აზრით (Маруашвили, 1936; Схиртлаძე, 1958) ადრე კალდერას წარმოადგენდა. ეს მოსაზრება მხოლოდ პატარა ნეფისკალოს მორფოლოგიურ ნიშნებს (დრმულის არსებობას) ეყრდნობა. სხვა დამატებითი საბუთი კი არ არსებობს. ამიტომ, ჩვენი აზრით, აქ რაიმეს გადაჭრით თქმა გაძნელებულია. შესაძლოა მყინვარული ცირკის განვითარება აქ განაპირობა კიდეც კალდერის არსებობამ, მაგრამ შესაძლებელი ჩანს ვულკანური მასივის ეს მორფოლოგია (ამფითეატრი ციცაბო ფერდებითა და ფართო ფსკერით) შექმნილიყო ჯერ მისი ციცაბო მხრიდან ინტენსიური ეროზიით და შემდეგ მასში მყინვარული ცირკის განვითარებით.

მყინვარული ცირკის ჩასახვის დრო ვიუარმული გამყინვარების ეპოქას უნდა უკავშირდებოდეს, თუმცა არ არის საფუძვლით გამოჩენილი, რომ იგი ჩასახული იყოს შუა პლეისტოცენის ბოლოს, რომელიც თერგის (რისულს ეთანადება) გამყინვარების II ფაზას მიეკუთვნება.

პატარა ნეფისკალოს ზედა და ქვედა პლატოს აგებულება, რომელიც ორ საფეხურს ჰქმნის, კარგად ჩანს თეთრი არაგვის კანონისებურ ხეობაში. აქ ლავების ფუძე 100—120 მ სიმაღლეზეა განლაგებული მდინარის კალაპოტიდან.

ს. ერეთოს ზემოთ მდინარის კალთაზე, უშუალოდ ერთმანეთის გვერდით, როგორც ნ. სხირტლაძე (1958) აღნიშნავს, მდინარის ორი პველი კალაპოტი ჩანს, რომელსაც ლავური ნაკადები აგებს. ნ. სხირტლაძის აზრით, ამ ორ ძველ კალაპოტთაგან ერთი (ჩრდილოეთით მდებარე) ბაილარის გაგრძელებას უნდა წარმოადგენდეს, ხოლო მეორე თეთრი არაგვის უნდა ეკუთვნოდეს.

უნდა შევნიშნოთ, რომ თეთრი არაგვის მარჯვენა ფერდზე კარგად არის გამოსახული მდინარის ორი ძველი კალაპოტი; მის მარცხენა ფერდზე კი არა. აქ, ლავური ნაკადის თითქმის სწორხაზოვანი ფუძე რამდენიმე ადგილას არის გაღუნული, ნაკადის ქვეშ კი მდინარეული ალუვიონი ან არ არსებობს, ან არ ჩანს. როგორც ნ. სხირტლაძე აღნიშნავს, კონტაქტი ლავურ ნაკადსა და მის ქვეშმდებარე კარბონატულ ქანებს შორის ნაყარით არის დაფარული. ვინაიდან აქ კალაპოტთა განივი პროფილებია გაშიშვლებული (გასწვრივი კი არა ჩანს) ძნელია მათი კალაპოტის დახრის გარკვევა. ეს გარემოება კი, ჩვენი აზრით, ძველ მდინარეთა მიმართულების გარკვევის საშუალებას არ იძლევა. მეორე მხრივ, ზემოაღნიშნული ძველი კალაპოტების ქვემოთ, არაგვის ფართო ხეობას თანაბარ დონეზე გასდევს ლავური ნაკადის შთენილები თითქმის სწორხაზობრივი ფუძით. ეს ფაქტი კი მიუთითებს ლავური ნაკადის ამონთხევის დროისათვის აქ უკვე პალეოარაგვის არსებობაზე, რომლის მიმართულება თანამედროვეს ემთხვევა. აქედან გამომდინარე, არ არის გამორიცხული, რომ გაცილებით მცირე ზომის ძველი კალაპოტები მის შენაკადებს წარმოადგენენ. ამ ვარაუდს არ ეწინააღმდეგება მდ. ბაიდარას სათავეში პ. ნეფისკალოს ტიპის ლავების არსებობა, რადგანაც პ. ნეფისკალოს ლავებს, რომლებმაც ჯვრის უღელტეხილის რაიონი შეავსეს, შეეძლოთ იოლად გადასულიყვნენ ბაიდარას ხეობაში წყალგამყოფის ყველაზე დადაბლებულ ადგილზე.

თეთრი არაგვის მარცხენა ფერდზე სამი ლავური ნაკადის არსებობა დგინდება. შედგენილობით ეს ლავები ანალოგიურია ხეობის მარჯვენა ფერდზე განვითარებული სამი ლავური ნაკადის. ქვედა პირველი ნაკადი ნ. სხირტლაძის (1958) მონაცემებით ანდეზიტური შედგენილობისაა ($\text{SiO}_2 = 62,43\%$), მეორე ნაკადი, რომელიც კარგადაა გაშიშვლებული ს. ერეთოდან ს. გულაურისაკენ მიმავალ გზაზე, დაციტური შედგენილობისაა ($\text{SiO}_2 = 67,26\%$). ეს ლავური ნაკადი აგებს აგრეთვე ჯვრის უღელტეხილის მიდამოების მნიშვნელოვან ნაწილს, სადაც იგი თითქმის იმავე ქიმიური შედგენილობისაა (ცხ. 2, ან. 21), როგორც ხეობის მარჯვენა კალთაზე გაშიშვლებული მეორე ნაკადი. ეს უკანასკნელი, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ნ. სხირტლაძის განსაზღვრით ანდეზიტ-დაციტია.

მეორე ნაკადის ზევით, როგორც ნ. სხირტლაძე აღნიშნავს, 20—25 მ სიმძლავრის ზონაა, რომელიც წითელი და შავი ფერის წილისა და ლაპილებისაგან არის შემდგარი. წილებს შორის აღინიშნება შავი პეხშტინისებური ლავის ლოდები.

მესამე ლავური ნაკადი ჯვართახევის ვაკეს ადგენს. მისი კრილი კარგად ჩანს ს. ერეთოდან ს. გულაურისაკენ მიმავალ გზაზე. მესამე ნაკადის სიმძლავრე აქ 60—70 მ-ია. იგი დაციტური შედგენილობისაა (ცხ. 2, ან. 22).

პატარა ნეფისკალოს სამივე ლავური ნაკადის ცენტრალ მიჩნეულია რკალისებური ქედის შიგა ნაწილი (Схиртладзе, 1958; КоронОВСКИЙ, 1964). ნ. კორონოვსკი ამ მოსაზრების დასაბუთებისას აღნიშნავს, რომ ლავები პატარა ნეფისკალოს თხემურ ნაწილში პერიკლინურად არის განლაგებული.

უნდა აღინიშნოს, რომ ჯვრის უღელტეხილის უბანზე რიგი მკვლევრები აღნიშნავენ მორენულ მასალას, რომელიც მდ. ბაიდარის სათავესაკენ არის განვითარებული. ნ. კორონოვსკი (1964) აქ, ლავურ ნაკადსა და ძირითად ქანებს შორის არსებულ უბეში აღნიშნავს 40 მ სიმძლავრის ტბიურ ნალექებს, რომლებიც ზევიდან ლავურ ნაკადთან ერთად იფარება ზებინგიური გამყინვარების I ფაზის მორენით. ამ უკანასკნელის არსებობის საკითხი, ჩვენი აზრით, სადავოა.

ჯვრის უღელტეხილთან, შედარებით მოვაკებულ ადგილებზე, მდ. ბაიდარის სათავეში პროლუვიურ-ალუვიური ხასიათის მძლავრი (40 მ-მდე) ნალექებია, რომლებსაც შრეობრიობა ახასიათებს. ეს ნალექები, რასაკვირველია, მორენას არ წარმოადგენს. ვ. რენგარტენიცი (1932) ამავე ნალექებს აღნიშნავს, როგორც მდინარეულს.

უნდა აღინიშნოს, რომ ჯვრის უღელტეხილის რაიონში 1962 წელს გეოლოგიურმა ექსკურსიამ, რომელსაც ალ. ჯანელიძე ხელმძღვანელობდა, მორენის არსებობის რაიმე საბუთი ვერ ჰპოვა.

ამრიგად, ზემოთ განხილული ფაქტობრივი მასალიდან დგინდება, რომ პატარა ნეფისკალო რთულ პოლიგენურ ვულკანს წარმოადგენს. თუ არ ჩავთვლით სრულიად ახალგაზრდა (ჰოლოცენურ) ამოფრქვევას, რომელმაც ე. წ. „ბრტყელი მწვერვალი“ შექმნა, ოთხჯერად პულსაციას ჰქონდა ადგილი.

პირველი ვულკანური მოქმედება, ჩვენი აზრით, იმ კორდიერტიანი ანდეზიტის ამოფრქვევას უკავშირდება, რომელიც ამჟამად მწვერვალ „3089“-ს ჰქმნის. ამაზე რამდენიმე ფაქტი მიუთითებს. ჯერ ერთი, რაც მთავარია, კორდიერტიანი ანდეზიტი გაცილებით უფრო ღრმად არის ეროდირებული, ვიდრე პატარა ნეფისკალოს ძირში არსებული პირველი ვულკანური ნაკადი. მისი ფუძე დაახლოებით 100—120 მეტრ შეფარდებით სიმაღლეზეა ყელის პლატოს ლავების ფუძიდან (ყელის პლატოს ლავური ნაკადების ფუძე კი თავის მხრივ 70—80 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან). პატარა ნეფისკალოს პირველი ნაკა-

დის ფუძე სულ 100—120 მეტრზეა თეთრი არაგვის კალაპოტიდან. მეორე, კორდიერიტიანი ანდეზიტი, ზევიდან იფარება პატარა ნეფისკალოს ლავებით. მესამე, პატარა ნეფისკალოს მასივის მეორე ლავური ნაკადის ზედაპირზე განვითარებულ ალუვიონში დადგენილია კორდიერიტიანი ანდეზიტის არსებობა.

გარდა ამისა, ზემოთქმულთან ერთად გარკვეულ სტრატეგრაფიულ მნიშვნელობას იქნის აღნიშნული ლავის შედარებით ფუძე შედგენილობა. ეს გარემოება ამოფრქვევის ციკლის დასაწყისზე მიუთითებს. საკვლევი რაიონის ფარგლებში, როგორც ნ. სხირტლაძემ დაადგინა (1958), ჩვეულებრივ დამახასიათებელია დროში უფრო ძველი ფუძე ლავების შეცვლა უფრო ახალგაზრდა მკაფე ლავებით.

კორდიერიტიანი ანდეზიტის შემდეგ ადგილი აქვს ინტენსიურ ექსპლოზიურ მოქმედებას, რაც პატარა ნეფისკალოს ჩრდილო პერიფერიაზე, მის ფუძეში მძლავრი პიროკლასტოლითების დაგროვებას იწვევს.

ექსპლოზიური ვულკანური მოქმედება თანდათან იცვლება ანდეზიტური ლავის ამოფრქვევით, რომელიც თეთრი არაგვის ხეობაში განიშვლებულ პირველ ლავურ ნაკადს ჰქმნის.

ანდეზიტური ლავის ამოფრქვევა იცვლება ანდეზიტურ-დაციტური (დაციტურისაგან გადახრით) ლავების ამოფრქვევით, რომელიც ყოველგვარი პაროქსიზმების გარეშე მიმდინარეობს და მეორე ნაკადს ჰქმნის.

მეორე ლავური ნაკადის ჩამოყალიბების შემდეგ სიმშვიდის ხანგრძლივი ხანაა. ამ პერიოდში ნაწილობრივ ირეცხება ადრე არსებულ ვულკანური სხეულები და ლავის ზედაპირზე ვითარდება ალუვიური მსალა.

ამ შესვენების შემდეგ ვულკანური მოქმედება ისევ ახლდება— ირრქვევა დაციტური ლავა, რომელიც მესამე ლავურ ნაკადს ჰქმნის. ეს უკანასკნელი ამჯერად აფეთქებით იწყება და გამოხატულია წიღისა და ლაპილების დაგროვებით ლავური ნაკადის ფუძეში. ამ ბოლო ვულკანურ მოქმედებას უკავშირდება, როგორც ჩანს, პატარა ნეფისკალოს ქედის შექმნა, რომელიც როგორც სტრუქტურულად, ასევე შედგენილობით მესამე ლავური ნაკადის ანალოგიურია.

შემდგომი დროის მანძილზე ვულკანური მასივი მხოლოდ დენუდაციის არეს წარმოადგენს (თუ არ ჩავთვლით იმ ჰოლოცენური ასაკის ვულკანურ ცენტრს, რომელიც შემდგომში მის სამხრეთ კალთაზე ვითარდება) და იგი თანდათან იღებს თანამედროვე სახეს.

ამრიგად, პატარა ნეფისკალოს ვულკანური მასივი ტიპიური პოლიგენური ვულკანია.

აღსანიშნავია, რომ ადრე პატარა ნეფისკალოს ფ. ლევისონ-ლე-სინგი (1913) მონოგენურ ვულკანად მიიჩნევდა. შემდეგში ლ. მარუაშვილმა (1936) პირველმა აღნიშნა მისი პოლიგენური ბუნება. მოგვიანებით ნ. სხირტლაძემ (1958) უფრო დეტალურად დაასაბუთა ეს მოსაზრება. დაბოლოს, იგივე აზრი გაიზიარა ნ. კორონოვსკიმ (1964).

პატარა ნეფისკალოს ვულკანური მასივი, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, შუაპლეისტოცენურ ვულკანურ წარმონაქმნს წარმოადგენს. ეს მოსაზრება იმ გარემოებას ეყრდნობა, რომ ვულკანურ წარმონაქმნებს ცენტრალური კავკასიონის ამ ღერძულ ნაწილში ისეთი ეროზიული დონე უჭირავს, რომელიც შუაპლეისტოცენურად თარიღდება (კორდიერიტიანი ანდეზიტის ფუძე, როგორც უკვე იყო აღნიშნული, თითქმის 120—200 მ-ზეა ჩაჭრილი ეროზიის მიერ, ხოლო პატარა ნეფისკალოს ფუძე 100—120 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან). ამასთანავე პატარა ნეფისკალოს შუაპლეისტოცენურ ასაკზე მიუთითებს ზრთევე ის ურთიერთდამოკიდებულება, რომელიც ყელის პლატოა ეფუზივებსა და კორდიერიტიან ანდეზიტს შორის დგინდება (სურ. 6). ამ მოსაზრებასვე ამტკიცებს დუშეთის რაიონში 80—150 მ შეფარდებით სიმაღლეზე (შუაპლეისტოცენური ეროზიული დონე) დაციტური ქვარგვალების არსებობა. ეს უკანასკნელნი, არაგვის აუზში მდებარე ყელის ზეგნის ეფუზივთაგან შესაძლებელია ეკუთვნოდეს მხოლოდ ყელის პლატოს ჩრდილოეთით მდებარე ვულკან სხირტლაძეს და პატარა ნეფისკალოს ლავებს.

გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q₃)

დიდი ნეფისკალოს (იგივე შერხოტა ან არაგვის სირხი) ვულკანური მასივი მდებარეობს ხეობის მარჯვენა ფერდზე თეთრი არაგვის სათავეში. იგი ჩრდილოეთიდან უშუალოდ ებმის პატარა ნეფისკალოს. დიდი ნეფისკალო წაკვეთილი კონუსისებური ფორმის სხეულია. მისი აბსოლუტური სიმაღლე 3694 მ-ს უდრის, შეფარდებითი — 550—580 მ-ს, ფუძის დიამეტრი — 2,5—3,0 კმ. ვულკანის ფერდები ბარანკოსე-ბით არის დასერილი და დაფარულია მძლავრი ნაყარით.

დიდი ნეფისკალოს წვერი სიბრტყით არის მოკვეთილი, რომელიც თავისი ფორმით კალოს მოგვაგონებს (აქედან წარმოსდგება სახელწოდება— „ნეფისკალო“). ეს სიბრტყე რამდენადმე ჩრდილო-აღმოსავლეთით არის დახრილი. ამ რაიონში ჩრდილოეთის ქარებია გაბატონებული. ამის გამო ლ. მარუაშვილი (1936) ამ სიბრტყის ჩამოყალიბებაში ძირითად როლს ამ ქარებს მიაწერს. ამავე აზრისაა ნ. სხირტლაძეც (1958).

დიდი ნეფისკალოს ფუძე პიროკლასტური მასალით არის აგებული. როგორც ნ. კორონოვსკი (1964) აღნიშნავს, თეთრი არაგვის ხეობაში დიდი ნეფისკალოს ეს პიროკლასტური დასტა (სიმძლავრე 250—300 მ) ზევიდან აღევს პატარა ნეფისკალოს ლავეებს.

დასტა შედგება ვულკანური ბომბებისაგან (0,1—0,3 მ), ლოდებისაგან (2—3 მ) და ლაპილებისაგან (0,05 მ-მდის), რომლებიც ვულკანური ქვიშის, ტუფებისა და ფერფლის ფხვიერ ნაცრისფერ მასაშია მოთავსებული. დასტებისათვის ძლიერ დამახასიათებელია „პურის ქერქის“ ტიპის მინისებური ბომბები და ბომბები რადიალური ნაპრალებით.

უფრო ზევით დიდი ნეფისკალო აგებულია სხვადასხვა შეფერილობის ლავური ბრექჩიებით, წილითა და იშვიათად ტუფბრექჩიებით. აღსანიშნავია ობსიდიანის ტიპის მინისებური ქანების, ბენშტეინისებური პორფირებისა და იმ ძლიერი სახეშეცვლილი კარბონატული ქანების ქსენოლითების სიჭარბე, რომლებიც ვულკანის სუბსტრატს აგებს.

კონუსის ზედა ნაწილი კი შედგება უმთავრესად წითელი ფერის ნასიური და ბრექჩიული ლავებისაგან. მოუხედავად გარეგნული მრავალფეროვნებისა, დიდი ნეფისკალოს ვულკანური წარმონაქმნები ხასიათდება დაახლოებით ერთნაირი სტრუქტურითა და შედგენილობით (ცხ. 2, ან. 24, 25, 26, 27) და ლიპარიტ-დაციტებს მიეკუთვნება.

ამრიგად, დიდი ნეფისკალო მისი აგებულებიდან გამომდინარე, ტიპური ექსტრუზიული მასივია, რომელიც არავითარ ლავურ ნაკადს არ იძლევა.

ვულკანი დიდი ნეფისკალო თავისი გეომორფოლოგიური იერით გაცილებით უფრო ახალგაზრდად გამოიყურება, ვიდრე პატარა ნეფისკალო. ეს გარემოება კარგად ჩანს იქიდანაც, რომ მის ფუძეში განვითარებული მძლავრი პიროკლასტური დასტა ზევიდან ედება პატარა ნეფისკალოს ლავეებს. აშკარაა, აგრეთვე, რომ დიდი ნეფისკალო ბეზინგიური გამყინვარების I ფაზის (ვიურმული გამყინვარების მთავარი ფაზა) შემდგომი წარმონაქმნია. აქედან გამომდინარე, ვულკანი დიდ ნეფისკალოს ზედა პლეისტოცენის II ნახევარს ვაკუთვნებთ, თუმცა არ არის სავსებით ნათელი მისი დამოკიდებულება ბეზინგიური გამყინვარების გვიანდელ ფაზასთან. ეს მდგომარეობა კი იმით არის გამოწვეული, რომ ბეზინგიური გამყინვარების II ფაზის მორენები (gl Q₂) აქ მთლიანად გარეცხილია.

ჰოლოცენი (Q₄)

ნეფისკალოს ვულკანთა ჯგუფიდან ჰოლოცენური დროის დასაწყისს მიეკუთვნება ექსტრუზიული მასივი ლევისონ-ლესინგი და დამოუკიდებელი ვულკანური ცენტრი პატარა ნეფისკალოს სამხრეთ ფერდზე („ბრტყელი მწვერვალი“), რომელიც გრძელ ნაკადს იძლევა. ეს მოსაზრება გამომდინარეობს იქიდან, რომ ვულკანური სხეულები ძალზე საღი მორფოლოგიით ხასიათდება. ამავე დროს ექსტრუზიული მასივი ლევისონ-ლესინგი განლაგებულია ცირკისებურ ჩაღრმავებაში, რომელიც Q₃ და Q₂ მყინვარებით უნდა იყოს გამომუშავებული, როგორც ამას ნ. კორონოვსკი აღნიშნავს (1964); „ბრტყელი მწვერვალის“ ლავური ნაკადის ფუძე კი თეთრი არაგვის ხეობაში, სადაც იგი ერთიანი ნარჩენების სახით არის გაშიშვლებული, 10—12 მ სიმაღლეზეა მდინარის თანამედროვე კალაპოტიდან.

ექსტრუზიული მასივი ლევისონ-ლესინგი (აბსოლუტური სიმაღლე — 3225 მ) დიდი ნეფისკალოს ჩრდილოეთით მდებარეობს, უშუალოდ კავკასიონის მთავარ წყალგამყოფ ქედთან. იგი უკრატერო კონუსისებურ სხეულს წარმოადგენს, რომელიც აღმოსავლეთისაკენ არის წაგრძელებული. მისი საშუალო შეფარდებითი სიმაღლე (სამხრეთი ფერდი) 170—200 მ უდრის. ვულკანის დასავლეთით, ფერდის პირში, მდებარეობს ტბა ყელიცადი.

ვულკანის ქვედა ნაწილი აგებულია ძირითადად ნაცრისფერი პორფირული დაციტისაგან. გვხვდება ასევე ღია ნაცრისფერი ზოლებრივი ლავა, რომელშიც პენშტეინისებური უბნებია.

აღმავეალ ჭრილში ნაცრისფერი დაციტები თანდათან იცვლება გარდისფერი და წითელი ფერის დაციტებით. ამ უკანასკნელით აგებულია ვულკანის მწვერვალი. ვულკანის ჩრდილო ფერდზე ნაყარში გვხვდება, აგრეთვე, ლაპილები და პემზები. ქიმიური ანალიზების მიხედვით (ცხ. 2, ან. 28, 29), ვულკანი ლევისონ-ლესინგის ამგები ვულკანური წარმონაქმნები შედგენილობით ძალზე ახლოს დგას დიდი ნეფისკალოს ლავეებთან.

