

570/2
1961. XIV



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ვესუფვის სახელოვის
გეოგრაფიის ინსტიტუტის
შრომები
ტ. XIV

ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია
აზხაზეთის ახსრ

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ
Т. XIV
ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ
АБХАЗСКАЯ АССР

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა
ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

თბილისი—1961— თბილისი



ვენუშის სახელობის
გეოგრაფიის ინსტიტუტის
შრომები
ტ. XIV

ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია
აფხაზეთის ახსრ

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ
Т. XIV

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ
АБХАЗСКАЯ АССР

8630



ტომს აქვს კომპლექსური ფიზიკურ-გეოგრაფიული
შინაარსი. ცალკეული სტატიები ეზება აფხაზეთის
ასრ გეომორფოლოგიას, მეთხეულ ნალექებს, კლი-
მატს, ჰიდროგრაფიულ ქსელს, სპელეოლოგიურ თავი-
სებურებებს, მცენარეულობას და ლანდშაფტებს; დარ-
თული, აქვს სპეციალური რუკები. მონაწილეობენ:
ლ. მარუაშვილი, დ. წერეთელი, ნ. ასტახოვი, გ. ჩან-
გაშვილი, ს. ნემანიშვილი, მ. კორძაბია, შ. ჯავახი-
შვილი, შ. ყიფიანი, ხ. ტინტილოხოვი, ე. და მ. სო-
ხაძეები, ლ. ვლადიმიროვი, დ. უკლება, გ. დონდუა.

რედაქტორი აკადემიკოსი ალ. ჯავახიშვილი

Редактор академик А. Н. Джавахишвили



ლ. მარსაშვილი

კოდორის აუზის მოკლე გეომორფოლოგიური ნარკვევი

კოდორის აუზის უმეტესი, მთიანი ნაწილი კავკასიონის მთიანეთში შედის, მცირე ქვემო ნაწილი კი კოლხეთის დაბლობში. მთიან ნაწილში გამოიყოფა შემდეგი ძირითადი ოროგრაფიული ერთეულები: მთავარი წყალგამყოფი ქედი, ჩხალთისა და კოდორის (ფანავის) გამყოლი ქედები, ჩხალთა-საკენის გასწვრივი ხეობა, კოდორის ხეობა. ვაკე ნაწილში გამოიყოფა ქვემო კოდორის ტერასირებული ხეობა და კოდორის ჰოლოცენური დელტა.

განსახილველი ტერიტორია ოთხ ძირითად გეომორფოლოგიურ რეგიონად შეიძლება დანაწილდეს:

1. მაღალმთიანი გლაციალური და ეროზიული რელიეფის რეგიონი მოიცავს კავკასიონის მთავარ ქედს, ჩხალთის ქედს და კოდორის (ფანავის) ქედის აღმოს. ნაწილს და მდ. მდ. ჩხალთას, საკენისა და გვანდრაცლიჩის ხეობებს (ამ ხეობათა ზემო მონაკვეთებმა უშუალოდ განიცადეს მეოთხეული ყინვარების გავლენა, ქვემო ნაწილები კი წარმოადგენენ ფლუვიოგლაციური მასალის გადაზიდვისა და აკუმულაციის არეებს). რეგიონი აგებულია ძველი ქანებით — მთავარი ქედის პალეოზოურ-პრეკემბრიული გრანიტოიდებითა და კრისტალური ფიქლებით და უფრო სამხრეთით განვითარებული იურული ფორმაციებით (ქვედაიურული თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებით, შუაიურული ვულკანოგენური პორფირიტული წყებითა და შუაიურული გრანიტოიდებით). მთავარი წყალგამყოფი ქედი, რომლის მწვერვალებიც 3500—4040 მ სიმაღლეს აღწევენ, ხოლო უღელტეხილები კი 2800—3100 მ, ყინვარული ეროზიით სკულპტირებული მკვეთრი რელიეფით ხასიათდება; მის კალთებზე თავმოყრილია აფხაზეთის ყინვართა უმრავლესობა (კოდორის აუზის ფარგლებში მთავარ ქედზე ამჟამად 105 ყინვარია, რომელთა ერთობლივი ფართობი 72 კვ. კმ უდრის). თითქმის ყველა აქაური ყინვარი მეორე კატეგორიას ანუ ცირკული და ჩამოკიდებული ტიპის ყინვარებს მიეკუთვნება; მხოლოდ რამდენიმე მთავანი — მარუხის, საფრიქას, საკენის ყინვარებია ხეობური ტიპისავე გარდამავალი.

ყინვართა ქვემო ბოლოები 2300—2600 მ სიმაღლეზე ჩამოდიან (ყველაზე დაბლა უნდა ჩამოდიოდეს საფრიქას ყინვარი, რომლის ბოლოც, რუჟების თანახმად, ზღვის დონიდან 2085 მ სიმაღლეზეა).

მეოთხეულ პერიოდში მთავარი ქედის ყინვარები უფრო მეტ განვითარებას აღწევდნენ და უფრო დაბალ ნიშნულებამდე ჩამოდიოდნენ, ვიდრე ამჟამად, თუმცა ზოგიერთი მკვლევრის (მაგალითად, ა. რენჰარდის, ი. მუშკეტოვისა და ნაწილობრივ ვ. ვებერის) შეხედულებები ამ საკითხზე გაზვიადებულად უნდა ჩაითვალოს. ყოველ შემთხვევაში, მთავარი ქედის ყინვარები ვერსად აღწევენ

ჩხალთა-საკენის გასწვრივი ხეობის ფსკერის იმ მონაკვეთებს, რომლებიც 1500 მეტრზე დაბლა მდებარეობენ.

ჩხალთისა და ფანავის ქედები მთავარ ქედზე გაცილებით დაბალია (მ. შხაფიზგა, 3029 მ და ხოჯალი, 3309 მ), ამიტომაც თანადროული გამყინვარების სიმძლავრეც აქ ნაკლებია: ყინვარები თავმოყრილია ძირითადად შხაფიზგასა და ხოჯალის კულმინაციურ მასივებზე (შხაფიზგაზე 11 პაწია ფირნ-გლექჩერია, ამტყელის სათავეში კი ერთი — მათი ერთობლივი ფართობი დაახლოებით 1 კვ. კმ უდრის; ხოჯალის ჩრდ.-დას. ფერდობზე, ბრამბას აუზში ოთხი ყინვარია 0,85 კვ. კმ ფართობით). ჭიუხების ლანდშაფტიც ძირითადად ამ მასივზეა ლოკალიზებული. ძველი გამყინვარების კვლები აქ საკმაოდ ფართოდაა გავრცელებული — ჩხალთის ქედზე ისინი უკვე ჟურგიას მასივზეც გვხვდება და აქედან უწყვეტად გაუყვება თხემს (განსაკუთრებით ჩრდილო ფერდობს) მთელ სიგრძეზე. ფანავის ქედზე ძველი ყინვარების მოქმედების მორფოლოგიური გამოვლინების უკიდურეს დასავლეთურ პუნქტებს მ. მ. ძიღოკუ და ვოვცკე წარმოადგენენ. გლაციალური კომპლექსის დამახასიათებელ თავისებურებას ჩხალთისა და ფანავის ქედებზე ტბიანი ღრმულების სიმრავლე წარმოადგენს, რაც ამ რაიონებში გავრცელებული ბაიოსური პორფირიტული წყების შემადგენელ ქანთა უთანაბრო დენუდაციურ სიმტკიცესთან არის მიზეზობრივად დაკავშირებული. ყინვარული გენეზისის ტბებიდან ჩხალთის ქედზე ყურადღებას იპყრობს კალმახით მდიდარი ყვარაშის ტბა (1958 მ ზღვის დონიდან), ფანავის ქედზე, ბრამბის ერთ-ერთი მდგენელის ბუთი-ხახის სათავეში, ზღვის დონიდან 2289 მ სიმაღლეზე იმყოფება ტბა აღუეიდა-აძიში.

მალაღმთიანი ზოლის ხეობათა შორის ჩხალთისა და საკენის ხეობები ძირითადად გასწვრივ მიმართულებას ემორჩილებიან, გვანდრა-ყლიჩისა და ხეჭვარას ხეობები კი განივ მიმართულებას. ჩხალთის ხეობის დამახასიათებელ თავისებურებად გვევლინება მისი მკვეთრად ასიმეტრიული განივი პროფილი, რომელიც განსაკუთრებით ტიპობრივად მის შუა და ქვემო მესამედშია გამოხატული: ხეობის მარცხენა, მთავარი ქედის კალთებით წარმოქმნილი გვერდი ფრიად მაღალი, ციცაბო და შედარებით სუსტად დანაწევრებულია, მარჯვენა გვერდი კი უფრო დამრეცი და ნაკლები ვერტიკალური გავრცელების მქონე. ხეობის უმეტესი ნაწილის მორფოლოგიურ ხასიათში ნორმალური ეროზიისა და აკუმულაციის პროცესებს ეკუთვნით წამყვანი როლი. ხეობის მარჯვენა მხარეზე რიყნალებით აგებული გამონაზიდის კონუსების თითქმის უწყვეტი მწკრივია განვითარებული. ჩხალთის ხეობის ზემო მესამედი, რომელიც 1406 მ სიმაღლეს ზემოთ მდებარეობს, მორფოლოგიურად მკვეთრად განსხვავდება ზემოაღწერილი მონაკვეთებისაგან. აქ ხეობას მარჯვენა გვერდიც მაღალი აქვს (თეიმასის ჭიუხ-ყინვაროვანი მასივის სახით, რომელიც შხაფიზგას მასივითაა დაგვირგვინებული), მისი ფსკერი კი საკმაოდ განიერი და ბრტყელია; გამონაზიდის კონუსებთან ერთად ამ ნაწილში ტბიური ნალექებიცაა განვითარებული, რომელთა დაგროვება შეიძლება დაკავშირებული ყოფილიყო ტექტონიკურ მოვლენებთან, სახელდობრ, იმ შეცოცების აქტივობასთან, რომლის სიბრტყე ჩხალთის ხეობის ტალევეცს გაუყვება და ალაგ-ალაგ კიდევაც ჰკვეთს მას. აღნიშნულ პუნქტს ზემოთ ჩხალთა ზანტად მიიკლავება ხეობის ბრტყელ ფსკერზე. ძველი გამყინვარების აშკარა კვლები თავს იჩენენ მხოლოდ მდინარეების—ადანგესა და მარუხის შესაყარს ზემოთ, ე. ი. 1500 მეტრზე მაღლა.

საკენის ხეობა გეომორფოლოგიური თვალსაზრისით ჩხალთის ხეობაზე უფრო რთული და საინტერესოა. სოფ. საკენსა და საკენის ბალნეოლოგიურ კურორტს შორის ამ ხეობის გეომორფოლოგიური აღნაგობა გართულებულია ე. წ. „ტბიანი ხეობით“—ნახეობარით, რომელშიც ოდესღაც თვით მდინარე საკენი გაედინებოდა. მდინარის მიერ ამ ძველი ხეობის მიტოვების მიზეზად უხდა ჩაითვალოს საკენის მოტაცება მისი მარცხენა შემდინარის მდ. ბარდღვი-ხაქრავალის მიერ, რომელიც რბილ ქანებში გაედინებოდა და ამიტომაც უფრო სწრაფად იღრმავებდა კალაპოტს, ვიდრე მკვირვსა და მტკიცე ქანებში გაძლინარე საკენი. მოტაცების ებიზოდი უკავშირდება რომელიღაც (ალბათ, ვალახურ) ტექტონიკურ ფაზას, რომელმაც გამოიწვია სოფ. გენცევის ზემოთ საკენის ხეობის გაახალგაზრდავება. ნახეობარში არსებული, რუკებზე ნაჩვენები ორი ტბიდან აღმოსავლეთური ტბა უკვე თითქმის გამქრალია; დასავლეთური ტბა შენახულია და მას აქვს მიწისქვეშა განადენი დასავლეთისაკენ.

სოფ. საკენსა და დასავლეთურ ტბას შორის, ზღვის დონიდან 1080 მ სიმაღლეზე, ვხვდებით პრობლემატურ ყინვარულ ნაფენს, წარმოდგენილს დაკუთხული გრანიტის ლოდებით, რომლებითაც მოფენილია ხეობის მარჯვენა ფერდობი. შეიძლება ეს რომელიღაც ძველი (უკანასკნელზე აღრინდელი) გამყინვარების მორენების ნგრევის პროდუქტები არის, მაგრამ გამოიციხული არც ის ვარიანტია, რომ აქ საქმე გვაქვს ხეობის მარჯვენა გვერდის ზედა ნაწილიდან (დვალვას ქედის გრანიტული ფერდობიდან) ჩამოტანილ დელუვიონთან. მეოთხეული გაყინვარების უეჭვო ნიშნები საკენის ხეობაში მხოლოდ ბალნეოლოგიურ კურორტს ზემოთ იწყება, 1550 მ აბსოლუტური სიმაღლიდან. კურორტს ზემოთ საკენის ხეობას ფართო და ბრტყელი ფსკერი აქვს, რომელზეც დატოვებული მდინარე საკმაოდ მდორედ მიედინება. გაურკვეველია, ჩამოდიოდა, თუ არა ოდესმე საკენის ძველი ყინვარი ამ ადგილამდე ($H=1400$ მ). მდ. ოლბაქის შესართავიდან დაწყებული, საკენის ხეობაში მკაფიოდ არის აღბეჭდილი მეოთხეული ყინვარის კვლები. აქ წარმოდგენილია ბოლომორენული სერების ორი სისტემა, თითოეული მათგანი სამ-სამი სერითაა შედგენილი. მორენები ვაკეთილია მდინარით, რომელიც აქ ჩანჩქერ-ჰორომებიან უბნებს ქმნის; მორენულ სისტემებს ზემოთ და მათ შორის საკენი, პირიქით, მდორედ შოედინება ტბიურ ვაკეებზე. ქვემო ბოლომორენული სისტემა 1550—1650 მ სიმაღლეზეა, ზემო სისტემა კი 1800—1950 მ სიმაღლეზე. უკანასკნელის ზემოთ მშენიერადაა გამოხატული ყოფილი ტბის ბრტყელი ფსკერი (1950 მ ზღ. დ.), რომელიც მდორე მდინარის ტოტებითაა კლაკნილად დასერილი და თხელი არყნალი ტყით შემოსილი. ტბის ნაშთი შემორჩენილია ქვაბულის მარჯვენა (დასავლეთურ) ნაწილში, მთის ძირში. ტბურ ქვაბულს ზემოთ, 60 მეტრით მაღლა კლდოვანი რიგელია, რომლის თავზეც უზარმაზარი ერატიული ლოდი გვია. ამის შემდეგ ჩვენ საკენის ტროვის ზემო ნაწილში, თანადროული საკენის ყინვარის მიდამომდე, სტადიალური მორენები აღარ გვხვდება. საკენის თანადროული ყინვარის ბოლოს ქვემოთ, 2300—2350 მ სიმაღლეზე, „ისტორიული დროის სტადიის“ მორენებია წარმოდგენილი.

2. საშუალომთიანი ეროზიული რელიეფის რეგიონი მოიცავს ჩხალთის ქედის სამხრეთულ კალთებს, კოდორის ხეობის მონაკვეთს ბაგადის კლდემდე და კოდორის (ფანავის) ქედის შუა ნაწილს მ. მ. აჩიმეძახსა და ვოცკეის შორის. რეგიონი აგებულია იურული ნალექი და ვულკანოგენური წყებებით და იურუ-

ლივე გრანტიოდებით. გამყინვარება ამ რეგიონის ფარგლებში მხოლოდ სუსტად შეეხო ყველაზე მაღალი მთების (ძირხვას, აჩახმარასა და სხვების) ჩრდილო კალთებს. ტერიტორიის დანარჩენ, უმეტეს ნაწილში რელიეფის ხასიათს ნორმალური ეროზია განსაზღვრავს, რომლის მიერაც წარმოქმნილია აქაური ხეობები და მათი გამყოფი ქედები.

კოდორის ხეობის შუა მონაკვეთის დაახლოებით გასწვრივმა მიმართულებამ, კავკასიონის სამხრეთული ფერდობის ამ შუა ზოლისათვის დამახასიათებელი თაღური აზეგების ზომიერ ტემპთან და ამგებელი ქანების (იურული ხალექების) დენუდაციურ სისუსტესთან ერთად შეაპირობა დასახლებული ხეობის შედარებითი სიგანივრე და ადვილგავლადობა. უფრო ვიწროა (კოდორის მთავარ ხეობასთან შედარებით) შრეების გარდიგარდმო მიმართული შემდინარეების (ბრამბას, ლამკაცის, შაბათაკვარას) ხეობები.

განსახილველი რეგიონის ფარგლებში წარმოდგენილი ეროზიული საფეხურები მთიანი ქვეყნებისათვის, ე. ი. ინტენსიურ ნეოტექტონიკურ მოძრაობათა ზონებისათვის დამახასიათებელი მდინარეული ტერასების ტიპობრივ თვისებებს ატარებენ. ისინი ტექტოვესტატიკური ტიპის ტერასთა წარმომადგენლები არიან, რაც მდგომარეობს: ა) ტერასული სერიების არასრულობაში და სუსტ მორფოლოგიურ გამოხატულობაში. ბ) ტერასული სიბრტყეების დიდსა და ცვლევად სიმაღლეებში ხეობათა თანადროული ტალვეგების მიმართ და გ) ტერასთა ზედაპირზე ალუვიური ნაფენების უქონლობაში. ახალოგიური ტერასები უფრო წესიერად ჩამოყალიბებული და შენახულია კირქვიან ზოლში. კოდორის აუზის მთიანი ნაწილის ტერასების შესწავლისას აუცილებელია მსხვილმასშტაბიანი ტოპოგრაფიული რუკების გამოყენება და ადგილზე გეოდეზიურ გაზომვების ჩატარება.

კოდორის საშუალომთიანი ეროზიული რეგიონის ფარგლებში საკმაოდ ფართო რიყე აქვს, რომელსაც ზოგან დაბალი (ახალგაზრდა) აკუმულაციურ-ეროზიული ტერასები გაუყვება. რიყის სიგანე ბევრგან 0,50 — 0,75 კმ აღწევს. მდინარე ასეთ უბნებში ჩვეულებრივად 2 — 3 ტოტად არის დანაწილებული და რიყნალ-ქვიშნარით აგებულ კუნძულებს აჩენს.

კოდორის ხეობაში ბევრგან არის განვითარებული გამოზიდვის კონუსები.

3. საშუალო და დაბალმთიანი კარსტულ-ეროზიული რელიეფის რეგიონი მოიცავს კირქვიან ზოლს, რომლის სიგანეც კოდორის გასწვრივ 11 კილომეტრამდეა და რომელსაც კოდორის აუზის მთიანი ნაწილის პერიფერია უკავია. რეგიონი ძირითადად ცარცული სისტემისა და ქვედა პალეოგენის კირქვებითაა აგებული. აქაურ რელიეფში შერწყმულია ტექტონიკური, ეროზიული და კარსტული წარმოშობის ფორმები. ტექტონიკური რელიეფი აქ შემონახულია, როგორც კარსტულ რაიონებს სჩევია საერთოდ, ზედაპირული ეროზიის სისუსტის შედეგად. ტოპოგრაფიული ზედაპირი ხშირად იმეორებს სუბსტრატის შემადგენელი კირქვული შრეების მოყვანილობას, — ამის კლასიკური მაგალითები ადამიანს თვალწინ აქვს ვადაშლილი, მაგალითად, ამტყელის ქვემო წელის რაიონში — კოდორის დიდი ანტიკლინის დამრეც ჩრდილოეთურ, ფლექსურებით გართულებულ ფრთაში.

კირქვიანი ზოლის ეროზიულმა რელიეფმა ევოლუციის ორი სტადია განიცადა. საწყის სტადიაში ეროზიული, აქტიური ფორმირების პროცესში მყოფ-

ფი ხეობების ქსელს ნორმალური სიმქიდროვე და ტალვევთა გაწონასწორებულ-ლი სისტემა ჰქონდა. მიწისქვეშა ჩამონადენის გაძლიერებამ წყალი წართვა რიგ ხეობებს, შეწყვიტა მათი ეროზიული განვითარება. მეორე სტადიაში აქტივობა მხოლოდ უდიდესი (უმთავრესად ტრანზიტული) მდინარეების ხეობებში შეინარჩუნეს. მკვდარი ხეობების მაგალითებად გვევლინება: გერგემის უწყ-ლო ხეობა (სიგრძე 7,5 კმ), ჩინის ნამდინარევი და სხვ.

კირქვიან რეგიონში მკვეთრად გამოსახულია ტექტოვესტატიკური ტერასები, რომელთა შენახულობაც აქ, ზედაპირული ჩამონადენის სისტესტესთან დაკავშირებით, გაცილებით უფრო უკეთესია, ვიდრე იურული ფლიშის გავრცელების ზონში. ტერასები კარგადაა წარმოდგენილი მდ. ამტყელის ქვემო წელის ორივე მხარეზე (მეტადრე მარცხენა სანაპიროზე — მ. ფალის კალთებზე) და აგრეთვე კოდორის უკანასკნელი (ქვემო) ვიწრობის სანაპიროებზე — სოფ. კეხთან და ფანავის ქედის ბოლოზე. ამტყელის ქვემო წელი ანტიცენდენტური ხეობით ჰყვეთს კოდორის დიდი ანტიკლინის ჩრდილო ფრთას და, ამ ხაოკია წყვეტილ განვითარებასთან (ნახტომისებურ ახვევებასთან) დაკავშირებით, აჩენს ტერასებს. ხეობის მარცხენა მხარეზე, მ. ფალის კალთებზე განვითარებულია ორი მაღალი ეროზიული ტერასი, რომელთა შეფარდებითი სიმაღლეებია 250 და 500 მ ამტყელის ეხლანდელი დონიდან. მდინარეული ნაფენი ჩინის (დაბალი) ტერასის ჩრდილო ნაწილში გრანიტის უზარმაზარ, მეტწილად დარგვალეზულ ლოდებს შეიცავს, რომლის წარმოშობაც მდ. ამტყელ-გამფალის აუზებთან (ცენტრალური აფხაზეთის გრანიტოიდულ ნეოტრუხიასთან) არის დაკავშირებული. სწორედ ეს ნაფენი ჩათვალა ა. რეინჰარდმა მორენად. სამხრეთისაკენ ალუვიური მასალის სიმსხო კლებულობს.