ვულკანი „ბრტყელი მწვერვალი“ (აბს. სიმაღლე 3030 მ), როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, პატარა ნეფისკალოს სამხრეთ კალთაზე მდებარეობს. იგი გამოირჩევა გუმბათისებური ფორმით, რომლის თხემი შედარებით ფართოა და ბრტყელი. მისი შეფარდებითი სიმაღლე ზედა პლატოს ზედაპირიდან 380—400 მ-ს უდრის, ხოლო ფუძის დიამეტრი — 2,0—2,5 კმ-ს.

ეს ვულკანი ორ ლავურ ნაკადს იძლევა, რომელთაგან ერთი ძირითადია და სამხრეთით ვშვება თეთრი არაგვის ხეობაში, ხოლო მეორე

რე, ფართო და მოკლე ნაკადი, ჩრდილოეთით ვრცელდება პატარა ნეფისკალოს ქედისაკენ.

სამხრეთით, გრძელი ნაკადი თავისი გავრცელების გზაზე ჯერ ფარავს პატარა ნეფისკალოს ლავეებს, ხოლო შემდეგ კარბონატული ფლიშის ქანებზეა განვითარებული. მისი ბოლო ნაწილი, ეროზიული ნარჩენის სახით, ს. ერეთოსთან არის განლაგებული. მათი ფუძე, როგორც აღნიშნული იყო, 10—12 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან.

აქ, როგორც ნ. სხირტლაძე აღნიშნავს (1958), ადგილი აქვს ნაპრალოვანი ხასიათის სრულიად ახალგაზრდა გვერდით ამოფრქვევას. ამ ამოფრქვევის პროდუქტები ძირითადად ერთფეროვანია და წარმოდგენილია თითქმის შავი, მასიური და პორიანი ანდეზიტური ლავით (ცხ. 2. ან. 30).

ყელის პლატო

ქსნისა და თეთრი არაგვის სათავეებში განლაგებულია ვრცელი ლავური ფარი, რომელსაც ყელის პლატო ეწოდება⁴. ლავურ პლატოს განედური მდებარეობა უჭირავს. მისი აღმოსავლეთი მხარე თანდათან ვიწროვდება, ჰიფსომეტრულად დაბლდება და თეთრი არაგვის მარჯვენა ფერდზე მთავრდება ციცაბოდ — ფლატის სახით. ლავური პლატოს წარმოქმნა უკავშირდება ვულკანთა ჯგუფს, რომელიც პლატოს ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში არის განლაგებული პლატოს ყველაზე შემადგენულ ადგილში და ნარვანხოხის (ნარვანის) სახელწოდებას ატარებს. ამ ადგილიდან ჩრდილოეთით, დასავლეთით და ძირითადად კი აღმოსავლეთი მიმართულებით გაშლილია ანდეზიტური და ანდეზიტურ-დაციტური შედგენილობის ლავური ნაკადები.

ეს ლავური ნაკადები, როგორც ჩანს, ვრცელ მყინვარულ ცირკს (განვითარებულია კარბონატული ფლიშის ქანებში) ავსებს. ამ მყინვარული ცირკის წარმოშობას ნ. კორნოვსკი (1964) ვიურმული გამყინვარების მთავარ ფაზას (glQ₁) უკავშირებს, ხოლო მასში განვითარებულ ვულკანურ წარმონაქმნებს ზედა პლეისტოცენის (Q₁) დასაწყისს აკუთვნებს, რაც გარკვეულ წინააღმდეგობას შეიცავს. ამიტომ ჩვენ გამოორიცხულად არ მიგვაჩნია, რომ აღნიშნული მყინვარული ზედაპირი თერგის გამყინვარების (glQ₂) მეორე ფაზას ეკუთვნოდეს. ეს ვარაუდი იმ გარემოებასაც ითვალისწინებს, რომ ლავური ნაკადების ზედაპირზე ვიურმული გამყინვარების მთავარი ფაზის აშკარა კვალია, როგორც ეს კარგად აქვს დასაბუთებული ლ. მარუაშვილს (1936).

⁴ ზოგჯერ ამ სახელწოდებას არამართებულად ხმარობენ ყელის ზეგნის მაგიერ.

ლავეების სიმძლავრე ცირკის ცენტრში, მისი ფერდის დახრილობის გათვალისწინებით, 250—300 მ-მდე უნდა იყოს; აღმოსავლეთით კი იგი 100 მ-მდე ჩამოდის.

მყინვარული ცირკის დასავლეთ ნაწილში ამჟამად მდებარეობს ყელის ტბა, რომელიც შეგუბებულია ჩრდილოეთიდან მომდინარე ლავური ნაკადებით. ამ უკანასკნელს სიბლანტის გამო (ანდეზიტ-დაციტები) ბოლომდე არ შეუვსია მყინვარული ცირკი და 100—150 მ სიმაღლის საფეხურით ამჟამად გარს ერტყმის ტბას ჩრდილო და აღმოსავლეთი მხრიდან. ამ მდგომარეობის გამო ვერ გავიზარებთ ლ. მარუაშვილის მოსაზრებას (1964, გვ. 173), რომელიც ტბის წარმოშობას მყინვარის მოქმედებას უკავშირებს. მყინვარს შეეძლო მხოლოდ შემდეგში მიეღო მის გაღრმავება-გაფართოებაში გარკვეული მონაწილეობა.

ნ. სხირტლაძის აზრითაც (1958) ყელის ტბა ვულკანური წარმოშობისაა.

ყელის ტბის გარდა არის შედარებით მცირე ზომის მრავალი ტბა, რომლებიც ძირითადად კომბინირებული მყინვარულ-ვულკანური წარმოშობისაა, როგორც ამას ლ. მარუაშვილიც აღნიშნავს (1964). ისინი უმეტესად წაგრძელებულია განედური მიმართულებით (ემთხვევა ლავების დინების მიმართულებას) და შემოსაზღვრულია ვერძის მუხლებით (რომელიც აქ შესანიშნავად არის გამოხატული) და ძველი მორენების ნარჩენებით.

ყელის პლატოს ჩრდილოეთით მდებარეობს ვულკანი ნ. სხირტლაძე. იგი ყელის პლატოსაგან ფართო დეპრესიით არის გამოყოფილი და რამდენადმე განცალკევებული მდებარეობა უჭირავს.

შუა პლეისტოცენი (Q₂)

ყელის პლატოს ლავეებიდან შუა პლეისტოცენს, ჩვენი აზრით, მხოლოდ ვულკანი სხირტლაძე მიეკუთვნება. ასაკობრივად იგი ერთ-ერთი უძველესია (პატარა ნეფისკალოს კორდიერტიანი ანდეზიტის ლავეებთან ერთად) მთელი არაგვის ხეობის იფუზივებს შორის. ეს მოსაზრება იმ მდგომარეობას ემყარება, რომ მას ეროზიის ძლიერი დადი აზის. მისი სამხრეთი ფერდის ეროდირებული ზედაპირი, მსგავსად პატარა ნეფისკალოს კორდიერტიანი ანდეზიტის კონუსისებური მწვერვალისა, ყელის პლატოს ფუძის ზედაპირს უკავშირდება, რომელიც ადრეზედაპლეისტოცენური (Q₁) ლავეებით არის დაფარული. გარდა ამისა ვულკან სხირტლაძის ანალოგიური შედგენილობის მასალა (დაციტური ქვარვალები) ნაპოვნია პატარა ნეფისკალოს ანდეზიტური და ან-

დეზიტ-დაციტური შედგენილობის ლავური ნაკადების თავზე განლაგებულ ალუვიონში. ეს ლავური ნაკადები კი ერთ-ერთი პირველი ამოფრქვევის პროდუქტს წარმოადგენს მთელ არაგვის ხეობაში. დაციტური ქვარგვალეების თითქმის ერთადერთ წყაროდ კი მხოლოდ ვულკანი სხირტლაძე რჩება, რადგან არაგვის ხეობის სხვა დაციტური ვულკანური სხეულები აშკარად მასზე უფრო ახალგაზრდაა. ამასთან ერთად, ვულკან სხირტლაძის შუაპლესტოცენურ ასაკზე მიუთითებს მისი ანალოგიური შედგენილობის (დაციტური) ქვარგვალეების არსებობა არაგვის ხეობის ორივე ფერდზე, 80—150 მ სიმაღლეზე მდინარის კალაპოტიდან.

ზემოთ აღნიშნულიდან გამომდინარე, სრულიად გაუმართლებელი ჩანს ნ. კორნოვსკის (1964) მიერ ვულკან სხირტლაძის (იგი მას ვულკანურ გუმბათად ასახელებს) გვიანზედაპლესტოცენურად (Q_2^3) დათარიღება.

ვულკანი სხირტლაძე თავისი ფორმით ასიმეტრიულია. მისი თხემი შედარებით ბრტყელია (უნაგირისებური ფორმის) და რამდენადმე წაფრქვლებული მერიდიანული მიმართულებით. ვულკანის ჩრდილო ფერდი ებჯინება კარბონატული ქანებისაგან აგებულ ქედს, ხოლო აღმოსავლეთით, ამ ვულკანსა და ლავეებს შუა გაჭრილია ვიწრო ეროზიული ხეობა. აღსანიშნავია, რომ ვულკანის ფერდების მნიშვნელოვანი ნაწილი ნაყარით არის დაფარული, რაც აძნელებს ვულკანის გეოლოგიური აგებულების დეტალურ შესწავლას.

ვულკან სხირტლაძის ყველაზე მაღალი ნაწილი აგებულია ძირითადად ნაცრისფერი და ვარდისფერი მასიური დაციტებით (ცხ. 2, ან. 31, 32). ჩრდილო ფერდზე აღინიშნება აგრეთვე იგივე შედგენილობის ბრექჩიული ლავეების შეფერილები.

აღრე ზედა პლესტოცენი (Q_2^3)

აღრეზედაპლესტოცენური ასაკის ლავეებს თითქმის მთელი ყელის პლატოს ფართობი უჭირავს. მათგან ყველაზე ძველი ლავური ნაკადის ნარჩენს წარმოადგენს დაციტური ლავის ის მცირე გამოსავალი, რომელიც კონცხის სახით არის გაშიშვლებული ყელის ტბის ჩრდილო ნაპირზე და საფეხურს ჰქმნის. აღნიშნული ლავური ნაკადის მორფოლოგიიდან გამომდინარე საფიქრებელია, რომ მისი ამოფრქვევის ცენტრი (ყელის პლატოს სხვა ლავეების მსგავსად) განლაგებული იყო უფრო ჩრდილოეთით ვულკანური კონუსის ნარვანხოხის მიდამოებში, საიდანაც წამოსულმა ლავეებმა შემდგომში იგი თითქმის მთლიანად დაფარეს.

ამ დაციტური შედგენილობის ლავურ ნაკადს შესაძლებელია თან

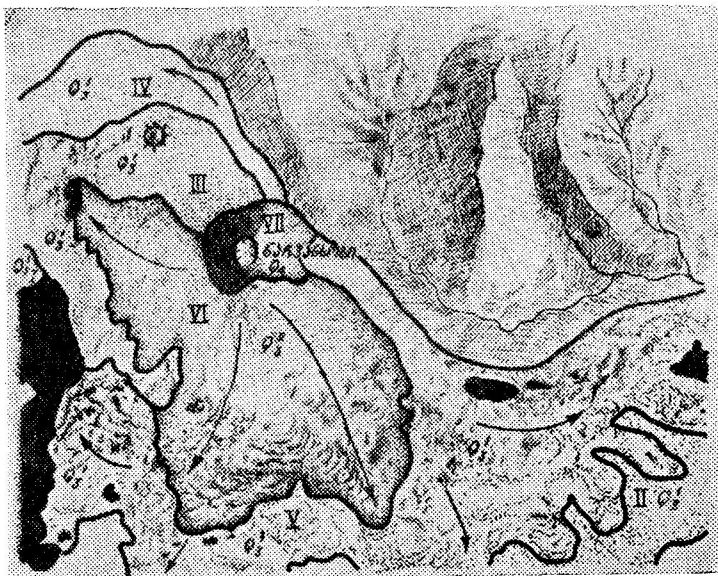
სდევს იმ ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის (ცხ. 2, ან. 33, 34) ამოფრქვევა, რომელიც ყელის პლატოს აღმოსავლეთ ნაწილს ადგენს და ფლატით ზოლოვდება (ლავეების ფუძე აქ 70—80 მ-ზეა მდინარის კალაპოტიდან). ამ ლავური ნაკადის ზედაპირი ყველაზე ძლიერ არის ეროზირებული (ცუდად ჩანს ლავური ნაკადებისათვის დამახასიათებელი დენადობის ფორმები) ყელის პლატოს ლავეებიდან და გამყინვარების კარგად გამოხატულ კვალს (ვერძის შუბლები, ეგზარაციული ნაკაწრები, მორენები, მყინვარულ-ვულკანური გენეზისის ტბები) ატარებს. ეს უკანასკნელი ვიურმული გამყინვარების მთავარ ფაზას მიეკუთვნება — glQ_3 (ლ. მარტაშვილი 1936, 1959). აღნიშნული ლავური ნაკადის ამოფრქვევის ცენტრი, მისი მორფოლოგიიდან გამომდინარე, ნარვანხოხის მიდამოებში უნდა მდებარეობდეს (ამ მიმართულებით იზრდება ნაკადის სიმძლავრე).

შემდეგი ამოფრქვევა ყელის პლატოზე უკრატერო კონუსს (აბს. სიმაღლე 3220 მ) უკავშირდება, რომელიც წიღოვანი კონუსის-ნარვანხოხის ჩრდილოეთით მდებარეობს და ხშირად ჩრდილოეთ ნარვანხოხად იწოდება (Схиртладзе, 1958; Короновский, 1964 და სხვ.) აქედან ანდეზიტურ-დაციტური ლავა რადიალურად ვრცელდება ყველა მიმართულებით, თუმცა მისი ძირითადი მასა, რელიეფის დახრის გამო სამხრეთით და სამხრეთ-აღმოსავლეთი მიმართულებით არის გაშლილი. ამ ლავის ქიმიური ანალიზი ფ. ლევისონ-ლესინგს ეკუთვნის (1913) და მოცემულია ქვემოთ (ცხ. 2, ან. 35). გარდა ამისა, ორ ნიმუშში ამავე ლავიდან SiO_2 -ის რაოდენობა აღმოჩნდა 64,06 და 63,78%.

ჩრდილოეთი ნარვანხოხის ვულკანურ მოქმედებას უშუალოდ მოსდევს მის აღმოსავლეთ კიდეზე სამხრეთი ნარვანხოხის ვულკანური ცენტრის აქტივობა, რომელიც ანდეზიტურ-დაციტური ლავური ნაკადის ამოფრქვევით იწყება (სურ. 8). ეს მცირე ზომის, ენისმაგვარი მოყვანილობის ნაკადი ნარვანხოხიდან ჩრდილოეთით მიედინება და ავსებს სივრცეს კარბონატულ ქანებსა და უკრატერო კონუსის ჩრდილო ფერდს შორის. ამ ვულკანური ცენტრის ამოფრქვევის შემდეგ პროდუქტს წარმოადგენს ის მძლავრი ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის (ცხ. 2, ან. 36, 37, 37¹) ლავური ნაკადი, რომელიც ფართო მოედანს იკავებს პლატოს სამხრეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიასზე. ეს ლავეები ხასიათდება პირველადი ვულკანური რელიეფის კარგი დაცულობით (ჩანს ლავის დინების მიმართულება დამახასიათებელი ფორმებით—რკალისებური მოყვანილობის ჩაზნექილ-ამობურცულობით და სხვ.) ამავე დროს მათ ზედაპირზე მკვეთრად არის შემონახული უკანასკნელი გამყინვარების მთავარი ფაზის მოქმედების კვალი (ვერძის შუბლები, ეგზარაციული ნაკაწრები, მორენები და მყინვარულ-ვულკანური გე-

ნეზისის ტბები), როგორც აღნიშნული აქვთ ლ. მარუაშვილს (1936, 1959, 1964) და ნ. სხირტლაძეს (1958).

ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ლავური ნაკადის ამოფრქვევას შესაძლებელია უკავშირდებოდეს აგრეთვე ის ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ძარღვი, რომელიც დადგენილი იქნა (Дзощенидзе, 1964) არხის ქედის თხემურ ნაწილში (მდ. გორგასწყლის სათავეს მარჯვენა მხარეს), ყელის პლატოს სამხრეთ კიდედან.



სურ. 8. ყელის პლატოს სქემატური ჩანახატი. კარგად ჩანს ლავური ნაკადების ურთიერთდამოკიდებულება (I—VII) და წილოვანი კონუსი ნარვანხონი, კრატერით წვერზე: ლავური ნაკადები ხსიათდება პირველადი ვულკანური რელიეფის კარგი დაცულობით (განსაკუთრებით გამოირჩევა ამ მხრივ Q₂ ასაკის ლავური ნაკადი). ლავების ზედაპირზე მრავალრიცხოვანი მცირე ზომის ტბებია მიმოფანტული. სურათის მარცხენა კიდეზე მოჩანს ყელის ტბა (შავი ფერი).

ყელის პლატოს ყველა ზემოთ დასახელებული ვულკანური წარმონაქმნი ერთ პერიოდში უნდა იყოს წარმოშობილი, რადგანაც მათ შორის დროში მნიშვნელოვანი გათიშვის რაიმე ნიშანი არ ჩანს. ამიტომ ჩვენ მას მთლიანად ზედა პლეისტოცენის პირველ ნახევარს ვაკუთვნებთ (Q₁). ეს მოსაზრება იქიდან გამომდინარეობს, რომ მათ ზედაპირზე უკანასკნელი გამყინვარების მთავარი ფაზის (G1Q₁) აშკარა

კვალა, ხოლო ეროზიის სიღრმე (ნაკადის ფუძიდან ათვლილი) 70—80 მ არ აღემატება მდინარის კალაპოტიდან. ამასვე ემატება ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ქვარგვალეების ფართო გავრცელება არაგვის ხეობის მეორე ტერასაში, რომელიც ზედაპლეისტოცენურად თარიღდება (უფრო მალღებში არ არის) და ამავე ტიპის ვულკანური მასალის არსებობა გუდაურ-მლეტის ლავური ნაკადის ქვეშ და ს. ფასანაურთან იმ შეფარდებით სიმძლევზე (დაახლოებით 40 მ-მდის), რომელიც ზედაპლეისტოცენურ ეპოქას შეესაბამება.

გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q₂)

ზედა პლეისტოცენის მეორე ნახევარს პირობითად ვაკუთვნებთ ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ლავურ ნაკადს, რომელიც წილოვან კონუსს, ნარვანხონს უკავშირდება უშუალოდ და საფეხურს ჰქმნის. ეს ლავური ნაკადი ყელის პლატოს დანარჩენი ნაკადებიდან გამოირჩევა პირველადი რელიეფის ძალზე კარგი დაცულობით (სურ. 8), მის ზედაპირზე კარგად ჩანს ლავების რკალივით მოღუნული ბორცვები („ნაოჭები“), რომელთა გაზნეკილი ნაწილი ლავების მოძრაობის მიმართულებას უჩვენებს.

ამრიგად, ლავური ნაკადი თავისი გეომორფოლოგიური იერიით ძალზე ახალგაზრდად გამოიყურება. აქედან გამომდინარე, მის ზედაპირზე არსებული ეგზარაციული ნაკაწრები უფრო ზედაპლეისტოცენური გამყინვარების მეორე ფაზას უნდა ეკუთვნოდეს (G1Q₂).

აღნიშნული ლავური ნაკადი თავისი შედგენილობით სრულიად ანალოგიურია, ყელის პლატოს ზემოთ აღნიშნული ჰიპერსტენიანი ანდეზიტების.

ვულკანური აქტივობის ამავე პერიოდს უნდა მიეკუთვნოს ალბათ ის ვულკანური სხეულები, რომელთაგან ერთი არხის ქედის ჩრდილო-ვერღზე მდებარეობს, ხოლო მეორე (მცირე ზომის) — ყელის პლატოს სამხრეთ პერიფერიაზე, მდ. გორგასწყლის სათავეში.

გალავდურის გადასავალთან, რომელზეც უამურის ხეობიდან დიდი ლიხვის ხეობისაკენ მიმავალი ბილიკი გადის, ქსნის მარჯვენა ნაპირზე მდებარეობს დამოუკიდებელი ანდეზიტური (ცხ. 2, ან. 38) შედგენილობის ვულკანური ცენტრი (აბს. სიმაღლე 3040 მ). იგი კონუსისებური ფორმის ესქტრუზივის წარმოადგენს შედარებით მოსწორებული ზედაპირის მქონე მწვერვალით. მისი სამხრეთი ფერდი დამრეცია (არხის ქედით არის შემოსაზღვრული), ხოლო ჩრდილო ფერდი (მდინარე ქსნის სათავეს მარჯვენა კალთას წარმოადგენს) ციკაბოდ ეშვება მდინარის კალაპოტისაკენ. ამასთან ერთად ექსტრუზივის ფუძე 100—150

მ-ით მალა მდებარეობს ქსნის მარცხენა მხარეს განლაგებული ყელის პლატოს ლავების ზედაპირიდან.

აღსანიშნავია, რომ ლ. მარუაშვილს (1936) აღნიშნული ექსტრუზივი მიაჩნია ყელის პლატოს ნაწილად, რომელიც შემდეგში მას მოწყდა და ახვედა ნეოტექტონიკური მოძრაობების შედეგად. მაგრამ, ჯერ ერთი, როგორც ნ. სხირტლაძე აღნიშნავს (1958), ეს მოსაზრება არ გამოიწვევდა წინააღმდეგობას, რომ აღნიშნული ლავები სრულიად ერთნაირი იყოს და მეორეც, როგორც არხისა და ხარულის ქედის გეოლოგიური ჰრილის შესწავლამ გვიჩვენა, აქ რღვევის არსებობის რაიმე ნიშნები არ ჩანს.

ყელის პლატოს სამხრეთ პერიფერიაზე, მდ. გორგასწყლის სათავეში (ქსნის მარცხენა შენაკადი), დადგინდა ვულკანური კონუსი (Дзоценидзе, 1964), რომელიც უშუალოდ ყელის პლატოს ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ნაკადს ებჯინება და იმავე შედგენილობისაა (ცხ. 2, ან. 39). კონუსის ზედაპირი მოფენილია ძირითადად შავი ფერის წოდითა და ლაპილებით, რომლებიც ჰოლოცენური ასაკის ნარვანხოხის ანალოგიური წარმონაქმნების მსგავსია (არ არის გამოირჩეული, რომ ეს კონუსები თანადროულიც იყოს). ჩვენი აზრით, აღნიშნული ვულკანური კონუსი თანმხლებ (сопутствующий) ვულკანს წარმოადგენს, რომელიც მთავარ ვულკან ნარვანხოხთან საერთო მაგმური კერით არის დაკავშირებული (როგორც ამას მათი შედგენილობის ერთფეროვნება გვიჩვენებს) და მასთან ერთად მოქმედებს გვიანზედაპლეისტოცენურ (ან შესაძლებელია ჰოლოცენურ) დროს (Q₂).

ჰოლოცენი (Q₄)

ყელის პლატოზე აშკარად ყველაზე ახალგაზრდა წარმონაქმნს, როგორც ამას ყველა მკვლევარი აღნიშნავს, წილის კონუსი ნარვანხოხი (ნარვანი) წარმოადგენს. იგი ჰოლოცენის ბოლოს უნდა იყოს შექმნილი იმ ვულკანური ცენტრის ადგილზე, საიდანაც ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ლავური ნაკადები მოედინებოდა.

ეს იდეალურად გამოხატული კონუსი მკვეთრად გამოირჩევა ყელის პლატოს რელიეფში თავისი შავი ფერითა და სრულიად საღი პირველადი ვულკანური რელიეფით. მისი წვერი კი დაბოლოებულია შესანიშნავად გამოხატული კრატერით (სურ. 8). კონუსის აბსოლუტური სიმაღლეა 3251 მ, ხოლო შეფარდებითი — დაახლოებით 150 მ. იგი აგებულია ძირითადად შავი და იშვიათად წითელი ფერის წილებითა და ამავე ფერის მასიური პენტეტიტისებური ლავებით (მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა ასევე ლაპილები), რომლებიც ყველა ანდეზიტური შედგენილობისაა (ცხ. 2, ან. 40, 41).

ამრიგად, ყელის პლატოს ტერიტორიაზე შუაპლეისტოცენური დროიდან მოყოლებული ჰოლოცენამდე (ჩავთვლით) რვაჯერადი ვულკანური აქტივობა დგინდება: 1. ყველაზე ადრე (Q₂) ყალიბდება ვულკანი სხირტლაძე; 2. გარკვეული შუალედით მას მოჰყვება (Q₃) აფირული დაციტის ლავური ნაკადის ამოფრქვევა ყელის ტბის ჩრდილო მხრიდან; 3. ამ უკანასკნელს სდევს ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის ამოფრქვევა (Q₃), რომელიც ყელის პლატოს აღმოსავლეთ ნაწილს იკავებს; 4. შემდეგ უკრატერო კონუსი (ჩრდილოეთი ნარვანხოხი) იწყებს (Q₃) მოქმედებას და იფრქვევა ანდეზიტურ-დაციტური შედგენილობის ლავა; 5. მას მოსდევს იმავე შედგენილობის ლავების ამოფრქვევა (Q₃) ჩრდილოეთ ნარვანხოხის კონუსის აღმოსავლეთი მხრიდან, რომელიც იკავებს სივრცეს აღნიშნული კონუსის ჩრდილო და კარბონატული ქანებისაგან აგებულ ფერდს შორის; 6. შემდეგ იწყება ისევ ჰიპერსტენიანი ანდეზიტის მქლავრი ამოფრქვევა (Q₃) სამხრეთი ნარვანხოხის ცენტრიდან; 7. მომდევნო პერიოდს (Q₂) უკავშირდება იმავე სახის ლავების მცირე ნაკადის ამოფრქვევა ისევ სამხრეთ ნარვანხოხიდან; 8. დაბოლოს (Q₄) ყალიბდება წილის ვულკანური კონუსი ნარვანხოხი, რომელიც ყელის პლატოზე ვულკანური აქტივობის დასკვნით სტადიას მიეკუთვნება.

ყელის გუმბათი და მის აღმოსავლეთით მდებარე
დებარსია

ყელის პლატოს ჩრდილოეთიდან კარბონატული ქანებისაგან აგებული დაბალი ქედით ეთიშება ფართო დეპრესია, რომელიც ლავური ნაკადით არის შევსებული. დეპრესიის დასავლეთ კიდეზე განლაგებულია ყელის ვულკანური გუმბათი, რომელსაც ყელის ზეგნის ცენტრალური ნაწილი უჭირავს და თეთრი არაგვისა და დიდი ლიახვის სათავეების წყალგამყოფს წარმოადგენს.

გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q₃)

ყელის გუმბათის აღმოსავლეთ მხარეზე მდებარე დეპრესია, რამდენადმე უფრო მალა მდებარეობს, ვიდრე ყელის პლატო. მისი მორფოლოგიიდან გამომდინარე, იგი, ჩვენი აზრით, მყინვარული გენეზისაა (ცირკს წარმოადგენს) და ბეზინგიური გამყინვარების I ფაზას ეწინაა უკავშირდებოდა.

ლავური ნაკადის ამოფრქვევის ცენტრი დეპრესიის სამხრეთ კიდეზე მდებარეობს და ასიმეტრიული კონუსისებური მწვერვალით არის წარმოდგენილი. მწვერვალის აბს. სიმაღლეა 3340 მ, ხოლო შეფარ-

დებიტი 10C---12C მ არ აღემატება. აქედან ლავური ნაკადი ჩრდილოეთი მიმართულებით 2,5 კმ-ზე მიედინება დიდი ნეფისკალის სამხრეთ კალთებამდე. ლავური ნაკადის ზედაპირი გამოირჩევა პირველადი ვულკანური რელიეფის კარგი დაცულობით. ამასთან ერთად ლავის ზედაპირზე აღინიშნება ეგზარაციული ნაკაწრები და მორენული სახის მასალა, რომელიც ლავური ნაკადის კარგი დაცულობის გამო ბეზინგიური გამყინვარების II ფაზას უნდა ეკუთვნოდეს. აქედან გამომდინარე, აღნიშნულ ლავურ ნაკადს ზედა პლეისტოცენის მეორე ნახევარს ვაკუთვნებთ (Q₂).

ლავური ნაკადი ძირითადად აგებულია მოწითალო-ვარდისფერი დაციტით (ცხ. 2, ან. 42), რომელშიც პეზიტეინისებური უბნები ვგვხვდება.

ჰოლოცენი (Q₄)

ყელის გუმბათი ექსტრუზიულ მასივს წარმოადგენს, რომელიც დაციტებით (ცხ. 2, ან. 43) არის აგებული. ლავების მნიშვნელოვანი სიბლანტის გამო იგი ნაკადს არ იძლევა, თუ არ ჩავთვლით ბრექჩიული ლავების მოკლე ნაკადს (0,5 კმ) გუმბათის სამხრეთ კიდეზე.

ყელის გუმბარის პირველადი რელიეფის, განსაკუთრებით, სალი იერი ეჭვს არ ბადებს მის ჰოლოცენურ ასაკზე.

ვულკანის ფორმა ასიმეტრიულია. იგი წაგრძელებულია მერიდიანული მიმართულებით 2—2,2 კმ მანძილზე. აბსოლუტური სიმაღლეა 3628 მ, ხოლო შეფარდებითი — 450—500 მ.

მრგან-ახუბათის პლატო (მარგან-ფვალეთი)

ყელის გუმბათის დასავლეთით ვულკანურ წარმონაქმნთა გავრცელების ფართო არეა, რომელსაც მორფოლოგიურად რამდენადმე განცალკევებული მდებარეობა უჭირავს და თანამედროვე ლიტერატურაში ერმან-ახუბათის პლატოს სახელით არის ცნობილი (მისი აღმოსავლეთი, ამადლებული ადგილი ერმანის პლატოდ იწოდება, ხოლო დასავლეთი ნაწილი, რომელიც მისგან საფეხურით გამოიყოფა და შედარებით უფრო ვაკეა, ახუბათის პლატოს სახელს ატარებს). ამ რაიონის ძველი, ქართული სახელწოდებაა მარგან-დვალეთი.

ერმან-ახუბათის პლატო უშუალოდ დიდი ლიახვისა და თეთრი არაგვის წყალგამყოფ ქედთან იწყება. პლატოს ამ აღმოსავლეთ ნაწილში ვულკანთა მთელი რიგია მერიდიანულ ხაზზე განლაგებული (შადილხონი, შარხონი, სირხხონი და სხვა). აქედან პლატო თანდათანობით საფეხურებად ეშვება დასავლეთისაკენ და ბოლოს სოლისებურად მთავრდება. ახუბათის მახლობლად მდინარეების— დიდი ლი-

ახვისა და ერმანიდონის შუა, მათი შეერთების ადგილას. პლატოს მაქსიმალური სიგრძე 15 კმ შეადგენს, ხოლო სიგანე — 4,5—5 კმ-ს. ერმანის პლატოს სამხრეთი კიდე მდ. ერმანიდონის სათავეში, ხეობის მარჯვენა კალთაზე ციცაბოდ მთავრდება. ხეობის მარცხენა კალთაზე კი ერმანის პლატოზე განლაგებულ ვულკანთა მერიდიანულ მწკრივს რამდენადმე განცალკევებულად აბოლოებს ვულკანი ფიდარხონი.

შუა პლეისტოცენი (Q₂)

ყველაზე ძველ ვულკანურ წარმონაქმნს მარგან-დვალეთის ტერიტორიაზე, ჩვენი აზრით, ვულკანი ფიდარხონი წარმოადგენს. იგი კონუსისებური ფორმის ვულკანური სხეულია, რომლის ფერდები (გარდა აღმოსავლეთისა, რომელიც ხარულის ქედს ებჯინება) ციცაბოა, დანაწევრებული და სშირად პირამიდულ შევრილებს ჰქმნის. ფიდარხონის აბსოლუტური სიმაღლე 3208 მ უდრის, ხოლო შეფარდებითი — (დასავლეთი მხრიდან) 750—800 მ-ს. ვულკანის ჩრდილოეთი და დასავლეთი მხარე მძლავრი ნაყარით არის დაფარული, რაც აძნელებს მისი აგებულების შესწავლას. სამხრეთი მხრიდან კი იგი სრულიად გაშიშვლებულია თითქმის ვერტიკალური ფერდის გამო, რომელზედაც მდ. ერმანიდონის კალაპოტიდან 150—180 მ სიმაღლეზე კარგად ჩანს ვულკანის ფუძე.

აღსანიშნავია, რომ ფიდარხონის აგებულების შესახებ მკვლევრები სხვადასხვა აზრს გამოთქვამენ. მაგალითად, ფ. ლევისონ-ლესინგი (1914) და ნ. სხირტლაძე (1958) მას მონოგენურ ვულკანად მიიჩნევენ. ლ. მარუაშვილი — (1936) სტრატოვულკანად თვლის, ხოლო ნ. კორონოვსკი (1964) ფიდარხონს ასევე რთულ პოლიგენურ ვულკანებს აკუთვნებს.

როგორც ფიდარხონის აგებულების შესწავლამ დაგვანახა, მის განვითარებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ექსპლოზიური და ექსტრუზიული პროცესები. ვულკანის ფუძე აგებულია ვულკანოგენურ-ნამსხვრევი დასტით, რომელშიც ტუფბრექჩიებისა (ისინი აგებენ ფიდარხონის ფერდებზე პირამიდებს) და რქატყუარა-ჰიპერსტენიანი დაციტის (ცხ. 2, ან. 4) ბრექჩიისებური და მასიური ლავეები (ცხ. 2, ან. 45) ვგვხვდება. დასტა შრეებრივია და საერთოდ პერიკლინური განლაგება ახასიათებს. ფიდარხონის ზედა ნაწილი აგებულია მასიური, ღია ნაცრისფერი, ზოგჯერ ვარდისფერი რქატყუარა-ჰიპერსტენიანი დაციტით, რომელიც ექსტრუზივს წარმოადგენს.

ზემოთ აღწერილიდან გამომდინარე, ვულკანი ფიდარხონი რთულ ვულკანს (სტრატოვულკანს) წარმოადგენს, რომლის ჩამოყალიბებაში

ძირითადი როლი ითამაშეს ექსპლოზიურმა და ექსტრუზიულმა პროცესებმა.

ასაკობრივად ვულკანი ფიდარხოხი აშკარად უფრო ძველია, ვიდრე ერმან-ახუბათის დანარჩენი ვულკანური წარმონაქმნები. ნ. კორონოვსკი (1964) ვულკან ფიდარხოხს ადრეხედაპლესტოცენური გამყინვარების შემდგომ წარმონაქმნად თვლის, მაგრამ, როგორც ამას ლ. მარუაშვილი (1936) აღნიშნავს: „Судя по геоморфологическим особенностям Фидархохского массива, он образовался до наступления вюрмской ледниковой эпохи“ (გვ. 34). ჩვენი აზრით, ვულკანი ფიდარხოხი შუა პლესტოცენს მიეკუთვნება. ამის სასარგებლოდ მეტყველებს მისი ძლიერი ეროდირება (ვულკანის ფუძე 150—180 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან)—რქატყუარა ჰიპერსტენიანი დაციტის ქვარგვანების არსებობა ს. როკთან 130—150 მ შეფარდებით სიმაღლეზე და მესამე ჭალისზედა ტერასის ალუვიონში ქ. ცხინვალთან, რომელიც შუაპლესტოცენურად თარიღდება (ეს ქვარგვანები პეტროგრაფიულად სრულიად ანალოგიურია იმ ნიმუშებისა, რომლებიც ჩვენ ავიღეთ ფიდარხოხის ქვედა ნაწილში).

ფიდარხოხის ვულკანური აქტივობის პერიოდს შესაძლებელია უკავშირდებოდეს იმ ჰიპერსტენ-რქატყუარიანი დაციტის (ცხ. 2, ან. 46) დაიკის წარმოშობა, რომელიც დადგინდა (Дзоценидзе, 1964) ფიდარხოხის სამხრეთ-დასავლეთი ფერდის მოპირდაპირე მხარეს, ს. ერმანის მეტეოსადგურის ზემოთ 2,5 კმ მანძილზე. ეს გამომდინარეობს იქიდან, რომ დაიკა ტერიტორიულად უშუალო სიახლოვეშია ვულკან ფიდარხოხთან და მსგავსი შედგენილობისაა.

ადრე ზედა პლესტოცენი (Q¹₃)

ვულკან ფიდარხოხის შემდეგ ყველაზე ძველ ვულკანურ წარმონაქმნს ვულკანი დასავლეთი შარხოხი წარმოადგენს (სურ. 9). იგი რამდენადმე წავარდებილია მერიდიანული მიმართულებით და დაკბილული თხემი აქვს. მისი აბსოლუტური სიმაღლეა 3303 მ, ხოლო შეფარდებითი — 150 მ. ამ ვულკანს მიეკუთვნება იმ ლავების უმეტესი ნაწილი, რომელმაც დიდი ლიახვის ძველი ხეობის სათავე დაიკავა. ამ გარემოების გამო ამჟამად ძნელია გადაჭრით რაიმეს თქმა ამ ხეობის რელიეფის ხასიათზე, მაგრამ ერმანის პლატოს მორფოლოგიიდან გამომდინარე (ფართო ხეობა, ციცაბო ფერდებით) აქაც, ყელის პლატოს მსგავსად, ლავებისწინა რელიეფი მყინვარული უნდა იყოს.

ერმანის პლატო რამდენიმე ლავური ნაკადით არის აგებული, რომელთა შორის ხარვეზი არ შეიმჩნევა. ნაკადების სიმძლავრე, როგორც

ეს მდ. ერმანიდონის მარჯვენა კალთაზე ჩანს, 300—350 მ-ია. მათი ფუძე კი ჯერ კიდევ მდინარით არ არის გაშიშვლებული, რაც, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ხეობის ამ ნაწილის ვულკანურ-ტექტონიკური გენეზისის დაძირვით უნდა იყოს გაპირობებული.

ერმანის პლატოს ზედაპირი მყინვარის მოქმედების აშკარა კვალს ტარებს. მის ზედაპირზე განვითარებულია ვერძის შუბლები, ეგზარაციული ნაკაწრები და მორენული მასალა.

ეს მყინვარული ფორმები და ნალექები შარხოხის ლავური ნაკადების ზედაპირზე (ისინი პლატოს სამხრეთ ნაწილს შეადგენს; ჩრდილოეთი ნაწილი უფრო ახალგაზრდა ლავებს უკავია, რომლებიც ასევე ცამყინვარების კვალს ტარებს) ზედაპლესტოცენური გამყინვარების სთავარ ფაზას უნდა ეკუთვნოდეს. მდ. ერმანიდონის ტროგული ფორმის ხეობა, რომელიც აღნიშნულ ლავებშია განვითარებული, ზედაპლესტოცენური გამყინვარების II ფაზის მოქმედების შედეგი უნდა იყოს.

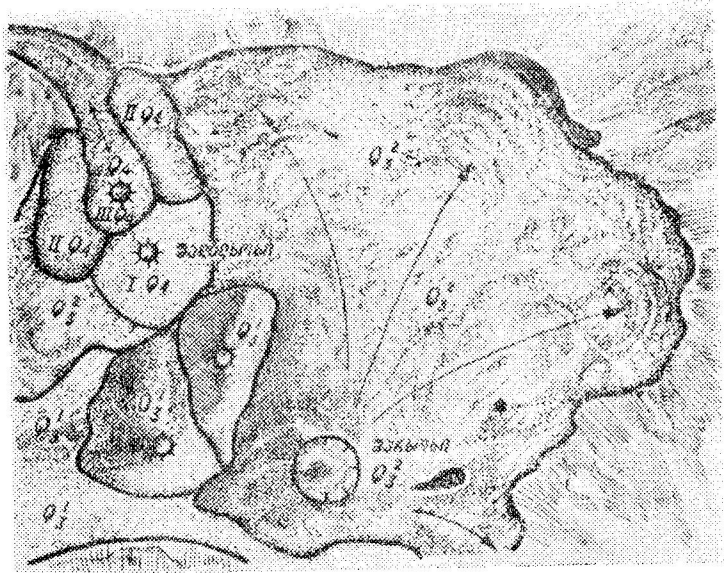
მდ. ერმანიდონის ხეობაში ერმანის პლატოს ლავების ჭრილი მკვრივი, შავი ფერის ანდეზიტ-ბაზალტების (ცხ. 2, ან. 27) ნაკადით იწყება, რომელსაც კარგად გამოხატული სვეტური განაწევრება ახასიათებს. მისი გამოსავალი ს. ზემო ერმანის მინერალურ წყაროსთან შედგარობს. აქ ანდეზიტ-ბაზალტის ნაკადის ხილული სიმძლავრე 10—12 მ-ია.

აღსანიშნავია, რომ ანდეზიტ-ბაზალტის ნაკადის მახლობლად (მის ზემოთ) ლავილებისა და წიღის ნატეხების ნაყარია, რომელიც ამ რაიონის უფრო ახალგაზრდა, აფეთქებითი ხასიათის ამოფრქვევაზე მიუიითებს.

ანდეზიტ-ბაზალტის ნაკადს ზევით ცვლის ღია ნაცრისფერი, ზოგჯერ მოწითალო ანდეზიტური და ანდეზიტურ-დაციტური (ცხ. 2, ან. 48) შედგენილობის ლავური ნაკადები, რომლებიც ლავური ბრექჩიებით იქნას გათიშული. ამ უკანასკნელის სიმძლავრე ზოგჯერ 2—3 მეტრს აღწევს. უშუალოდ ერმანის პლატოს ზედაპირს ჰქმნის დაციტური შედგენილობის (ცხ. 2, ან. 49) ლავები, რომლებიც ასევე ლავური ბრექჩიების შუაშრეებს შეიცავს.

აღნიშნულ ლავურ ნაკადებზე, ვულკან შარხოხის სამხრეთ დასავლეთით განლაგებულია დაციტური (ცხ. 2, ან. 50) შედგენილობის ექსტრუზიული მასივი სირხხონი, რომელიც არც ლავურ ნაკადებსა და არც პიროკლასტურ მასალას არ იძლევა. იგი დაახლოებით კონუსისებურია სხეულია (სურ. 9), რომლის აბსოლუტური სიმაღლე 3295 მ უდრის, ხოლო შეფარდებითი — 250—300 მ.

ვულკან სირხხოსის დასავლეთ გარძელებაზე და მის აღმოსავლეთით აღნიშნება ორი კონუსისებური სხეული, რომლებიც შორიდან დამოუკიდებელ ვულკანებს გვაგონებს. ამათგან პირველი უშუალოდ ერმანის პლატოს სამხრეთ კიდეზე მდებარეობს. მისი აბსოლუტური სიმაღლეა 2970 მ, ხოლო შეფარდებითი — 60—80 მ, იგი, როგორც



ერმანის პლატო; კარგად ჩანს ვულკანური კონუსი

სურ. 9. ერმანის პლატოს სქემატური ჩანახატი. კარგად ჩანს ვულკანური კონუსი მერიდიანული მწკრივი, რომელთა შორის საღი, პირველადი რელიეფით გამოირჩევა შადილხოხის ვულკანები (I, II, III). პირველადი ვულკანური რელიეფის კარგი დაცულობით ხასიათდება, ასევე ლავური ნაკადი, რომელიც ვულკან შარხოსს უკავშირდება. ამ უკანასკნელის ცენტრალურ ნაწილში მოჩანს ფართო კრატერის ტიპის ჩაღრმავება.