კარსტული რელიეფის ფორმები ორ ნაირსახოვან გენერაციას ეკუთვნის. პირველი, ძველი გენერაციის ფორმები ფალის ტერასის გამომუშავების შემდეგ, მისი ეროზიული ვაჭრის პროცესშია ჩასახული. ამ ჯგუფს ეკუთვნის, მაგალითად, ფალის მღვიმე, რომელიც ფალისა და ჩინის ტერასთა გაყოფელ ფერდობში გამოდის და კარგად მოჩანს სოხუმის სამხედრო გზატკეცილიდან — სოფ. ჩინისა და ჩალის სანახებიდან. მღვიმის სიგრძე 80 — 90 მეტრია, აბსოლუტური სიმაღლე 690 მ; შიგ ბევრია სტალაქტიტები, სტალაგმიტები, სვეტები და ფარდები. ამავე ასაკისა უნდა იყოს ყადის მღვიმეც, რომელიც გერგემის უწყლო ხეობის ზემო ნაწილის გვერდზე მდებარეობს. მეორე, უფრო ახალგაზრდა გენერაციის წარმომადგენლებია ჩინის ტერასში გამომუშავებული კარსტული ქები და მღვიმეები, რომლებიც განსხვავდებიან პირველი ჯგუფის მღვიმეთაგან მიწისქვეშა ნაკადების ინტენსიური ცირკულაციით. ამ ჯგუფს მიეკუთვნება ამტყელის ქვემო წელის კანიონის მარჯვენა მხარეზე მდებარე შაქურანის მღვიმეები და კოდორის აუზის უშესანიშნავესი კარსტული წარმონაქმნი — მდ. ამტყელის მიწისქვეშა კალაპოტი. ამტყელის ტბის ბუნებრივ კაშხალში (იხ. ქვემოთ) გამონაწრეტი მდ. ამტყელი, გაივლის რა 2 კმ სიგრძის მქონე კირქვულ კანიონს, სოფ. ამტყელთან სასულეებში იკარგება. იგი 4,5 კმ მახლობლად გადინება მიწის ქვეშ და შემდეგ ისევ გამოდის ზედაპირზე ორი გვირავით ამტყელის ქვემო კანიონის მარჯვენა მხარეზე. კარსტული რელიეფის ზედაპირული ფორმები ძაბრებითა და შახტებითაა წარმოდგენილი გერგემის მკვდარ ხეობაში, ჩინისა და ფალის ტერასებზე, ახუფაჩისა (1387 მ) და ფარხა (1173 მ) მასივებზე, წებელდის ტაფობში.

კირქვიანი რეგიონის თავისებურ გეომორფოლოგიურ ელემენტად ამტყე-
 ლის ტბის ქვაბული გვევლინება, რომელიც დეტალურად კ. მგელაძეს აქვს აღ-
 წერილი. დასახელებული ტბა 1891 წელს გაჩნდა მ. მცირე სხაფაჩის სამხრეთ-
 დასავლეთური ფერდობიდან მომხდარი ჩამონგრევის (კლდეზვავის) შედეგად.
 ჩამონგრეულმა მასალამ (კირქვის ლოდებმა) ერთი კილომეტრის მანძილზე ამო-
 ავსო ხეობა და შეაგუბა მდ. ამტყელი. ასე გაჩნდა საქართველოს ერთ-ერთი
 უახალგაზრდესი ბუნებრივი წყალსატევი—ამტყელის ტბა. მისი დონე 554 მ აბ-
 სოლუტურ სიმაღლეზეა. კლდეზვავს, რომელსაც ტბა გაუჩენია, 3 კმ სიგრძე,
 250—300 მ ვერტიკალური ვავრცელება და (კ. მგელაძის ანგარიშით) 1—1.5
 მილიონი კუბ. მეტრი მოცულობა აქვს; ცალკეული ლოდები 20 კუბ. მეტრს
 აღწევენ.

4. ვაკე-ბორცვიანი ტერასული რელიეფის (მთათაწინა) რეგიონი
 მოიცავს სივრცეს მთების ძირიდან რკინიგზამდე და კოდორის გასწვრივ 16—17
 კმ მანძილზე ვრცელდება დელტამდე. აგებულია ნეოგენური და მეოთხეული
 ტერიგენული (ზღვიური და კონტინენტური) ნაფენებით. ამ რაიონის ფარგლებ-
 ში დიდი სისრულითა და წესიერებით წარმოდგენილია ზღვის დონის ევსტატი-
 კური ცვალებადობის გავლენით ჩამოყალიბებული ტერასული კომპ-
 ლექსი.

მთათაწინა რეგიონის რელიეფში შეიძლება გავარჩიოთ ორი ტიპი, რომ-
 ლებიც ერთიმეორისაგან განსხვავდებიან ამგებელი ქანების ასაკის, მორფოლო-
 გიისა და ჰიპსომეტრიის მიხედვით. ერთ მათგანს ტექტონიკურ-ეროზიული ტი-
 პი შეიძლება ეწოდოს, მეორეს კი აკუმულაციურ-ეროზიული. პირველი ტიპი
 განვითარებულია მეოტის — კიმერიულის ზღვიური ნალექების სუბსტრატზე
 მისი რელიეფი დანაწევრებული და ბორცვიანია, წყალგამყოფთა ჰიპსომეტრ-
 ული ნიშნულები 400—500 მეტრს აღწევენ. მეორე ტიპი, განვითარებული
 მეოთხეული კონტინენტური ნაფენების სუბსტრატზე, მორფოგრაფიულად
 აკუმულაციურ ვაკეთა კიბისებური სისტემითაა გამოსახული.

კოდორის ტერასები მთათაწინა ზოლში

ტერასების №№ ქვემოდან	შეფარდ. სიმაღ. მეტრობით	გეოგრაფ. მდებარეობა	საფარაულო ასაკი
I	3	მდინარის ორივე სანაპიროზე	სურათეული ხანა (პოლოცენი)
II	8—18	მარჯვენა სანაპირო	კარანგატული ხანა (რისციურმი)
III	48—50	მარჯვ. სანაპ. (ნაწ. მარცხენა)	ურუჯიკული ხანა (მინდელ-რისი)
IV	148—150	მარჯვენა სანაპირო	გურიული ხანა (გიუნც-მინდელი)
V	160—170	მარცხენა სანაპირო	კეილანიკური ხანა (დუნაი-გიუნ- ცი ანუ კალაბრიული)

ტერასული კომპლექსი უფრო სრულად კოდორის მარჯვენა სანაპიროზეა
 განვითარებული — აქ წარმოდგენილია ოთხი ტერასი, რომლებიც უწყვეტად
 გაუყვებიან მდინარეს მთების ძირიდან სოფ. დრანდას მიდამომდე და აქ საწი-
 ლობრივ ზღვიურ ტერასებში გადადიან. მარცხენა სანაპიროზე ტერასული სე-
 რია მხოლოდ 2—3 ტერასითაა შედგენილი, აქედან ყველაზე ძალიან (ცხრი-
 ლით მეხუთე) ტერასი შუა გზაზე წყდება. ტერასების შეფარდებითი სიმაღლე
 (V ტერასის გამოკლებით) არ ამჟღავნებს გასწვრივი მიმართულებით მნიშვნე-

ლოვან ცვალებადობას. ეს გარემოება და თვით ტერასების სიმაღლე მოწმობს იმას, რომ IV (148 — 150 მ სიმაღლის მქონე) ტერასის ჩამოყალიბების შემდეგ აქ მნიშვნელოვან დისლოკაციებს ადგილი არ ჰქონიათ, და რომ ტერასული დონეები ძირითადად ევსტატიზმის გავლენით ჩნდებოდა. რაც შეეხება ყველაზე ძველ (მეხუთე) ტერასს, იგი საკმაოდ მკვეთრად მალღდება მთებისაკენ და ეს გარემოება მის დისლოკირებულობას უნდა გვიჩვენებდეს (ვალახური ფაზა?). ოთხი ქვედა ტერასი მსხვილი ალუვიონითაა აგებული, მეხუთე კი უფრო წვილი მასალით, რომელსაც წითელმიწური გამოფიტვა განუცდია. III და IV ტერასებში ქვარგვანები საკმაოდ გამოფიტულია (მაგალითად, გრანიტის ხატვებში ჩაქუჩის დარტყმით ფხვნილად იქცევა).

კოდორის აუზის დელტური ნაწილი, რომელიც რკინიგზიდან ზღვამდე ვრცელდება, მის ყველაზე ახალგაზრდა ნაწილს წარმოადგენს, აგებულია ზედაპლესტოცენური და პოლოცენური ალუვიონით და ბრტყელ ვაკედ გვევლინება, რაც მის დაქაობებას ხელს უწყობს. ზღვის დონის ევსტატიკურ ცვალებადობას ვერ ვერ მოუხსნია კოდორის აუზის ამ ნაწილის მორფოლოგიაში ღრმა კვალის დაჩნევა. დელტის მეზო- და მიკრორელიეფური ფორმებიდან აღსანიშნავია ზღვის სანაპირო დიუნები, რომელთაც გამოუწვევიათ ზოგიერთი მდინარის შეტბორება და ორი ტბის გაჩენა და აგრეთვე ვასწვრივი (თანადროულ მდინარეთა მიმართულების პარალელური) შემაღლებული და ჩადაბლებული ზოლები, რომელთა შორისაც ჰიფსომეტრიული სხვაობა დეციმეტრებით განიზომება: ამღლებული ზოლები შეესაბამებია კოდორისა და მისი ტოტების ყოფილ ნიმართულებებს, მათი ამღლებული ზედაპირი მდინარის აკუმულაციური მოქმედების შედეგია. მათ შორის მოქცეულია დაქაობებული ზოლები, რომლებშიც ალუვიონის დაგროვება ნაკლები ინტენსივობით წარმოებდა.

გადავიდეთ რა კოდორის აუზის გეომორფოლოგიურ ისტორიაზე, უნდა აღვნიშნოთ, რომ ამ ისტორიის საწყის მომენტად შეიძლება ჩავთვალოთ ოლიგოცენი, ე. ი. გეოლოგიური ხანა, როდესაც კავკასიონის არეში საბოლოოდ ჩნდება დენუდაციის ზონა (ეს მოვლენა აღბეჭდილია კოდორის აუზის სტრატეგრაფიულ სვეტშიც — ზედა ეოცენით ბოლოვდება კარბონატული ფაციესების დაგროვება და შემდეგ იწყება ტერიგენული მასალის დალექვა, რაც უწყვეტად გრძელდება დღემდე). კოდორის აუზის გეომორფოლოგიურ განვითარებაში შეიძლება სამი მთავარი ეტაპი გამოიყოს.

1. მეოთხეულზე ადრინდელი ეტაპი მოიცავს ნეოგენს. პალეოგეოგრაფიული მონაცემებით ცნობილია, რომ უკვე ჩოკრაკულ ხანაში (შუა მიოცენი) დღევანდელი კავკასიონის ადგილას მდებარეობდა მთავორიანი კუნძული, რომელიც ზოგადად იმეორებდა მის მოყვანილობას, მაგრამ ჩამორჩებოდა სიგრძის, სიგანისა და სიმაღლის მიხედვით. სარმატულ ხანაში კავკასიონის კუნძული ძირულის კრისტალური მასივის საშუალებით ანტიკავკასიონის ზმელეთს დაუკავშირდა და ნახევარკუნძულად გადაიქცა. ამ დროს კავკასიონს უკვე მნიშვნელოვანი სიმაღლე და მკაფიოდ გამოსახული ვერტიკალური ლანშაფტური სარტყელები ჰქონდა. მთელი შემდგომი ხნის განმავლობაში კავკასიონს სრული პენეპლენიზაცია არ განუცდია, მან დღემდე შეინარჩუნა მთიანი რელიეფი. კავკასიონის რელიეფის ცვლილება პოსტსარმატული დროის განმავლობაში გამოიხატებოდა სიმაღლის შედარებით უმნიშვნელო რყევაში, მთიანეთის სიგანის ზრდაში ახალი მთათაწინა ზონების მომატების ხარჯზე და ეგზოგენური

პროცესების მიერ ზედაპირის საშუალო და წვრილი ფორმების მოდელირებაში.

კოდორის აუზი იზიარებს კავკასიონის გეომორფოლოგიური გავითარების აღნიშნულ კანონზომიერებებს. ნეოგენის განმავლობაში დღევანდელი კოდორის აუზის საშუალო — და მაღალმთიანი ზოლის ფარგლებში ზედაპირი ინტენსიურად დანაწევრებული იყო. რამდენადაც ნეოგენში, შუა პლიოცენის ბოლომდე, ზომიერ სარტყელში ტროპიკული ჰავა მეფობდა, ადგილი არ უხდა ჰქონოდა არც გამყინვარებას, არც გლაციოევსტატიზმს და მასთან დაკავშირებულ ტერასთწარმოქმნის პროცესს. მდინარეულმა ეროზიამ, რომელსაც გაბატონებული როლი ეკუთვნოდა რაიონის გეომორფოლოგიურ განვითარებაში, დასახა თანადროული ოროგრაფიული აღნაგობის ჩონჩხი. ტერასული საფეხურები ამ ეტაპზე მხოლოდ წყვეტილ ტექტონიკურ მოძრაობებთან (აზევებებთან) დაკავშირებით ჩნდებოდა.

მეოთხეულზე ადრინდელი ეროზიული ზედაპირის ნაშთად ჩვენ ვთვლით ე. წ. ფალის ტერასს მდ. ამტყელის ქვემო წელის ანტეცედენტურ ხეობაში, რომელიც 500 მ სიმაღლეზეა ატანილი ხეობათა თანადროული ფსკერიდან. ამ ტერასს კიმერიული (შუა პლიოცენური) ასაკი უნდა ჰქონდეს, რამდენადაც იგი ძველია ჩინის ტერასზე, ხოლო ეს უკანასკნელი, როგორც ქვემოთ ვხაზავთ, კუილნიკურად წარმოგვიდგება. კიმერიული მოსწორებული ზედაპირების (ხეობათა ფართო და ბრტყელი ფსკერის სისტემის) აზევება მდინარეთა წონასწორობის პროფილებს ზევით და ეროზიული დანაწევრება დაკავშირებული იყო როდანულ ოროგენულ ფაზასთან, რომელსაც შუა და ზედა პლიოცენის მიჯნაზე ჰქონდა ადგილი.

2. ქვედამეოზენული ეტაპი მოიცავს ზედა პლიოცენს ანუ კალაბრიულ ხანას, რომელიც შეესაბამება პონტოსის აუზის კუილნიკურსა და ჰირკახულა აუზის აქჩაილ-აფშერონულს. როდანულ ოროგენულ ფაზასთან დაკავშირებული იყო დედამიწის ატმოსფერული ცირკულაციისა და ლანდშაფტური ზონების ისტემის არსებითი გარდაქმნა.

კავკასიონის, კერძოდ, აფხაზეთის ბიოსტრატეგრაფიული მონაცემები გარკვეულად არეკლავენ ამ საყოველთაო კანონზომიერებას. კავკასიონის ფლორის შედგენილობის მკვეთრ ცვლილებას ზედაპლიოცენურის წინ ჯერ კიდევ 30-იან წლებში აღნიშნავდნენ ი. პალიბინი და ვ. ბოგაჩოვი. ანალოგიური მოვლენა პონტოს — კასპიის აუზთა ფაუნისათვის ე. ჟიჟინკოს მიერ იქნა აღწერილი. აფხაზეთის პლიოცენური ფლორებიც, რომლებიც ა. კოლაკოვსკიმ შეისწავლა, იმეორებენ ზემოხსენებულ ნახტომს: თუ სოფ. სომხურ ათარას შიდაძობების კიმერიული ფლორა თერმოფილური მარადმწვანე მცენარეებისა და ზომიერი ჰავის მოყვარული ფოთოლცვენადი მცენარეების ნარევეს წარმოადგენს, სოხუმის მთის ზედაპლიოცენური ფლორის შედგენილობაში პირველი (თერმოფილური) ელემენტი უკვე აღარ არის და ეს გარემოება კლიმატური გარდატეხის მაჩვენებელია. ამ დროიდან (ზედა პლიოცენიდან) შეიძლება დაწყებულიყო აფხაზეთის კავკასიონზე გამყინვარების მოვლენები¹, ხოლო შავი ზღვის

¹ კავკასიონის ზედაპლიოცენური გამყინვარება არ უნდა იქნეს გაგებული, როგორც ფრიად მძლავრი და მით უმეტეს როგორც მთლიანი ყინულსაბურველი. ამ ასაკის „მორენები“, რომლებსაც აღნიშნავდნენ აჯინოურის ზეგანზე, ყაბარდოს მაღლობზე და სხვაგან, სინანდილეში მდინარეული და ლვარტოფული ნაფენებია. ზედაპლიოცენური გამყინვარების სიმძლავრის საბუთებს ვერც კოდორის აუზში ვაძულვობთ.

აუზში — დონის რიტმული ცვალებადობა, დაკავშირებული მსოფლიო ოკეანის გლაციოვესტატიკურ რყევებთან და არალ-გიბრალტარის ზღვათა კასკადის პერიოდულ არსებობასთან.

ქვედამეოთხეულ ეტაპს წინამორბედი და შემდგომი ეტაპებისაგან ოროგენული ფაზები გამოჰყოფენ — როდანული, რომლის შესახებ უკვე ვეჭობდა საუბარი და ვალახური. პირველმა მათგანმა განაპირობა კოდორის აუზის მთიანი ნაწილის აზეგება, რის ამპლიტუდაც კოდორის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ზონაში 250 მ ეთანასწორებოდა და აქედან კავკასიონის ღერძისაკენ მატულობდა; ამ დროს მოხდა სწორედ ფალის ტერასისა და მისი სინქრონიული მოსწორებული ზედაპირების ეროზიით გაკვეთა. კუიალნიკურ ხანაში, ტექტონიკური სიმშვიდის პირობებში, კოდორის აუზში განახლდა რელიეფის ეროზიული მოსწორების ტენდენციები, მაგრამ ამ ვერობაზეც საქმე ტერასის (მართალია, ვრცელი ტერასის) გამოქვეყნებაზე შორს არ წასულა. კუიალნიკური ეპოქის ბოლოსათვის ხეობებს ფართო და ბრტყელი ფსკერი ჰქონდათ (მაგ., ამტყელის ქვემო წელის ხეობის ფსკერის სიგანე 3 კმ უდრიდა) და, ამრიგად, კოდორის აუზის მთიანი ნაწილის რელიეფს დღევანდელთან შედარებით ძეტიკონიწიფეთ ახასიათებდა. ვალახურმა ოროგენეტურმა მოძრაობებმა, რაც გამოიხატებოდა მთიანი ზოლის აზეგებაში და ოკეანური ღრმულების ტევადობის ზრდაში, შეაპირობეს რელიეფის გაახალგაზრდავება მწიფე ხეობების ფსკერში ახალი ეროზიული ფორმების ჩაჭრით (ჩინის ტერასის შეფარდებითი სიმაღლის მიხედვით დავასკვნით, რომ ეროზიული ჩაჭრის ამპლიტუდა მას შემდეგ 250 მ უდრის კირქვიან ზოლში; აქედან 150 მ ოკეანური დონის დაწვევაზე თუ ვივარაუდებთ, თალური აზეგების სიდიდე ამ ზონაში 100 მ იქნება).

ვალახური ოროგენეზის გამოვლინების ფაზაში, ჩინის ტერასის შესატყვისი კუიალნიკური კონტინენტური ნაფენები, რომლებითაც აგებულია კოდორის მთათაწინა მონაკვეთის V ტერასის ფრაგმენტები სოფ. სომხურ ათარასა და აფხაზურ ათარას სანახებში, თავისი გეოგრაფიული განლაგებით მოწმობენ, რომ ქვედა მეოთხეულში კოდორი მთებიდან გამოსვლის შემდეგ სამხრეთ-დასავლეთისაკენ კი არ იხრებოდა, როგორც ამჟამად არის, არამედ განაგრძობდა მერიდიანული მიმართულებით დინებას და ზღვას ეხლანდელი სოფ. კინდლის მიდამოებში შეერეგოდა. ამ გარემოებას ამტკიცებს შავი ზღვის შეღვის გაფართოებაც ამ ადგილში კოდორის ძველი დამირთული დელტა. იმ დროს შავი ზღვის სანაპირო ხაზსაც განსხვავებული მიმართულება უნდა ჰქონოდა, რომელიც ეხლანდელზე უფრო მეტად უახლოვდებოდა განედურს. სოფ. კინდლსა და სომხურ ათარას შორის გადაფენილი იყო ბრტყელი დელტური ვაკე. ამ დელტას ამჟამად მარაოსებურად გაშლილი ჰიდროგრაფიული სისტემა აქვს, რომელიც შედგენილია მდ. ტუმუშის მარჯვენა შენაკადებით და მდ. დიხა-წყარის შემადგენელი ნაკადულებით. ვალახურ ფაზაში, ჩაუდური აუზის გაჩენის წინ, შავი ზღვის გეოსინკლინური ღრმულის ფსკერის ჩახნექასთან დაკავშირებით, ზღვის ნაპირის მიმართულება, კოდორის შესართავის ღებარეობა და ქვემო წელის ორიენტაცია იცვლება. ნაპირი ეხლანდელის პარალელური ხდება და სოხუმიდან გულრიფშ-დრანდას გავლით კინდლისაკენ მიემართება, ამასთან დაკავშირებით პალეოკოდორის ის მონაკვეთი, რომელიც სოფ. ვახანლების პარალელიდან კინდლამდე ვრცელდება, უფრო გრძელი აღმოჩნდა, ვიდ-

რე მეორე მდინარე, რომელიც ზღვას დრანდასთან შეერთდა და სათავით კოდორს უახლოვდებოდა განახლებასთან; ამიტომაც ამ მდინარის ენერგიულმა უკუსვლითმა ეროზიამ გააღრმავა მისი კალაპოტი და გამოიწვია კოდორის ქვემო წელის მიტაცება. ასე გაჩნდა ქვემო კოდორის მონაკვეთი განახლებიდან დრანდამდე.

ქვედამეთხეული ეტაპის დასასრულსა და ვალახური ფაზის გამოვლინების დროს მიეკუთვნება კარსტული ფორმების იმ ახალგაზრდა გენერაციის ჩასახვა, რომლის შესახებ უკვე გვქონდა საუბარი მესამე გეომორფოლოგიური რეგიონის დახასიათებაში. კარსტის ამ გენერაციის დათარიღება ჩინის ტერასის საშუალებით ხერხდება. ამავ დროს უნდა მიეკუთვნოს წებელდის ქვაბულის ზედაპირული ჰიდროგრაფიული ქსელის გაღარიბება, გერგემიშისა და ჩინის მკვდარი ხეობების წარმოქმნა.

8. პოსტლიოცენური (შუა- და ქვედამეთხეული) ეტაპი ვალახური ფაზის შემდეგ იწყება და ახალეკსინურ ეპოქამდე გრძელდება. იგი ძირითადად ასრულებს (თუ არ ჩავთვლით დელტურ ნაწილს) კოდორის აუზის გეომორფოლოგიურ სახეს. ამ ეტაპზე განსაკუთრებით მკვეთრ გამოსახულებას ჰპოვებენ გაყინვარებისა და ექსტატიკური ტერასთაჩენის პროცესები. რელიეფის მოსწორების პროცესი კავკასიონს მთელი ამ დროის განმავლობაში არ გახუცდება, ხოლო პიფსომეტრიული ცვლილებები უმნიშვნელოდ გამოვლინდა. ყოველ შემთხვევაში, გეომორფოლოგიურ (ოროგრაფიულ) ფაქტორს გასახილველი ეტაპის განმავლობაში ვერ შეეძლო გადამწყვეტი როლის შესრულება კლიმატურ ევოლუციაში. ეს უკანასკნელი მნიშვნელოვნად დაძოვილებული იყო დედამიწის ერთობლივ პალეოგეოგრაფიულ განვითარებაზე.

აფხაზეთში და მთლიანად კავკასიონის მთიანეთში მკაფიოდ გამოსახულია უკანასკნელი გამყინვარების კვლები, რომელთაც შეესაბამება კლიმატური თოვლის საზღვრის დაწვევა 600—800 მეტრით (თანადროულთან შედარებით). არსებობს სტრატეგრაფიული და ბიოგეოგრაფიული მასალა აგრეთვე უკანასკნელისწინა (მინდელ-რისული) გამყინვარებათაშორისული ეპოქის გამოვლინების შესახებ.