ნ. სხირტლაძე აღნიშნავს (1958), ერმანის პლატოს ზედა ნაკადის ეროზიულ ნაწილს წარმოადგენს. გაცილებით უფრო რთულია მეორე კონუსის გენეზისში გარკვევა. იგი პირველი კონუსისებური სხეულია მდ. ერმანიდონის სათავეში, ხეობის მარჯვენა ფერდზე, ყელის პლატოს დასავლის ქვემოთ. ხეობის მხრიდან აღნიშნულ სხეულს ცენტრალური ტიპის ვულკანებისათვის დამახასიათებელი ფორმა აქვს. მაგრამ მის დეტალური შესწავლიდან ირკვევა, რომ ეს მისი მეორადი ფორმა

ეროზიული პროცესებით გაპირობებული, როგორც ამას ნ. სხირტლაძე აღნიშნავს (1958). ამრიგად, ეს კონუსიც ერმანის პლატოს ლავური ნაკადების ნაწილს წარმოადგენს.

ყველა ზემოთ აღწერილი ლავების ამოფრქვევა, ჩვენი აზრით, ზედა პლეისტოცენის I ნახევარს მიეკუთვნება და რამდენადმე წინ უსწრებს ადრეზედაპლეისტოცენური ასაკის გამყინვარებას. ამაზე ლავების ზედაპირზე არსებული მყინვარული ფორმები და ნალექები მიუთითებს. ამავე ადასტურებს დიდი ლიახვის აუზის ზედაპლეისტოცენური ასაკის ალუვიონში ანალოგიური შედგენილობის (ანდეზიტ-ბაზალტები, ანდეზიტები, დაციტები) ქვარვალების ფართო გავრცელება.

გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q₃)

შემდეგი ვულკანური მოქმედება ერმან-ახუბათის პლატოზე ზედა პლეისტოცენის მეორე ნახევარში მიმდინარეობს და ოდნავ უსწრებს წინ ზედაპლეისტოცენური გამყინვარების მეორე ფაზას (glQ₂). ამ ვულკანურ მოქმედებას უკავშირდება ახუბათის პლატოს ლავების და იმ ლავების ამოფრქვევა, რომლებიც შარხოსის სამხრეთ-აღმოსავლეთით მდებარე ვულკანს მიეკუთვნება.

ახუბათის პლატოს ლავების ამოფრქვევის ცენტრად ე. უსტიევი (1934) და ნ. სხირტლაძე (1958) მიიჩნევენ ა. ხოდის რაიონს, რომელიც ერმანის პლატოს დაბოლოებასთან მდებარეობს. უფრო ადრე ფ. ლევისონ-ლეხინგი (1914) ამ ლავების ცენტრად შადილხოხს ასახელებდა. ამ ბოლო დროს იგივე აზრი განავითარა ნ. კორონოვსკიმ (1964). ჩვენმა დაკვირვებებმა ამ უკანასკნელთა მონაცემები დაადასტურა. როგორც გამოირკვა, ვულკან სამხრეთ შადილხოხიდან ამოფრქვეული ანდეზიტური (ცხ. 2, ან. 52) და ანდეზიტურ-დაციტური შედგენილობის ლავები ვიწრო ზოლის სახით გაედინა ერმანის პლატოს ჩრდილო კიდეზე და შემდეგ ფართოდ გაიშალა დიდი ლიახვის კალაპოტში ს. ახუბათამდე.

ახუბათის პლატოს რელიეფში კარგადაა გამოხატული რამდენიმე ფრონტალური საფეხური. ეს საფეხურები გვიჩვენებს, რომ ლავა პორციებად იღვრებოდა, რომლებიც სინამდვილეში ცალკეულ ნაკადებს წარმოადგენდა. საერთოდ კი ლავური ამოფრქვევა ხდებოდა ერთიანი პულსაციის სახით, რადგან იგი ხარვეზის გარეშე მიმდინარეობდა მოკლე პერიოდის განმავლობაში.

ახუბათის პლატოზე ლავების მაქსიმალური სიმძლავრე 300 მ აღწევს, ხოლო ნაკადის ბოლოს რამდენიმე ათეულ მეტრამდე ჩამო-
ნ. ნ. ძოწენიძე

დის. ამჟამად ახუბათის პლატოს ლავების კიდეებში ეროზიით გაჭრილია მცირე სიღრმის ხეობები, რომლებშიც ლავების ფუძე 20—25 მ სიმაღლეა. ეს გარემოება გარკვევით მიუთითებს ახუბათის ლავების ახალგაზრდა ასაკზე.

ახუბათის პლატოს ლავების ფუძეში თითქმის ყველგან გვხვდება წიღოვანი ლავეები და ლავური ბრექჩიები, რომლებიც თანდათანობით გადადის მასიურ ლავეებში; მათ ქვეშ კი ზოგჯერ ჩანს ძველი ალუვიური ნალექები (ს. ელისთან, მდ. ბრიტატონის შესართავის მახლობლად და სხვ.).

ლავეები, რომლებიც პირველადი რელიეფის კარგი დაცულობით გამოირჩევა ასევე გამყინვარების აშკარა კვალს ატარებს სამხრეთ შადილ-ნოხიდან ს. ხომამდე. აქ კარგად არის გამოხატული ვერძის შუბლები და ეგზარაციული ნაკაწრები. გვხვდება მორენული მასალა. არის აგრეთვე რამდენიმე მცირე ზომის, ვულკანურ-მყინვარული წარმოშობის ტბა.

მთელი ეს მყინვარული ფორმები და ნალექები, ჩვენი აზრით, უკვე ზედაპლესტოცენური გამყინვარების II ფაზას მიეკუთვნება.

ს. ხომს ქვემოთ (ახუბათის პლატო) ლავეები გამოირჩევა პირველადი ვულკანური რელიეფის კიდევ უფრო უკეთესი დაცულობით, ვიდრე ეს ერმანის პლატოზეა. ეს გარემოება იმით აიხსნება, რომ ზედაპლესტოცენური გამყინვარების II ფაზის მყინვარები, როგორც ჩანს, ს. ხომის ქვემოთ არ ვრცელდებოდა.

აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ყელის პლატოს მსგავსად (მარუაშვილი, 1964) ერმანის პლატოზეც ფართოდ არის გავრცელებული პერიგლაციალური პროცესებით (ნიადავის მზრალობით) წარმოქმნილი მიკრორელიეფური ფორმები — ქვის მრავალკუთხედები.

ერმან-ახუბათის რაიონში ზედაპლესტოცენური გამყინვარების II ფაზას უნდა მიეკუთვნოს აგრეთვე მდ. ერმანიდონის ხეობის ტროგული ფორმა, რომელიც ძირითადად ლავეებში არის გამოქუთხებული. ამ ხეობაში მარჯვენა ფერდზე, ს. ზემო ერმანთან არის აგრეთვე ამავე ასაკის 80—100 მ სიმაღლის გვერდითი მორენა, რომელიც მდინარის დინების მინარტყლებით თანდათან დაბლდება. იგი აგებულია ლავების სხვადასხვა ზომის ნატეხებითა და ლოდებით (2—3 მ ზომის), რომლებიც ღორღთან ერთად თიხიან მასალაშია მოთავსებული.

ერმანიდონის მარცხენა მხარეზე ამავე ასაკის, გვერდითი მორენა (35—40 მ სიმაღლის) განლაგებულია მეტეოსადგურის მიდამოებში და მასში რამდენიმე ტერასული საფეხურია გამოქუთხებული.

ახუბათის პლატოს შემადგენელი ლავების თანადროულ, ან შე-

საძლებელია რამდენადმე გვიანდელ, ამოფრქვევას უკავშირდება აგრეთვე ის ანდეზიტურ-დაციტური ლავეები, რომლებიც ერმანის პლატოს ვულკანების მერიდიანული მწკრივის აღმოსავლეთით ავსებს სივრცეს მთავარ წყალგამყოფ ქედამდე. ეს ლავეები ერმანის პლატოს ყველა ლავეებს ფარავს ზევიდან (გარდა ხომისა). ამ ლავების ამოფრქვევა უკავშირდება შემადლებას, რომელსაც თითქმის წრიული ფორმა აქვს და ფართო, რამდენიმე მეტრზე ჩაღრმავებული წვერით ბოლოვდება. ეს უკანასკნელი შესაძლებელია კრატერის წარმოდგენდეს. აღნიშნული ვულკანი შარხოხიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით მდებარეობს და უსახელოა. ნ. კორიონოვსკი (1964) მას აღმოსავლეთ შარხოხს უწოდებს. ამ ვულკანიდან ჩრდილოეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით გაედინება ლავური ნაკადები, რომლებიც ვაკეს ჰქმნიან კარგად დაცულ პირველადი ვულკანური რელიეფით. პერიგლაციალურ კლიმატურ ვითარებაში ლავის ყინვითი დეზინტეგრაციის შედეგად ლავური ნაკადი ზშირად დანაპრაღიანებულია და ლოდებად არის დაშლილი. ლავების ზედაპირი მყინვაოვანი მოქმედების კვალს ატარებს (ეგზარაციული ნაკაწრები, მორენები). რომელიც ზედაპლესტოცენური გამყინვარების მე-2 ფაზას ან მისი უკანდახვევის სტადიებს უნდა ეკუთვნოდეს.

ჰოლოცენი (Q₄)

ყველაზე ახალგაზრდა ლავურ ნაკადს დიდი ლიხვისი აუზში ხომის ნაკადი წარმოდგენს. იგი გამოირჩევა განსაკუთრებული საღი იერიითა და პირველადი რელიეფის არაჩვეულებრივი დაცულობით.

ნაკადის ზემო ნაწილში კარგად ჩანს ნაკადის კიდეებზე არსებული შემადლება, რომელიც ამოფრქვევის დასაწყისში ლავის სწრაფი გაცივების შედეგად წარმოიშვა. შემდეგში ეს შემადლება ჯებირის როლს თამაშობდა, რომელშიც ლავური „მდინარე“ განაგრძობდა მოძრაობას. ლავის ეს მოძრაობა კარგად არის გამოხატული დამახასიათებელი რკალისებური მოყვანილობის მაღლობებითა და ჩაღრმავებებით. ლავური ნაკადის ასეთი საღი რელიეფის გამო აშკარაა, რომ საქმე აქ სრულიად ახალგაზრდა ამოფრქვევასთან გვაქვს, რომელიც ალბათ ჰოლოცენის ბოლოს მიმდინარეობდა.

აღნიშნული ლავური ნაკადის ამოფრქვევა ჩრდილოეთ შადილხოხს უკავშირდება, რომელიც სამხრეთ შადილხოხის ჩრდილო კიდეზე არის განვითარებული. ამ ლავური ნაკადის ამოფრქვევას წინ უსწრებდა ვულკანური მოქმედება, რომელმაც რამდენადმე შეცვალა სამხრეთ შადილხოხის მოყვანილობა და გადაფარა იგი უფრო ახალგაზრდა ვულკანური წარმონაქმნებით. მის მერიდიანულ ხაზზე რამდენიმე წაგრძე-

ლებული ექსტრუზიული გუმბათი ჩამოყალიბდა (ძალზე ქოტური ზედაპირით). რომლის შუა ნაწილიდან შემდეგში ლავური ნაკადი ამოფრქვევა. ეს უკანასკნელი ერმანის პლატოს ჩრდილო კიდიდან ჩაეშვა ჩანჩქერის მსგავსად მდ. დესკოხირდონის ხეობაში და მთლიანად შეავსო იგი ს. ხოძამდე. ლავური ნაკადის ბოლო ნაწილმა კი გადაკეტა მდ. ყადლასანიდონის ფართო ხეობა. ამის გამო მდინარემ ამ მონაკვეთზე შემდგომში მოძრაობა განაგრძო ლავურ ნაკადსა და კარბონატული ქანებისაგან აგებულ ფერდს შუა არსებულ ვიწრობაში.

ხოძის ლავური ნაკადის სიგრძე 5—5,5 კმ-ია. მისი სიმკლავრე ზედა ნაწილში 30—40 მ-ს უდრის (აქ სიგანე 100—140 მ-ია), ხოლო ბოლო ნაწილში — 80—100 მეტრს (ნაკადის სიგანე 1,5 კმ-ია).

ხოძის ლავური ნაკადი დაციტურ (ცხ. 2, ან. 54) შედგენილობას უახლოვდება, მაგრამ იმის გამო, რომ იგი ტუტე ხასიათისაა ტრაქიტად ისაზღვრება.

ამრიგად, ერმან-ახუბათის პლატოს (მალრან-დვალეთი) ფარგლებში ვულკანური მოქმედების ოთხი ფაზა დგინდება (Q_2 ; Q_1^3 ; Q_2^3 და Q_4). თითოეული ფაზის შიგ კი თავის მხრივ რამდენიმე პულსაციას აქვს ადგილი.

ვულკანური მოქმედება ამ რაიონში იწყება შუაპლეისტოცენიდან ფიდარხოხის სტრატოვულკანის წარმოშობით. გარკვეული შესვენების შემდეგ იწყება (Q_1^3) ერმანის პლატოს შემადგენელი ლავების მძლავრი ამოფრქვევა, რომელთანაც ვულკანები შარხოხი და სირხხოხი არის დაკავშირებული. ამ ლავების ამოფრქვევას მოსდევს ზედაპლეისტოცენური ასაკის გამყინვარება (I ფაზა), რომლის შემდეგ სამხრეთ შადილხოხის ვულკანური ცენტრიდან იფრქვევა ახუბათის პლატოს ლავები. ამავე პერიოდში (ან ოდნავ მოგვიანებით) მოქმედებს ვულკანი სამხრეთ შარხოხი, რომლის ლავები ერმანის პლატოს აღმოსავლეთ პერიფერიას ადგენს.

ვულკანური მოქმედება მთავრდება ხოძის ლავური ნაკადის ამოფრქვევით ვულკან ჩრდილოეთ შადილხოხიდან.

ამრიგად, მთელი ეს ვულკანური მოქმედება ექვს დამოუკიდებელ ვულკანურ ცენტრს უკავშირდება. რომელთა განლაგება დაახლოებით მერიდიანული მიმართულების ნაპრაღის არსებობაზე მიუთითებს. ამასთან ერთად შეიმჩნევა უფრო ახალგაზრდა ვულკანების განლაგების ტენდენცია უფრო ძველის ფუქესთან (შადილხოხი, შარხოხი), რაც მაგმის მიერ ნაკლები წინააღმდეგობის გზების შერჩევით არის გაპირობებული.

ამ სახელით აღინიშნება პ. ლიახვის ზემო წელის ის ნაწილი, რომელიც მდინარის მარცხენა კალთაზე მდებარეობს ს. ქნოლოსა (ოსები გუხს გამოთქვამენ) და ამავე სახელწოდების მწვერვალის რაიონში. ეს უკანასკნელი (3282 აბსოლუტური სიმაღლის) მერიდიანული მიმართულების ხარულის ქედისა და განედური მიმართულების ერმანის ქედის (გერმუხის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილს ეწოდება) გადაკვეთის ადგილზე მდებარეობს, ყელის ტბის დასავლეთით.

გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q_2^3)

ქნოლოს რაიონში, რომელიც ყელის პლატოს სამხრეთ-დასავლეთი მხრიდან ემიჯნება, სამი დამოუკიდებელი ვულკანური ცენტრია დადგენილი. მათგან ყველაზე დიდი ზომისაა დაციტური შედგენილობის (ცხ. 2, ან. 55) ვულკანური კონუსი, რომელიც უშუალოდ წყალგამყოფ ქედთან მდებარეობს (ს. ქნოლოდან მდ. ერმანიდონის ხეობაში გადასასვლელი ბილიკის მახლობლად) და ლავურ ნაკადს იძლევა. ვულკანური კონუსის აბსოლუტური სიმაღლე 2915 მ, ხოლო შეფარდებითი 50 მ, ვულკანური კონუსის ფუძის დიამეტრი 0,4 კმ-ს უდრის.

ვულკანური კონუსი მოთავსებულია საკმაოდ ვრცელ ტაფობში, რომელიც ადრე მდ. ლიახვის ერთ მარცხენა შენაკადის სათავეს წარმოადგენდა, ხოლო ამჟამად (ლავების ამოფრქვევის შემდეგ) აქედან მდინარე ორი ტოტის სახით მიედინება ლავური ნაკადის კიდეების გასწვრივ. ლავური ნაკადი ვულკანური კონუსიდან 3,0—3,2 კმ მანძილზე არის ჩასული და პატარა ლიახვის ხეობის მარცხენა კალთაზე მთავრდება ს. ქნოლოსთან (ეს უკანასკნელი მასზეა გაშენებული).

ლავებისწინა რელიეფის ხასიათზე ამჟამად გაძნელებულია მსჯელობა მისი ლავებით გადაფარვის გამო, მაგრამ ვიურმული გამყინვარების მუდმივი თოვლის საზღვარი აქ ლ. მარუაშვილის გამოკვლევით საშუალოდ 2 700 მეტრის სიმაღლეზე უნდა ყოფილიყო ზღვის დონიდან, ამიტომ, როგორც იგი აღნიშნავს, „შეიძლება ვიფიქროთ, რომ იმ დროს ამ ტაფობში ცირკული ყინვარი იყო მოთავსებული“ (1960, გვ. 28). ლავური ნაკადის ზედაპირზე კი მყინვარის მოქმედების არავითარი კვალი არ ჩანს. ამჟამად ლავური ნაკადი იმდენად ჩაჭრილია პატარა ლიახვით, რომ მისი ფუქე დაახლოებით 30 მ-მდე სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან.

ზემოაღნიშნულისა და ასევე ვულკანური რელიეფის დაცულობის ჩარისხის მიხედვით ქნოლოს ვულკანური ცენტრის მოქმედება გვიანი ზედა პლეისტოცენის დროს (Q^2_3) უნდა უკავშირდებოდეს, ვიურმული გამყინვარების მაქსიმალური ფაზის შემდგომ პერიოდს.

აღნიშნული ვულკანური კონუსის აღმოსავლეთით 120—150 მ დაშორებით, იმავე ტაფობის ფერდზე მდებარეობს მეორე ვულკანური ცენტრი, რომელიც პირველად აღწერეს ლ. მარუაშვილმა და ნ. სხირტლაძემ (1960). ამ ვულკანს კონუსი არა აქვს — იგი ლავის ლოდების სახით ფარავს მრგვალ მოედანს, რომლის დიამეტრი 30—40 მ-ია. როგორც ზემოხსენებული ავტორები აღნიშნავენ, ეს ლოდები ადგილზე-ვეა წარმოშობილი ფიზიკური გამოფიტვის შედეგად.

ეს ლავებიც, რომელთა შედგენილობა ანდეზიტ-დაციტს უახლოვდება (ცხ. 2, ან. 56), ზემოთ აღწერილ ვულკანური ცენტრის თანადროულ წარმონაქმნებს უნდა წარმოადგენდნენ (რაზეც მათი შედგენილობის მსგავსებაც მიუთითებს).

ამავე რაიონში მწვერვალ ქნოლოს სამხრეთით პატარა ლიხვის იმ მარცხენა შენაკადის სათავეში, რომელიც ს. შალაურს ჩაუვლის, დადგინდა სხვა დამოუკიდებელი ვულკანური ცენტრი — ექსტრუზიული გუმბათი (Дзоценидзе, 1964). იგი მდინარის მარჯვენა ფერდზე (ს. ვაზის მახლობლად) მდებარეობს და პირამიდული ფორმის სხეულს წარმოადგენს. ექსტრუზივი აგებულია თითქმის ერთფეროვანი, მასიური დაციტური შედგენილობის (ცხ. 2, ან. 57) ლავისაგან.

როგორც ვულკანური სხეული, ასევე ის რელიეფი, რომელზედაც ის არის განვითარებული, გლაციალური მორფოლოგიის ნიშნებს მოკლებულია. პირამიდული ფორმა, რომელიც ციცაბო ფერდზე განლაგებულ ექსტრუზივს გააჩნია, ჩვენი აზრით, დაახლოებით პირველადია და მკაფიო ლავის მაღალი სიბლანტით არის გაპირობებული. ზემოთ თქმულიდან გამომდინარე ვფიქრობთ, რომ ექსტრუზივი ასევე ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნს წარმოადგენს. ზემოთ აღწერილ ეფუზივებთან ტერიტორიული სიახლოვისა და პეტროგრაფიული მსგავსების გამო, სავარაუდოა, რომ ეს სხეულები ერთ მაგმურ კერას უკავშირდებოდეს და ერთ და იმავე პერიოდში (Q^2_3) იყოს ამონთხეული.

ჟამურის ხეობა (მსნის ზემო ზოლი)

ქსნის ხეობის სათავე ჟამურის სახელწოდებას ატარებს ს. პავლიანამდე (ქვემოთ ქარჩოხის ხეობა ეწოდება). ქსნის ამ მონაკვეთზე ვულკანურ წარმონაქმნთა მრავალი ცალკეული გაშიშვლებაა, რომელიც

არანაკლებ ოთხი დამოუკიდებელი ვულკანური ცენტრის პროდუქტს წარმოადგენს. ამათგან ყველაზე მძლავრ ვულკანურ ცენტრს წარმოადგენს ვულკანი წითელიხატი, რომელსაც ჟამურის ხეობის ეფუზივთა ძირითადი ნაწილი მიეკუთვნება.

გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q^2_3)

გვიანი ზედა პლეისტოცენის დასაწყისს მიეკუთვნება ვულკანი წითელიხატი თავისი ლავური ნაკადებით, რომლებიც ვალავდურის ულტრეხილის მახლობლად არის განლაგებული ჟამურის ხეობის ზემო ნაწილში.

ეს მოსაზრება იმ გარემოებას ეყრდნობა, რომ წითელიხატის ვულკანური წარმონაქმნები ვიურმული გამყინვარების მთავარი ფაზის გლაციალურ რელიეფს ავსებს, ხოლო მათ ზედაპირზე ამავე გამყინვარების II ფაზის (ანუ ბიულის სტადიის) მორენული მასალაა განლაგებული. ამავე დროს ეფუზივთა ფუძე 30—40 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან, რაც დაახლოებით შუალედურია ადრეზედაპლეისტოცენური (Q^1_3) და გვიანზედაპლეისტოცენურ (Q^2_3) ეროზიულ სიღრმეთა შორის.