უკანასკნელ (ვიურმულ) ყინვარულ ეპოქაში აფხაზეთში, თანადროული მდგომარეობისაგან განსხვავებით. არსებობდა ხეობური, აღბური ტიპის მოზოლილი ყინვარები. საკენის ხეობის ყინვარის სიგრძე, მაგალითად, 15—16 კმ აღწევდა, ე. ი. იგი დაახლოებით უთანასწორდებოდა კავკასიონის მთიანეთის უდიდეს დღევანდელ ყინვარებს (ბეზინგის, დიხსუს, კარაუგომს) და აღემატებოდა ზემო სვანეთის უდიდეს თანადროულ ყინვარებს. აფხაზეთის სხვა ვიურმულ ყინვარებს უფრო ნაკლები სიდიდე ჰქონდათ და მათი ქვემო ბოლოებიც უფრო მაღლა თავდებოდნენ.

დიდი ანუ მინდელ-რისული გამყინვარებათაშორისული ეპოქის გამოვლინების ხასიათს კავკასიაში ჯერჯერობით ერთადერთი ბიოსტრატეგრაფიული ძეგლი აშუქებს — ეს არის კუდაროში—გათხრილი კარსტული მღვიმის ნაფენები. იმავე ეპოქის შესახებ მსჯელობა ზოგიერთი ბიოგეოგრაფიული ფაქტის საფუძველზეც შეიძლება. ხერხემლიანთა ნაშთები, რომლებიც პოვნილ იქნა კუდაროს მღვიმეში, მიგვითითებენ აშელ-ჰუსტიეს სტადიებში მყოფ პირველყოფილ ადამიანთან ერთად ისეთი ცხოველების არსებობაზე, როგორიცაა ლეოპარდი, მჩხვლარბი, მაიმუნი ბაკაი, ზაზუნა, არხარი და ა. შ. ნაწილი ამ სახეო-

ბებისა (ლეობარდი, ბაკაკი) თბილი ჰავის მარევენებელია. ნაწილი კი (ზახუნი, არხარი) ვრილი, მაგრამ მშრალი ჰავისა. თუ გავითვალისწინებთ პლესტოცენური ფაუნის ვერტიკალურ სარტყელთა მიხედვით დიფერენციაციის ალბათობას, კუდაროს ფაუნა გამყინვარებათაშორისული ხანის ძლიერ თბილი და მშრალი კლიმატის ინდიკატორად უნდა მივიღოთ. აშელისა და მუსტიეს სტადიების სინქრონულობა მინდელ-რისის ინტერგლაციალთან დასაბუთებულ იქნა ვ. გრომოვის მიერ, ამიტომაც კუდაროს მღვიმიდან განსაზღვრულ ცხოველებს სწორედ ამ გამყინვარებათაშორისულ ეპოქაში უნდა ეცხოვრა.

მინდელ-რისის კლიმატურ ვითარებას უნდა დაერღვია კავკასიონის სამხრეთულ ფერდობებზე მეზოფილური ფლორის წარმომადგენელთა ფართო და უწყვეტი გავრცელება. კერძოდ, ბზიფისა და ფანავის ქედების სამხრეთულ ფერდობზე ნაძვნარ-სოჭნარი ტყეების გავრცელება წყვეტილი: ისინი არ მოიპოვება წოგიერთი მდინარის აუზში, რომლებიც შედარებით ნაკლები ჰიფსომეტრიული განვითარებით განირჩევა. მაგალითად, ნაძვნარ-სოჭნარი ტყეები არ მოიპოვება მდ. მდ. მოქვის, ბაკლანოვისა და სხვათა აუზებში, თუმცა აქაური ჰიფსომეტრიული პირობები ამჟამად მათი გავრცელებისათვის დამაბრკოლებელი არ არის, ხოლო ამჟამად დროს მცენარეულობის ეს ტიპი კარგად არის წარმოდგენილი მეზობლად მდებარე ლალიძგის, აღმოს. გუმისთისა და სხვა აუზებში, რომლების სათავეებშიც უფრო შალაღი ჰიფსომეტრული საფეხურებია განვითარებული. ეს გარემოება, თუ გავითვალისწინებთ კლიმატურ და ნიადაგური პირობების განაწილებას და ადამიანის ზეგავლენას, შეგვიძლია ავსხნათ მხოლოდ მცენარეული სარტყელების 600 — 800 მეტრით მაღლა აწევით გამყინვარებათაშორისული ეპოქის სიბოხსა და სიმშრალის პირობებში.

უკანასკნელ გამყინვარებაზე უფრო ძველი ყინვარული ეპოქების კვლები აფხაზეთის ტერიტორიაზე და კერძოდ კოდორის აუზში (ისევე, როგორც მთლიანად კავკასიაში) დანამდვილებით არსად არის დადგენილი. ვიურმზე ძველი პრობლემატური მორენები საყენის ხეობაში (1080 მ სიმაღლეზე) შეესაბამება თოვლის საზღვრის 800—900 მეტრით დაწევას დღევანდელთან შედარებით. თუ ამ ნაფენთა ყინვარული წარმოშობა დადასტურდა, მაშინ აფხაზეთის უდიდესი მეოთხეული ყინვარის სიგრძე მისი უდიდესი განვითარების ფაზაში 25 კილომეტრად უნდა იქნეს შეფასებული.

შუა- და ზედამეოთხეულ ხანებში გრძელდება უფრო ადრე ჩასახული კარსტული ფორმების განვითარება და ხდება ახალი ფორმების გაჩენაც (მაგალითად, ამტყელის მიწისქვეშა დინებას უდაოდ პოსტპლიოცენური ასაკი აქვს). ჭერჭერობით სრულიად შეუსწავლელია ის საკითხი, თუ როგორ გამოვლინდებოდა კარსტული მღვიმეებისა და მათი ნაფენების აღნაგობაში კლიმატური ფაზების ცვლა (ყინვარული და გამყინვარებათაშორისულ ეპოქების მორიგობა) — სადღეისოდ არსებული ბიოსტრატეგრაფიული და არქეოლოგიური ფაქტები? ამ პრობლემის გადაჭრისათვის საცხები არა საკმარისია. ასევე შეუსწავლელია კარსტული ფორმების განვითარების კავშირი შავი ზღვის დონის ცვალებადო-

² აბრსკილის მღვიმეში აღმოჩენილია მუსტიერული ტიპის ქვის იარაღი და მღვიმური დათვის ძვლები, რომელთა ნაწილიც ადამიანის მიერაა გადატეხილი, ხოლო ყადას მღვიმეში (წებულდის ჩრდილოეთით) არქეოლოგიური გათხრების შედეგად აღმოჩენილია ზედა პალეოლითის კულტურული ნაშთები (ნ. ბერძენიშვილის მიერ).

ბასთან, თუმცა ამ მიმართულებით ცდა შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროსათვის ლ. სოლოვიოვის მიერ იქნა შესრულებული.

პოსტლიტერატურული და ნაწილობრივ ზედაპლიტერატურული ეტაპების ყველაზე საყურადღებო გეომორფოლოგიურ მოვლენად განსახილველ რაიონში ზღვის დონის ევსტატიკურ ცვლილებებთან დაკავშირებული ტერასთაგანა უნდა ჩავთვალოთ. ეს პროცესი განსაკუთრებით მკვეთრ გამოვლინებას კოდორის მთათაწინა მონაკვეთის მორფოლოგიაში ბოულობს. კოდორისა და შავი ზღვის სანაპიროს სხვა მდინარეთა ტერასების არსებულ აღწერილობათა ავტორები (მაგალითად, გ. დედარიანი, ბ. დობრინინი, ე. შანცერი, თ. მიხაილოვსკაია) აქაურ ტერასებს ჩვეულებრივად გამოიწვევებთან აკავშირებენ. რაც ეწინააღმდეგება თანადროულ წარმოდგენებს გლაციოევსტატიზმზე და ტერასთაგანაჩენის უახლეს მსოფლიო სქემებს (ფრ. ცეინერი, პ. ვოლდშტედტი, ა. ბრაუვერი). თუ გავითვალისწინებთ, რომ მსოფლიო ოკეანის ტრანსგრესიები გამოიწვევებოდა შორისულ ეპოქებს შეესაბამება, მაშინ კოდორის ტერასებიც, როგორც ოკეანისთან დაკავშირებული აუზის დონის რყევით წარმოქმნილი ფორმები, იმავე ეპოქებს უნდა შევუბირისპიროთ და არა გამოიწვევებს. ამ დებულებაზე დაყრდნობით და კორელატური ნაფენების მეთოდის გამოყენებით, კოდორის ტერასები შეიძლება დავათარილოთ ისე, როგორც ნაჩვენებნი იყო სპეციალური ცხრილში (იხ. ვაკე-ბორცვიანი ტერასული რეგიონის აღწერილობა).

კოდორის ტერასების დათარიღების ამ სქემის საყრდენს წარმოადგენს მეხუთე ტერასის სინკრონიზაცია კუილნიკურ სართულთან, რომელიც შეესაბამება კალაბრიული ხანის დუნაი-გოუნცურ გაყინვარებათაშორისულ ეპოქას და დანარჩენი ოთხი ტერასის შეპირისპირება შემდგომ გაყინვარებათაშორისულ ეპოქებთან. V ტერასის კუილნიკურ ასაკს მისი ნაფენების წვრილი მექანიკური შედგენილობა გვიჩვენებს — როგორც ცნობილია, კუილნიკურამდეც და კუილნიკურის შემდეგაც აფხაზეთის მნიშვნელოვან მდინარეებს უხეში მასალა გამოჰქონდათ (ნეოგენური ზღვიური ნალექები და მეოთხეული ტერასების ალუვიანი რიყნალებითა და ქვიშებითა წარმოდგენილი, ხოლო კუილნიკური და მისი შესაბამისი კონტინენტური ნაფენები უმთავრესად თიხნარი ქანებით).

პოლოცენურ ეტაპს მიეკუთვნება კოდორის დელტის ჩამოყალიბება, რაც უნდა მომხდარიყო გამოიწვევების შემდგომი კლიმატური ოპტიმუმის ფაზაში — 5 — 6 ათასი წლის წინათ, როდესაც შავ ზღვას ეხლანდელზე უფრო ძალაღონე ჰქონდა.

მოკლედ შევეხებით მთიურ გამოიწვევებთან და ოკეანური დონის ცვლილებათა ურთიერთშეპირისპირების პერსპექტივებს კოდორის აუზში და აფხაზეთის სანაპიროს სხვა ნაწილებში, რის ზოვად მნიშვნელობაზეც წინააღმდეგარე ნარკვევის დასაწყისში იყო თქმული. ზღვის დონის ყოფილ მდგომარეობათა და მთიურ გამოიწვევებთან ურთიერთდაკავშირებით ის მეთოდი, რომელიც ემყარება ტერასული დონეების გაკვლევას სანაპიროდან გამოიწვევების არემდე, კოდორის აუზში და აფხაზეთის სხვა ნაწილებში განუხორციელებელია ისევე, როგორც სხვა მთიანეთებში. მისი ეფექტური მოხმარება შემდეგი მიზეზების გამო ვერ ხერხდება:

1. მთიან ქვეყნებში ტერასების გაკვლევა ხეობების გასწვრივ ყველგან აუარის შესაძლებელი; განსხვავებული ტექტონიკური რელიეფის მქონე ზონების საზღვართან ტერასთაგანის ვითარება და ტერასული კომპლექსების ხასიათი

მკვეთრად იცვლება. კერძოდ, კოდორის, აუზშიც მთათაწინეთის ევსტატიკურ ტერასებს არ მოეპოვებათ მკაფიო გაგრძელებანი მთიან ზოლში, ხოლო ამ უკანასკნელის ტექტოვესტატიკური ტერასები მხოლოდ ნაწილობრივ უპირისპირდებიან კორელატურ სტრატეგრაფიულ ერთეულებს.

2. ტერასული დონეების გაკვლევას ხეობების აღმა, თუნდაც ეს რომ მახერხდეს, არ მივყევართ ყინვართა ბლოგების ყოფილ მდებარეობებთან, რამდენადაც ციკლური მდინარეული და ზღვიური ტერასების ჩამოყალიბება გაყინვარებათშორისულ ეპოქებს ემთხვევა.

3. „ყინვარულ-კლიმატური ტერასები“, ე. ი. ყინვარების მაქსიმალურ ვითარებასთან დაკავშირებული ტერასები კავკასიონის ტიპის მთიანეთებში არ ვითარდება, ვინაიდან სწრაფი მდინარეები ნაფენების ყოველგვარი რაოდენობის გადაზიდვას ახერხებენ. ყინვართა ბოლო მორენების უშუალო გადასვლა ფლუვიოგლაციალურ ტერასებში ამგვარ ქვეყნებში მხოლოდ შემთხვევითობის შედეგად შეიძლება მივიღოთ.

კოდორის აუზის გაყინვარებების შავი ზღვის ყოფილ დონეებთან დასაკავშირებლად მიზანშეწონილია გამოყენებულ იქნეს კომპლექსური მეთოდი, რომელშიც გეომორფოლოგიურ ფაქტებთან ერთად საპატიო ადგილი ეკავებათ სტრატეგრაფიულ მასალებსაც და კერძოდ მღვიმური, ზღვიური და სხვა ტიპის ნაფენთა პალეოგრაფიულ საბუთებს. აფხაზეთის პირობებში განსაკუთრებით პერსპექტიულია მღვიმური ნაფენების შესწავლა იმ პირობით, თუ იგი გეგმაზომილად და ინტენსიურად იწარმოებს, და არა არქეოლოგიური გათხრების კვალდაკვალ. დასავლეთ ამიერკავკასიის კარსტის პალეოგეოგრაფიული საბუთების ფართო კვლევამ შეიძლება სასურველ შედეგებთან მიგვიყვანოს გაყინვარებათა დათარიღების საქმეში.

Л. И. МАРУАШВИЛИ

КРАТКИЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК БАСSEИНА р. КОДОРИ

Резюме

Статья освещает вопросы современной морфологии и геоморфологической истории Кодорского бассейна (Абхазская АССР, южный склон Западного Кавказиони). Описываемая территория подразделяется на 4 основных геоморфологических региона: 1. Высокогорный гляциально-эрозионный регион; 2. Среднегорный эрозионный регион; 3. Средне- и низкогорный карстово-эрозионный регион и 4. Равнинно-холмистый террасовый регион. Отдельным участком является Кодорская дельта, представляющая собой всецело аккумулятивное образование.

Современное оледенение бассейна приурочено к склонам Главного хребта и в меньшей мере к массивам Шхაპизგა (Чхалтинский хр.) и Ходжал (Кодорский хр.) и представлено 105 ледниками, занимающими суммарную площадь в 72 кв. км. Современная снеговая граница расположена на высоте в 2700—2900 м над ур. м. Следы последнего четвертичного оледенения, выраженные цирками, трогами, моренами и т. д., широко распространены по склонам как Главного, так и Чхалтинского и Панавского хребтов, но нигде ниже 1500 м не опускаются. Наиболее низких точек ледниковые образования достигают в продольных

долинах рр. Сакени и Чхалты. В Сакенской долине наиболее правильно и резко выражены стадияльные морены отступающего вюрмского ледника (две системы, каждая из них состоит из трех конечноморенных валов), сопровождающиеся следами бывших озер. За последние 100 лет (после «Малой ледниковой эпохи») ледники района, как и Западного Кавказа в целом, подверглись, в отличие от ледников Восточного и Центрального Кавказа, незначительным изменениям.

Ниже 1500—2000 м склоны вышеперечисленных хребтов рассечены формами нормальной эрозии — речными долинами и ущельями. Повсеместно развиты конуса выноса. Представлены фрагменты высокоподнятых древних эрозионных террас, а также современная (довольно широкая) пойма Кодора и обрывки низких аккумулятивных террас.

В известняковой полосе, ширина которой вдоль Кодора равна 11 км, благодаря слабому поверхностному стоку, связанному с развитием карста, хорошо сохранились формы тектогенного и древнеэрозионного (реликтового) рельефа. В низовьях Амтхела хорошо выражены две эрозионные ступени высотой в 250 и 500 м над современным тальвегом реки, соответствующие двум остановкам в поднятии большой Кодорской брахиантиклинали. Здесь а также в Цебельдинской котловине имеются мертвые эрозионные долины, утратившие свои водотоки в результате развития карстовых явлений (наиболее длинная из них — Гергемышская мертвая долина протягивается на 7,5 км). Карстовый рельеф подразделяется на две разновозрастные генерации, из коих более древняя моложе верхней (Пальской) террасы Амтхела, но старше нижней (Чинской) террасы, а более юная генерация развилась после вреза в Чинскую террасу. К последней генерации относится, между прочим, и подземное русло р. Амтхел длиной более 4,5 км. Карстовые пещеры имеются близ сс. Пал, Када, Цебельда, Шакуран и др. Своеобразным элементом известняковой полосы является также горный обвал, в результате которого в 1891 г. возникло Амтхельское озеро. Горизонтальное протяжение обвала 3 км, вертикальное 250—300 м. Ширина обвальной плотины Амтхельского озера 1 км. Сток из озера осуществляется путем фильтрации вод сквозь плотину; затрудненный сток обуславливает резкие колебания озерного уровня, достигающие амплитуды в 50 м.

В предгорном (равнинно-холмистом) регионе различаются два типа рельефа: а) рельеф древних (третичных) террас, расчлененных эрозией на холмистые возвышенности и б) рельеф четвертичных террас. По Кодори развиты пять эвстатических террасовых уровней высотой в 3, 8—18, 48—50, 148—150 и 160—170 м. Четыре нижние террасы сложены грубообломочными речными наносами, а пятая (наиболее древняя) латеритизированными мелкообломочными отложениями. Судя по географическому размещению террас, в промежутке между формированием пятой и четвертой террас Кодор резко переменял направление своего нижнего течения, что было вызвано прогибанием Черноморской впадины, образованием современной береговой линии и речным перехватом со стороны р. Палео-Дранды.

Историю рельефа Кодорского бассейна можно свести в виде ниже-следующей таблицы.

Схема геоморфологического развития бассейна р. Кодори

Основн. этапы	Геохронологич. отрезки	Главнейшие события	Примечания	
Дочетвертичный	Олигоцен-нижний миоцен	Возникновение гористого острова Кавказиони и образование зоны интенсивной денудации	Аккумуляция грубообломочных конт. и морск. отложений в прибрежной зоне	Роданская орографическая фаза
	Средний миоцен-киммерий	Зарождение орографического скелета путем эрозионного расчленения		
	Киммерий	Формирование Пальской террасы, а затем эрозионный врез в нее, сопровождающийся карстом древ. генерации		
Нижнечетвертичный	Куяльницкое время	Частичное выравнивание (Чинская терраса) V терраса предгорий	Мелкообломочные отложения	Валахская орогеническая фаза
	Гурийское время	Изменение направления нижнего течения Кодори		
Верхне- и среднечетвертичный	Гюнц-миндель	IV терраса предгорий	Урунджикский бассейн	Карангатский бассейн
	Миндель-рисс	III терраса предгорий		
	Рисс-вюрм	II терраса предгорий		
	Поствюрм (голоцен)	I терраса предгорий Дельта Кодори,		
	1891 г.	Обвал, создавший оз. Амтхел		

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА¹

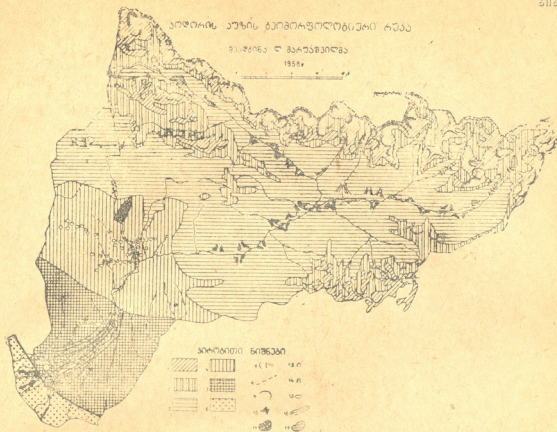
1. Вебер В. Н., Остатки недавних ледников в Панавском хребте на Кавказе, «Известия Кавк. отдела Русск. Геогр. об-ва», т. 14, 1901, № 1.
2. В е р е щ а г и н Н. К., Плейстоценовые позвоночные из пещеры Кударо 1 в Юго-Осетии и их значение для разработки истории фауны и ландшафтов Кавказа, Доклады АН СССР, т. 113, 1957, № 6.
3. Г р о м о в В. И., Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит), Изд. АН СССР, 1948.

¹ სია შემოკლებულია—მოტანილია თითქმის მხოლოდ ისეთი წყაროები რომლებიც უშუალოდ ეხება კოდორის აუზს.

2. გეოგრაფიის ინსტ. შრ., ტ. XIV



4. Девдарнани, Г. С., К вопросу от четвертичной истории речной сети Колхидской низменности, «Сообщение АН Грузинской ССР», 1955, № 4.
5. Добрынин Б. Ф., Террасы Абхазии, Ученые записки МГУ, 5, География, 1936.
6. Колаковский А. А., Плиоценовая флора Меоре Атара, Труды Сухумского Ботанического сада, вып. 8, Сухуми, 1955.
7. Маркович В. В., Краткий отчет о поездке по черноморскому побережью Кавказа и на ледники Абхазии (верховья р. Кодори) с целью изучения флоры и ледников в 1903 г., «Известия Русского Географич. общества», т. 41, 1905, вып. 4.
8. Маруашвили Л. И., Псевдоморена у Цебельды, Труды Института Географии имени Вахушти АН Груз. ССР, т. VI, Тбилиси, 1955.
9. Маруашвили Л. И., Палеогеографические условия теплой и сухой эпохи четвертичного периода («миндель-рисского интергляциала») на Кавказе, «Сообщения АН Грузинской ССР», 1959, № 1.
10. Мгеладзе К. Г., Озеро Амтхел и его окрестности (физико-географическая характеристика), Труды Сухумского Гос. Пед. института, т. VII, Сухуми, 1955, (на груз. яз.).
11. Михайловская О. Н., Четвертичные террасы Абхазии, Труды I Всесоюзного географического съезда, вып. 3, 1934.
12. Мушкетов И. В., Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалта на Кавказе, Труды Геологич. комитета, т. XIV, 1896, № 4.
13. Подзерский К. И., Следы и остатки ледников в верховьях рр. Бзыбы, Гумисты и Амткела, «Известия Кавказ. отдела Русск. Геогр. об-ва», кн. XV, 1902.
14. Подозерский К. И., На Панавском хребте и по ущелью р. Кодори, «Известия Кавказск. отдела Русск. Географич. об-ва», кн. 14, 1901, № 3.
15. Подозерский К. И., Ледники Кавказского хребта, «Записки Кавк. отдела Русск. Географич. об-ва», кн. 29, вып. I, 1911.
16. Рейнгард А. Л., Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом, «Известия Кавк. отдела Русск. Географ. об-ва», кн. 24, 1916, № 3.
17. Рейнгард А. Л., Гляциально-морфологические наблюдения в долинах Кубани и Кодори летом 1924 г., «Известия Географич. общества», 1925, № 57.
18. Рейнгард А. Л., Несколько слов о древней морене у цебельды на Кавказе, Труды Советской секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 5, 1941.
19. Сорокин А., Краткий очерк геологических исследований Сухумского отдела, Материалы для геологии Кавказа, кн. 7, 1877.
20. Шандер Е. В., Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. IV, 1939.