წითელიხატის ვულკანი კონუსისებური სხეულია, რამდენადაც ასიმეტრიული მოყვანილობის, რადგან უფრო ციცაბოა და გახსნილი ლავური ნაკადის დინების მიმართულებით — ჩრდილო-აღმოსავლეთი მხრიდან. შთაბეჭდილება ისეთია, რომ, შესაძლებელია, ამოფრქვევის ცენტრი ეხლანდელი მწვერვალის რამდენადმე ჩრდილოეთით იყო განლაგებული.

ვულკანური კონუსი მდებარეობს ჟამურის ხეობის მარჯვენა კალთაზე, ფაჩურის ქედის ჩრდილო ფერდობზე. მისი აბსოლუტური სიმაღლეა 3026 მ, მინიმალური შეფარდებითი სიმაღლე (სამხრეთი მხრიდან) 250—270 მ, კონუსის ფუძის დიამეტრი 1,2—1,3 კმ-ია.

ვულკანი განვითარებულია ორი მყინვარული ცირკის კიდზე, რომლებიც ამის გამო გადაკეტილია და ამჟამად ტბებს წარმოადგენს. ვულკანური კონუსიდან ქსნის კალაპოტისაკენ ჩასულია ლავური ნაკადები, რომლებიც ხეობას ს. ჭიგოიანამდე გასდევს. ლავური ნაკადის სიგრძე 11 კმ-ია; სიგანე — ვულკანური კონუსის მახლობლად 2 კმ, ს. ჭიგოიანთან — 250—300 მ. მაქსიმალური სიმაღლერე ნაკადის ზემო ნაწილში (ს. ზემო ბაგინის მიდამოები) დაახლოებით 150 მ-ია, ხოლო ს. ჭიგოიანთან 40—50 მ. ლავური ნაკადის ფუძე 30 მ სიმაღლეზეა მდინარის კალაპოტიდან, ხოლო ხეობის სათავისაკენ 50—60 მ-ზე ადის. აღსანიშნავია, რომ ლავური ნაკადის ფუძეში სს. ქვემო ბაგინასთან

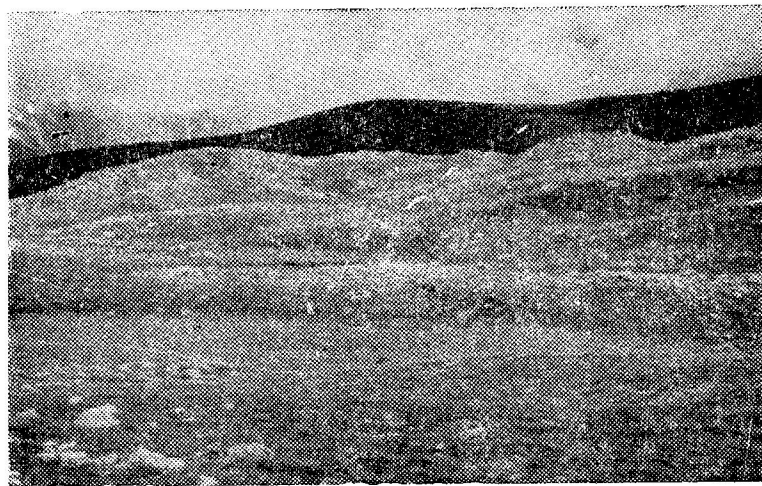
და ჰიგოიანთან დადგენილია ალუვიური მასალის არსებობა (ვულკანიტთა ქვარგვალებით). ს. ჰიგოიანის მიდამოებში ლავური ნაკადის ფუძესა და მის ქვეშედებარე ძირითად ქანებს შორის რამდენიმე ბუნებრივი გამოქვაბულია. მათგან უდიდესი 5 მ სიმაღლისაა და 50 მ² ფართობის. მისი ზედაპირი სხვადასხვა ზომის (ზოგჯერ 0,3 მ-მდის) ქვარგვალებით არის დაფარული.

ამჟამად წითელიხატის ლავური ნაკადი უწყვეტლად გრძელდება მხოლოდ ს. ხეთეიანამდე. მის ქვემოთ იგი ეროზიული შთენილების სახითაა შემორჩენილი ხეობის ორივე მხარეს ს. ყორასთან (ორი შთენილი), გურინთასა და ძოციოთას ნანგრევებთან და ს. ჰიგოიანთან (ორი შთენილი). წითელიხატის ლავური ნაკადის ნაწილს წარმოადგენს აგრეთვე ის ეროზიული შთენილი, რომელზედაც ს. გორგაა გაშენებული. მისი ფუძის რამდენადმე უფრო მაღალი მდებარეობა (80 მ-მდის), ჩვენი აზრით, იმით არის გამოწვეული, რომ იგი ლავური ნაკადის ზედა ნაწილს წარმოადგენს. როგორც პეტროგრაფიული შესწავლით დგინდება, წითელიხატის ლავეები ჰიპერსტენიან ანდეზიტს წარმოადგენს. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ ლავეების ანდეზიტურ შედგენილობას სარ პასუხობს მხოლოდ ერთადერთი ქიმიური ანალიზი (ცხ. 2, ან. 58), რომელიც გ. სმირნოვის ეკუთვნის (1914). იმის გამო, რომ აღებული სამი ნიმუშის ქიმიური ანალიზი (ცხ. 2, ან. 59, 60, 61) ადასტურებს ლავეების ანდეზიტურ შედგენილობას და ამავე დროს გ. სმირნოვის ქანთა პეტროგრაფიული აღწერები არ ეწინააღმდეგება წითელიხატის ლავეების ანდეზიტურ შედგენილობას ვფიქრობთ, რომ ზემოთ აღნიშნული ქიმიური ანალიზის განსხვავებული შედგენილობა რაიმე შეცდომით უნდა იყოს გაპირობებული. აღსანიშნავია, რომ წითელიხატის ლავური ნაკადი სინამდვილეში ორი ნაკადით არის აგებული, რომლებიც ერთმანეთისაგან ლავური ბრეჩიებითა და წიღოვანი მასალით არის გათიშული (ეს ფაქტი აღნიშნული აქვს აგრეთვე მ. სანებლიძეს). ქვედა ნაკადის სიმძლავრე დაახლოებით 80—90 მ-ია. ხოლო ზედასი — 50—60 მ.

წითელიხატის ვულკანი, როგორც აღვნიშნეთ, მყინვარული ცირკის ფარგლებშია განვითარებული. წითელიხატის აღმოსავლეთით გლაციალური მორფოლოგიის აშკარა ნიშნებს ატარებს აგრეთვე ქსნის რამდენიმე მარჯვენა შენაკადი. მათი სათავე კარგად გამოხატული მყინვარული ცირკია, რომლის ქვემოთ ხეობა აშკარად ტროგული ფორმისაა. ეს ტროგული ხეობები წითელიხატის ლავური ნაკადის ფუძეს უკავშირდება. ამასთან ერთად ქსნის ძველი ხეობა ლავური ნაკადის ფუძის მოხაზულობიდან გამომდინარე, რომელიც ბრტყელი ფსკერის საშუალებით წარმოადგენს, ტროგული უნდა იყოს.

ზემოთ თქმულიდან გამომდინარე, საფიქრებელია, რომ წითელიხატის ლავური ნაკადი, მსგავსად ვულკანური კონუსისა, მყინვარული წარმოშობის რელიეფზეა განვითარებული. ეს მყინვარული რელიეფი, ჩვენი აზრით, ზედაპლესტოცენური გამყინვარების მთავარ ფაზას (ბენინგური გამყინვარების I ფაზას) უნდა უკავშირდებოდეს, როგორც ამას მისი ნაშთის მდებარეობის დონე (30—50 მ მდინარის კალაპოტიდან) გვიჩვენებს თანამედროვე ხეობის კალთებზე.

წითელიხატის ვულკანური კონუსის ჩრდილო ფერდზე კარგად არის გამოხატული აგრეთვე ორი მყინვარული ცირკი. აღსანიშნავია, რომ მყინვარული ცირკიდან ს. ზემო ბაგინისაკენ მძლავრი მორეული მასალაა გაშლილი, დამახასიათებელი გლაციალური მორფოლოგიით (რკალისებური მოყვანილობის შემადგენელი და ჩაღრმავებული, რომელთა გაზნეჭილი მხარე მყინვარის მოძრაობის მიმართულებას უჩვენებს — სურ. 10).



სურ. 10. მორენა ქაშურის ხეობაში (მ. წითელიხატის კონუსის ჩრდილოეთით).

აღნიშნული მორენა თავისი მდებარეობითა (ქსნის თანამედროვე ჰიდროქსელშია განვითარებული; ეროზიის მიერ მცირე სიღრმეზეა ჩაჭრილი) და პირველადი რელიეფის კარგი დაცულობით, აგრეთვე ურთიერთდამოკიდებულებით ძველი გამყინვარების კვალთან (ზევიდან ადევს ლავურ ნაკადს, რომელიც ზედაპლესტოცენური გამყინვარების მთავარი ფაზის ტროგულ ხეობას ავსებს) გაცილებით უფრო ახალგაზრდაა, ვიდრე ზედაპლესტოცენური გამყინვარების I ფაზა. ამიტომ

მას ზედაპლესტოცენური გამყინვარების II ფაზას (ანუ ბიულის სტადიას) ნაკუთვანებთ (G1Q²).

წითელიხატის ვულკანური წარმონაქმნების თანადროულია ან შესაძლებელია რამდენადმე უფრო ახალგაზრდა ის ლავური ნაკადები, რომლებიც ჟამურის ხეობის სათავეშია განლაგებული, ვალავდურის უღელტეხილის მახლობლად. ჟამურის ხეობის ამ ნაწილში დადგინდა (Дзоценидзе, 1964) ლავური ნაკადები, რომელთა ფართობი 2—2,5 კმ²-ია. ლავური ნაკადის ფუძე, ხეობის სათავეში, უშუალოდ მდინარის კალაპოტიდან 15—20 მეტრზეა, ხოლო ქვემოთ (მდინარის დინების მიმართულეებით), ხეობის ფერდზე 50 მ-მდე აღის.

ამ ლავების კრილის შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ისინი შედგება ორი ნაკადისაგან, რომელთა შორის წითელი ფერის, გამომწვარი, წილისებური მასალა აღინიშნება. თითოეული ნაკადის სიმძლავრე თითქმის თანაბარია და დაახლოებით 20 მ უდრის.

ქვედა ლავური ნაკადი ანდეზიტურ-ბაზალტური (ცხ. 2, ან. 60) ლავით არის აგებული. ზედა ნაკადი წარმოდგენილია ანდეზიტური ლავით. ზედა ნაკადის ზედაპირზე, ხეობის მარცხენა ფერდზე, განლაგებულია 4—5 მ სიმძლავრის. ტბიურ-ალუვიურ-პროლუვიური ხასიათის ნალექები, რომლებიც ქსნის ხეობის ლავური ნაკადებით შეგუბების შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი.

აღსანიშნავია, რომ აღწერილი ლავური ნაკადების დასავლეთით, ვალავდურის უღელტეხილის მხარეს, არის ორი ანდეზიტ-ბაზალტის ნეკისმაგვარი სხეული, რომელთაგან ერთ-ერთი 5 მ სიმაღლისაა და 6—8 მ სიგანე აქვს. ეს სხეულები შესაძლებელია წარმოადგენდეს იმ ვულკანური წარმონაქმნების ამომყვან ყელს, რომლებიც შემდეგ მთლიანად გადაირეცხა და რომელთა მასალა ქვარგვლების სახითაა ქსნის ქვემო წელში, შუაპლესტოცენური ეპოქის შესაბამის ეროზიულ დონეებზე.

ჰოლოცენი (Q4)

ჰოლოცენურ ეპოქას ჟამურის ხეობის ეფუზივითაგან მიეკუთვნება მდ. გორგასწყლისა და ს. ბაგინის მახლობლად მდებარე ლავური ნაკადები. ამათგან პირველის წარმოშობა, მისი გეომორფოლოგიური იერიდან გამომდინარე, ჰოლოცენის დასაწყისს, უნდა უკავშირდებოდეს, ხოლო მეორესი, ჰოლოცენის ბოლოს.

მდ. გორგასწყლის (მდ. ქსნის მარცხენა შენაკადი) ლავური ნაკადი თანამედროვე ჰიდროქსელშია განვითარებული. იგი ენისებური მოყვანილობის სხეულია, რომლის სიგრძე 1,2—1,3 კმ უდრის, სიგანე

მდ. გორგასწყალი ლავური ნაკადის გავრცელების არეში ორ ტოტად იყოფა და მის კიდევს მიჰყვება. ეროზიული ჩაჭრის სიღრმე ლავური ნაკადის ფუძის ქვემოთ 10—12 მ უდრის. ლავური ნაკადის ზედაპირი საღია და გლაციალური მორფოლოგიის არავითარ ნიშანს არ ატარებს.

მდ. გორგასწყალი ლავური ნაკადის გავრცელების არეში ორ ტოტად იყოფა და მის კიდევს მიჰყვება. ეროზიული ჩაჭრის სიღრმე ლავური ნაკადის ფუძის ქვემოთ 10—12 მ უდრის. ლავური ნაკადის ზედაპირი საღია და გლაციალური მორფოლოგიის არავითარ ნიშანს არ ატარებს.

ლავური ნაკადი ერთფეროვანი ლავით არის აგებული და ჰიპერსტენიან ანდეზიტს (ცხ. 2, ან. 63) წარმოადგენს.

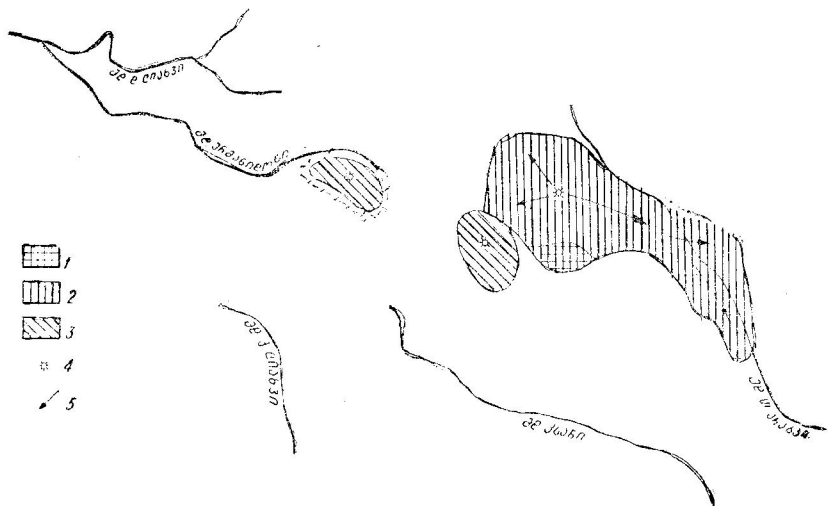
აღნიშნული ლავური ნაკადი უშუალოდ ყელის პლატოს სამხრეთით მდებარეობს, დაახლოებით 250 მ მოშორებით. ამ უბანზე ყელის პლატო ამჟამად გახსნილია ჟამურის ხეობისაკენ (მდ. გორგასწყალი ყელის პლატოზე იღებს სათავეს), ეს იწვევს კითხვას — მდ. გორგასწყლის ლავური ნაკადი ხომ არ წარმოადგენს ყელის პლატოდან ჩამოსულ ლავურ „ენას“, როგორც ამას ზოგი მკვლევარი ფიქრობს (Смирнов, 1914 და სხვ.), ჩვენი აზრით, ამაზე გადაჭრით შეიძლება უარყოფითი პასუხის გაცემა. ჯერ ერთი, ყელის პლატოს ლავების ზედაპირზე არსებული ეგზარაციული ნაკაწრების მიმართულეობა აშკარად მიუთითებს, რომ ყელის პლატოდან მყინვარის ენა მდ. გორგასწყლის ხეობაშიც ჩადიოდა, როგორც ამას ლ. მარუაშვილი აღნიშნავს. მდ. გორგასწყლის ლავური ნაკადი კი, რომელიც იქვე მდებარეობს ყელის პლატოსთან, გლაციალური მორფოლოგიის ყოველგვარ ნიშნებს მოკლებულია. მეორეც, მდ. გორგასწყლის ლავური ნაკადის ზემოთ 40—50 მ სიმაღლეზე, ხეობის მარჯვენა კალთაზე, მკარე ზომის ალუვიონის ფრაგმენტებში დადგენილ იქნა ყელის პლატოს ლავების ანალოგიური (მიკროსკოპიული შესწავლით) ჰიპერსტენიანი ანდეზიტები. ამრიგად, ყელის პლატოს და ლავების გადარეკბილი მასალის შემდეგ მდ. გორგასწყალმა 40—50 მეტრზე მაინც მოასწრო ხეობის ჩაჭრა, ვიდრე მის ფსკერზე ლავური ნაკადი განვითარდა.

ს. ბაგინთან წითელიხატის ლავურ ნაკადს ზევიდან სხვა ლავური ნაკადის ბოლო ნაწილი ედება (Дзоценидзе, 1964), რომელსაც ბაგინის ნაკადს ვუწოდებთ. იგი ჰიპერსტენიან ანდეზიტს (ცხ. 2, ან. 64, 65) წარმოადგენს და დაკავშირებულია იმ ვულკანურ ცენტრთან, რომელიც ფაჩურის ქედის ერთ-ერთ ჩრდილო განტოტების დაბოლოებასთან მდებარეობს. ლავური ნაკადის სიგრძე 1,3—1,5 კმ-ია, ხოლო სიგანე 250—300 მ. ნაკადის ზედაპირი ისევე, როგორც კონუსისებური შემადლების, სრულიად საღია — ქაოტური, უსწორმასწორო ფორმის, ლავის დენადობის ნიშნებით.

ზოგადი დასკვნები

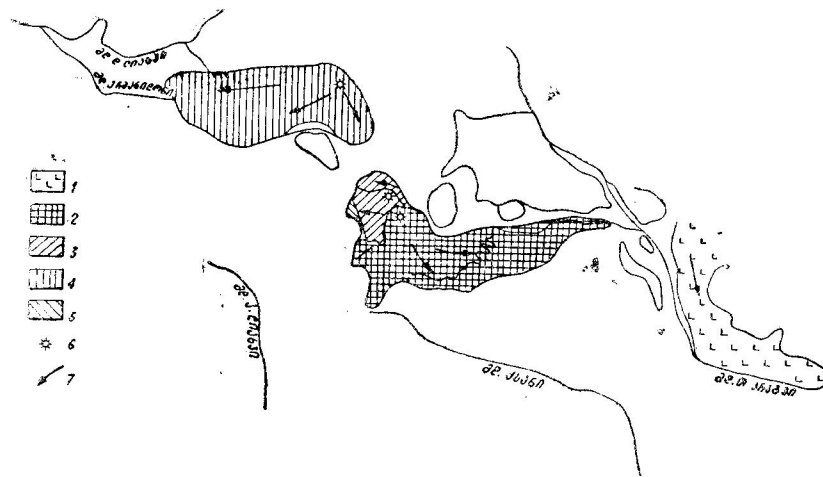
1. საკვლევი რაიონის ვულკანური აქტივობა მთლიანად მეოთხეული სისტემის ფარგლებში თავსდება და კავკასიონის ყველაზე უფრო აზვევებულ ცენტრალურ ნაწილს უკავშირდება, რომელიც ინტენსიური დიფერენციალური მოძრაობებით ხასიათდება.

კავკასიაში ახალგაზრდა ვულკანური მოქმედების ოთხი სტადია დგინდება (Милановский, 1961) — მიოპლიოცენური, ზედაპლიოცენური, ბლეისტოცენური და პოლოცენური. თითოეული მათგანი თავის მხრივ დამოუკიდებელ ვულკანურ ფაზებად და ქვეფაზებად იყოფა. საკვლევი რაიონის ვულკანური მოქმედება კი მხოლოდ ორ უკანასკნელ სტადიას მოიცავს, რომლებიც არსებითად ერთ მეოთხეულ სტადიას (ეპოქას) წარმოადგენს. ამ უკანასკნელის ფარგლებში კი ვულკანური მოქმედების გაძლიერების სამი ფაზა (Q_2 , Q_3 და Q_4) გამოიყოფა (ცხ. 3), რომლებიც ერთმანეთისაგან შედარებით სიმშვიდის პერიოდებით არის გათიშული.



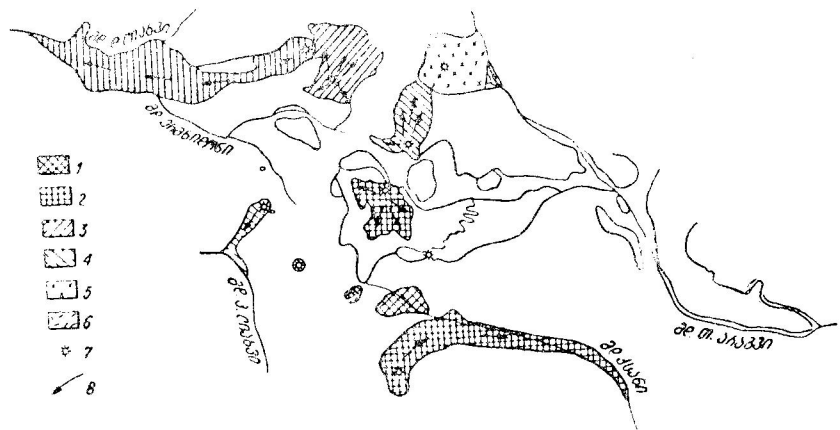
სურ. 11. შუაპლეისტოცენური (Q_2) ვულკანური წარმონაქმნების გავრცელების სქემა.
1 — პიპერსტენიანი (კორდიერიტიანი) ანდეზიტები; 2 — ანდეზიტები, ანდეზიტ-დაციტები და დაციტები; 3 — დაციტები; 4 — ვულკანური ცენტრები, 5 — ლავური ნაკადების დინების მიმართულება.