მდ. კოდორის აუზის გეომორფოლოგიური რუკა
ექსპლიკაცია

რელიეფის ძირითადი ტიპები

- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. მაღალმთიანი დანაწევრებული რელიეფი პრეკემბრიული, პალეოზოური და იურული ქანების საფუძველზე 2. განვითარებული ინტენსიური ნეოტექტონიკური აზეგების ზონაში 3. საშუალო და დაბალმთიანი კარსტულ-ეროზიული რელიეფი, განვითარებული კავკასიონის პერიფერიულ, ზომიერად აზევებულ ნეოტექტონიკურ ზონაში. 4. თალასოსტატიკური ტერასების, ბორცვიანი მთათაწინეთისა და საფეხურებრივი ვაკის რელიეფი, განვითარებული ნეოტექტონიკური აზევებისა და დაძირვის ზონათა საზღვარზე. 5. ვაკე დაბლობის რელიეფი, განვითარებული დაძირვის ზონაში, ზღვის დონის ჰოლოცენური რხვის პროცესში. | <p>ნივალური სართული</p> <p>პალეოგლაციალური სართ. ეროზიული სართული</p> |
|--|---|

რელიეფის მთავარი ფორმები

7. ბოლომორენული სერები
8. უწყლო ხეობები
9. ყინვარული ცირკები
10. გამოზიდვის კონუსები
11. კლდეზავები
12. ტერასის კიდე რიგითი ნომრით (ათლა ქვევიდან)
13. კარსტული მღვიმე ძველი ციკლისა
14. კარსტული მღვიმე თანადროული ციკლისა
15. კარსტული ძაბრები
16. კირქველი კანიონი
17. ყოფილი ტბის ფსკერი

Н. Е. АСТАХОВ

К ГЕОМОРФОЛОГИИ ЧАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АБХАЗИИ

(Южные склоны Кодорского хребта, массив Охачкуе и Самурзаканская низменность)

Северная граница исследованного района следует по гребневой линии Кодорского хребта между западной оконечностью, спускающейся от вершины Ачемидзмах (1686) к долине р. Кодор (хр. Кеч) и горному узлу Ходжал (3309). Западная граница проходит вдоль правобережной части р. Кодор от хр. Кеч до Черного моря; восточная — протягивается от верховий реки Олори (правый приток р. Ингури), по р. Ингури до Черного моря. Южная и юго-западная границы следуют вдоль береговой полосы между устьями рр. Ингури и Кодори, от совх. Отобая до с. Киндги.

Орографическое положение этой части Абхазии определяется резким повышением абсолютных отметок вдоль северной ее периферии. Кодорский хребет с его многочисленными отрогами является передовым горным барьером, возносящим свой гребень выше 3000 м и отделяющий продольную долину р. Кодора от Черноморского побережья. Средняя высота гребня варьирует от 1000—1600 м в западной части (между Ачемидзмах и Вовчке) до 2500—2700 м (между Вовчке и Ачирасра) и, наконец, достигает 2900 — 3000 м между Ачирасра и Ходжал.

Южные отроги Кодорского хребта быстро снижаются, переходя в узкую полосу предгорий, несколько расширенную в междуречьи Гализга—Окуми. В плане, горные массивы образуют нечто вроде прямоугольного треугольника удлинненным катетом которого являются высокие известняковые гряды хребтов Кеч, Беб-шха, Ойсире-западный, Лашкендер, Речишха, а коротким — Ойсире-восточный и Охачкуе. Гипотенузой служит гребень Кодорского хребта. Прямой угол глубоко вдается в равнинную область близ правобережья р. Ингури.

Равнинная часть территории характеризуется отметками от 200 м до нуля и представляет серию плосковершинных гряд с преобладающим общим направлением северо-запад — юго-восток, сливающихся своими юго-восточными оконечностями в единую плоскую приморскую равнину, по которой блуждают русла многочисленных рек. Наиболее крупными из них, впадающими в Черное море (не считая Кодори и Ингури) являются Окуми, Гализга и Мокви. Каждая имеет самостоятельный бассейн и значительную протяженность. Верхние части долин глубоко дренируют южные склоны Кодорского хребта (от 400 — 500 до 1500 — 2500 м), а нижние слабо врезаны в приморскую равнину. В устьевых частях (особенно это касается мелких рек в междуречьи Гализга — Ингури) реки образуют обширные болотные массивы.

Геоморфологическое своеобразие отдельных районов Абхазии обусловливается прежде всего гипсометрической зональностью, которая в свою очередь стоит в зависимости от тектонических движений неогенового и четвертичного времени. На облике рельефа существенно отражаются геологическая структура и литология. В полосе приморской равнины большое значение приобретает древняя и современная деятельность моря, изменения очертаний берегов которого обусловлено тектоническими движениями и эвстатическими колебаниями.

Выделение типов рельефа основывается на принципах общности процессов его формирующих, а именно:

а) общностью гипсометрического положения, геологической структуры и литологии (эндогенные факторы);

б) общностью моделирующих (экзогенных) процессов — денудации, гляциальной деятельности, эрозии, карста и аккумуляции.

1. Горно-гляциальный скалистый рельеф гребневой зоны Кодорского хребта развит на порфиритовой серии байоса, выступающей в ядре антиклинального поднятия. Лишь в крупных структурах здесь сохраняется прямое соотношение с рельефом (крыло антиклинория соответствует хребту). В средних-же и мелких структурах часто наблюдается инверсия рельефа (отдельные отроги горных узлов Куниашта, Ачирасра, Ходжал имеют синклинальное строение).

На гребнях и южных склонах упомянутых хребтов современных ледников нет, но прекрасно выражены кары, в которых все лето сохраняются скопления лавинного снега. Верхние части притоков рр. Мокви и Гализга имеют трогообразную форму. Признаки древнего оледенения, в виде достаточно отчетливо выраженной морены, встречаются лишь в гребневой и пригребневой зонах не ниже 1900—2000 м. Неразмывые остатки морены в ущельях ниже 1600—1500 м абс. выс. не наблюдаются.

2. Эрозионный рельеф средне- и низкогорной полосы отрогов Кодорского хребта развит в средних частях бассейнов рр. Мокви, Гализга и Окуми, на вулканогенно-обломочной и сланцево-песчанистой свите доггера (байос-бат), на известняках мела и палеогена и на глинисто-песчанисто-конгломератовой толще неогена, в соответствии с чем различаются подтипы рельефа.

В довольно широких гипсометрических пределах 400—1800 м реки врезаются в отроги Кодорского хребта на глубину 200—1500 м и образуют крутые, местами обрывистые склоны, сплошь покрытые лесом. Обычно вдоль бортов нижних частей долин развиты обширные делювиальные шлейфы, а в устьях притоков — конусы выноса. Водоразделы, как правило, неширокие, местами на них встречаются небольшие по площади выравненные поверхности. Местами-же получают развитие узкие, хотя и не скалистые гребни. Обнажения коренных пород — туфогенных песчаников, туфобрекчий, порфиритов и сланцев встречаются большей частью в крутых бортах ущелий.

Входам палеогеновых и меловых известняков присущ среднегорный рельеф с частым и глубоким расчленением и частичным проявлением карста. Направление и врез речных долин определяется, кроме того новейшими тектоническими поднятиями. Так в восточной части территории хребет Кеч, пропиленный р. Кодори, представляет собой высоко поднятую вторичную антиклиналь с почти идеальным прямым соотношением структуры и рельефа.

Полоса предгорий, сложенная преимущественно олигоцен-миоценовыми глинисто-песчанистыми и конгломератовыми формациями, с отдельными выходами более древних карбонатных пород (мел-палеоген), представляет собой кулисообразные отроги — водоразделы речных систем Дгамыш-Кетванарва, Дуаб-Мокви. В этих местах прекрасно выделяется в рельефе граница ургонских известняков, знаменующаяся обрывами, выше которых все речные долины приобретают характер узких скалистых каньонов. Здесь же находится известная карстовая пещера Абрскила, описанная Л. И. Маруашвили [7].

В правобережном обрыве р. Гагви-квара (левый приток р. Отап) в киммерийских конгломератах и ракушечниках получает развитие карст, выраженный значительными межпластовыми пустотами (пещера Квалжи—Ахапу).

В предгорных грядях нашли морфологическое выражение новейшие дифференцированные тектонические поднятия. Юго-восточнее Ткварчели, на левобережье р. Гализги синклинальная гряда Сагаркице поднята не менее чем на 150 — 200 м, что видно из сопоставления гипсометрического положения поверхности, срезающей неогеновые известняки и конгломераты (330 м) с дном р. Оходжа, пропиливающей эту гряду. Еще более ярким примером молодого поднятия является антиклинальная гряда Сатанджио, возвышающаяся над прилегающей к ней с юга и юго-востока Самурзаканской равниной и прорываемая р. Ингури восточнее максимальной абсолютной отметки 506,9 м. В плане эта гряда имеет форму овала, вытянутого с СЗ на ЮВ. Юго-восточная оконечность гряды, обращенная к р. Ингури, сопряжена крутым склоном с поверхностью второй террасы (160 — 170 м), срезающей толщу меловых известняков в ядре пологой антиклинальной складки. Выровненные поверхности, ступенчато расположенные на юго-восточном склоне гряды, срезающие меловые и третичные породы, сохранили местами аллювиальный покров, что с очевидностью указывает на миграцию реки при antecedентном пропиливании поднимающейся гряды. Энергия рельефа здесь достигает цифры 300 — 340 м. Сопоставление с амплитудой врезания рек на прилегающей равнине (50—100 м) указывает на дифференцированное воздымание отдельных структур.

3. Карстовый рельеф куэстовых гряд массива Охачкуе выделен в особый тип, т. к. упомянутый известняковый массив по своему тектоническому строению, литологии и морфологии представляет единое целое и является передовой возвышенностью в полосе Абхазско-Мегрельского горного барьера в междуречьи Ингури—Окуми.

Наиболее возвышенная часть массива, представляющая крайне северную куэсту, имеет среднюю высоту гребня — 1950 — 2000 м и простирается с ЮЗ на СВ. У вершины 2454 м простираение меняется на широтное. Превышение гребня над прилегающей с юга продольной впадиной около 400 м. К югу последняя переходит в гребень параллельный Охачкуе. Еще южнее расположена котловина Очке. Чередование гребней с котловинами, обнаруживающими широтную протяженность, напоминает куэсты, так как северные склоны гребней обычно более крутые, а залегание известняков моноклинальное, с падением на юг и юго-запад. Такой-же куэстой на юге является гряда Гвалая, возвышающаяся на 300 м над широкой впадиной Нузон. Она имеет крутой северный и относительно пологий южный склон, переходящий в крайнюю часть массива. Северный склон северной гряды обнаруживает значительную крутизну. Между восточной оконечностью хребта Ойсире и вершиной 2054,6, где известняки срезаны приблизительно вкост про-

стирания, образован отвесный обрыв, господствующий над глубокой долиной р. Окуми.

На юго-западном склоне массива в рельефе выделяются обширные широтно вытянутые синклиналильные ложбины с выходами в бортах аптальбских мергелей и глин (Большое и Малое Опудже). Являясь продолжением одно другой, они представляют морфологически подчеркнутую карстом вторичную синклиналиную складку в меловых известняках, сопрягающуюся с размытой по оси антиклиналью Очаке-Гваркале. В ядре последней обнажаются туфобрекчи и грубозернистые аркозовые песчаники верхней юры. Этот факт свидетельствует о том, что мощность ургонских известняков, показанная на Государственной Геологической карте, в значительной степени преувеличена.

Вдоль уступа, господствующего над приморской холмисто-рядовой равниной, отчетливо выделяются поверхности выравнивания на гипсометрическом уровне 400—460 м и 690—750 м. Первая, срезающая аптальбскую известняково-мергелистую толщу, обусловлена меньшей денудационной устойчивостью пород. Вторая же срезает крутолежащие пласты ургона и может быть объяснена, скорее всего, как узкая останцовая поверхность древнего материкового шельфа, опоясывающего предгорья. Это тем более вероятно, что на западе она увязывается с поверхностями того же гипсометрического уровня на водораздельных грядах — речных систем Дуаб-Кетванарва-Моква, грядах — Ой-сире, Лашкендер, Речишха, а на востоке — с соответствующими по высоте ступенями известняковых массивов Мигария, Гауча и Асхи (за пределами исследованной территории).

4. Аккумулятивно-эрозионный рельеф предгорной грядово-холмистой равнины развит на верхнеэоценовых морских и четвертичных континентальных отложениях. Его формирование теснейшим образом связано с перемещением береговой линии. В междуречьях Окуми-Ингури холмисто-грядовая равнина незаметным переходом связана с террасированными предгорьями, примыкающими к отчетливо выраженному уступу массива Охачкуе. Истоки правых притоков р. Эрис-цкари — рр. Парто-Гали, Геиши, Речи и др. размывают верхние террасы р. Окуми, достаточно глубоко врезаюсь в них и расчлениая на плосковершинные гряды. Общий уклон поверхности с аккумулятивным покровом с востока на юго-запад от 270 до 200 с. Энергия рельефа составляет 50—100 м. Характерные микроформы междуречных пространств — гривы конгломератов и рыхлых песчаников (мэотис-понт), являющиеся результатом выборочной эрозии. В междуречьях Окуми — Гализга плоская приподнятая равнина расчленена на широкие гряды, ориентированные с СВ 25-30° на ЮЗ 205-210°. Выровненные гребни этих гряд занимают гипсометрический уровень 80—120 м и срезают плиоценовые глины, пески и конгломераты. Согласно датировке морских террас, изученных Д. В. Церетели в Сухумском районе, формирование поверхности этого уровня возможно относится к древнеэвксинскому или гурийскому времени. Судя по нарастающей глубине вреза водотоков, равнина значительно приподнята к северо-востоку. Выше упомянутой поверхности выделяется поверхность на гипсометрическом уровне 160—210 м, которая, по аналогии с террасами Сухумского района, может быть отнесена к верхнему плиоцену.

5. Аккумулятивный рельеф речных пойм, древних дельт и приморской заболоченной равнины присущ приморской полосе, лежащей в

гипсометрических пределах от нуля до 120 м. В нижних частях рр. Дгамыш, Мокви, Гализга и Окуми развиты широкие галечниковые поймы и первые две террасы (4—6 м и 8—10 м) заметно снижающие свои высоты вниз по течению.

Приморская низменность имеет почти совершенно ровную поверхность, незаметно повышающуюся к востоку и северо-востоку. От кур. Анаклия до устья р. Окуми протягивается песчаный береговой вал высотой 2—3 м. За ним следует полоса болот, в целом с отрицательными отметками поверхности, местами снижающимися до — 2 м. В юго-восточной части приморская равнина окаймлена террасами, переходящими одна в другую без заметных уступов. Высота первой, имеющей значительную площадь — до 10 м. Согласно данным Д. В. Церетели, ее следует датировать древнечерноморским временем. Высота второй составляет 18—20 м и датируется новозэкинским временем. Л. И. Маруашвили (уст. сообщ.) склонен понизить возраст этих террас, относя их соответственно к новозэкинскому и қарангатскому времени.

Берег моря между устьями рр. Гализга—Мокви, обнаруживает абразионный характер. По свидетельству местных жителей, наступление моря особенно резко сказывается на береговой полосе между г. Очамчир и строящимся портом. Возможной причиной активизации морской абразии является неудачный выбор места строительства портового мола, сделанный без учета движения морских наносов [1, 2] и морфологических особенностей берега.

История Главного Кавказского хребта, как суши, начинается с палеогенового времени, когда произошла инверсия геосинклинали Большого Кавказа и силами диастрофизма вся область распространения юрских и меловых пород была поднята и вступила в геократическую фазу развития.

Дочетвертичный этап развития рельефа может быть вкратце охарактеризован следующим образом:

а) К началу неогена береговая линия на севере стабилизировалась и рост Кавказской геоантиклинали шел в вертикальном направлении. Особенно интенсивно этот рост начался с чокракского времени (штирийская фаза). Последующее поднятие суши произошло в предэотическое время (аттическая фаза). Возраст рельефа северной части передового горного барьера Кавказского хребта следует считать чокракским.

б) К югу от Кавказской геоантиклинали, повидимому, существовала серия островов с широким континентальным шельфом. Только в нижнем плиоцене наметилась глубоководная впадина вдоль юго-западного края Кавказской геоантиклинали.

После понта картина совершенно меняется. Возрастает амплитуда трансгрессивного перекрытия киммерийскими отложениями нижележащих формаций. На левом берегу Кодори, в районе с. Пагду, в районе слияния рр. Дуаба и Мокви, в нижней части бассейна р. Гализга до р. Окуми протягивается полоса конгломератов, переслаивающихся с цветными суглинками и мелкозернистыми песками, переполненных пресноводной фауной. Это указывает на интенсивный размыв высоко поднимающейся береговой полосы. Следовательно, рельеф, значительно смягчившийся в эотическое время, вновь приобретает резкие формы.

В верхнем плиоцене уже полностью наметились современные типы рельефа.



По свидетельству А. В. Ульянова [9], А. Г. Эберзин [3] полагают, что «куяльницкое море вдавалось в устья долин, выработанных реками предшествующего плиоценового времени». А. В. Ульянов, а также А. Г. Лалиев [4] указывают, что у сел. Паквеши отложения куюльницкого яруса выражены глинисто-песчанистой и известково-глинистой фацией. В бассейне р. Оходжа они представлены грубыми конгломератами небольшой мощности. Контуры этих отложений обрисовывают береговую полосу Восточной Абхазии. Очевидно, что большая часть предгорий в это время уже представляла сушу. Приморская равнина, еще нерасчлененная реками, простиралась на месте теперешних предгорий, поднятых на высоту 300—400 м.

Нам представляется вероятным, что северная краевая часть континентального шельфа докуяльницкого морского бассейна, соответствующая выровненной поверхности 750—850 м, особенно четко выделяющейся на массиве. Охачкуе и прослеживающейся вдоль всей известняковой гряды исследованной нами части Юго-Восточной Абхазии, в то время сопрягалась с приморской равниной. Севернее этой равнины уже начинались высокие предгорья.

Гурийский и чаудский века характеризуются общей регрессией моря, ингрессировавшего лишь в Гурийском заливе. Таким образом, большая часть приморской равнины к этому времени уже представляла сушу, а береговая линия, очевидно, уходила значительно дальше современной. Мощные реки, такие как Кодори, Мокви, Гализга, Окуми и Ингури, при общем поднятии суши, глубоко вдавались в море своими дельтами. Подводные долины на протяжении этих рек, отмечаемые Живаго [1] и Зенковичем [2], а также упомянутые Лашхия [5] и Муратовым [8], очевидно, на грани плиоцена и плейстоцена существовали на суше. Общее поднятие (валахская фаза) ознаменовалась усилением эрозионной деятельности рек. Нам кажется несомненным, что в это время рр. Мокви и Гализга уже были глубоко врезаны в поднимающейся Кодорский хребет, расчлениая остатки материковых шельфов, поднятых горообразовательными силами на большую высоту. В это же время происходило antecedentное врезание рр. Кодора, Мокви, Гализга и Геджира в передовой известняковый барьер, а так же вполне вероятно, что начались дифференцированные движения в приморской полосе — в частности, стала подниматься гряда Сатанджио.

Таким образом, рельеф северной части Юго-Восточной Абхазии приобрел черты близкие к современным и лишь береговая полоса и приморская равнина значительно отличались от сегодняшнего их облика.

В восточной части Абхазии концу верхнего плиоцена, повидимому, соответствуют водораздельные поверхности с абсолютными отметкам: 140 — 150 м, срезающие чаудские, куюльницкие и более древние образования.

В эоплейстоцене несколько сократился темп поднятия гор и к древнеэвквинскому времени, выражением которого, повидимому, является столь широко распространенная в восточной Абхазии терраса высотой 50—80 м, морской бассейн приобретает большую соленость, в связи с трансгрессией и проникновением в Черное море средиземноморских вод.

Терраса, занимающая гипсометрический уровень 10—20 м, согласно данным Д. В. Церетели, отнесена к древнечерноморскому времени, но с нашей точки зрения правильнее датировать ее карангатским веком.

Следы древнего оледенения в отрогах Кодорского хребта с достоверностью устанавливаются на высоте 1900—2000 м. На этом гипсометрическом уровне встречена невызывающая сомнений морена и ледниковый микрорельеф. По речным долинам морена встречается до абс. высоты 1600 — 1400 м. Ниже долинные ледники, повидимому, не спускались. Во всяком случае, на Кодорском хребте, возможно при быстром темпе поднятия гор и интенсивной денудации, связанной с особенностями климата Абхазии, следы гляциальной деятельности не везде сохранились.

В верхнечетвертичное время продолжалось поднятие Главного Кавказского хребта и западных его предгорий. Береговая полоса Черного моря вероятно в общих чертах напоминала современную, но была более изрезанной. В начале голоцена произошло окончательное разделение Черноморского и Каспийского бассейнов.

Новочерноморская трансгрессия связана с эвстатическими колебаниями и с открытием Босфорского пролива. Состав фауны моллюсков указывает на несколько большую соленость новочерноморского бассейна по сравнению с соленостью современного Черного моря. Палеогеографические данные позволяют провести синхронизацию с Каспийской регрессией в первой половине неокаспийского века, отвечающего термическому максимуму суббореального времени.

Если взглянуть на карту морских глубин Кавказского побережья, то сразу-же обращает на себя внимание рисунок изобат. Отчетливо видны контуры продолжения речных долин Мокви, Кодори, Гализга и Ингури. Очевидно, здесь были образованы эстуарии, в которых на небольших глубинах могли отлагаться морские илы. Берег голоценового моря располагался более чем на километр дальше и имел изрезанные очертания.

Повидимому, уже в историческое время, на рубеже I и II тысячелетий до нашей эры продолжалась регрессия Черного моря. В пятом веке до н. э. был достигнут наинизший предел — около 2 м ниже современного уровня. Эта фаза (фанагорийская, по П. В. Федорову), связывает с эвстатическим понижением уровня океана, вызванного консервацией влаги в ледниковых массах. В пользу этого говорят также данные Геродота, свидетельствующие о более прохладном климате северного Причерноморья в эпоху Босфорского царства, которое как раз соответствует времени низкого стояния уровня Черного моря [10].

Возвращаясь к анализу батиметрических кривых побережья, с большей долей достоверности можно предположить, что долины рр. Окуми и Гализга в геологически недавнее время, вероятнее всего в голоцене, составляли одно целое. Видимо, р. Окуми впадала в Гализгу на расстоянии 3—3,5 км от современного берега. Так-же точно мелкие реки Тумуш и Дгамыш составляли единую систему с р. Моквой. В восточной части территории, ныне самостоятельные речки, дренирующие болотистую равнину Самурзаканской низменности — рр. Гагида и Пичора, являлись правыми притоками Ингури. Материковый шельф, оконтуренный изобатой 200 м, вероятно в начале голоцена еще представлял собой приморскую равнину, а к началу исторического времени береговая полоса протягивалась в 3—4 км западнее современной.