ეფუზიური ვულკანიზმის დასაწყისი შუაპლეისტოცენურ (Q_2) ფაზას უკავშირდება (სურ. 11). შემდეგში იგი მაქსიმალურ განვითარებას აღწევს ზედა პლეისტოცენში, რომელიც ორ ქვეფაზად — ადრეზედაპლეისტოცენურად (Q^1_3) და გვიანზედაპლეისტოცენურად (Q^2_3)



სურ. 12. ადრეზედაპლეისტოცენური (Q^1_3) ვულკანური წარმონაქმნების გავრცელების სქემა.

1 — ანდეზიტ-ბაზალტები; 2 — პიპერსტენიანი ანდეზიტები; 3 — ანდეზიტ-დაციტები; 4 — ანდეზიტები, ანდეზიტ-დაციტები და დაციტები; 5 — დაციტები; 6 — ვულკანური ცენტრები; 7 — ლავური ნაკადების დინების მიმართულება.



სურ. 13. გვიანზედაპლეისტოცენური (Q^2_3) ვულკანური წარმონაქმნების გავრცელების სქემა.

1 — ანდეზიტები; 2 — პიპერსტენიანი ანდეზიტები; 3 — ანდეზიტ-დაციტები; 4 — დაციტები; 5 — ლიპარიტ-დაციტები; 6 — პიროკლასტური წარმონაქმნები; 7 — ვულკანური ცენტრები; 8 — ლავური ნაკადების დინების მიმართულება.

4. პეტროქიმიური თვალსაზრისით საკვლევი რაიონის ეფუზივები წარმოდგენილია ოროგენული ტიპის კირ-ტუტიანი ქანების სერიით რომელიც რამდენადმე უფრო ტუტიანია და დიფერენცირებული (ანდეზიტ-ბაზალტებიდან ლიპარიტ-დაციტებამდის). ამასთან ერთად ამ რიგის ყველაზე ფუძე წვერი თავისი ქიმიური შედგენილობით ახლოს დგას ანდეზიტთან, მაგრამ რაოდენობრივად ჩამორჩება ანდეზიტებსა და ანდეზიტ-დაციტებს (Схиртладзе, 1958), რომლებიც ვულკანურ წარმონაქმნთა ძირითად ნაწილს შეადგენს.

ქიმიზმის მხრივ ეს ეფუზივები ძალზე ახლოს დგას წყნარი ოკეანის ოროგენული სარტყლის მარტინიკის, ლასენ-პიკის, იელოუსტონის პარკისა და განსაკუთრებით ელექტრიკ-პიკის ტიპის ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნებთან.

5. ვულკანურ წარმონაქმნთა შედგენილობის ევოლუციის საერთო სვლა, როგორც ეს ნ. სხირტლადემ დაადგინა სამხრეთი ფერდის ნაოჭასისტემის პოსტპალეოგენური ეფუზივებისათვის (1958), ზოგადი ფუძიდან მყავისაყენ აღინიშნება. ეს სურათი ხშირად კარგად არის გამოხატული ცალკეული ვულკანური აპარატების შიგნით (პატარა ნეფსკალო, ერმანის პლატო, ყამურის ხეობის სათავის ლავური ნაკადები), თუმცა არის უბნები, სადაც აღნიშნული მდგომარეობა ან არ არის ნათლად გამოხატული, ან დარღვეულია (მაგ. ყელის პლატო).

ცხრილი 2
ყელის ზეგნისა და მასი მომჯნავე რაიონების (ქნოლის რაიონი, ყამურის ხეობა, ჭვრის უღელტეხილის რაიონი) ეფუზივთა ქიმიური შედგენილობა

ნომერი	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	-O ² H	+O ² H	აგრეგატების სახეობები	ანალიტიკური მეთოდი (ან ავტორი)	
1	65,51	0,29	15,76	1,32	2,42	0,09	1,94	3,99	4,32	1,66	0,44	0,17	0,56	0,32	99,79	ს. ქვემო რიკი; დაციტი (კონგლომერატი)	ბ. ბუვანიშვილი; ნ. კოჭენიძე
2	65,98	0,25	17,61	0,95	2,12	0,06	2,38	3,98	4,29	1,33	0,32	0,10	0,24	0,35	99,96	ს. სამეფური (მდ. ქსნის ხეობა); დაციტი (კონგლომერატი)	ივანი
3	56,88	0,80	17,81	4,45	2,44	0,09	2,98	6,10	2,80	1,29	0,49	0,10	1,68	2,32	100,24	ს. ქვემო რიკი (მდ. თეფრი არაგვის ხეობა); ანდეზიტი.	"
4	60,83	0,46	17,91	4,89	1,43	0,16	3,30	4,66	3,52	2,15	0,46	0,14	0,03	0,17	100,11	ს. არანისი (მდ. არაგვის ხეობა); ანდეზიტი (კონგლომერატი)	"
5	65,62	0,46	17,24	0,15	4,40	0,07	2,18	3,71	4,36	1,48	0,21	—	0,13	0,14	100,15	დუშეთის მახლობლად (მდ. არაგვის ხეობა); დაციტი (კონგლომერატი)	ბ. კობახიძე; ნ. კოჭენიძე
6	57,66	0,72	14,04	3,30	4,16	0,12	7,12	7,16	3,40	2,01	0,06	0,21	—	0,12	100,07	ს. მთეთის პირდაპირ; ანდეზიტ-ბაზალტი	ო. რაზმაძე
7	57,46	0,69	18,28	1,54	4,91	კვალ	4,82	6,35	3,17	2,10	0,13	0,39	0,46	0,20	100,19	ს. ქვემო რიკი; ანდეზიტ-ბაზალტი.	Схиртладзе Н. И., 1958. ივანი
8	54,73	1,01	11,66	7,52	4,39	—	4,90	9,49	3,53	3,24	—	—	—	—	100,23	ს. გულაური, ანდეზიტ-ბაზალტი.	ლუბიჯი; ლ. ვინსონ-ქესნი; ფ. იუ., 1913.

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	ჰეზი	აღვლელმდებარეობა, ქანის სახელწოდება	ანალიზის, ლიტერატურული წყარო (ან ავტორი)	
9	57,01	—	19,02	—	5,82	—	5,476,92	4,49	1,63	—	—	—	—	0,20	100,56	ს. მლულის პირდაპირ; ანდეზიტ-ბაზალტი.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.	
10	56,99	—	19,58	—	5,44	—	5,346,80	3,36	1,79	—	—	—	—	0,13	99,43	იგივე რაზმაჰე;	ო. რაზმაჰე;	
11	67,26	0,42	14,58	1,84	2,59	0,07	1,763,64	4,94	2,17	0,31	0,13	0,26	0,04	100,02	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.	
12	61,88	0,63	17,54	0,29	4,35	0,14	3,274,69	3,58	2,29	0,57	0,27	0,24	0,28	100,02	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.	
13	64,45	კვალი	18,32	3,70	1,89	0,10	0,493,88	3,70	2,86	—	—	—	0,14	1,07	99,90	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
14	61,57	1,12	15,86	4,96	3,33	—	2,513,93	4,05	2,78	—	—	—	0,21	0,45	100,47	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
15	67,98	0,31	14,20	0,61	3,77	0,07	1,913,92	4,49	2,27	0,32	0,14	0,20	0,08	100,27	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.	
16	67,14	0,47	15,39	1,45	1,58	0,04	1,903,92	3,64	2,67	0,40	0,28	0,44	0,78	100,20	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.	
17	67,96	0,47	16,01	2,37	0,46	0,04	2,303,92	3,26	2,32	0,40	0,21	0,18	0,08	99,98	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.	
18	56,08	1,62	15,79	5,06	4,02	0,12	3,246,16	4,15	2,40	0,75	0,14	0,54	0,18	100,22	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.	

19	62,04	0,31	17,48	0,29	4,33	0,14	3,964,62	3,69	1,75	0,57	0,27	0,18	0,34	100,07	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
20	65,24	0,83	15,93	1,06	2,65	0,07	2,164,62	3,89	2,75	0,57	0,13	0,12	0,08	100,10	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
21	62,28	0,63	18,03	1,20	2,16	0,14	3,604,06	3,70	2,81	0,60	0,10	0,60	0,28	100,19	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
22	65,32	0,94	16,01	1,43	2,53	0,04	2,524,06	3,89	2,41	0,37	0,36	0,18	0,06	100,12	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
23	66,00	0,31	16,80	0,59	1,75	0,04	1,693,70	4,34	2,36	0,52	0,07	0,70	0,60	100,15	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
24	71,34	0,26	14,02	3,18	0,24	0,07	1,012,10	3,90	3,36	0,21	0,01	0,14	0,16	100,00	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
25	69,39	0,21	14,92	1,39	0,50	0,04	1,192,10	2,46	3,71	0,19	0,07	1,14	1,74	100,05	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
26	68,39	0,26	16,21	1,20	1,09	—	1,302,34	4,47	3,14	—	—	0,29	1,71	100,40	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
27	69,39	0,24	16,04	1,06	1,67	—	0,252,17	4,29	4,01	—	—	0,12	0,94	100,18	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
28	67,76	0,73	15,38	0,25	2,20	0,08	1,513,55	4,06	2,26	0,52	0,10	0,18	1,50	100,08	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
29	70,94	0,21	14,67	0,70	1,81	0,08	1,511,68	3,82	3,80	0,22	0,07	0,24	0,32	100,07	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.
30	58,64	0,94	16,98	1,63	4,81	0,14	4,505,32	2,95	2,75	0,58	0,21	0,46	0,34	100,21	იგივე რაზმაჰე; სხირტლაძე	ფ. იუ., 1913.	ფ. ლევიანონ-ლაისინგი და რ. კრიკიაიერი; ლე-ვინსონ-ქესინგი ფ. იუ., 1913.

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	-H ₂ O	+H ₂ O	ჯამი	ადგილმდებარეობა, ქანის სახელწოდება	ანალიტიკოსი, ლოტრიტურული წყარო (ან ავ- ტორი)
31	67,32	0,42	16,25	0,31	2,39	0,08	2,02	3,36	4,20	2,42	0,29	0,13	0,32	0,40	99,91	ველკანი სტირ- ლაჰი; დაციტი.	ო. რაზმაძე; სხირტლაძე Н. И., 1958.
32	67,25	0,42	15,97	0,31	2,72	0,06	2,32	3,50	3,81	2,58	0,29	0,13	0,11	0,34	99,84	იგივე	"
33	58,46	1,15	17,28	0,98	4,95	0,17	4,32	5,46	4,22	2,14	0,52	0,14	0,28	0,12	100,19	ყელის პლატო; ანდეზიტი.	"
34	59,97	0,89	16,73	0,39	5,60	0,15	4,42	5,54	3,21	2,26	0,62	0,13	0,12	0,06	100,09	ლავეური ნაკალი ყელის ტბასთან; ან- დეზიტ-დაციტი.	ფ. ლევინსონ— ლესინგი; Левин- сон-Лесинг Ф. Ю., 1913.
35	64,61	0,40	17,48	2,26	1,40	0,21	2,43	4,06	3,94	2,00	—	—	—	2,37	100,04	ყელის პლატო; ან- დეზიტი.	ბ. კობიაშვილი; ნ. ძოჭენიძე
36	56,73	0,84	16,29	6,33	2,78	0,13	5,18	4,9	3,09	1,76	0,35	—	0,44	1,12	100,06	ყელის პლატო; ან- დეზიტი.	ო. რაზმაძე; სხირტლაძე Н. И., 1958.
37	58,94	0,89	17,98	0,13	5,32	0,14	3,42	5,71	3,84	2,50	0,75	0,10	0,12	0,14	99,08	ყელის პლატო (მდ. ქსნის სთაფელთან); ანდეზიტი.	ო. რაზმაძე; სხირტლაძე Н. И., 1958.
37 ¹	58,44	1,05	17,74	0,51	5,02	0,14	3,52	5,99	3,77	2,60	0,74	0,10	0,22	0,22	100,06	იგივე	"
38	61,29	0,36	16,78	0,20	4,43	0,09	4,06	5,32	4,10	2,31	0,75	0,13	0,02	0,14	99,98	ექსტრემული კო- ნდანი (გალაქდურის ზადასასვლელთან); ანდეზიტი.	"

39	59,55	1,09	17,72	0,02	4,21	0,06	4,38	6,27	4,43	1,15	0,72	—	0,02	0,18	99,80	ველკანი კონუ- სი ყელის პლატოს სამხრეთ კიდეზე; ან- დეზიტი.	ბ. ბუგაიანიშვი- ლი; ნ. ძოჭენიძე.
40	58,58	0,94	16,71	0,97	5,18	0,21	5,18	5,74	3,07	2,78	0,42	0,11	0,14	0,06	100,09	ნარეგანობი; ანდე- ზიტი.	ო. რაზმაძე; სხირტლაძე Н. И., 1958.
41	57,36	0,56	18,49	3,59	4,58	0,25	2,92	5,40	3,19	1,85	—	—	—	1,26	99,45	ნარეგანობი; შავი წაღა.	იგივე
42	63,66	0,63	16,84	0,97	0,09	0,11	3,49	3,92	3,83	2,30	0,32	0,07	0,28	0,72	100,23	ლავეური ნაკალი ყელის გუმბათის აღ- მოსავლეთ კიდეზე; დაციტი.	"
43	64,40	0,03	17,15	2,37	0,89	0,04	2,95	4,48	3,61	2,83	0,32	0,07	0,18	0,18	100,10	გუმბათი დაციტი	"
44	66,68	0,67	17,52	3,44	0,24	—	1,73	3,24	4,26	2,16	—	—	0,23	0,57	100,77	ფიდარბობი; და- ციტი.	ბ. პოროზოვი; Левинсон - Лес- синг Ф. Ю., 1913.
45	65,51	0,29	16,76	1,32	2,42	0,09	1,94	3,99	4,32	1,66	0,44	0,17	0,56	0,32	99,79	ფიდარბობი; და- ციტი.	ბ. ბუგაიანიშვი- ლი; ნ. ძოჭენიძე.

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	ჯამი	აღვლილმებარეობა, ქანის სახელწოდება	ანალიტიკოსი, ლოტორატორული წყარო (ან ავ- ტორი)
46	65,50	0,29	17,66	0,85	2,12	0,06	2,43	4,12	4,31	1,80	0,28	0,10	0,11	0,29	100,12	მღ. კრმანდონის სიახვე; დაცობი (და- იკე).	ბ. ბუვიანიშვი- ლი; ნ. ძიწენიძე.
47	54,48	1,60	16,81	1,31	4,73	0,14	5,83	7,56	4,29	1,65	0,49	0,07	0,66	0,52	100,14	კრმანის პლატო; ანდუზიტ-ბაზალტი.	ო. რაზმაძე; Схиртладзе Н. И.; 1958.
48	63,16	0,73	15,24	2,81	3,52	0,12	1,54	4,90	4,38	2,18	0,49	0,18	0,24	0,24	99,98	კრმანის პლატო; ანდუზიტ-დაციტი.	იგუვი
49	66,30	0,66	17,32	1,12	2,25	—	1,69	3,70	4,83	1,70	—	—	—	0,25	99,82	კრმანის პლატო; ტრიდომიტანი და- ციტი.	ვ. პოლუევი; Ус- тинев Е. К., 1934
50	65,95	0,57	17,26	0,30	2,33	0,08	2,16	3,64	4,43	1,99	0,26	0,07	0,20	0,78	100,05	სირხხობი; დაცი- ტი.	ო. რაზმაძე; Схиртладзе Н. И., 1958.
51	68,04	0,63	14,16	2,69	1,90	0,07	2,05	3,12	4,65	2,14	0,44	0,13	0,14	0,06	100,22	კრმანის პლატო; დაციტი.	იგუვი
52	59,38	0,84	15,37	4,65	2,65	0,15	4,14	5,60	3,31	2,08	0,44	0,13	0,60	0,91	100,26	ახუბათის პლატო; ანდუზიტ.	
53	63,42	0,57	17,23	3,27	0,73	0,09	2,88	4,20	3,61	2,47	0,23	0,07	0,10	1,08	99,95	ზოდის წაკლი; ან- დუზიტ-დაციტი.	"
54	65,18	—	17,61	1,44	2,73	—	0,18	5,81	4,01	3,18	—	—	0,32	0,12	100,58	ზოდის წაკლი; ან- დუზიტ-ტაქტი.	ლ. ბუვიანიშვი- ლი; სხირტლა- ძე, 1960.

55	65,10	0,60	16,60	1,66	2,04	0,15	2,46	3,21	4,14	2,46	0,13	0,23	0,40	0,44	—	ქნოლი; დაციტი.	ნ. ვაჭრავაძე; ლ. სხირტლა- ძე, 1960.
56	64,60	0,55	16,96	0,79	3,21	0,09	2,38	3,64	3,84	2,11	0,16	0,20	1,14	0,40	—	ქნოლი; ანდუზიტ- დაციტი.	იგუვი
57	67,12	0,28	17,46	0,69	1,94	0,05	1,94	4,05	4,32	1,66	0,29	0,18	0,05	0,14	100,17	ქნოლის რაიონი, ექტრუხული გუმბა- თი, დაციტი.	ბ. ბუვიანიშვი- ლი; ნ. ძიწენიძე.
58	66,65	0,31	17,53	1,28	1,92	0,13	1,99	3,51	3,64	2,58	—	—	1,14	—	100,48	ს. ბაგინი; დაციტი.	ნ. ვაჭრავაძე; Смирнов Г. М., 1914.
59	59,74	1,17	17,98	0,08	3,89	0,08	3,84	5,98	4,44	1,64	0,71	—	0,06	0,14	99,75	ს. ბაგინი; ანდუ- ზიტ.	ბ. ბუვიანიშვი- ლი; ნ. ძიწენიძე.
60	55,38	1,03	17,56	0,75	5,94	0,12	5,25	7,21	4,38	1,32	0,57	—	0,15	0,41	100,07	მღ. ბაგინისწყლის უცხარათვი; ანდუ- ზიტ.	იგუვი
61	59,74	0,64	18,33	1,80	2,52	0,09	2,88	6,02	4,67	1,76	0,54	—	0,21	0,94	100,14	ს. ბაგინი; ან- დუზიტ.	"
62	55,99	1,14	17,69	0,08	4,63	0,10	6,51	6,75	3,79	1,83	0,81	—	0,23	0,19	99,74	კაშულის ხეობა; ანდუზიტ-ბაზალტი.	"
63	59,26	1,08	18,58	0,05	3,76	0,13	4,89	5,61	3,55	1,84	0,68	—	0,06	0,22	99,71	მღ. გორგასწყლის ხეობა; ანდუზიტ.	"
64	60,79	1,00	17,94	0,02	3,38	0,07	3,82	5,77	4,44	1,64	0,72	—	0,06	0,16	99,81	ს. ბაგინი; ანდუ- ზიტ.	"
65	61,19	0,66	17,87	0,43	3,49	0,10	2,94	5,80	4,67	1,76	0,75	—	0,11	0,32	100,09	"	"

ყვლის ვულკანური ზეგნისა და მისი მომდევნო ტერმინების ვულკანური წარმონაქმნთა სტრატეგოგრაფიული სქემა

ასაკი	ჰერის უღელტეხილის რაიონი	ნეფისკალის ვულკანთა ჯგუფი	ყვლის პლატო	ყვლის გუმბათი და მისი აღმოსავლეთით მდებარე დებულება	გუმბათების პლატო (მალრან-დეალეთი)	ქვლის რაიონი (მდ. პატარა ლიხვის სიახვე)	ჰამურის ხეობა (მდ. ქსნის ზემო წელი)
(წ) ადრე-მედიანა-დარდნი	—	ანდეზიტი, დაციტი (ბრტყელი კონუსი; ვულკანი ლევისონ-ლესიხვი)	პიპერსტენიანი ანდეზიტი (წილი-ვანხი)	დაციტი (ყვლის გუმბათი)	ტრაქიტოციტი (ხილის ნაკლი-ჩრდ. შიდალ-ხიხი)	—	ანდეზიტი (ს. ბაგინი; მდ. გორგას-წყალი)
		ლოპარტი-დაციტი (დიდი ნეფისკალი)	პიპერსტენიანი ანდეზიტი (ნარ-ვანხი)	დაციტი (ლაგუნი ნაკლი ყვლის გუმბათის აღმოსავლეთით)	ანდეზიტი, ანდეზიტ-დაციტი (სამხრეთი შადლოხი და აღმოსავლეთი შარხიხი)	ანდეზიტ-დაციტი, (ს. ქვლის გუმბათის ცენტრი; მქტრუხი-ვი ს. გოზოსთან.)	—
(წ) ადრე-მედიანა-დარდნი	—	—	დაციტი, ანდეზიტ-დაციტი, პიპერსტენიანი ანდეზიტი (ნარვანხი)	—	ანდეზიტი, ანდეზიტ-დაციტი, დაციტი (დასავლეთი შარხიხი; სირხხიხი)	—	—
		კორდონიტიანი ანდეზიტი, ტუფბრექჩიები, ანდეზიტური, ანდეზიტური-დაციტური და დაციტური ლაგუნები (პატარა ნეფისკალი)	დაციტი (ვულკანი სიბრტლი)	—	დაციტური, ტუფბრექჩიები, ლაგუნური ბრექჩიები, დაციტური ლაგუნები (ფიდარხიხი)	—	—

ГЕОЛОГИЯ КЕЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ

Резюме

Формирование Кавказа как горной складчатой системы (орогенная стадия развития) сопровождалось мощными вспышками субаэрального вулканизма.

Одним из районов Центрального Кавказа, интересным с точки зрения проявления новейшего (орогенного) вулканизма, является Кельское вулканическое нагорье, издавна привлекавшее внимание исследователей. Благодаря этому вопросы петрографии, химизма, морфологии и строения вулканогенных образований можно считать хорошо изученными. Однако стратиграфия вулканических образований и особенно их возрастные расчленения требовали дальнейшей детализации и работки.

Это положение, по-видимому, объясняется тем, что молодые вулканические образования не содержат палеонтологического материала, а комплексному изучению с привлечением всех ныне существующих методов (вплоть до физических) они не подвергались.