Современные рельефообразующие процессы определяются следующими 2-мя важнейшими факторами:

а) продолжающееся активное поднятие Главного Кавказского хребта и его предгорий,

б) погружение Колхидской низменности и трансгрессия Черного моря.

Поднятие предгорий Главного Кавказского хребта обусловило продолжающееся и теперь развитие antecedентных врезов Кодора, Мокви, Гализга и Ингури. Особенно характерен в этом отношении прорыв гряды Сатаджо. На интервале гряды, р. Ингури прорезает собственные выносы, образуя высокую террасу. Тоже самое характерно для Кодора, Мокви и Гализги.

Погружение Колхидской низменности и трансгрессия моря весьма активны, и ряд факторов, приводимых многочисленными исследователями, достаточно красноречивы. Особенно интересные данные приводят Б. П. Зенкович и А. В. Живаго [1, 2].

Поднятие берегов Черного моря, начавшееся в первых веках нашей эры, продолжается и в настоящее время. За последние 50 лет зафиксировано повышение уровня в среднем на 15 см. Эти данные иллюстрируются в различных береговых районах своеобразными формами берегов, характерными для медленного воздымания суши.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. В. Живаго, О генезисе современных галечных отложений средней части морского побережья Абхазии и сравнительном методе изучения наносов, Тр. Ин-та Географии АН СССР, № 6, 1952.
2. В. П. Зеленкович, Бегра Черного и Азовского морей, Гос. изд. Геогр. Инст., М., 1958.
3. С. И. Ильин и А. Эберзин, Очерк геологического строения полосы третичных отложений южной Абхазии, М.-Л., 1933.
4. А. Г. Лалиев, К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности, Тр. Геол. Ин-та АН Гр. ССР, т. X (XV), 1957, Тбилиси.
5. Ш. В. Лашхия, О современных изменениях береговой линии Абхазии, Изв. АН СССР, сер. геол. 1956, М., № 12.
6. Ш. В. Лашхия, Опыт физико-географического районирования Черноморского побережья Абхазии, Тр. Сухумск. Гос. Пед. Ин-та, т. 10—11, 1958.
7. Л. И. Марушвили, Пещера Абласкира — замечательное карстовое образование в Абхазии, «Природа», 1938, № 10.
8. М. В. Муратов, История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение, Бюлл. МОИП, отд. Геол., т. XXX (5), М, 1955.
9. А. В. Ульянов, Геологическая история Западной Грузии в третичное время, Ин-т. Нефти АН СССР, М, 1954.
10. П. В. Федоров, О современной эпохе в геологической истории Черного моря, ДАН СССР, т. 110, 1956, № 5.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
ЧАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АБХАЗИИ
(низкие склоны Панавского хребта массив Охачуке и Самурзаканская низменность)
СОСТАВИЛ НЕ АСТАХОВ



Составлена в Институте географии Академии Наук СССР
Доктор А. Я. Грозинский

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

к геоморфологической карте части Юго-Восточной Абхазии

Типы рельефа

1. Горно-гляциальный скалистый рельеф на порфиритовой серии байоса в ядре антиклинального поднятия гребневой части Кодорского (Панавского) хребта.
2. Эрозионный рельеф среднегорных отрогов Кодорского (Панавского) хребта на сложно-складчатой, преимущественно вулканогенной серии догерца.
3. Эрозионно-карстовый рельеф предгорных гряд, сложенных мел-палеогеновыми известняками.
4. Низкогорный эрозионный рельеф на кайнозойских покровно складчатых глинисто-песчаных, конгломератовых и карбонатных породах.
5. Аккумулятивно-эрозионный рельеф предгорной грядово-холмистой равнины на неогеновом осадочном комплексе.
6. Карстовый рельеф на меловых известняках массива Охачуке.
7. Аккумулятивный рельеф речных пойм, низких террас и древних дельт на четвертичных аллювиальных и морских рыхлых формациях.
8. Аккумулятивный рельеф приморской заболоченной равнины.

Формы рельефа

9. Скалистые денудационные уступы
10. Кары. 11. Глыбовые шлейфы. 12. Поверхности выравнивания. 13а. Пещеры кластокарстовые. 13б. Карстовые пещеры в массивных известняках. 14. Карстовые колодцы. 15. Каньоны. 16. Синклинальные поля. 17. Куэстовые гряды. 18. Теснины. 19. Троги. 20. Синклинальные возвышенности. 21. Антиклинальные гряды. 22. Моноклинальные гряды. 23. Антецедентные участки речных долин. 24. Абразионный берег. 25. Оползни

ბ. ჩანბაშვილი

მდინარე ბზიფის აუზის მოკლე გეომორფოლოგიური ნარკვევი¹

შესავალი

მდებარეობა, საზღვრები და მორფოგრაფიული თავისებურება. ბზიფის აუზი მოიცავს დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის ნაწილს, ხოლო მისი მცირე მონაკვეთი გამოდის კავკასიონის სამხრეთით და ვიწრო ზოლის სახით შავ ზღვამდე ვრცელდება (იხ. რუკა).

მორფოგრაფიულად ბზიფის აუზი მეტად რთული რელიეფით ხასიათდება. მას მკვეთრად გამოხატული მთახეობიანი რელიეფი აქვს; აქ წარმოდგენილია მაღალი ქედები, რომელთა მწვერვალების სიმაღლე 2000 — 3500 მ ფარგლებში მერყეობს, ღრმა, ციცაბო გვერდებიანი და ვიწრო ფსკერიანი ხეობები, ცალკეულ მონაკვეთებში კანიონებს რომ ქმნიან; ტერიტორიის სამხრეთი ნაწილი კი (კავკასიონის ფარგლებს გარეთ) გორაკ-ბორცვიანი და ვაკე რელიეფით არის წარმოდგენილი.

გეომორფოლოგიური შესწავლის ისტორია. ბზიფის აუზის ერთობლივა სპეციალური გეომორფოლოგიური კვლევა დღემდე არ ჩატარებულა. გეომორფოლოგიური მასალა ამ რაიონის შესახებ გვხვდება გეოლოგიურ, ფიზიკურ-გეოგრაფიულ და გეომორფოლოგიურ ნაშრომებში, რომელთაგან შეიძლება დავასახელოთ ნ. ალბოვი [5], ვ. კონიუშევსკი [12], კ. პოდოშერსკი [21], ა. რეინჰარდი [23], კ. მგელაძე [18], ნ. გვოზდეცკი [7], ქ. ყავრიშვილი [3], შ. ლაშხია [15, 16] და სხვ. გეოლოგიური ნაშრომები, რომლებიც ბზიფის აუზის ცალკეული ნაწილების გეოლოგიური აგეგმვის ანგარიშებს წარმოადგენენ, ცალკე თავის სახით შეიცავენ გეომორფოლოგიურ მასალას (ვ. კუროჩკინი (1940, 1940)², ბ. გუჯაბიძე (1952), ს. ბუკია (1953). საყურადღებოა ის ნაშრომებიც, რომლებიც ბზიფის აუზის გეომორფოლოგიის რომელიმე საკითხს (ტერასები, კარსტი და სხვ.) იხილავენ—ბ. დობრინინი [9], ყივავაძე [11], ა. კრუბერი [14], თ. მიხაილოვსკაია [19], ე. შანცერი [27] და ა. ებერზინი [29]. აქვე აღვნიშნავთ შ. ყიფიანის ნაშრომებს (1951, 1952), სადაც მოცემულია ბზიფისა და გავრის ქედების კარსტული მასივების გეომორფოლოგიური აღწერა. ზოგადი ხასიათის გეომორფოლოგიური ნაშრომებიდან, რომლებიც ამიერკავკასიის ან საქართველოს გეომორფოლოგიურ დარაიონებასთან ერთად სა-

¹ სრული ვარიანტი (168 გვ.) დატულია ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტში.

² ამ ნაშრომებიდან პირველი ვკუთვნის 1938 წლის ექსპედიციის ანგარიშს, ხოლო მეორე—1939 წლისას.

კვლევ ტერიტორიასაც ხეხიან, აღსანიშნავია ა. ჯავახიშვილის [8], ი. შჩუკინის [28], ს. კუზნეცოვის [13] გამოკვლევები.

რელიეზის ტიპები და მათი ბაზაკთა ტიპების რაიონები

საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში გამოიყოფა რელიეფის ექვსი ტიპი, შესაბამისი რაიონებით.

1. მაღალმთიანი, ყინვარულ-ეროზიული, კლდოვან-თხემიანი, რელიეფი-ძველი და თანამედროვე გაყინვარებით, განვითარებული პალეოზოური, კრისტალური წყების სუბსტრატზე. განსახილველი ტიპის რელიეფი მოიცავს კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ კალთებს. წარმოდგენილია მაღალმთიანი, მკაცრი რელიეფით; მთების აბსოლუტური სიმაღლე 2500 — 3500 მ ფარგლებში მერყეობს — მ. უსახელო (მდ. აზიფის სათავეს ჩრდილოეთით, 3518,3 მ), მ. ფსიში (3503 მ), მ. ფსირსი (3019 მ), მ. აჯარა (2837 მ) და სხვ. თხემზე და დაბლებული ადგილები წარმოდგენილია გადასვლების სახით, რომელთა სიმაღლე 2000—3000 მ ფარგლებში მერყეობს—ნაური (2865 მ), ლაბა (2700 მ), ცარგებულო (2522 მ), ცაგერკერი (2270 მ), ალაშტრახუ (2728 მ), სანჩარო (2603 მ) და სხვ. კავკასიონის თხემს გამოეყოფა ტოტები, რომელთაც სამხრეთული და სამხრეთ-დასავლეთური მიმართულება აქვთ; ისინი წარმოადგენენ მდ. ბზიფის მარჯვენა შემდინარეების წყალგამყოფებს. რელიეფი — დაკბილული, თხემი ციცაბო და კლდოვანი, ფერდობები ძირითადად შეპირობებულია ეგზარაციით, გამოფიტვითა და ეროზიით. ამ ტიპის რელიეფის ფორმირებაში დიდ როლს თამაშობს რელიეფის სუბსტრატის გეოლოგიური პირობები.

რელიეფის ფორმირებაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს მკვეთრი ტექტონიკური რყევა (დღე-ღამური), რის შედეგადაც ფიზიკური გამოფიტვა ინტენსიურად ხდება, მთის ფერდობებზე დიდძალი ნაშალი მასალა ცვივა და ფერდობის ძირში ქვაყრილები და მცვევანას კონუსები ვითარდება.

განსახილველი ტიპი ხასიათდება კარგად გამოხატული ყინვარული ფორმებით—ციჩკებით, ტროგებით, დაკიდული ხეობებით, ქვაბულებით, მიორენებით და სხვ. ქვაბულები და ციჩკები ხშირად წყლითაა დაკავებული ან ნაშალი მასალით არის ამოვსებული. მდინარეები, რომლებიც სათავეს თხემთან ღებულობენ ენერგიულად აწარმოებენ სიღრმით ეროზიას, საკმაოდ ღრმა V-ბურ ხევეებს ივითარებენ. ისედაც მკაცრ რელიეფს ეროზიული ფორმები კიდევ უფრო ართულებს და ზოგ ადგილას სრულიად გაუვალს ხდის.

2. მაღალმთიანი ეროზიულ-ტექტონიკური რელიეფი, გარდვიარდმო ხეობების სიჭარბით და ძველი გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ლეიასის ასპიდური ფიქლებისა და ქვიშაქვების სუბსტრატზე. ამ ტიპის გავრცელების რაიონი ზემოვანხილულ რაიონს სამხრეთიდან მთელ სივრცეზე, ფართო (4—6 კმ) ზოლის სახით გასდევს. მისი რელიეფი ხასიათდება მკვეთრად გამოხატული მაღალი მთახეობიანი რელიეფით. კავკასიონის თხემიდან სამხრეთით მიმართულ ქედებზე აღმართული მწვერვალების სიმაღლე 2000—2500 მ ფარგლებში მერყეობს. ქედები წარმოადგენენ მდინარეთა წყალგამყოფებს; ისინი გეგმურად ეგზარაცია-ეროზიასთან არიან დაკავშირებული, რომელსაც აქ ადრე არსებული ყინვარები და თოვლის ზეგებები, ხოლო შემდეგ მდინარეები აწარმოებდნენ. ხსენებულ ქედებზე დადაბლებული ადგილები გადასვლებით არიან

წარმოდგენილი — ახუკ დარა (2107 მ), ანჩხო (2033 მ), ჩამაშხა (2336 მ), გვირტუხა (2020 მ), ადანგე (2306) და სხვ.

ამ ტიპის რელიეფის ფორმირებაში მნიშვნელოვანი როლი ლითოლოგიურ პირობებს აქვთ; რაიონი ლეიასის ასპიდური ფიქლებით და ქვიშაქვებით არის აგებული. ფიქლები გამოფიტვას და დენუდაცია-ეროზიას შედარებით იოლად ემორჩილებიან, რის გამოც აქ ხეობები უფრო ფართოა და რელიეფიც შედარებით ნაზ ხასიათს ატარებს. ფიქლების გამოფიტვის უხვი ფხვიერი პროდუქტი ფერდობების ძირში მცვივანას კონუსებს და მძლავრ დელუვიურ საფარს ქმნის, რომელიც თავისმა წვიმების დროს მდინარეებს დიდძალ მყარ მასალას აწვდის და ზოგ ადგილას ლეარცოფებსაც კი წარმოქმნის; ამგვარი მოვლენებით ადგილებში უფრო ხდება, სადაც ასპიდური და თიხაფიქლების მარიგობაა. მაგალითად, მდ. ბაულის მარცხენა შენაკადი მდ. ტალახიანილეღე, მდ. ბეტაგას ზემო წელის მარჯვენა შენაკადები და სხვ. ტალახიანილეღეს ქვემო წელი მძლავრი ალუვიური მასალით ხასიათდება, რომლის სიმძლავრე 5 მ აღემატება. მდინარე თავისავე ალუვიონში ჩაჭრილ კალაპოტში (4—5 მ სიღრმით) გაედინება. მდ. ტალახიანილეღეს სელური მასალა გადატანილი აქვს მდ. ბაულის ხეობას დსკვრზე და 100—300 მ სიგანით 2—3 კმ სიგრძეზე ვრცელდება. ბაულის მარცხენა მხარეზე რამდენიმე ათეული ჰექტარი მურყანის ტყე არის წალეკილი.

განსახილველ რელიეფზე ტექტონიკის გავლენა ზოგიერთ ადგილას შესამჩნევია. პირველ რიგში აღსანიშნავია რაიონის ჩრდილო საზღვარზე გაშვებული მძლავრი რღვევის ხაზი; ამ რღვევის შედეგად რელიეფში მკვეთრი გარდატეხა არის შექმნილი და უმეტეს ადგილას ვარდნობი ან ფლტე არის გამოხატული. ყინვარული ფორმები ცირკების, ტროგების და ქვაბულის სახით რაიონის ჩრდილო და აღმოსავლეთ ნაწილში კარგადაა წარმოდგენილი.

საკვლევ რაიონში ეროზიული ფორმები დიდი მასშტაბით არის წარმოდგენილი, რაც გამოწვეულია იმით, რომ აქ მდინარეები წყალუხენი არიან და ქანები (ფიქლები) ეროზია-დენუდაციას ადვილად ემორჩილებიან, ამიტომ აქ განვითარებულია საკმაოდ ღრმა და ფართოფსკერიანი ხეობები, ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელით. ეს უკანასკნელი რელიეფს ძლიერ ართულებს და ზოგ ადგილს გაუვალს ხდის. ამ მხრივ განსაკუთრებით მდ. ბზიფის სათავეს ნაწილია აღსანიშნავი. დოუს უღელტეხილი (მდ. ბზიფის სათავესთან) მიმდებარე ადგილიდან 100 — 150 მეტრით დაწეულ უნაგირას ქმნის, რომლისგანაც ადგილი ორივე მხარეს სწრაფად მდლდება და მაღალ, დაკბილულ და შიშველ მთიან რელიეფში გადადის. მდ. ბზიფის ხეობა სათავეს ნაწილში სიმეტრიული—V-ებურია, მარცხენა მხარე უფრო ციცაბოა, ვიდრე მარჯვენა, რაც ტექტონიკური თავისებურებით არის გამოწვეული; ადგილის ამგებელი შრეები სამხრეთით არის დახრილი, მდინარის მარცხენა ნაპირს რღვევის ხაზი გასდევს, ამის გამო მდინარე უმეტესად მარცხენა ნაპირს რეცხავს, ხოლო მარჯვნივ განვითარებული აქვს ფართო ჭალა (50 მ-მდე სიგანის) და ტერასები. ჭალა 1-2 მ სიმაღლისაა, I ტერასა 8—10 მ, II—20—25 მ, ხეობის მარჯვენა მხარეზე გარდა აღნიშნულისა მომდევნო ტერასული საფეხურებიც არსებობს.

აღსანიშნავია, რომ მდ. ბზიფის ხეობის ზემო წელში მარცხენა მხრიდან მძლავრ თოვლის ზეაგების ჩამოწოლას ჰქონია ადგილი; ზეავს მდინარე გადაულახავს, მის მარჯვენა მხარეზე 100—150 მ წასულა და დიდი ტყის მასივები გაუნადგურებია. ცხადია, ზეაგები ამ დროს ფერდობის ნგრევასაც მოახდენდა.

საკვლევ რაიონში განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს გრიბზას ქვაბული, რომელიც წარმოადგენს ფართო ვაკეს, რომლის ფსკერზეც მდ. გრიბზა გაედინება. ქვაბულის სიგრძე 2,5 კმ აღემატება, ხოლო სიგანე — 400 — 600 მ ფარგლებში მერყეობს. ტაფობის ბრტყელი ფსკერი ალუვიონისა და პროლუვიონის სქელი ფენით არის მოფენილი, რომლის სიმაღლერე 10—15 მ აღემატება. ქვაბულის ჩრდ. კიდის აბსოლუტური სიმაღლე 1619 მ, ხოლო სამხ. — 1583 მ. მათ შორის (2,5 კმ) სიმაღლეთა სხვაობა 36 მეტრია, ე. ი. ქვაბულის ფსკერის დახრილობა 0,014 უდრის. ქვაბულიდან მდ. ბზიფამდე მდ. გრიბზა კანიონისებურ ხეობას ქრის, რომლის ფსკერის სიგანე 4—8 მ ფარგლებში მერყეობს. იგი ბაიოსის მაგარი პორფირიტული წყების ქანებით არის აგებული. გრიბზას სათავე ორი ტოტით იწყება — ალაშტრახუს (2728 მ) და ცეგერკერის (2270 მ) უღელტეხილებიდან. ხსენებული უღელტეხილების მიდამოებში მეოთხეულ პერიოდში ყინვარები არსებობდა: გრიბზას სათავეების მიდამოებში (კავკასიონის თხემზე) ყინვარები და თოვლის ლაქები ამჟამადაც არის, მათი სიმაღლე (ზ. დ.) 2600—3000 მ ფარგლებში მერყეობს. მეოთხეულ პერიოდში გრიბზას ხეობა ამოვსებული იქნებოდა ირველივ ამართული მთებიდან ჩამოსული ყინულოვანი მასით, რომელიც ხეობას ნაწილობრივ გააფართოებდა, ხოლო მის სამხრეთით, პორფირიტულ წყებაზე (რომელიც მაშინ უფრო დაბალი იქნებოდა) ზევით გადაედინებოდა. ყინვარის გადნობის შემდეგ აქ ადგილი ექნებოდა უხვ წვიმებს, წყალდიდობას და სელურ მოვლენებს, რამაც ქვაბული კიდევ უფრო გააფართოვა, ხოლო ფსკერი ამოავსო და მოასწორა, რაზედაც მიუთითებს აქ დიდი სიმაღლის ნაშალი მასალის არსებობა (10—15 მ-ზე მეტი), რომელიც ჭრილში ნაწილობრივ დაუმუშავებელია. ქვაბულის გაფართოებას ასპიდური ფიქლების ოლი შლადობაც უწყობდა ხელს. წყალუხვმა მდინარე გრიბზამ ქვაბულის სამხრეთით პორფირიტული წყებით აგებული ქედის გაჭრა იწყო. ეს ქედი ახევებას უნდა განცილიდეს, ე. ი. მდ. ბზიფამდე გრიბზას კანიონისებური ხეობა ანტეცედენტური ხასიათისა უნდა იყოს. ამჟამად გრიბზას ქვაბული წარმოადგენს ფართო ფსკერიან ხეობას ანუ ვაკეს, რომლის ირგვლივ აღმართულია შედარებით დამრეცი ფერდობები. აქ კარგი საძოვრებია.

ზემოთქმულისა და რაიონის გეოლოგიური პირობების გათვალისწინების საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ გრიბზას ქვაბული წარმოშობილია ყინვარული, ეროზიულ-დენუდაციური და ტექტონიკური პირობების მოქმედების შედეგად.

მ. მაღალმთიანი, ეროზიულ-ტექტონიკური რელიეფი ღრმა, ვიწრო, გარდღობილი ხეობების სიჭარბით და ძველი გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ბაიოსის პორფირიტული წყების სუბსტრატზე. ეს ტიპი მოიცავს ბზიფის ქედის აღმ. ნაწილის (მ. ახი-ბოხის აღმ.) ჩრდილო ფერდობს, აქედან ჩრდ.-დას. ვრცელდება და ივსება მდ. ბავიუს ქვემო წელის აუზს, მდ. ლაშიფსეს აუზის შუა წელს და მდ. აგებსთას აუზს.

მორფოგრაფიულად საკვლევი ტერიტორია ძლიერ რთული, მთახეობიანი რელიეფით ხასიათდება; მთების სიმაღლე 2200—3200 მ ფარგლებში მერყეობს; მწვერვალები მაღალი, დაკბილული და ძნელმისადგომია, ხოლო ღრმა და ვიწრო ხეობები უმეტეს ნაწილში კანიონისებური და გაუვალაია. მწვერვალთაგან შეიძლება დავასახელოთ: ბზიფის ქედზე—მ. უბუში (უბუშის ყინვართან, 3156 მ), მ. უსახელო (მდ. მწარას სათავეში, 2853 მ), მ. მუხურჩა (2209 მ), აფხაზე-

თის ქედზე — მ. კილაპაჩი (2182 მ), მ. ხაჯიკოში (2006 მ), მ. ანჩხო (2700 მ); აცეტუკას ქედზე — მ. აცეტუკა (2541 მ), მ. აგუფსთა (3261 მ) და სხვ. ხსენებულ ქედებზე არსებობს გადასავლები ხიმსა (2454 მ), დოუ (1387 მ), ანჩხო (2033 მ) და სხვ.

განსახილველი ტიპის რელიეფის ფორმირებაში, ლითოლოგია მნიშვნელოვან როლს ასრულებს; ბაიოსის პორფირიტული წყება — პორფირიტება. ტუფკონგლომერატები, ტუფქვიშაქვები და სხვ. დესტრუქციულ პროცესებს ძლიერ ეწინააღმდეგებიან, რის გამოც ხეობები ვიწრო და ღრმა არის, ხოლო ქედები და მთები დაკბილულ თხემიანი და ციცაბო ფერდობებიანია. რაიონის რთული ტექტონიკური აგებულება (აქ განვითარებულია მრავალი ძლიერ შეკუმშული ნაოჭი, რღვევებით გართულებული), რელიეფს კიდევ უფრო ართულებს. გამოფიტვა და დენუდაცია, ლითოლოგიური პირობების გამო შედარებით შესუსტებულია. მთების გაშიშვლებული ფერდობები და დაკბილული მწვერვალები დანაპარალებულია, მათი ნგრევა დიდ ლოდებს იძლევა და მთის ფერდობთა ძირზე მძლავრ ქვაყრილებს ქმნის. საყურადღებოა, რომ საკვლევ რაიონში დენუდაციას ინტენსიურად აწარმოებს თოვლის ზეგები, რომლებიც ხეობის ფერდობებზე ქანებს ანგრევენ, ხეებს გლეჯენ და ქვევით ჩამოაქვთ. ამგვარი სურათი ვნახეთ ბზიფის ქედის ჩრდ. ფერდობზე, მდ. ბეტაგას ხევის სათავეებში და სხვაგანაც. იმის გამო, რომ პორფირიტები ეროზიას ძნელად ემორჩილება, აქ არსებულ წყალუხვ მდინარეებს (ბზიფი, გრიბზა, ფსიკვა, მწარა, ბეტაგა, ბავიუ, ლაშიფსე და სხვ.) ღრმა და ვიწრო ხეობები აქვთ ვაჭრილი. ხეობების სიღრმე მეზობელი ქედების თხემიდან 1200 — 2000 მ-მდე აღწევს. ხეობებს ცალკეულ ადგილებში კანიონისებური ფორმა აქვთ — ასეთებია: მდ. გრიბზას ქვემო წელი, მდ. ბზიფის უმეტესი ნაწილი მდ. ფსიშის შესართავსა და დოუს უღელტეხილის მერიდიანს შორის (ბზიფის ხეობის ეს მონაკვეთი გაუვალა), მდ. ბზიფის ზოგიერთ მარცხენა შემდინარეს ქვემო წელში და სხვა. ზოგიერთ მდინარეს კი V-ბური ხეობა აქვს განვითარებული.

ამ ტიპის რელიეფში ყინვარული ფორმები გვხვდება, რომელთა ნაწილი თანამედროვე ყინვარების მიერაა წარმოშობილი, ნაწილიც ძველ ყინვარულ ფორმებს წარმოადგენს. თანამედროვე ყინვარები ბზიფის ქედზე გვხვდება; აქ აღსანიშნავია უბუშის ყინვარი, რომელიც უზარმაზარ ცირკში არის მოთავსებული (ყინვარის ქვედა ნიშნული 2490 მ). ყინვარები და თოვლის ლაქები ხსენებული ქედის სხვა ადგილებშიც გვხვდება, განსაკუთრებით კარგად არიან ისინი წარმოდგენილი მ. მუხურჩას ჩრდ. ფერდობზე. ყინვარული ფორმები ბზიფისა და აცეტუკას ქედებზეც გვხვდება. ამ მხრივ, განსაკუთრებით საყურადღებოა მ. აცეტუკა და მდ. მზის ხეობა; ამ მთის ძირში, ერთ-ერთ ცირკში ტბა მზე არის მოთავსებული. ტბიდან დაწყებული მდ. მზის ხეობა ტროგული ხასიათისაა და მორენები კურორტ ავადხარამდე ჩამოდის. მ. ანჩხოს მიდამოებშიც კარგად შემონახული ყინვარული ცირკები და ტროგები გვხვდება.

ყურადღებას იქცევს ფსხუს მიდამოები, სადაც მდ. ბავიუს ქვემო წელში ფართო ვაკეა წარმოდგენილი. ფსხუს ვაკის სიგანე მდ. ბზიფის მახლობლად 2 კმ-მდე აღწევს, ხოლო უფრო ზემოთ 800 — 1000 მ ფარგლებში მერყეობს. ასეთივე ვაკე გვხვდება სოფ. რიგზას მიდამოებში (მდ. ბავიუს მარჯვენა მხარეზე), მისი სიგარძე-სიგანე 1,5 კმ აღწევს. ეს უკანასკნელი მდ. ბზიფის დონიდან დაახლოებით 20 — 25 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. ფსხუს ვაკეც მდ. ბავიუს დონიდან ამავე სიმაღლეზეა. ფსხუს და რიგზას ვაკეები ალუ-

ვიონით არის აგებული, რომლის სიმაღლეც სოფ. ფსხუს შუა ადგილის გადასწვრივ, მდ. ბავიუს ნაპირთან 20—25 მ აღმატება. მდ. ბავიუ მარჯვნივ დედაქანებს რეცხავს, მარცხნივ და ფსკერზე კი ალუვიონია წარმოდგენილი. ამ უკანასკნელს შრეებრიობა ეტყობა, მასალა დამუშავებულია. ფსხუს და რიგზას ვაკეები მდ. ბზიფის შეგუბებით უნდა იყოს წარმოქმნილი, მდინარის გადაღობვა უნდა მომხდარიყო სოფ. რიგზას ქვემოთ, სადაც ბზიფა კირქვის მძლავრ ქანებში იჭრება და ვიწრო და ღრმა ხეობას ივითარებს. ბზიფის გადაღობვა უნდა მომხდარიყო, რომელიმე ფერდობის (უფრო მარჯვენასი), ან ორივესი ერთდროულად ჩამოქცევის შედეგად. კლდის ჩამოქცევის კვალი ფერდობზე დადაბლებული ადგილებით ეტყობა (მაღალი კლდეების ჩამოქცევა, უზარმაზარი კირქვის ლოდების სახით, ახლაც ხდება, რაზედაც მო. ბზიფის ფსკერზე მათი არსებობა მიუთითებს). ზღუდის სიმაღლე 70—80 მ-ზე მაღალი უნდა ყოფილიყო, რის შედეგადაც აქ წარმოიქმნებოდა ტბა. მდ. მდ. ბზიფი და ბავიუ დროთა განმავლობაში ტბას ამოავსებდნენ, ხოლო შემდეგ მდ. ბზიფი კირქვის ზღუდეს თანდათან ჩაჭრიდა-გარეცხავდა. ბავიუს ყოფილი ხეობა, რომელიც 20—30 მ-ზე მეტი სიმაღლის ალუვიონით აივსო, ვაკის სახით დარჩა, ხოლო მდ. ბავიუც ახალი კალაპოტი ვაკის მარჯვენა მხარეზე ჩაჭრა.

ყურადღებას იქცევს აგრეთვე დიდი რიწის ტბის ქვაბულიც [2, 10, 20, 22, 24]. ტბა მოთავსებულია ლაშიფსეს ხეობაში. 882 მ სიმაღლეზე (ზ. დ); მისი სარკის ფართობი 1,42 კმ² უდრის, მაქსიმალური სიგრძე 1700 მ, სიგანე 450 მ, ხოლო სიღრმე 116 მ. ტბა საზრდოობს მდ. ლაშიფსეთი და რამდენიმე პატარა მდინარით. ტბიდან გამოდის მდ. იუფშარა. ტბა წარმოქმნილია მდ. ლაშიფსეს დაგუბებით; ამ ფაქტზე თვით ქვაბულის ფორმა და მის სამხრეთით მდებარე რელიეფის თავისებურება მიუთითებს. ტბის სამხრეთით ხეობა ნგრეული ქანებით არის ავსილი, ტბიდან წყალი ამ ქანებში გადის და 2,2 კმ მანძილის გავლის შემდეგ კვლავ ზედაპირზე გამოდის მდ. იუშარას სახელწოდებით.

4. საშუალო და მაღალმთიანი კარსტული რელიეფი, ძველი გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ზედა იურის, ცარცისა და ქვედა მესამეულის კარბონატული ქანების სუბსტრატზე. ეს ტიპი მოიცავს ბზიფის ქედის დასავლეთი ნაწილის (მ. ახი-ბოხის დასავლეთით) ჩრდილო ფერდობს, ამავე ქედის დას. დაბლობებს, მდ. ბზიფის ხეობის შუა წელს და მდ. გეგას აუზს. რაიონი წარმოდგენილია ბზიფისა და გაგრის ქედების მძლავრი კარსტული მასივებით, რომლებიც დას. საქართველოს ყველაზე ვრცელი კარსტული მასივების რიცხვს მიეკუთვნებიან.

მორფოგრაფიულად, განსახილველი ტიპი მაღალ და საშუალო მთახეობანი, კარსტული რელიეფით არის წარმოდგენილი; რაიონს სამხრეთით გასდევს ბზიფის ქედი, ხოლო დასავლეთით გაგრის ქედი, მათი მწვერვალების აბსოლუტური სიმაღლე 1800—2600 მ ფარგლებში მერყეობს: ახი-ბოხი (2634 მ), ხიმსული (2491), ჭიფშარა (2381 მ), ჭიფუაგრა (2120 მ), მზახარა (1107 მ), ლაკერზე-ტაუ (2148მ), ხირკა (2522 მ), არაბიკა (2666მ) და სხვ. რაიონი მდინარეების (ბზიფი, გეგა, იუფშარა) ძლიერ ღრმა და ვიწრო, ზოგ ადგილას კანიონისებური ხეობებით, ცალკეულ მასივებად არის დანაწევრებული; ხეობების სიღრმე მეზობელ მწვერვალებთან შეფარდებით 1000—2300 მ-მდე აღწევს.

საკვლევი რაიონი ხასიათდება ნაოჭების მორიგეობით, რომელიც გართულებულია შემდგომი რღვევებით, რამაც რაიონს ლოდა სტრუქტურის სახე მისცა.

კარსტული რელიეფის ფორმირებაში მთავარ როლს თამაშობს ზედა-იურის ცარკის და ნაწილობრივ მესამეულის კარბონატული ქანები — მასიური და თხელშრიანი კირქვები. შრეების შედარებით დამრეცი დახრილობა, ხელს უწყობს ინტენსიურ დაკარსტვას. კირქვებში ფიზიკური და ქიმიური გამოფიტვა ინტენსიურად მიმდინარეობს; პირველს ხელს უწყობს ქანების ნაპრალიანობა და დღელამური ტემპერატურის მკვეთრი რყევა. ინტენსიურ ქიმიურ გამოფიტვას ხელს უწყობს კირქვის ხსნადობა, დიდი სინოტივე და მიწისქვეშა წყალი. რის შედეგადაც რაიონში კარსტული ფორმები (მღვიმეები, ძაბრები, ყრუ ხეობები, ქები, კარები და სხვ.) ხშირად გვხვდება. რაიონში მექანიკურ გამოფიტვისა და აქვს ადგილი, რასაც ერთი მხრივ თოვლის ზედაელები, წყალი და ქვათა ხაკადი აწარმოებენ, ხოლო მეორე მხრივ შინაური პირუტყვი.

განსახილველი ტიპის მორფოლოგიურ თავისებურებაში ეროზიულ ფორმებს მნიშვნელოვანი ადგილი ეკუთვნით. ხეობები ძირითადად კარსტული ტიპისაა, ე. ი. მეტ წილად კანიონისებური იერით და ჩანჩქერებით ხასიათდება, ხშირია მშრალი ხეობები. მდ. ბზიფის ხეობა სოფ. რიგზასა და ცისფერ ტბას შორის კარსტული ხეობის ტიპობრივ ფორმას ინარჩუნებს; იგი განიარჩევა ვიწრო, 10 — 20 მ სიგანის ფსკერით, ორ მხრივ აღმართული ქარაფებით. ხეობის ფსკერზე კი კირქვის უზარმაზარი ლოდები გვხვდება. ხეობის ამ მოხავეთში ერთგან გვაქვს ღრმა კანიონი, რომლის სიღრმე 20 — 30 მ-მდეა, სიგანე, ზედაპირზე 1 მ-მდე, ქვევით კი იგი თანდათან ფართოვდება¹. ბზიფის აღწერილი ხეობის მსგავსი ხეობებით ხასიათდება გეგას და იუფშარას ხეობებიც. გეგას ხეობის მარჯვენა მხარეზე, მდ. იუფშარას შესაყარიდან 3,5 კმ-ზე (ზემოთ), არის მძლავრი ჩანჩქერი, რომლის სიმაღლე 30 მ უდრის. ჩანჩქერი იქმნება გეგას მარჯვენა მხარეზე გამოძვალვი ვოკლუზით. მდ. გეგას სათავეს მახლობლად იტოტება და თავისი ღრმა და ვიწრო ხეობებით ამ მხარეს გაუვალს ზღის. მდ. ბზიფის ხეობა მერიდიანულ მონაკვეთში ანტიცედენტურია, იგი თანდათან ფართოვდება და კანიონისებური ხეობა V-ბურით იცვლება. ამ მონაკვეთში ფერდობის ქვედა ნაწილში ალუვიონით აგებული საფეხურები გვხვდება, რომლებიც მდ. ბზიფის ტერასებს წარმოადგენენ.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ბზიფის და გაგარის ქედებზე კარსტული რელიეფი საუკეთესოდ არის წარმოდგენილი; ქედების ზედა ზონაში ტყე არ გვხვდება, რის გამოც კარსტული პროცესი და რელიეფის გარდაქმნა უფრო ინტენსიურად ხდება. ბზიფის ქედზე თხემურ ზონაში კარსტული ძაბრები თითქმის ერთიმეორის მიჯრით არის განლაგებული და დიდი ზომებით ხასიათდება — სიღრმე 50 — 100 მ-მდე აღწევს, ხოლო დიამეტრი (ზედაპირზე) 100 — 150 მ აღემატება, ძაბრების ფერდობებზე და ფსკერზე მეორადი ძაბრები და კარრები განვითარებული. ძაბრებს თითქმის ყოველთვის ფსკერზე სასულე აქვთ.

ბზიფის ქედზე ყინვარული ფორმები ცირკებისა და ტროგების სახით შეინიშნება. ისინი კარსტული მოვლენების გამო ძლიერ არიან გარდაქმნილი. ხსენებული ფორმები ვნახეთ მ. კიუფშარას ჩრდ.-დას. ფერდობზე; აქ ცირკები 2000

¹ ცნობა მოგვაწოდა სოფ. ფსხუს მცხოვრებმა პეტრე ბუტვამა.

—2109 მ სიმაღლეზე (ზ. დ.) გვხვდება. ხოლო ტროგები 1700 — 1800 მ-მდე (ზ. დ.) ვრცელდებიან. ტროგული ხეობების მშრალ ფსკერზე კარსტული ძაბრები განვითარებული. ერთ-ერთი ტროგის გაგრძელებაზე განვითარებულია მდ. ზუკვას ანტიკლინური ხეობა, რომელსაც დიდი სიღრმე და შევეული ფერდობები ახასიათებს.

ბზიფის კარსტულ მასივზე მღვიმეებიც გვხვდება, რომელთაგან შეიძლება აღვნიშნოთ „ბზიფის მღვიმე“; იგი მდებარეობს მდინარის მარცხენა მხარეზე, ბზიფის შარავზის ხიდიდან 1 კმ-ზე, მდინარის დონიდან 70 მ სიმაღლეზე. მღვიმის შესასვლელის სიგანე 25 მ, სიმაღლე 10 — 12 მ, ხოლო სიგრძე 26 მ. უდრის. მის ბოლოში სუსტად განვითარებული ნალვენით ფორმები გვხვდება. სხენებული მღვიმის მოპირდაპირე მხარეზე, შარავზის პირას, მდებარეობს „ბზიფის მეორე მღვიმე“, მისი შესასვლელის სიმაღლე და სიგანე 3 მ: შემდეგ იგი თანდათან ვიწროვდება; მღვიმის სიგრძე 25 მ-მდეა, ბოლოში ვიწრო ხვრელია განვითარებული. ბზიფის მეორე მღვიმის მახლობლად, მდ. ბზიფის დონიდან 50—60 მ სიმაღლეზე მდებარეობს კიდევ ერთი მღვიმე. მისი შესასვლელის სიგანე 7 მ, სიმაღლე 4 მ, სიგრძე 15 მ. საყურადღებოა აღინიშნოს მ. აბაცის (2157 მ) ძირში არსებული მღვიმე „ეძირძიხი“, რომლის შესასვლელის სიმაღლე 1,5—2 მ, სიგანე 0,5—0,8 მ. იგი მიხვეულ-მოხვეულად 20 მ მეტს გრძელდება; გადმოცემით მისი სიგრძე 200—300 მ აღწევს. მღვიმიდან გამოდის ცივი წყალი.

რამდენიმე სიტყვა გაგრის კარსტული მასივის შესახებ [7, 14, 17] (ე. კუროჩინი, 1940 წ.; შ. ყიფიანი, 1952 წ.), რომლის აღმოსავლეთი ნაწილი საკვლევ რაიონში შემოდის. როგორც ცნობილია გაგრის ქედი, განსაკუთრებით მისი დასავლეთი მონაკვეთი, ტიპიური კარსტული ლანდშაფტით ხასიათდება. გაგრის ქედის აღმ. ფერდობში ჩაჭრილი ხეობების უმეტესობას მშრალი ფსკერი, ვიწრო და ქარაფოვანი ფერდობები აქვს. ქედის აღმ. ფერდობის ძირში კარსტული წყლების გამოსავლება. ერთი მათგანი მძლავრი ვოკლუზის სახით ამოდის ცისფერ ტბაში; ხოლო მეორე მის მახლობლად. თვით ცისფერი ტბა შოთავსებულია კარსტულ ძაბრში, რომელიც ზღვის დონიდან 110 მეტრზე მდებარეობს. მისი დიამეტრი 20 — 25 მ უდრის; ხოლო სიღრმე, ჩვენი გაზომვით, ტბის აღმ. ნაწილში — 11 მ, ლიტერატურაში კი მოხსენებულია 40—70 მ [17]. რაც სექვორ მიგვაჩნია. ტბის მახლობლად პატარა მღვიმეები გვხვდება, ზოგი მათგანიდან წყალი გამოდის. წყლის რაოდენობა მატულობს მაშინ, როდესაც არაბიკას მასივზე თოვლი დნება. ამიტომ ვფიქრობთ, შემოხსენებული წყლები სათავეს ღებულობენ არაბიკას მასივის ცენტრალური ნაწილიდან. ამ მონაკვეთში მიწისქვეშა წყლის ცირკულაციის სიმაღლე დაახლოებით 2000 — 2500 მ უნდა უდრიდეს.

აღსანიშნავია, რომ ყინვარული ფორმები გაგრის ქედის ჩრდ. ნაწილში გვხვდება; იგი კარგად არის წარმოდგენილი არაბიკას მასივის ჩრდ.-აღმ. ფერდობზე.

ბზიფის და გაგრის ქედების კარსტული მასივების საძირკვები, ისე როგორც სხვა კარსტული მასივებისა (ასხი, ოხაჩქუე, მიგარია და სხვ.), უწყლობით ხასიათდება, ამიტომ საჭიროა განხილული მასივების დეტალური შესწავლა, მათი წყლით მომარაგების მიზნით [4].

5. გორაკ-ბორცვიანი, ეროზიულ-მეწყერული, ტერასული რელიეფი, განვითარებული სუსტად დანაოჭებული მესამეული თიხების, ქვიშაქვებისა და კონ-

გლომერატების სუბსტრატზე. ხსენებული ტიპის რელიეფი მოიცავს აფხაზეთის გორაკ-ბორცვიანი ზოლის ნაწილს, მდ. ბზიფის ქვემო წელის ორივე მხარეზე. ცალკეული ბორცვების აბსოლუტური სიმაღლე 250 — 300 მ-მდე აღწევს. ხევები ზემო წელში V-ბური ფორმისანი არიან და მცირე სიღრმით ხასიათდებიან, ქვედა წელში კი ფართო ფსკერიან, ზოგან ყუთისებურ ფორმის ივითარებენ. მდინარეთა წყალგამყოფები წარმოდგენილია დაბალი სერებით, რომელთაც მოვაკებული თხემი აქვთ და სამხრეთისაკენ საფეხურებრივად დაბლდებიან, ეს საფეხურები ტერასებს წარმოადგენენ.

აგებელი ქანები, თიხები და კონგლომერატები, ეროზია-დენუდაციას, დამეწყვრას და სხვა პროცესებს ადვილად ემორჩილებიან, რაც რელიეფშიც კარგად არის გამოხატული. თიხნარებით აგებული ადგილები მეტი სიღაბლით ხასიათდება, ვიდრე კონგლომერატებით და ქვიშაქვებით აგებული. თიხნარებში მეწყერები კარგად არის განვითარებული. მეწყერები კონგლომერატებშიც გვხვდება, რასაც ხელს უწყობს გრუნტის წყლები და კონგლომერატების შრეების ქვეშეფენი თიხების იოლი გამორეცხვა; კონგლომერატებს საყრდენი ეცლება და ცალკეული ბელტების სახით თიხებზე ადვილად ცურდება. რაიონში ძირითადად ორი სახის მეწყერი გვხვდება — ცოცვითი და დენადი; ეს უკანასკნელი ხშირად მეწყერის ქვედა ნაწილშია განვითარებული. მოქმედი მეწყერები გვხვდება სოფ. კალდახარას მიდამოებში, რკინიგზის ორივე მხარეზე და ბზიფის ხეობის მარცხენა ფერდობზე, რკინიგზის ხიდის ქვემოთ ბიჭვინთამდე (ცალკეული უბნების სახით).

საკვლევი ტიპის მიკროფორმები ძირითადად ეგზოგენური პროცესებით არის შეპირობებული, რომელთაგან მთავარი როლი ეროზია-დენუდაციასა და მეწყერებს ეკუთვნის; ეროზიული ფორმები ხევების, ხრამების, ფლატეების და სხვათა სახით ვლინდება. ხრამები უფრო მეტი სისწირით მდ. ბზიფის მარცხენა წყალგამყოფის ორივე ფერდობზეა გამოხატული, რის შედეგადაც რელიეფი ძლიერ არის დასერილი.

მდ. ბზიფი შარაგზის ხიდის ქვემოთ, მარცხენა მხარეზე, ეხერგიულ გვერდით ეროზიას აწარმოებს, რის შედეგადაც ამავე მხარეზე კალაპოტის გადაადგილება ხდება; მდინარე აქ მაღალ (250 — 300 მ) ფლატეს ან ძლიერ დახრილ ფერდობს ივითარებს. ამავე მხარეზე 3—4 ადგილას საკმაოდ მძლავრი მეწყერი გვხვდება. ბზიფის გვერდითი ეროზიის განვითარების შედეგად მის მარჯვენა მხარეზე აკუმულაციას და ბზიფის ვაკის თანდათანობით ზრდას აქვს ადგილი.

წ. ზღვის სანაპირო ვაკე-დაბლობის აკუმულაციური რელიეფი მდ. ბზიფის ფართო დელტით, განვითარებული მეოთხეული და თანამედროვე ალუვიური და ზღვიური ნაფენების სუბსტრატზე. ეს ტიპი მოიცავს ბზიფის ვაკეს და ბიჭვინთის ნახევარკუნძულს, რომელიც ხასიათდება ვაკე რელიეფით; მისი სიმაღლე 100 მ-მდე აღწევს (ზ. დ.). ხსენებულ ვაკეზე ოდნავ ტალღობრივი და ზოგან საფეხურებრივი რელიეფი შეინიშნება, რაც აკუმულაციური ფორმებით — მდინარეულ-ზღვიური ტერასებით და ზღვის სანაპირო ზვინულებით არის შექმნილი. რაიონი აგებულია ალუვიური, პროლუვიური და ზღვიური ნაფენებით — ქვიშნარებით და თიხნარებით.