В основу наших исследований был положен комплексный геолого-геоморфологический метод с применением аэрофотоснимков и палеомагнитного метода. Особое внимание, с точки зрения присутствия в них вулканических компонентов, было уделено детальному изучению коррелятивных отложений предгорий и речных долин, непосредственно соприкасающихся с Кельским нагорьем (в случае нахождения в них вулканического материала, последние изучались петрографически).

Все это, на наш взгляд, позволило с наибольшей достоверностью составить подробную схему возрастного расчленения вулканических образований Кельского вулканического нагорья и установить историю развития новейшего вулканизма в его пределах.

ВВЕДЕНИЕ

Под Кельским вулканическим нагорьем понимается территория, расположенная западнее Крестового перевала — в истоках рр. Белой, Арагви, Большой Лиахви и Ксани.

Кроме собственно Кельского нагорья, исследованный район охватывает также смежные районы проявления новейшего вулканизма — верховья рр. Малой Лиахви (р-н Кного), Ксани (Жамурское ущелье) и район Крестового перевала, расположенные в высокогорной части южного склона Большого Кавказа (абс. отметки вершин Б. Непискало, М. Непискало, Шарх-хох и купол Кели превышает 3000 м).

Из многочисленной литературы о Кельском вулканическом нагорье видно, что представления о возрасте вулканических образований резко противоположны и, в основном, делятся на 2 группы: группа исследователей (Схиртладзе, Паффенгольц и др.) основную часть эффузивов данного района считает дочетвертичными, другая, наиболее многочисленная группа (Ренгартен, Маруашвили, Милановский, Короновский и др.) датирует их верхнечетвертичным возрастом.

По схеме тектонического районирования Грузии П. Д. Гамкрелидзе (1964) исследованный район расположен в Шови-Пасанаурской подзоне Местийско-Тианетской зоны южного склона Б. Кавказа. В его строении принимают участие главным образом флишевые отложения верхней юры—нижнего мела, детально расчлененные в последнее время на отдельные свиты И. Г. Вашакидзе и О. И. Шириашвили. Эти отложения интенсивно дислоцированы и в основном представляют собой изоклинальные складки, опрокинутые на юг.

О СВЯЗИ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ

Кельское вулканическое нагорье приурочивается к Транскавказскому поперечному поднятию (линия Ставрополь — Дзирульский массив), характеризующемуся особенно интенсивно выраженными дифференцированными тектоническими движениями в неоген-четвертичное время.

Как видно из размещения вулканических центров (меридиональная группа вулканов Непискало и Эрманского плато), существенная роль в их локализации в пространстве принадлежит в основном поперечным трещинам, возможно, представляющим разветвления (систему трещин) одного крупного поперечного тектонического нарушения глубокого заложения.

Вызывает возражения допущение в районе Крестового перевала субширотной флексуры (разлома?), поднявшей полосу перевала в поздневерхнеплейстоценово-голоценовое время на 200 м (Милановский, Короновский).

По нашему мнению, резкий излом продольного профиля р. Байдары и аккумулятивных террас поздневерхнеплейстоценового (Q_3^2) возраста, описанных авторами, по-видимому, скорее всего следует объяснить скачкообразными погружениями смежного участка Коби—Казбеги (Верхнестерская впадина), служившего с позднего верхнего плейстоцена временным базисом для долины р. Байдары, чем относительно быстрым поднятием зоны крестового перевала, как полагают авторы.

В пользу такого предположения говорят и отмеченные Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским слияние террас в районе Крестового перевала и переуглубленный, подпруженный характер верхнего течения р. Байдары.

Из анализа фактического материала явствует, что Эрманское плато, где подошва ранневерхнеплейстоценовых лав еще не вскрыта эрозией, представляет молодую тектоническую депрессию (или вулканотектоническую, как полагают Милановский и Короновский), чего нельзя сказать о долаговом рельефе Кельского плато, происхождение которого определяется в основном гляциально-эрозионными процессами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ КОРРЕЛЯТНЫХ ИНВЕРСИЙ РЕЛЬЕФА

С точки зрения установления признаков проявления вулканизма нами были детально изучены коррелятные отложения Тирифоно-Мухранской впадины и речных долин Б. Лиахви, Ксани и Арагви.

Вулканический материал (пепел) в коррелятных отложениях Тирифоно-Мухранской впадины впервые появляется лишь в среднесарматское время.

Как убедительно доказано Н. И. Схиртладзе (1964), вулканический пепел, установленный как в среднесарматских, так и в верхнесарматских и меотис-понтических отложениях, аналогичен по составу (андезиты, андезит-дациты и дациты) вулканическим образованиям годердзской свиты и представляет продукты этих извержений, принесенные ветром.

Таким образом, можно полагать, что на южном склоне Б. Кавказа, в полосе, непосредственно примыкающей с севера к Тирифоно-Мухранской впадине, за период олигоцен-верхний плиоцен вулканической активности не было.

Следует отметить, что в процессе изучения коррелятных отложений выяснилось (Адамия, Дзоценидзе, Мацхонашвили, Меладзе, 1965), что «базалетская серия», которая считалась миндельским образованием, представляет лишь самую верхнюю, неотъемлемую часть душетской свиты и по богатой гиппарионовой фауне ее возраст определяется как понтический.

Детальное изучение аллювия террас рр. Б. Лиахви, Ксани и Арагви показывает, что обильный вулканический материал содержится в террасах, возраст которых не древнее верхнего плейстоцена (они создают первые ступени у русел рек). Следует отметить, что в исследованном районе самые высокие отметки (конечно, исключая насаженные вулканические тела) датируются верхним плиоценом (Цагарели, 1964).

Единичные гальки вулканитов, как первые признаки существования эффузивов, устанавливаются в аллювии среднеплейстоценовых террас, а более высокие террасы характеризуются полным отсутствием вулканических компонентов.

Датировка террас исследованного района основана на сопоставлении и увязке их с террасами р. Куры, которые, в свою очередь, сопоставляются с фаунистически охарактеризованными морскими отложениями.

Вместе с тем, следует отметить, что почти все исследователи (Марушвили, 1958; Растворова, 1963; Церетели, 1966 и др.) на основе сопоставления глубин эрозионного вреза террас с амплитудами понижения уровня Каспийского бассейна и путем увязки террас с ледниковыми отложениями, II и III надпойменные террасы датируют соответственно верхним (вюрм) и средним (рисс) плейстоценом.

Бассейн р. Б. Лиахви. В верховьях р. Б. Лиахви, у села Н. Роки, на уровне 130—150 м от русла реки, соответствующем глубине эрозионного выреза среднеплейстоценовых долин Центрального Кавказа, были найдены (отмечены ранее также О. С. Вяловым) единичные гальки вулканитов. Петрографическое изучение и химический анализ показали, что эти гальки являются гиперстеновыми и роговообманково-гиперстеновыми дацитами.

Фрагмент плотно сцементированных конгломератов, находящихся на более высоком уровне (отн. высота 250—270 м), вулканического материала не содержит.

В нижнем течении р. Б. Лиахви в аллювие III надпойменной террасы (отн. высота 75—80 м) среднеплейстоценового возраста, что хорошо подтверждается находждением на ней остатков мустье (Колбутов, 1961), гальки вулканитов не найдены (по-видимому, из-за его скудного распространения). Последние были обнаружены лишь у с. Курта (вблизи г. Цхинвали). Здесь единичные гальки гиперстеновых и гиперстеново-роговообманковых дацитов были найдены непосредственно на поверхности плотно сцементированных конгломератов III террасы.

Большое количество галек вулканитов обнаружено в аллювие верхнеплейстоценовых террас.

В верховье р. Б. Лиахви, на относительной высоте 90—100, 50, 10—12 м, а также в нижнем ее течении у сс. Гупта, Курта и Кехви в аллювие I и II надпойменных террас повсюду фиксируется присутствие галек дацитового, андезитового и андезито-базальтового состава.

Бассейн р. Ксани. В верховьях р. Ксани (Жамури) гальки вулканитов встречаются в нескольких местах под лавовым потоком Цителихати (30—40 м выше русла реки) и у с. Горга. Этот факт, несомненно, указывает на снос материала с Кельского плато, т. к. в Ксанском ущелье не имеется андезитовых лав древнее цителихатских.

В нижнем течении р. Ксани гальки дацитов и андезито-базальтов были найдены в террасе высотой в 20 м (верхний плейстоцен) у с. Садзегури. Неполный химический анализ дацитового образца на $\text{SiO}_2=65,98\%$.

Следует отметить, что гальки андезито-базальта, наряду с гиперстеновыми андезитами, были установлены в галечниках под останцем Цителихатского потока, у с. Чигиани. Они находятся и на более высоких уровнях (отн. высота 100—150 м) — в окрестностях сс. Курта и Цирколи (неполный химический анализ одного образца на SiO_2 дал 54,68%).

Это обстоятельство наводит на мысль, что в Ксанском ущелье (на Кельском плато, откуда вулканический материал мог попасть в Ксанское ущелье, андезито-базальты не имеются) существовали вулканические тела древнее верхнего плейстоцена, которые впоследствии были уничтожены денудационными процессами. Тем более, что в истоках р. Ксани сохранилось два нектоподобных тела, которые, возможно, служили этим андезито-базальтам подводящими каналами.

Бассейн р. Арагви. В древнеречных отложениях бассейна р. Арагви первые признаки существования вулканического материала фиксируются в аллювие, принадлежащем к среднему плейстоцену.

В истоках р. Б. Арагви между лавовыми потоками, находящимися на 100—120 м выше уровня реки, заключены конгломераты с гальками андезитов и дацитов, отмеченные ранее также Н. И. Схиртладзе (1958).

В нижнем течении р. Арагви, по обоим склонам ущелья, в полосе сс. Араниси-Бога (Душетский район) на уровне 80—150 м от русла реки обнаружены единичные гальки темно-серых до черного дацитов.

Характерные для отмеченных дацитовых галек, выдержанность в распространении, приуроченность к определенному уровню, однообразие состава и т. д., не оставляют сомнения в нахождении их в положении, близком к первоначальному отложению.

Интересно, что выше этого уровня тоже отмечаются находки галек вулканитов.

Однако, насколько осторожно следует подходить к использованию этого материала, наглядно показывает пример, имеющий важное методическое значение. На левом склоне р. Б. Арагви, вблизи с. Чирики на относительной высоте около 500 м имеется скопление разноцветных галек (в том числе и вулканитов), с давних времен приносимых сюда паломниками из русла р. Б. Арагви во время религиозных праздников.

Это положение подтверждается также тем, что в галечном материале, сохранившемся на горе Гургала, на высоте 500 м от уровня р. Арагви, вулканиты не обнаружены.

Обилием вулканического материала характеризуется аллювий террас верхнеплейстоценового возраста в окрестности сс. Квешети и Бедони, I и II надпойменных террас (отн. высота 10—40 м), развитых ниже с. Араниси и др.

Состав галек—андезитовый (гиперстеновые и гиперстеново-роговообманковые), дацитовый и андезито-базальтовый.

В окрестностях с. Квешети под Гудаури-Млетским потоком имеются аллювиально-делювиальные отложения (мощностью 40—50 м) еще не полностью вскрытые эрозией. В них, наряду с гальками андезитов (гиперстеновых и роговообманково-гиперстеновых) и дацитов, приуроченных в основном к двум прослоям и являющихся продуктами вулкана М. Непискало (что отмечалось Н. И. Схиртладзе), было установлено присутствие линзовидного прослоя вулканического тела. Последний расположен в верхней части аллювиально-делювиальных отложений, имеет мощность 1,5—2,0 м и представляет собой гиперстеновый кристаллический туф андезитового состава.

Примечательно, что к конечной части Гудаури-Млетского потока на левом склоне Б. Арагви (у с. Бедони) примыкает аккумулятивная терраса мощностью 60—70 м, характеризующаяся аналогичным строением и составом вулканического материала.

Ниже с. Пасанаури, в отложениях аллювиально-озерного характера (мощность 6—8 м), расположенных на соответствующем в плейстоцену уровне (35—40 м отн. высоты), были найдены обломки (до 2—5 мм) гиперстенового андезита, по всей вероятности, представляющие собой пепловый выброс.

Анализ вышеприведенного материала, на наш взгляд, позволяет высказать некоторые соображения предварительного характера.

1. На участке, смываемом речной сетью рр. Б. Лиахви, Ксани и Арагви, начало вулканической деятельности приурочивается к ср. плейстоцену.

2. В плейстоцен характеризуется усилением вулканической активности.

3. После излияния лав М. Непискало очевидно, что истоки р. Б. Арагви уже находились в пределах М. Непискало, в противовес соображениям (Астахов, 1962; Абхазава и др.), по которым перехват истоков р. Палеобайдары (предполагается под лавами М. Непискало) р. Б. Арагви произошел после излияния лав Гудаури-Млетского потока.

Вместе с тем, нахождение дацитовых галек у с. Араниси-Бога на высоте 80 м и выше от уровня Арагви порождает так-

же некоторые сомнения по поводу существования истоков р. Палеобайдары, к моменту излияния лав Непискало, в пределах Кельского нагорья (подошва лав М. Непискало находится на высоте 100—120 м от уровня реки).

Идентичность разрезов аллювиально-делювиальных отложений, залегающих под Гудаури-Млетским потоком и несколько ниже его окончания, исключает существование между ними какого-либо тектонического нарушения и указывает на их одновозрастность (что не так понимается всеми исследователями).

В исследованном районе наличие следов древнего оледенения (в виде бараньих лбов, экзарационных царапин, моренного материала), принадлежащего к главной фазе вюрма или первой фазе Безингийского оледенения (по Милановскому) хорошо наблюдается на Кельском и Эрманском плато и в ущелье Жамури (Маруашвили, 1936; Короновский, 1964). Моренный материал главной фазы вюрма некоторыми исследователями (Ренгартен, 1932; Абхазава, 1959; Церетели, 1966 и др.) отмечается также на поверхности Гудаури-Млетского потока.

Ко второй фазе Безингийского оледенения (или бюльской стадии вюрма) принадлежат, по-видимому, боковые морены р. Эрманидон (Короновский 1964), моренный материал и следы экзарации на лавовом потоке, расположенном между куполом Кели и М. Непискало, на части Эрманского и Кельского плато. К этой же фазе, видимо, относится морена, расположенная в истоке Ксани (Жамурское ущелье). Она развита на левом потоке Цителихати, занявшем троговую долину главной фазы вюрмского оледенения. Моренные отложения с северных склонов горы Цителихати, где развиты два ледниковых цирка (абс. высота 2700 м), спускаются до с. Багини (абс. высота 2300 м), создавая характерные формы ледникового рельефа.

Гораздо труднее сказать что-нибудь определенное о наличии в пределах исследованного района следов более древнего оледенения. Единственным местом, пожалуй, можно считать Кельское плато.

Это предположение основано на том, что лавы Кельского плато несут явные следы главной фазы вюрмского оледенения ($gl Q^1_3$), а долавоый рельеф имеет черты хорошо выработанной ледниковой поверхности, возраст которой, по всей вероятности, должен быть несколько древнее верхнего плейстоцена. Вместе с тем, поскольку долавоый рельеф поверхности срезаются лавы М. Непискало (по нашим данным, среднеплейстоценового возраста), то следы этого оледенения, по-видимому, скорее всего следовало сопоставить со II фазой Терского оле-

денения ($gl O_2$). Последнее, по схеме Е. Е. Милановского, предположительно сопоставляется со II фазой рисского оледенения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИИ ЕСТЕСТВЕННОГО ОСТАТОЧНОГО НАМАГНИЧИВАНИЯ ЭФФУЗИВОВ

Вулканические образования Кельского нагорья не подвержены вторичным изменениям и поэтому представляют интересный объект для палеомагнитных исследований.

Изменение остаточной намагниченности лав (всего 27 образцов) исследованного района производилось и ранее (Векуа, 1961, 1962; Короновский, 1964), но основная часть их принадлежала лавам Гудаури-Млетского потока (20 образцов). Как выяснилось, все эти образцы лав были намагничены прямо.

Нами для палеомагнитных измерений из разных вулканических образований было отобрано 20 образцов.

Как показали измерения естественного остаточного намагничивания пород, произведенные в магнитной лаборатории Тбилисского государственного университета под руководством доц. Л. В. Векуа, все образцы также намагничены прямо.

Как видно из существующей литературы, все образцы, взятые из четвертичных пород, обладают прямой намагниченностью и лишь стратиграфически ниже — в Акчагыл-Апшероне — имеется обратная намагниченность (Храмов и др., 1961; Храмов, Шолпо и др. 1967). Исходя из этого, можно сказать, что палеомагнитные данные исследованного района полностью соответствуют геологическим и указывают также на четвертичный возраст вулканических образований.

Координаты среднего геомагнитного полюса собранных нами образцов, рассчитанные по данным палеомагнитных измерений имеют следующую величину: $\Phi = 69^\circ$ и $\lambda = 229^\circ$. Его положение хорошо согласовывается с положением геомагнитного полюса четвертичного периода, рассчитанного для Советского Союза ($\Phi = 76^\circ$, $\lambda = 195^\circ$) А. Г. Калашниковым (1961) и для Южной Грузии ($\Phi = 85^\circ 40'$; $\lambda = 173^\circ 40'$) Ш. А. Адамия (1963).

СХЕМА ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Разработанная нами схема возрастного расчленения эффузивов исследованного района опирается на данные, полученные посредством комплексного геолого-геоморфологического метода исследования.

При датировке вулканических образований учитывается глубина эрозионного вреза (отсчитывается от подошвы эффу-

зивов), взаимоотношение вулканических образований с разновозрастными и разными типами рельефа и отложений, существование вулканических компонентов в коррелятных отложениях и т. д.

На основании этих данных, в пределах исследованного района выделяются четыре возрастные группы эффузивов в интервале средний плейстоцен-голоцен ($Q_2—Q_4$).

Основная часть эффузивов датируется верхним плейстоценом (Q_3). Среди них выделяются две возрастные группы — ранневерхнеплейстоценовые (Q_3) и поздневерхнеплейстоценовые (Q_3).

Ранневерхнеплейстоценовыми (Q_3^1) датируются вулканические образования, носящие следы главной фазы вюрмского оледенения (I фаза Безингийского оледенения) и расположенные, в основном, на высоте 40—80 м от русла рек, т. е. на уровне, датируемом верхним плейстоценом в осевой части Б. Кавказа (конечно, если области распространения вулканических образований не подвержены последующим неотектоническим движениям, как например, Эрманское плато).

К этой возрастной группе (Q_3^1) вулканических образований относятся: Гудаури-Млетский лавовый поток и основная часть Кельского и Эрманского плато. О верхнеплейстоценовом возрасте этих вулканических образований свидетельствует также появление обильных галек в аллювии II надпойменной террасы верхнеплейстоценового возраста долин рр. Б. Лиахви и Арагви, а также существование первичного вулканического материала (типа лав Кельского плато) под Гудаури-Млетским потоком и у с. Пасанаури, на уровне, соответствующем верхнему плейстоцену.

К вулканическим образованиям поздневерхнеплейстоценового (Q_3^2) возраста относятся лавы, заполняющие ледниковые формы рельефа главной фазы вюрмского оледенения (I фаза Безингийского оледенения), сами носящие на поверхности следы деятельности более молодых ($gl Q_3^2$) ледников (II фаза Безингийского оледенения) и расположенные, в основном, на относительной высоте 20—40 м.

К этой группе вулканов относятся: вулкан Б. Непискало; лавовые потоки верховья Жамурского ущелья, Ахубатское плато; лавовый поток на восточной периферии Эрманского плато, связанный с вулканическим центром Восточного Шархоха; лавовый поток на Кельском плато, примыкающий с юга к конусу Нарван-хоха; вулканические образования района Кюно; лавовый поток, расположенный между куполом Кели и М. Непискало; экструзив на плато Кели (на правом склоне р. Ксани, у перевала) и др.

Средним плейстоценом нами датируются вулканические образования, которые характеризуются более глубокими эрозионными врезами (100—200 м), чем верхнеплейстоценовые лавы. Такова сравнительно небольшая часть эффузивов Кельского нагорья — вулканический массив М. Непискало, вулкан Схиртладзе¹ и вулкан Фидар-хох.

Подошвы лав массива М. Непискало и Фидар-хох расположены, соответственно, на 100—120 и 150—180 м выше русла реки.

Глубина эрозионного выреза вулкана Схиртладзе, по всей вероятности, того же порядка, поскольку он расположен выше Кельского плато, а эрозионная поверхность, срезающая его лавы с южной стороны, увязывается с подошвой лав Кельского плато. К тому же, дацитовые гальки, находящиеся в аллювии на поверхности II потока М. Непискало, видимо, принадлежит вулкану Схиртладзе. К такому предположению нас приводит то обстоятельство, что лежащие под аллювием лавовые потоки имеют андезитовый и андезито-дацитовый состав (дацитовый лавовый поток, расположенный над аллювием исключается), а остальные дацитовые вулканические тела бассейна р. Б. Арагви явно моложе среднего плейстоцена. Вместе с тем, источником дацитовых галек, расположенных в нижнем течении р. Арагви на 100—120 м выше (т. е. выше отн. высоты подошвы лав М. Непискало) от русла реки, из всех ныне существующих дацитовых лав бассейна р. Арагви, может быть лишь вулкан Схиртладзе, что позволяет отнести его к самым первым вулканическим извержениям на Кельском нагорье.

На среднеплейстоценовый возраст вулканических образований Фидар-хоха и М. Непискало указывает установление аналогичных по составу галек на уровне, соответствующем ср. плейстоцену.

Дацитовые гальки, найденные на относительной высоте 130—150 м у с. Роки и в III надпойменной террасе с. Курта, характеризуются полным петрографическим сходством с лавами вулкана Фидар-хох, а гальки дацитов, установленные на отн. высоте 80—150 м, аналогичны лавам М. Непискало и вулкана Схиртладзе.

Более древний возраст вулканических образований М. Непискало виден также из тех взаимоотношений, которые устанавливаются между ними и верхнеплейстоценовыми лавами Кельского плато в окрестностях вершины «3089 м». Вершина слагается лавами, которые к северу уходят под другие лавы М. Непискало. С южной стороны лавы и лежащие под ними

¹ Л. И. Маруашвили так именует безымянный купол «3286», в честь первого его исследователя.