მდ. ბზიფი ვაკეზე გამოსვლისთანავე (ბზიფის შარაგზის ხიდან) კალაპოტს სწრაფად იფართოებს და კუნძულებს აჩენს. ხსენებულ ხილამდე ხეობის ფსკერის სიგანე 100—150 მ-მდეა, მის ქვემოთ 300—400 მ, ხოლო რკი-

ნიგზის ხიდთან და მის ქვემოთ 600—700 მეტრს აღწევს. აქ ბზიფის კუნძულების სიგრძე 300—400 მ-მდე აღწევს, ხოლო სიგანე 50—100 მ; კუნძულები დაფარულია ბალახეულით და ბუჩქნარით. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, იმის გამო, რომ მდ. ბზიფი მარცხენა მხარეზე გვერდით ეროზიას ახდენს, ქალის მარჯვენა მხარეზე ივითარებს; მისი სიგანე 200—300, ხოლო სიმაღლე 1—2 მ-მდე აღწევს. ბზიფი ზღვას ერთვის განიერი (700—750 მ) კალაპოტით.

ყურადღებას იქცევს ბიჭვინთის ნახევარკუნძული [11, 15, 29], რომელიც მდ. ბზიფის დელტას წარმოადგენს და ბრტყელი რელიეფით ხასიათდება. იგი სამხრეთით კონცხით მთავრდება, რომელიც ზღვაში არის შეკრული. ბიჭვინთის ნახევარკუნძული ანუ ბზიფის დელტა ჩრდილოეთიდან გორაკ-ბორცვიანი რელიეფით (ტიბი 5) ისაზღვრება; ზღვის ნაპირს ზღვის ზვინულები (დიუნები) გასდევს, რომელთა სიმაღლე (ზ. დ.) 5 მ-მდეა, რის გამოც ბიჭვინთა გარშემორტყმულ ვაკეს წარმოადგენს, საიდანაც წყლის ზედაპირული გასვლა მხოლოდ ერთ ადგილას ხდება. მდ. მწარას საშუალებით, ისიც მხოლოდ მაშინ, როცა ზღვა ძლიერ არ დეღავს; ამის გამო დელტის ცენტრალური ნაწილი ძლიერ არის დაჭაობებული, რის შედეგადაც აქ საკმაოდ მძლავრი (15 მ-მდე) ტორფნარი გვხვდება. ბიჭვინთის ნახევარკუნძულის შუა ნაწილში არსებობს ტბები — ინკითის; ანიმწარას და სხვ. ინკითის ტბის სიგრძე არის 1,2 კმ, სიგანე—0,5 კმ, მაქსიმალური სიღრმე—4 მ. ანიმწარას ტბა კიდევ უფრო მცირეა. ხსენებული ტბები პალეობზიფის კალაპოტში უნდა იყოს განვითარებული.

მდ. ბზიფის აუზის ფარგლებში მდინარეული და ზღვიური ტერასები შედარებით კარგად არის წარმოდგენილი. ამ მხარის ტერასების შესახებ მასალა მრავალი მკვლევრის ნაშრომში გვხვდება [9, 11, 16, 19, 27, 29]. ტერასების შესახებ მათი მონაცემები ასეთ სურათს იძლევა:

№№ რიგზე	ავტორები ტერასები	I	II	III	IV	V	VI	შენიშვნა
		1	ბ. დობრინინი [9]	5—6	13—14	37	130	
2	მ. შანცერი [27]	6—8	12—15	33—35	60—65	80—90		
3	ვ. კუროჩკინი (1940 წ.)	6—8	14	40	80	300	450	ქვემო წელი ზემო წელი
		10—12	30—35	80	130— 150	400	1000	

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ბზიფის აუზში, სხვადასხვა ავტორებით, ტერასების სიმაღლის მაჩვენებლები (გარდა 1 და 2 ტერასისა) განსხვავებულია, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ ეს საკითხი ჯერ-ჯერობით საბოლოოდ შესწავლილი არაა. მდინარეული ტერასები შედარებით უკეთ მდ. ბზიფს აქვს განვითარებული, განსაკუთრებით მის ქვემო ნაწილში, ზემო ნაწილში კი ცალკეული ფრაგმენტების სახით გვხვდება; აღსანიშნავია, რომ ტერასების სიმაღლეები ზემო წელში მეტია, ვიდრე ქვემო წელში, რაც გამოწვეულია ზემო წელში რელიეფის მეტი აზეობით.

მდ. ბზიფის ხეობაში ჭალა ცალკეული მონაკვეთების სახით გვხვდება, იგი უფრო ვრცლად არის წარმოდგენილი ბზიფის ვაკეზე, რომლის სიმაღლე 1—3 მ. I ტერასა ბზიფის ზემო და შუა წელში ფრაგმენტების სახით არის, რომელთა სიგრძე რამდენიმე ათეული მეტრიდან რამდენიმე ასეულ მეტრამდე მერ-

ყეობს, ხოლო ქვემო წელში ფართოდაა წარმოდგენილი და შემდეგ შავი ზღვის ტერასაში გადადის. ბზიფის ვაკის უდიდეს ნაწილს I ტერასა მოიცავს, რომლის სიგანე 1,5 — 2 კმ-მდე აღწევს; მისი სიმაღლე მდინარის დონიდან 4—6 მ-ია. II ტერასა, სიმაღლით 12 — 14 მ, გვხვდება მდ. ბზიფის სხვადასხვა მონაკვეთში (ზემო წელში მისი სიმაღლე 20 — 25 მ). იგი უფრო კარგად ცისფერ ტბასა და სოფ. ხევს შორის და სოფ. ბზიფის მიდამოებში არის წარმოდგენილი, სადაც შავი ზღვის ტერასებზე გადადის. III ტერასა (30 — 35 მ) მდ. ბზიფის ქვემო წელში და შავი ზღვის პირას არის კარგად წარმოდგენილი, ხოლო ხეობის შუა და ზემო წელში ცალკეული მონაკვეთების სახით გვხვდება; ტერასა მდინარის ალუვიონით, ხოლო ზღვის სანაპიროზე ზღვიური მასალით არის აგებული. IV ტერასა (55 — 65 მ) ბზიფის ხეობის შუა წელშია რამდენიმე ადგილას კარგად გამოხატული, განსაკუთრებით კი ბზიფის ხიდიდან მე-13 კმ-ზე. აქ ტერასა აგებულია 15—20 მ სიმაღლის ალუვიონით. მისი მოსწორებული ზედაპირის სიგრძე 400 მ-მდეა, სიგანე 100 — 150 მ-მდე; მდინარის დონიდან 60 მ-ით მაღლდება. ასევე კარგადაა იგი წარმოდგენილი სოფ. ბზიფის მიდამოებში, შემდეგ კი ზღვის ტერასაში გადადის. V ტერასა ბზიფის ხეობის ქვემო წელში შეინიშნება 125 — 145 მ სიმაღლეზე. მასზე ალუვიონი ნაკლებად გვხვდება; როგორც რელიეფში, ისე ფხვიერი მასალით V ტერასა კარგად არის წარმოდგენილი სოფ. ბზიფის ქვემოთ ახალ ვაგრამდე. VI ტერასა, 200 — 225 მ სიმაღლის, სოფ. ბზიფის მიდამოებში და მის ქვემოთ ფერდობზე საკმაოდ დიდი მოსწორებული ზედაპირის სახით (400 — 500 მ სიგრძე-სიგანის) გვხვდება, რომელზედაც ალუვიური მასალაც ვნახეთ. ბზიფის ტერასები შავი ზღვის ტერასებს ებმიან. მდინარეული ტერასები მდ. ბზიფის შემდინარეთა ხეობებში ცალკეული ფრაგმენტების სახით გვხვდება, მაგრამ მათი სისტემაში მოყვანა უფრო დეტალურ შესწავლას მოითხოვს.

კმლიფის განვიპაკების ისტორია

ბზიფის აუზი ბათურ ხანამდე წარმოადგენდა ზღვით დაფარულ სივრცეს, რომელშიც მყარი მასალა ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან შემოდოდა. ამ ხანის შემდეგ საკვლევი ტერიტორიის ჩრდ. ნაწილში კუნძულთა პირველი რიგი დაისახა. შემდგომი ოროგენეტული მოძრაობებისა და ტრანსგრესიარეგრესიის მორიგეობის შედეგად ჩრდილოეთიდან ხმელეთი თანდათან გაიზარდა, რაც დაკავშირებული იყო კავკასიონის ღერძულ ნაწილში გეოანტიკლინისა და შავი ზღვის არეში ტექტონიკური დეპრესიის დასახვასთან.

ოლიგოცენის შემდგომ, მძლავრი ოროგენეტული მოძრაობის შედეგად (შტრიული ოროგენეტული ფაზა), რომელიც შუა მიოცენის ქვედა ნაწილამდე ვრცელდებოდა, საკვლევი ტერიტორიის დიდი ნაწილი ხმელეთად იქცა. ამ პერიოდის შემდეგ მეოტურ და პონტურ დროში, რაიონის სამხ. ნაწილში შედარებით მძლავრი ტრანსგრესია ხდება, რასაც მძლავრ (1000 მ-მდე) კონგლომერატების წყების დალექვა მოჰყვა. კიმერული საუკუნის წინაოროგენეტულმა ფაზამ [29] გამოიწვია მთელი ტერიტორიის მძლავრი აზევება, რის შედეგადაც ბზიფის აუზი საბოლოოდ შედის თავის კონტინენტური განვითარების ფაზაში. ამ პერიოდიდან საკვლევი ტერიტორია, გარდა შავი ზღვის ვიწრო სანაპირო ზოლისა, უწყვეტ აზევებას განიცდის.

აღსანიშნავია, რომ ოლიგოცენიდან კიმერულ საუკუნემდე ჰიდროგრაფიული ქსელის სურათი დღევანდელთან შედარებით განსხვავებული იყო. კიმერულის წინა—ოროგენეტულ ფაზას მოჰყვა მხარის მძლავრი აწევა და ვანდური მიმართულების ნაოქების წარმოშობა, რამაც მანამდე არსებულ ჰიდროგრაფიულ ქსელს მიმართულება შეუცვალა (ვ. კუროჩინი, 1940).

ბზიფის ქედი აწეებისას (ქვედა სარმატი) ჩრდილოეთიდან ჩამომდინარე მდინარეებს გზას გადაუღობავდა და მის გასწვრივ სინკლინში მოუყრიდა თავს მდ. ბზიფის სახით, რომელიც მდ. გეგამდე მოედინებოდა; ამ ბუნქტიდან მისი დინება ჯერ-ჯერობით სადავოა. ზოგის აზრით (ვ. კუროჩინი, 1940; შ. ყიფიანი, 1951, 1952) მდ. ბზიფი, გეგას შემდეგ ბზიფ-გაგრის ანტიკლინის ჩრდილოეთით, მდ. ფსოუს მიმართულებით მიედინებოდა, ხოლო შემდეგ ხსენებული ანტიკლინის სამხრეთ ფერდობის მდინარეთა უკუსვლითი ეროზიის შედეგად ბზიფ-გაგრის ანტიკლინი გაჭრილ იქნა და მდ. პალეობზიფი—მოტაცებული. ჩვენი აზრით სურათი სხვანაირი უნდა ყოფილიყო. მართალია, ბზიფის ქედმა აწეებისას მის ჩრდილოეთიდან ჩამომდინარე მდინარეებს გზა გადაუღობა, მაგრამ მდ. გეგას მიმართულება ვერ შეუცვალა, რადგან ჯერ ერთი, იგი საკმაოდ წყალუბვი იქნებოდა და, მეორეც, მას მდ. ბზიფის წყალიც შეუერთდებოდა, რაც მის ეროზიულ უნარს უფრო გააძლიერებდა. მდ. პალეობზიფი რომ დასავლეთით (მდ. ფსოუსკენ) მიდენილიყო, იგი სინკლინის გაყოლებით თავის ხეობას ღრმად ჩაჭრიდა და ესოდენ წყალუბვი მდინარის მოტაცება არ მოხდებოდა; მითუმეტეს რომ ამჟამად ბზიფ-გაგრის ანტიკლინურ ქედზე უკუსვლითი ეროზიით გაჩენილი მნიშვნელოვანი დადაბლება არ არსებობს, ხოლო ბზიფის ქედი კი, მდ. ბზიფის მერიდიანული ხეობის მონაკვეთში, შედარებით მაღალი და ფართოა. ამგვარად, მდ. ბზიფის მერიდიანული მიმართულება მდ. ბზიფის წარმოშობამდე მდ. პალეოგეგას ხეობას წარმოადგენდა და იგი შემდეგში ანტიცედენტურად განვითარდა⁴. თვით ხეობის თავისებურებაც ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ლაპარაკობს. გეგას შესაყარს ქვემოთ ბზიფის ხეობა უფრო კარგადაა გამომუშავებული, ვიდრე მის ზემოთ. ამ საკითხის საბოლოო დაზუსტება დამატებით კვლევას მოითხოვს.

მდ. ბზიფი კიმერულ საუკუნეში [29], კირქვიანი ზოლიდან გამოვლისას სამხრეთის მიმართულებით, ზღვას უერთდებოდა და ამ ადგილებში კონგლომერატებით აგებული მძლავრი დელტა წარმოიშვა, რომელიც მიუსერას მაღლობის სახელით არის ცნობილი. შემდეგში მდ. ბზიფი დასავლეთით ინაცვლებს და დღევანდელ მიმართულებასღებულობს.

მეთხეულ პერიოდში საკვლევი ტერიტორიის მძლავრ აწევებს მოჰყვანანამედროვე ქედებისა და მთების ფორმირება და დესტრუქციული პროცესების ინტენსიური მოქმედება, რის შედეგადაც ღრმა ხეობები, ხეხები, ციცაბო ფერდობიანი და დაკბილულ თხემიანი ქედები წარმოიშვა. მეთხეული ყინვარებიც ინტენსიურ ეგზარაციულ მოქმედებას და ყინვარული ფორმების გაძოშუშავებას ახდენდნენ, რომელიც რაიონის მაღალ მთებში კარგად არის წარმოდგენილი. ამავე პერიოდში ბზიფის და გაგრის ქედებზე, კირქვის გავრცელების ადგილებში, ინტენსიური კარსტული პროცესები მიმდინარეობდა, რის შედეგადაც ამ ადგილებში ჩამოყალიბდა კარსტული რელიეფი შესაბამისი ფორმებით.

⁴ ვ. კუროჩინი თავის პირველ ნაშრომში (1940 წ.) ამ აზრს გამოთქვამდა, მაგრამ მეორე ნაშრომში (1940 წ.) იგი უარაჰყო.

მეთხეული პერიოდის ოროგენეტიკა მოძრაობებმა და ზღვის დონის ცვალებადობამ მდინარეთა ხეობებში და შავი ზღვის სანაპირო ზოლში ტყარასების სერია შექმნა. რელიეფი დებულობს დღევანდელ სახეს.

შავი ზღვის სანაპიროზე ამჟამად აღილი აქვს ტრანსგრესიის, რაც სანაპირო ზოლის დაძირვით უნდა იყოს გამოწვეული [9, 11, 15, 17], ამ ფაქტზე მიუთითებს ზღვის ნაპირების დაჭაობება, მდინარეთა ღია შესართავები, ისტორიული ძეგლების დაძირვა ზღვის დონის ქვევით და სხვ.

Г. З. ЧАНГАШВИЛИ

КРАТКИЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК БАССЕЙНА Р. БЗЫБИ

Резюме

Исследуемая территория охватывает часть южного склона Западного Кавказиони и только небольшой ее отрезок заходит на юг от Кавказиони, в виде узкой полосы протягиваясь до Черного моря.

Бассейн Бзыби характеризуется сложным горно-долинным рельефом. Здесь представлены хребты высотой в 2000—3500 м, глубокие долины с отвесными склонами и узкими днищами, местами каньонообразные, вследствие чего многие места являются почти непроходимыми. Южная часть территории (за пределами Кавказиони) имеет холмистый и низменно-равнинный рельеф. В геоморфологическом отношении область эта изучена слабо.

По генетическому признаку в бассейне Бзыби можно выделить 6 типов рельефа:

1. Высокогорный, ледниково-эрозионный рельеф, скалистых гребней с древними и современными ледниками, развитый на основе палеозойского кристаллического комплекса.

Район распространения этого типа охватывает склоны Главного хребта Кавказиони. Он представлен резким высокогорным рельефом с зубчатыми гребнями и крутыми скалистыми склонами, обусловленными тектоникой, экзарацией, выветриванием и эрозией. Абсолютная высота гор колеблется между 2500—3500 м. В районе встречаются современные ледники, нижняя граница распространения которых расположена на высоте 2640—2767 м.

2. Высокогорный эрозионно-тектонический рельеф с преобладанием поперечных долин и с признаками древнего оледенения, развитый на субстрате аспидных сланцев и песчаников лейяса.

Район распространения этого типа примыкает к первому району с юга в виде широкой полосы (4—6 км). В формировании рельефа данного типа значительную роль играют литологические условия; вследствие податливости деструктивным процессам аспидных сланцев лейяса, характер рельефа относительно мягкий. В горно-долинном рельефе обращает на себя внимание Грибзинская котловина, дно которой представляет собой широкую равнину. Она образовалась в результате воздействия факторов оледенения, эрозии и денудации, аккумуляции и тектоники.

3. Высокогорный эрозионно-тектонический рельеф, с преобладанием глубоких, узких поперечных долин и с признаками древнего оледенения, развитый на основе порфировой свиты байоса.

Этот тип охватывает северные склоны восточной части Бзыбского хребта, распространяясь в северо-западном направлении до северной границы района. Порфировые породы байоса сильно сопротивляются деструктивным процессам; долины глубоки и узки, а хребты и вершины имеют зубчатые гребни и крутые склоны. Здесь встречаются также и формы, связанные с оледенением (как древним, так и современным). Нижняя граница четвертичных ледников доходит у устья р. Псыш до 1250 м, у кур. Авадхара до 1650 м, в долине р. Бавю — до 1700 м, а современных ледников—2490 м (ледник Субуш). В этом районе надо отметить аллювиальную равнину Псху (на правой стороне среднего течения р. Бзыби), которая образовалась вследствие обвальной запруды р. Бзыби.

4. Средне-и высокогорный карстовый рельеф с признаками древнего оледенения, развитый на субстрате карбонатных пород верхней юры, мела и палеогена.

Этот тип рельефа охватывает северные склоны западной части Бзыбского хребта, среднее течение долины р. Бзыби и большую часть бассейна р. Гега. Тип этот представлен мощными карстовыми массивами Бзыбского и Гагрского хребтов. Развитию карста способствует наличие карбонатных пород, пологое падение слоев, влажный климат и т. п. Район характеризуется хорошо выраженным карстовым рельефом, в котором развиты почти все виды карстовых форм (воронки, «долины», озера, пещеры, карнизы, карры, каньоны, слепые долины и пр.). Здесь можно наблюдать также формы древнего оледенения (цирки и трог), которые сильно преобразованы карстовыми явлениями.

5. Холмистый, эрозионно-оползневой террасированный рельеф, развитый на субстрате полого складчатых глин, песчаников и конгломератов третичного времени. Ареал упомянутого типа охватывает часть холмистой полосы Абхазии, по обоим сторонам нижнего течения р. Бзыби. Холмистый и эрозионный рельеф района обусловлен эрозионно-денудационными и оползневыми процессами. На склонах хорошо выражены террасовые ступени.

6. Аккумулятивный рельеф приморской низменной равнины (включая обширную древнюю дельту р. Бзыби), развитый на субстрате четвертичных и современных аллювиальных и морских отложений.

Рассматриваемый тип охватывает Бзыбскую равнину и Бичвинтский (Пицундский) полуостров. Равнинная зона образована в результате аккумуляции наносов р. Бзыби и Черного моря. Бичвинтский полуостров является древней дельтой р. Бзыби и характеризуется плоским рельефом. Аккумулятивные формы представлены речными островами, поймой, речными и морскими террасами и прибрежными валами.

В пределах бассейна р. Бзыби речные террасы довольно хорошо представлены; их высотные показатели следующие: пойменная терраса I-2 м, I — 4-6 м, II—12-14 м, III — 30-35 м, IV — 55-65 м, V — 125-145 м и VI—200-225 м. Высоты речных террас вверх по течению увеличиваются, что вызвано большим поднятием соответствующих зон.

Рельеф северной части Бзыбского бассейна вступил в континентальную фазу развития после олигоцена, в южной части после киммерийского века. Начиная с олигоцена и до киммерийского века, конфигурация гидрографической сети, по сравнению с современной, была иной. За предкиммерийской орогенетической фазой последовало интен-

სივნიე პოდნიათიეობლასტი ი ბრავრანიე სკლადოკ შიროტნოგო პროსტირანიე. ბზიბსკიე ხრებტი პრისვოემ პოდნიათიე (ნიჟნიე სარმატი), პრეგრადილი პუტი სტოკუ რეკ ს იუჟნოგო სკლონა კავკასიონი ი ბრავრანოსე ვერხნეე ტეჩენიე რ. ბზიბი, პრისოედინივისეჟესე კ რ. გეგა, ა ეთა პოსლედნიე სოხრანილა სვოე სტაროე ნაპრავლენიე, ტ. ე. მერიდიონალნიე ატრეჟოკ დოლინნი რ. ბზიბი დო ბრავრანიე რ. ბზიბი პრედავლიე სობოი დოლინუ რ. პალეოგეგი; ვპოსლედსთვიე ეთოტ ატრეჟოკ სტალ ანტეცედენტიე.

ვ ჩეტვერტიეჩნოე ვრემე ისსლედუემაე ტერიტორიე, ჯა ისკლუოენიემ პრირებჟნიე პოლოსე ჩერნოგო მორე, პროდოჟლალე პოდნიმათესე; ვ სვიაჟი ს პოდნიათიემ პრისოხოდოლო ფორმირავნიე სოვრემენნიე ხრებოვ ი ინტენსივნიე პრეტეკალი დენუდაციონნიე პროცესე, ვსლედსთვიე ეთო ბრავრანოსე სოვრემენნიე რელეფი.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

1. კორძაია მ., ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში, საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინ-ტის შრომები, ფიზ.-გეოგრ. სერია, ტ. 3 (ნაკვეთი 1), 1948.
2. ნუცუბიძე თ., საქართველოს ტბები, საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინ-ტის შრომები, ფიზ.-გეოგრ., სერია, ტ. III (ნაკვეთი 2), 1948.
3. ყავრიშვილი ქ., ბზიფისა და აფხაზეთის მაღალმთიან რეგიონების ლანდშაფტური დახასიათებისათვის, თსუ შრომები, ტ. 50, 1950.
4. ჩანგაშვილი გ., ასხის კირქვიანი მასივის კარსტული მოვლენების უარყოფით შედეგებთან ბრძოლის ღონისძიებათა შესახებ, საქ. სსრ მეცნ. აკად. შობაძე, ტ. XX, 1958, № 5.
5. Альбов Н. М., Отчет о ботанических исследованиях Абхазии за 1890 г., Зап. «КОРГО», кн. XV, 1893.
6. Владимиров Л. А., О влиянии карстовых вод на режим стока рек южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Западной Грузии, Труды Ин-та географии АН Груз. ССР, т. VI, физико-геогр. серия, 1955.
7. Гвоздецкий Н. А., Опыт районирования карста Большого Кавказа, Геогр. сборник АН СССР, Геогр. об-во СССР, М.-Л., 1952.
8. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, М.-Л., 1947.
9. Добрынин Б. Ф., Террасы Абхазии (геоморфологический очерк), Учен. зап. МГУ, в. V, геогр., 1936.
10. Дьячков-Тарасов А. Н., Экскурсия к оз. Рица, «ИКОРГО», в бассейне притока Бзыби, Геги, Юшара, т. XVI, № 1, 1903.
11. Живаго А. В., Некоторые данные по геоморфологии и истории развития побережья Абхазии, полученные методом сравнительного изучения наносов, Труды Ин-та Геогр. АН СССР, 1952, № 51.
12. Коношевский Л. А., Из наблюдений в карстовой области Сухумского округа, Бюллетень Тифлисского о-ва любителей природы, 1913, № 1.
13. Кузнецов С. С., Вопросы геоморфологии (Закавказье) «Геология СССР», т. X, ч. I, Закавказье, М.-Л., 1941.
14. Крүбер А. А., Поездки на Арабикү, Естествознание и география, 1912, № 1.
15. Лашхия Ш. В., О современных изменениях береговой линии Абхазии, «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1956, № 12.
16. Лашхия Ш. В., Опыт физико-географического районирования Черноморского побережья Абхазии, Сухумский Гос. пед. Ин-т им. А. М. Горького, XXI, Сухуми, 1958.