карбонатные отложения срезаются крутой эрозионной поверхностью, которая увязывается с долаковой поверхностью Кельского плато. От подошвы (почти горизонтальной) лав вершины «3089 м» до основания лавовых потоков Кельского плато почти 100—120 м по вертикали.

Это явно указывает на большой интервал времени между излияниями лав, слагающих М. Непискало и Кельское плато, и убеждает нас в более древнем происхождении лав М. Непискало по сравнению с лавами Кельского плато.

К самым молодым вулканическим образованиям голоценового возраста (Q₄) относятся те вулканические тела, которые выделяются свежим геоморфологическим обликом (особой сохранностью первичного вулканического рельефа) и не несут следов действия древних ледников. Таковы: шлаковый конус Нарван-хох, Ходзский и Багинский (Дзоцендзе, 1964) лавовые потоки, купол Кели, экструзивный массив Левинсон-Лессинг², вулканический центр («плоская вершина»), с лавовым потоком, расположенным на южном склоне М. Непискало, лавовый поток в ущелье р. Горгасцкали и др.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

По отдельным обособленным районам в стратиграфической последовательности нами рассматриваются вопросы морфологии, строения, петрографического состава (дается, в основном, по материалам Н. И. Схиртладзе), вулканических образований исследованного района, а также истории развития вулканизма.

С района Крестового перевала описывается лишь Гудаури-Млетский поток, который непосредственно примыкает с востока к Кельскому нагорью (на северный склон Б. Кавказа наши исследования не распространяются). Состав Гудаури-Млетского потока — андезит-базальтовый. Подошва лав в ущелье р. Б. Арагви на расстоянии нескольких километров расположена на относительной высоте 40—50 м, а севернее, в окрестности с. Гудаури, постепенно поднимается до 250—300 м от уровня реки. Такое положение, по всей вероятности, обусловлено тем, что лавовый поток с самой гребневой части (Сакохе) Б. Кавказа до вступления в главную долину Б. Арагви заполняет русло ее левого притока до такой степени, что доходит до гребневой части водораздела. Поэтому со времени верхнего плейстоцена долина р. Б. Арагви не очень углублялась и рас-

² Так назван Л. И. Маруашвили в честь Ф. Ю. Левинсон-Лессинга безымянный экструзивный массив, расположенный с северной стороны Б. Непискало.

ширялась (на 40—50 м), успевая своим левым склоном обнажить крайнюю часть лавового потока в виде обрыва лишь у гребневой части этого водораздела.

В самой восточной части Кельского нагорья, в группе вулканов Непискало, устанавливается не менее 9 центров самостоятельной вулканической активности, лавы которых имеют состав от андезитов до липарито-дацитов.

Из них вулканический массив М. Непискало представляет типичный полигенный вулкан. К самым ранним извержениям этого вулкана принадлежат, по всей вероятности, кордиеритовые андезиты, слагающие вершину «3089 м».

Такое предположение основывается на ряде фактов. Во-первых, его более высокая степень эродированности, чем лавовых потоков, составляющих основание массива М. Непискало. Последние, как было отмечено, расположены на 100—120 м выше русла р. Б. Арагви, а подошва лав кордиеритового андезита находится на 180—200 м выше уровня р. Б. Арагви (100—120 м от основания лав Кельского плато, плюс 70—80 м — относительная высота подошвы лав Кельского плато). Во-вторых, в аллювии, расположенном на поверхности II лавового потока М. Непискало установлены гальки кордиеритовых андезитов, а кордиериты в других андезитах Кельского нагорья не фиксируются. В-третьих, кордиеритовые андезиты сверху перекрыты дацитовыми лавами М. Непискало. О более раннем излиянии кордиеритового андезита говорит также его более основной состав, так как в пределах Кельского нагорья весьма характерно извержение более основных продуктов, вначале вулканической деятельности (Схиртладзе, 1958).

Следует отметить, что высказанные выше сомнения относительно существования истоков р. Палеобайдары в пределах бассейна р. Б. Арагви к моменту излияния лав М. Непискало еще более усугубляется изучением морфологии подошвы лавовых потоков, составляющих основание массива М. Непискало.

Сам факт существования по обоим склонам ущелья почти прямолинейной подошвы лав, протягивающейся на большое расстояние, по-видимому, указывает на наличие здесь древнего русла главной водной артерии того же направления, по бокам которой могли сохраниться лишь древние русла ее притоков. (Такому предположению не противоречит также существование лав типа М. Непискало в истоках р. Байдары, т. е. лавы М. Непискало, заполняя район Крестового перевала могли переливаться через его пониженную водораздельную часть).

На Кельском плато вулканическая деятельность также многократно возобновлялась (не менее 7 раз) и, в основном, выразилась излиянием нескольких лавовых потоков, перекрывающих друг друга. Вулканическая деятельность этого района

завершилась в голоцене с образованием шлакового конуса Нарван-хох с кратером на вершине.

Состав лав, слагающих Кельское плато, андезитовый, хотя самые первые продукты излияния, сохранившиеся в виде мыса у северного берега оз. Кели, имеют дацитовый состав. Такой же состав имеет и экструзивный массив—вулкан Схиртладзе, примыкающий к плато Кели с севера и представляющий собой один из самых ранних вулканических образований в бассейне р. Б. Арагви.

Многочисленные извержениями характеризовалась также вулканическая деятельность в пределах Эрман-Ахубатского плато (Магран-Двалети). Она началась в среднем плейстоцене образованием стратовулкана Фидар-хох, дацитового состава, в создании которого значительную роль играли эксплозивные и экструзивные процессы.

Вулканическая активность и в этом районе завершилась в позднем голоцене излиянием Ходзского лавового потока (трахидацит), выделяющегося на всем Кельском нагорье прекрасной сохранностью первичного вулканического рельефа.

Верхний плейстоцен на Эрман-Ахубатском плато выразился мощными излияниями целой гаммы лав от андезитобазальтов до дацитов и созданием цепи вулканов меридионального направления (Южный Шадыл-хох, Западный Шар-хох, Восточный Шар-хох и Сырх-хох).

В промежутке от позднего верхнего плейстоцена до голоцена были образованы отдельные вулканические тела на участке между Эрман-Ахубатским плато и массивом М. Непискало (экструзивный массив — купол Кели и лавовый поток восточнее его, оба дацитового состава), в районе Кного (вулканический конус с лавовым потоком и экструзивный купол дацитового состава, а также андезито-дацитовый мелкий вулканический центр рядом с вулканическим конусом), в Жамурском ущелье (вулканический конус Цителихати с лавовым потоком), Багинский лавовый поток, лавовые потоки верховья р. Ксани и лавовый поток ущелья р. Горгасцкали — все андезитового состава, кроме одного андезито-базальтового потока верховья р. Ксани.

Самым крупным из этих вулканических образований является вулкан Цителихати с лавовым потоком общей протяженностью 11 км (в настоящее время конечная часть левого потока расчленена на отдельные эрозионные останцы).

Лавовый поток Цителихати заполняет троговую долину I фазы Безингийского оледенения, сам на поверхности носит следы (морена) II фазы Безингийского оледенения, что позволяет отнести его образование к началу позднего верхнего плейстоцена.

Выводы

1. Вулканическая активность исследованного района проявляется лишь в четвертичном периоде и приурочивается к наиболее приподнятой части Б. Кавказа, характеризующейся интенсивными дифференцированными тектоническими движениями. В ней выделяются отдельные фазы (Q_2 , Q_3 и Q_4) усиления вулканической деятельности.

Начавшаяся в среднем плейстоцене (Q_2) вулканическая деятельность максимального развития достигает в верхнем плейстоцене, появляясь в виде двух подфаз — ранневерхнеплейстоценовой (Q_3) и поздневерхнеплейстоценовой (Q_3^2); голоцен (Q_4) представляет заключительную фазу вулканической активности, во время которой она постепенно затухает.

2. Вулканическая активность исследованного района приурочивается главным образом к поперечным трещинам, которые контролируют локализацию вулканических центров в пространстве.

3. Эффузивный вулканизм исследованного района в основном представляет центральный тип извержения, выраженный сложными полигенными стратовулканами, полигенными и моногенными лавовыми конусами, шлаковыми конусами и экструзивными массивами, в некоторых случаях имеющих кратер (Нарван-хох, Южный Шар-хох). Кроме того, вулканизм, в основном, характеризуется спокойным лавовым излиянием. Пароксизмы играют сравнительно незначительную роль (М. и Б. Непискало, Фидар-хох). Шире развиты экструзивные процессы, которые создают ряд экструзивных массивов (Б. Непискало, купол Кели, вулкан Схиртладзе и др.).

4. Петрографические особенности вулканических образований исследованного района позволяют относить их к типично известково-щелочной серии пород Тихоокеанской области, которые несколько дифференцированы и имеют более щелочной характер. Здесь наиболее основными дифференциатами являются андезиты-базальты, а кислыми — липариты-дациты.

5. Общий ход эволюции состава вулканических образований, как это было установлено Н. И. Схиртладзе для постпалеогеновых эффузивов южного склона Большого Кавказа, в общем направлен от основного к кислым. Эта картина часто хорошо выражена внутри отдельных вулканических аппаратов (М. Непискало, Эрманское плато и др.), хотя и встречаются участки, где эта последовательность нарушается (например, Кельское плато).

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

- აფხაზაგაი. თანამედროვე ყინვარები და ძველი გამყინვარების კვალი მდ. არაგვის აუზში. საქართველოს სსრ გეოგრაფიული საზოგადოების შრომები, ტ. IV, 1959.
- მარუაშვილი ლ. და სხირტლაძე ნ. 1960. ზედამეოტეული ვულკანიზმის ნაკლებად ცნობილი ცენტრები ქნოლის რაიონში (პატარა ლიახვის აუზი). საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე, ტ. XXV, № 1, 1960.
- მარუაშვილი ლ. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. თბილისი, გამბა „ცოდნა“, 1964.
- ყავრიშვილი ბ. სამხრეთ ოსეთის მალაღმთიანი ზონის ლანდშაფტური თავისებურება. თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 46, 1952.
- ჯანელიძე ა. 1958. თბილისი და გეოლოგია. საიუბილეო კრებული „თბილისი 1500“, თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1958.
- Адамия Ш. А., Храмов А. Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований в южной части Грузии. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Мат. V Всесоюзной конференции по палеомагнетизму. Красноярск, 1963.
- Адамия Ш. А., Дзоденидзе Н. М., Мацхонашвили К. Г., Меладзе Г. К. О возрасте «базалетской серии». Известия Геологического об-ва Грузии, т. IV, вып. 2, 1965.
- Астахов Н. Е. К палеоморфологии и неотектонике полосы, примыкающей к Военно-Грузинской дороге между Мухранской долиной и долиной Трусо. Тр. Ин-та географии им. Вахушти, т. XVII, 1962.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1957.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. ДАН СССР, т. 136, № 6, 1961.
- Барсанов Г. П. К минералогии Юго-Осетии. Изд-во АН СССР, 1937.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР. Регион. петрограф., сер. I, вып. 2, 1945.
- Булейшвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. ВНИГНИ, Гостоптехиздат, Л., 1960.

- Буш Н. А. Краткий географический очерк Кельского нагорья и местности Эрмани в Юго-Осетии. Сб., посвящ. В. Л. Комарову, стр. 153—166, 1939.
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
- Вашакидзе И. Г. К стратиграфии карбонатного флиша Военно-Грузинской дороги и Юго-Осетии. Тр. КИМС, сер. геол., вып. VI (8), 1965.
- Векуа Л. В. Некоторые результаты палеомагнитных исследований на изверженных породах Грузии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1961.
- Векуа Л. В. Некоторые результаты палеомагнитных исследований изверженных пород Грузии. Автореферат кандидатской диссертации, 1962.
- Вялов О. С. Материалы по морфологии бассейна р. Лиахви. Изв. Гос. географ. общ., т. XVII, вып. 5, 1935.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геологии и минер. АН СССР. Монографии, № 2, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника (стр. 453—491). Геология СССР, т. X, ГССР, ч. I, Изд-во «Недра», М., 1964.
- Джавахишвили А. П. Геоморфологические районы Грузинской ССР. Изд-во АН СССР, М., 1947.
- Дзоценидзе Н. М. Новые данные о верхнечетвертичных вулканических образованиях Кельского вулканического нагорья и прилегающих районов. Вопросы геологии Грузии. К XXII сесс. МГК. Геол. ин-т АН СССР, Тбилиси, 1964.
- Дзоценидзе Н. М. О возрасте лав Кельского вулканического нагорья и прилегающих к нему районов. Сообщ. АН СССР, XL:2, 1965.
- Динник Н. Я. Озеро Кели и его окрестности. В сб.: «Материалы для описания местностей и племен Кавказа». Изд-во Упр. Кавк. учебн. округа, в. 17, 1893.
- Думитрашко Н. В., Лиленберг Д. А., Будагов Б. А. Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Залесский Б. В., Петров В. П. Мелкие моногенные эффузии Южной Осетии. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6, 1934.
- Кадильников И. П. Вулканы Приказбекского района и Кельского нагорья. Уч. зап. Московского городского педагогического ин-та им. В. М. Потемкина, т. XXXIX, 1955.
- Калашников А. Г. История геомагнитного поля. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1961.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. Тектоника и сейсмичность Кавказа. XIX сессия МГК. Доклады советских геологов, пробл. 18. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Когошвили Л. В. Геологическое строение и молодые тектонические движения Тирифоно-Салтвисской долины. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., т. XI (XVI), 1960.
- Когошвили Л. В. Геологическое строение и развитие молодых прогибов Мухранской и Базалетской долин. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., т. XIII (XVIII), 1963.
- Колбутов А. Д. Геологические и геоморфологические условия местонахождения юго-осетинских палеолитических стоянок. Тр. Комиссии по ИЧП, 18, М., 1961.
- Короновский Н. В. Некоторые особенности методики изучения новейших вулканических образований Центрального Кавказа. Проблемы палеовулканологии. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. I, Алма-Ата, 1963.
- Короновский Н. В. Новейший вулканизм Центрального Кавказа. МГУ, 1964.
- Лалиев Л. Г. Майкопская серия Грузии. Изд-во «Недра», М., 1964.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб Политехнического ин-та, т. 20, 1913.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканическая область Центрального Кавказа. Геол. исслед. в обл. Перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет, СПб, 1914.
- Маруашвили Л. И. Геоморфологический очерк бассейна р. Б. Лиахви и Кельского вулканического нагорья. Ин-т географии им. Вахушти АН СССР, 1959.
- Маруашвили Л. И. Стратиграфическая и палеогеографическая интерпретация некоторых особенностей строения террас рр. Ксани и Арагви. Сообщения АН СССР, XXXI:3, 1963.
- Мацхонашвили К. Г., Чхеидзе Д. В. К истории развития долины р. Куры между Тбилиси и Марнеульской равниной. Тр. Груз. полит. ин-та им. Ленина, № 7 (105), 1965.
- Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Сов. геология, № 4, 1960.
- Милановский Е. Е. Основные черты истории плиоценового и антропогенного вулканизма Кавказа. Мат. совещания по изучен. четвертичного периода, т. II, 1961.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области. Активизированные зоны земной коры. Изд-во «Наука», 1964.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Плиоцен—четвертичные образования Б. Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги. Бюллетень Московского об-ва исп. природы, отд. геологии, т. XXXIX (6), 1964.
- Милановский Е. Е., Хаип В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Палибин И. В. Флора послеледниковых травертинов Душетского уезда (Грузия). Известия Геол. ком., т. XLVI, № 5, Л., 1927.
- Паффенгольц К. Н. Новые данные по стратиграфии лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центральный Кавказ) и древнему оледенению этой области. Советская геология, № 12, 1958.

- Паффенгольц К. Н. О возрасте лав Казбекского района и Кельского вулканического плато (Центральный Кавказ) и древнем оледенении этой области. Сб. трудов Геол. ин-та АН СССР, Тбилиси, 1959.
- Прасолов Л. И., Соколов Н. Н. Почвенно-географический очерк Юго-Осетии. Произв. силы Юго-Осетии, сб. тр. Совета по изучению производительных сил. Сер. Закавказская, вып. 2, Л., 1931.
- Преображенская М. П. К западным истокам Арагви. Ежегодник русского Горного об-ва, № 3, 1903.
- Растворова В. А. О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа. Бюллетень Московского об-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1963.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всесоюзного геологоразведочного объединения ВСНХ СССР, вып. 148, М.-Л., 1932.
- Рубинштейн М. М. Сейсмоструктура (стр. 492 — 502). Геология СССР, т. X (Груз. ССР), ч. 1, Изд-во «Недра», М., 1964.
- Симонович С. Е. Геологические наблюдения в области бассейна Главной или Мтиулетской Арагви в пределах Душетского уезда Тифлиской губернии. Мат. для геологии Кавказа. Сер. III, кн. II, Тифлис, 1899.
- Симонович С. Е. Геологические наблюдения в местности между Ксаном и Мтиулетской Арагвой. Мат. для геол. Кавк., сер. 3, кн. 4, 1902.
- Смирнов Г. М. Геологический обзор бассейна р. Ксана. Геол. исследования в области Перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет, 1914.
- Соловьев С. П. Четвертичные эффузивы Казбекского и Кельского районов. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I, Госгеолгиздат, М.—Л., 1941.
- Сорокин А. И. Геологические наблюдения в местности между реками Ксаном и Большой Лиахвой в верховьях р. Квирилы. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 9, 1879.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геологический ин-т АН СССР, Молографин, № 8, 1958.
- Схиртладзе Н. И. О применении вулканических пеплов для датировки вулканических образований. Вопросы геологии Грузии, к XXII сессии МГК. Геол. ин-т АН СССР, Тбилиси, 1964.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый вулканизм (стр. 427—452). Геология СССР, т. X, Груз. ССР, ч. I, Изд. «Недра», М., 1964.
- Тимофеев К. И. К петрографии Центрального Кавказа (Андезитодациты плато Кели и верховьев р. Лиахви). Ежегодник по геол. и минерал. России, т. 14, вып. 6, 1912.
- Устиев Е. К., Молева В. А. Минеральные источники Юго-Осетии. Тр. СОПС, сер. Закавказск., вып. 9, Производительные силы Юго-Осетии, III, Л., 1933.
- Устиев Е. К. Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе. Тр. Петрог. ин-та АН СССР, вып. 6, 1934.
- Храмов А. Н., Петрова Г. Н., Комаров А. Г., Кочегура В. В. Методика палеомагнитных исследований. Тр. ВНИГРИ, вып. 161, Л., 1961.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Изд-во «Недра», Л., 1967.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Изд-во АН СССР, Тбилиси, 1954.
- Цагарели А. Л. Четвертичная система (стр. 332—352). Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, Изд-во «Недра», М., 1964.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения и развитие рельефа Грузии. Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1966.
- Чубинишвили К. Г. К литологии конгломератовых отложений плиоцена Восточной Грузии. Вопросы геологии Грузии. К XXII сесс. МГК. Геол. ин-т АН СССР, Тбилиси, 1964.
- Abich N. Vergleichende geologische Grunzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge als Prodrumus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. Acad. Sci., St. Pétersbourg. Visér. Sci. math.—phys., t. VII, 1858.
- Abich N. Aperçu de mes voyages en Transcaucasien en 1864. Moscou, 1865.
- Abich N. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Landern. Theil III, II, Osth. Wien, 1887.
- Déchy M. Reisen und Forschungen im Kaukasischen Hochgebirge, Berlin, 1907.
- Dubois de Montpéreux F. Voyage autour du Caucase. Paris, t. III, 1839.
- Favre E. Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Genève—Bâle—Lyon, 1875.
- Fournier E. Description géologique du Caucase central. Theses présentées a la Faculté des Sciences de paris pour obtenir le grade de docteur ès sciences natur. Marseille, 1896.
- Loewinson-Lessing F. De Vladikavkas à Tiflis par la Route Militaire de Géorgie. Guide des excursions du VII Congrès Géologique International, part. 22, St. Petersburg. 1897.

შ ი ნ ა ა რ ს ი

წინასიტყვაობა	3
შესავალი	6
რაიონის მოკლე მიმოხილვა	6
ახალგაზრდა ვულკანიზმის ტექტონიკასთან კავშირის შესახებ	10
რელიეფის ინვერსიის კორელატური ნალექების კვლევის შედეგები	18
მეოთხეული (ანთროპოგენი)	23
დიდი ლიახვის აუზი	27
ქსნის აუზი	32
არაგვის აუზი	35
ეფუზივთა ბუნებრივი ნარჩენი დამაგნიტების კვლევის შედეგები	45
ვულკანურ წარმონაქმნთა ასაკობრივი დანაწილების სქემა	49
ვულკანურ წარმონაქმნთა დახასიათება	56
ჯვრის ულელტეხილის რაიონი (გუდაურ-მღეთის ლაგური ნაკადი)	56
ადრე ზედა პლეისტოცენი (Q ¹ ₃)	56
ნეფისკალის ვულკანთა ჯგუფი	58
შუა პლეისტოცენი (Q ₂)	58
გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q ² ₃)	65
პოლოცენი (Q ₄)	67
ყელის პლატო	68
შუა პლეისტოცენი (Q ₂)	69
ადრე ზედა პლეისტოცენი (Q ¹ ₃)	70
გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q ² ₃)	73
პოლოცენი (Q ₄)	74
ყელის გუმბათი და მის აღმოსავლეთით მდებარე დებრესია	75
გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q ² ₃)	75
პოლოცენი (Q ₄)	76
ერმან-ახუბათის პლატო (მადრან-დვალეთი)	76
შუა პლეისტოცენი (Q ₂)	77

ადრე ზედა პლეისტოცენი (Q ¹ ₃)	78
გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q ² ₃)	81
პოლოცენი (Q ₄)	83
ქნოლოს რაიონი (პატარა ლიახვის სათავე)	85
გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q ² ₃)	85
ჟამურის ხეობა (ქსნის ზემო წელი)	86
გვიანი ზედა პლეისტოცენი (Q ² ₃)	87
პოლოცენი (Q ₄)	90
ზოგადი დასკვნები	92
Геология Кельского вулканического нагорья (резюме)	105
ლიტერატურა — Литература	119