17. Максимович Г. А., и Горбунова К. А., Карст Пермской области, Пермь, 1958.
18. Мгеладзе К., К физико-географической характеристике горной части центральной Абхазии, Автореферат дисс. на соиск. учен. степени кандидата географич. наук, Сухуми, 1954 (на груз. яз.).
19. Михайловская О. Н., Четвертичные террасы Абхазии, Тр. первого Всесоюз. геогр. Съезда (11—18 апреля, 1933 г.), вып. 3, 1934.
20. Морозова Е. М., Озеро Рица на Кавказе, «Землеведение», т. XXI, кн. III, М., 1914.
21. Подоверский К. И., Следы и остатки ледников в верховьях рр. Бзыби, Гумисты и Амткелы, «Изв. «КОРГО»», т. XV, 1902, № 1.
22. Пузанов И. И., Оз. Рица, оз. Бебесыр в Абхазии, Тр. Науч. рыбохоз. и биол. станции Грузии, т. III, 1940.
23. Рейнгард А. Л., Следы ледникового периода в долине Мзымты и окрестностях перевала Песашиха в Западном Кавказе, Тр. Об-ва естествоиспытателей при Харьковском университете, т. XLVI, 1913.
24. Рейнгард А. Л., Несколько слов по поводу статьи г-жи Морозовой «Озеро Рица на Кавказе», «Изв. «КОРГО»», т. XXII, вып. 4, 1914.
25. Рейнгард А. Л., Геоморфологическое расчленение «Геология СССР», т. X, Закавказье, ч. I, М.-Л., 1941.
26. Рубинштейн М. И., К проблеме геотектонического расчленения Грузии, Сборник трудов Ин-та Геолог. и минер., АН Груз. ССР, 1951.
27. Шанцер Е. В., Новое о террасах черноморского побережья Кавказа (пред. сообщ.), Труды советской секции Межд. Ассое. по изучению четверт. периода (ingua) 1938.
28. Шуккин И. С., Очерк геоморфологии Кавказа, ч. I, т. 72, вып. 6, 1940.
29. Эберзин А. Г., О возрасте и происхождении конгломератов мыса Пицуиды (Абхазия), Тр. НГРИ, сер. Б, в. 54, Л.-М., 1935.

გვივის აუზის გეომორფოლოგიური რუკა

შალაბინა & კანაჭხვილა



გვივის აუზის გეომორფოლოგიური რუკა

I. რელიეფის ტიპები: 1. მაღალმთიანი, ყინვარული-ეროზიული, კლდოვან თხემიანი რელიეფი, ძველი და თანამედროვე გამყინვარებით, განვითარებული პალეოზოოტური კრისტალური წყების სუბსტრატზე. 2. მაღალმთიანი, ეროზიულ-ტექტონიკური რელიეფი, გარდღივადმო ხეობების სიკარბით და ძველი გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ლეიასის ასპიდურის ფიქლებისა და ქვიშაქვების სუბსტრატზე. 3. მაღალმთიანი, ეროზიულ-ტექტონიკური რელიეფი ღრმა, ვიწრო გარდღივადმო ხეობების სიკარბით და ძველი გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ბაიოსის პორფირიტული წყების სუბსტრატზე. 4. საშუალო და მაღალმთიანი კარტული რელიეფი, ძველი გაყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ზედა იურის, ცარცისა და ქვედა მესამეულის კარბონატული ქანების სუბსტრატზე. 5. გორაკ-ბორცვიანი, ეროზიულ-მეწყურული, ტერასული რელიეფი, განვითარებული სუსტად დანაოჭებული მესამეულის თიხების, ქვიშაქვების და კონგლომერატების სუბსტრატზე. 6. ზღვის სანაპირო ვაკე-დაბლობის აკუმულაციური რელიეფი, მდ. ბზიფის ფართე დელტით, განვითარებული მეოთხეული და თანამედროვე ალუვიური და ზღვიური ნაფენების სუბსტრატზე.

II. რელიეფის ფორმები: 7. ყინვარული ცირკი, 8. ყინვარული კარრი, 9. ტროგი, 10. ტექტონიკური ვარდნობი, 11. ანტეცედენტური ხეობა, 12. კანიონისებური ხეობა, 13. V-ბურთი ხეობა, 14. საჩქეფი, 15. ლვარცოფის გამონატანი, 16. დოლინა, 17. კარნიზი, 18. მღვიმე, 19. მეწყერი, 20. ტერასი, 21. ალუვიალურ-პროლუვიალური ვაკე, 22. ზღვის სანაპირო ზღვინული

ს. ნიშანიშვილი

ბზივის ქედის სამხრეთი ფერდობის და მიმდებარე უბანი ზღვის სანაპიროს მოკლე გეომორფოლოგიური ნაკვეთი

მორფოგრაფიულად საკვლევი რაიონი სამ, ერთი-მეორისაგან გახსხვავებულ ნაწილად იყოფა: 1. შავი ზღვის სანაპირო დაბლობი ზოლი, 2. გორაკ-ბორცვიანი ზოლი და 3. ბზივის ქედის სამხრეთი ფერდობის საშუალო და ძალაღმთიანი რაიონი.

საკვლევი რაიონი გეომორფოლოგიური თვალსაზრისით ნაკლებად არის შესწავლილი; არსებობს მხოლოდ ცალკეული გეომორფოლოგიური ცნობები [1, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 21, 22, 27, 28].

რელიეფის ტიპები და მათი გავრცელების რაიონები

საკვლევ რაიონში, ალ. ჯავახიშვილის დაყოფის მიხედვით [11], რელიეფის ხუთი ტიპია წარმოდგენილი. ისინი ზოგიერთი შესწორების შემდეგ, რაც უშთავრესად ტიპთა გავრცელების საზღვრებს შეეხება და კვლევის მასშტაბით არის გამოწვეული, შეიძლება უცვლელად იქნეს დატოვებული. ამ მდგომარეობის გამო რელიეფის ტიპის დადგენისათვის საფუძვლად ალ. ჯავახიშვილის დაყოფას ვიღებთ.

რელიეფწარმოშობი ფაქტორების გათვალისწინებით, გეომორფოლოგიური შესწავლის თანამედროვე დონეზე, რაიონში შეიძლება გამოიყოს რელიეფის შემდეგი ტიპები (იხ. გეომორფოლოგიური რუკა):

1. ზღვის სანაპირო ვაკე-დაბლობის აკუმულაციური რელიეფი, აგებული მეოთხეული და თანამედროვე ზღვიური და ალუვიური ნალექებით. რელიეფის ეს ტიპი ვრცელდება ზღვის ნაპირის გასწვრივ ცალკეული იზოლირებული უბნების სახით, უშთავრესად მდინარეთა შესართავებში და აგებულია როგორც ზღვიური. ისე მდინარეული ფხვიერი მასალით. მას ჯერ კიდევ არ განუცდია შესამჩნევი დისლოცირება, რის გამო თანამედროვე, პირველი და მეორე, მდინარეულ-ზღვიური ტერასებით არის წარმოდგენილი.

ამ ტიპის რელიეფი გამოსახულია თითქმის იდეალური ვაკით, რომელიც იდნავ არის დახრალი ზღვისაკენ; ვაკის ზედაპირი დასერილია მოკლე ხეობებით, როგორც ამას ტიპურად ქ. გუდაუთის ტერიტორიაზე აქვს ადგილი, მაგრამ რელიეფის საერთო ხასიათი უცვლელი რჩება. დამახასიათებელია, რომ მდი-

ნარეები ვაკეზე გამოსვლისას ძლიერ იტოტებიან და აჩენენ მრავალრიცხოვან ქვიშა-თიხიან ცვალებად მდინარეულ კუნძულებს. ზღვის ნაპირი, ზოგიერთი გამონაკლისის გარდა, დაბალია, რის გამოც კარგი პლაჟებიც გვხვდება; იგი აგებულია აღნიშნულ მდინარეთა თანამედროვე გამონაზიდი მასალით [14]. ქ. გულაუთისა და ს. ბომბორის მიდამოებში ადგილი აქვს ზღვის გაძლიერებულ აბრაზიას და ხმელეთის უკან დახევას; ეს მოვლენა განსაკუთრებით კარგად წარმოდგენილია ქ. გულაუთის სამხრეთ სანაპიროზე, სადაც, გადმოცემით, უკანასკნელი 30—40 წლის განმავლობაში ხმელეთი 25—30 მ სიფართის ზოლით შემცირებულა. მოვლენა ახლაც კარგად შეიმჩნევა. ზღვის მიერ სანაპირო ხმელეთის დაკავება შემჩნეულია აფხაზეთის სანაპიროს რიგ რაიონებში; აღსანიშნავია ამ მხრივ ქ. ოჩამჩირის მიდამოები, სადაც ზღვამ გარეცხა შავი ზღვის გზატკეცილის ნაწილი. ზღვის შემოსევა მიმდინარეობს აგრეთვე მდ. ბაკლანოვკის დელტის რაიონშიც, სადაც გაძლიერებით ირეცხება სანაპირო ქვიშიახა ზეინულები და მასზე აგებული გზა. ზღვის ასეთი მოქმედება თანამედროვე სანაპიროს დაპირვის შედეგია [19].

მდინარეთა შესართავებისათვის დამახასიათებელია სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ გადახრა, რაც სანაპიროსთან ახლოს გამავალი წყალქვეშა ფხვიერი მასალის ნაკადით [5] არის გამოწვეული; ეს მოვლენა კარგად არის გამოსახული მდ. მდ. თეთრიწყლის, შავიწყლის, ბაკლანოვკის და გულაუს შესართავებში, სადაც მდინარეთა ბოლო ნაწილები რამდენიმე ასეული მეტრის მანძილით პარალელურად გასდევს ზღვის ნაპირს, გამოყოფილია რა მისგან 5 მ-მდე, სიმაღლის ქვიშის სერებით. ზემოაღნიშნულის საწინააღმდეგოდ, ყურეებში შემდინარეთა შესართავები ჩრდილო-დასავლეთისაკენ არის გადახრილი, რაც ყველაზე კარგად მდ. მდ. ბესლეთისა და მაჭარის შესართავებშია წარმოდგენილი: ეს მოვლენა გამოწვეულია ზემოაღნიშნული წყალქვეშა ფხვიერი ნაკადის შემხვედრი დინებით, რაც ყურეებში წარმოიშობა ხოლმე.

რელიეფის ამ ტიპისათვის დამახასიათებელია ტერასები: გარდა ზღვის სანაპირო თანამედროვე პლაჟისა და მდინარეთა ქალის ტერასებისა, გვხვდება პირველი (5—6 მ) და მეორე (15—20 მ) ტერასა, რომელიც ზღვიურ და მდინარეულ შეერთებულ ტერასას წარმოადგენს. შეუმჩნევლად გადადიან რა ერთი-მეორეში. პირველი ტერასა სხვადასხვა სიფართით თითქმის მთელ სანაპიროზე გვხვდება; მასზე მდებარეობს ქ. გულაუთის სამხრეთი ნაწილი, სს. ბომბორის, ახალსოფლის, სანაპიროს, ახალი ათონის ტერიტორიები, ქ. სოხუთისა ნაწილი და სხვა. პირველ ტერასას წარმოადგენს აგრეთვე მდ. ბაკლანოვკის ხეობის ფსკერის ვაკე და მასზე მიკრული ზღვის სანაპირო; მას დაახლოებით 3,5 კმ სიგრძე და 350—400 მ სიგანე აქვს და შეუმჩნევლად გადადის მდინარის ტერასაში, რომელიც ს. ბაკლანოვკამდე 5—6 კმ მანძილზე გრძელდება: ტერასის სიგანე 1,5 კმ-მდე აღწევს და არსად 500 მ-ზე ქვევით არ ჩამოდის. მასზე მიმდინარეობს ზოგი მდინარე, რომელთათვის დამახასიათებელია უკიდურესი კლანილობა (მეანდრები); მეანდრებს აჩენს მდ. ბაკლანოვკაც, მაგრამ მისი მეანდრები ზედაპირულია, ხოლო შემდინარეებისა — ჩაჭრილი.

ტოპოგრაფიულ რუკებზე მდ. ბაკლანოვკის ქვემო წელში აღნიშნულ მეანდრი ამჟამად ნამდინარევედ არის გადაქცეული და რკალურ ტას წარმოადგენს; ნამდინარევი ორი რკალისაგან შედგება, რაც მისი ფორმირების ორ ფაზაზე მიუთითებს.

მეორე ტერასა (15—20 მ) განსაკუთრებით კარგადაა ქ. გუდაუთში და მის მიდამოებშია, მდ. გუმისთის ქვემო წელის ორივე მხარეზე, ქ. სოხუმსა და მდ. კელასურს შორის და სხვა ადგილებში. მდ. გუმისთის მარცხენა მხარეზე მას დაახლოებით 6 კმ სიგრძე აქვს და მკვეთრად არის გამოყოფილი მდ. პალეოთიხების, ქვიშაქვებს და თაბაშირის შემცველი თიხების სუბსტრატზე. და ქმნის მრავალრიცხოვან მდინარეულ კუნძულებს, ხოლო შესართავთან თანამედროვე დელტასაც წარმოშობს.

2. გორაკ-ბორცვიანი, ეროზიით ძლიერ დანაწევრებული რელიეფი, განვითარებული სუსტად დანაოქებული ზედა მესამეული კონგლომერატების, თიხების, ქვიშაქვების და თაბაშირის შემცველი თიხების სუბსტრატზე. რელიეფის ეს ტიპი თითქმის მთლიანი, ზოლის სახით არის წარმოდგენილი: ზოგიერთ ადგილას გაწყვეტილია რელიეფის უკვე განხილული ტიპით და ბზიფის ქედის სამხრეთული ტოტებით, რომლებიც უშუალოდ ზღვის ნაპირამდე ვრცელდებიან.

ამ რაიონის ჩრდილო ნაწილში გამოსახულია სინკლინური ხასიათის (ჯირხვის სინკლინი) დადაბლება, რომელიც თითქმის მთელ სიგრძეზე გასდევს ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობის ძირისა და გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის საზღვარს; დასავლეთ ნაწილში დადაბლების სამხრეთი კიდე მიუსერას სერის ზღვისაკენ მონოკლინურად დახრილი, კონგლომერატების შრეების მკვეთრად ჩამოკვეთილ ჩრდილო ფერდობს ემთხვევა, ხოლო ჩრდილოეთი საზღვარი — ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობის ძირს. მისი მთლიანობა დარღვეულია მდინარეთა წყალგამყოფებით, რომლებიც სტრუქტურულად სინკლინს, მაგრამ რელიეფურად დაბალ, ხანდახან დაბორცვილ და ხშირად ბრტყელ ზედაპირებს წარმოადგენენ. საკუთრივ გორაკ-ბორცვიანი ზონის მთავარი მდინარეები ძირითადად აქ იღებენ სათავეებს, ქმნიან რა ზემო წელში სინკლინურ ხეობებს, ხოლო შემდეგ კვეთენ მონოკლინური სტრუქტურის ზღვისაკენ დახრილ კონგლომერატების შრეებს და გამკვეთი ხასიათის ხეობებს ივითარებენ. ასეთ მდინარეთა მაგალითს წარმოადგენს მდ. შავწყლის ნაწილი და მისი შემდინარის ძღ. მაგაძირკას ხეობა, რომელიც სინკლინის დასავლეთ ნაწილში მდებარეობს; მასში და მის აღმოსავლეთ გაგრძელებაზე — ხიციშის სინკლინში მდებარეობს აგრეთვე მდ. დოხვარტის სათავეები და მდ. მდ. თეთრიწყლის და ბაკლანოვკის ხეობათა განედური მონაკვეთები. აღნიშნულიდან ჩანს, რომ რელიეფის თავისებურება ტექტონიკამ გააპირობა. რაიონის დანარჩენ ნაწილში ტექტონიკისა და რელიეფის ასეთი დამოკიდებულება იშვიათად შეიმჩნევა.

რელიეფის დადაბლებული ზოლისათვის დამახასიათებელია ცალკეული, უზარმაზარი ძაბრისმაგვარი ფორმების არსებობა, რომელთა ფერდობები დასერილია მოკლე და ხშირად მშრალი ხევეებით; ხევეები გამოყოფენ რა მცირე სიმაღლის სერებს, მიმართული არიან „ძაბრის“ ფსკერისაკენ და ზედაპირი უდაბლესი წერტილისაკენ მიმართული, შემხვედრი რადიალური დანაწევრების სახეს იღებს. ასეთი მოვლენები გვხვდება სს. ბლაბურხვის, ჯირხვის, კელასურის და სხვა მიდამოებში.

აქ არსებულ ზოგიერთ მდინარეს (მდ. მდ. შავწყალი, ბესლეთი, ძაქარა) კარგად გამოუმუშავებული ხეობები აქვს, რომელთა ფერდობები მკვეთრად გამოხატული და ფართო ტერასებით არის წარმოდგენილი. მაგალითად, მდ. შავ-

წყალს სათავიდანვე სამი ტერასა (2—3 მ. 10—15 მ, 45—50 მ) აქვს გამოშუშავებული, თუმცა როგორც ქვევით დავინახავთ, მათი ჩამოყალიბება დაკავშირებულია სხვა პირობებთან. ვიდრე ეს განსახილველი ტიპისათვის არის დამახასიათებელი. ტერასები ასევე კარგად აქვთ გამოსახული მდ. მდ. ბესლეთსა და მაჭარას; განსაკუთრებით ფართოა ჭალისხედა პირველი ტერასა (5—6 მ), რომელიც ზოგიერთ შემთხვევაში ვრცელი ვაკის სახით (მდ. მაჭარის ხეობა) პრის წარმოდგენილი. იგი ძირითადად სასოფლო-სამეურნეო სავარგულია და გამოყენებულია გზების გასაყვანად.

რაიონის დასავლეთ ნაწილში გორაკ-ბორცვიანი ზოლის ძირითად ხაწილს ე. წ. მიუსერას სერია წარმოადგენს. იგი დასერილია მდ. მიუსერას, მისი მრავალრიცხოვანი შემდინარეებისა და დამოუკიდებელ მოკლე მდინარეთა ხეობებით. ხეობები ღრმა და ნაკლებ გამოშუშავებულია, რაც ამგებელი ქანების (კონგლომერატები) ხასიათით არის გამოწვეული. მიუსერა აგებულია მეოტური კონგლომერატებით [28] და განიხილება როგორც მდ. პალეობზიფის დელტა, რომელმაც შემდეგში 200 მ აიწია და სუსტად დანაოჭდა კიდევ. აქ, გორაკ-ბორცვიანი რელიეფი უშუალოდ ზღვამდე ვრცელდება და აბრაზიულ-ალმარათული ნაპირი წარმოიშობა. რელიეფის ეს ტიპი ასევე ზღვამდე აღწევს მდ. მდ. ბაკლანოვიკისა და აცკვარის წყალთა შეუთში, ს. ეშერის მიდამოებში და მდ. მდ. კელასურისა და მაჭარას წყალგამყოფის რაიონში.

მდ. მდ. დოხვარტისა და გუდაუს წყალგამყოფი სერია, რომელიც ზღვისაქენ არის მიმართული, მკაფიოდ გამოხატული ზღვიური ტერასების ვაგონების რაიონს წარმოადგენს; აქ გვხვდება 6 ტერასა: I. 5 მ. II. 15—20 მ, III. 45—50 მ, IV. 75—80 მ, V. 125—130 მ და VI. 175—180 მ; მათი არასრული სერია წარმოდგენილია მდ. მდ. ბაკლანოვიკის და აცკვარის წყალგამყოფზე, ს. სანაპიროს და კურორტ ახალი ათონის მიდამოებში, მდ. მდ. ბესლეთის კელასურის და კელასურისა და მაჭარას ხეობათა შეუთში და სხვა ადგილებში.

შავი ზღვის აფხაზეთის ტერასების შესახებ მრავალი ავტორის მოხაჯებები არსებობს [12, 15, 21, 27], მაგრამ მათ შორის აზრთა თანხმობას ვერ ვამჩნევთ. ტერასების დადგენის საკითხს ისიც აძნელებს, რომ სანაპირო ხმელეთის ბევრმა ნაწილმა არათანაბარი ახეგება ან დაძირვა განიცადა, რის გამო წმირად ერთი და იგივე ტერასა (რომელთა ხნოვანება ფაუნით არის დადგენილი) სხვადასხვა სიმაღლეზე მდებარეობს.

გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის არეში განსაკუთრებული ადგილი უჭირავს ს. დურიფშის მიდამოებს, რომელიც დურიფშის პლატოს სახით არის წარმოდგენილი. პლატო კარგად არის შემოსაზღვრული ჩრდილოეთით და დასავლეთით მდ. თეთრიწყლის საკმაოდ ღრმა და ვიწრო ხეობით, ხოლო აღმოსავლეთით მდ. დოხვარტის შემდინარეთა ხეობებით; პლატო სამხრეთით თანდათანობით დაბლდება და შესამჩნევი საფეხური არა აქვს. იგი აგებულია კირქვის კონგლომერატებით, რომელიც ნიადაგის მძლავრი (5—7 მ) ფენით არის დაფარული [20]. კონგლომერატებს ალუვიური სახე აქვს, რის გამო ზოგი ავტორის [20] მიერ იგი განიხილება, როგორც მდ. პალეობთეთრიწყლის გამონაზიდი მასალა (დელტა).

ამგებელი ქანების ხასიათი, ატმოსფერული ნალექების სიუხვე [2] და ზედაპირის რელიეფი ხელს უწყობს კარსტული მოვლენების და ფორმების წარმოშობას; რელიეფის კარსტული ფორმებიდან დიდი რაოდენობით გვხვდება ძაბრები, მღვიმეები, კარსტული ტბები და სხვა [20]. პლატოს კარსტული დრე-

ნაქი ძირითადად მის ჩრდილო და დასავლეთ (მდ. თეთრიწყლის ხეობა) მხარე-საკენ არის მიმართული, რის გამო ამ ფერდობზე ხშირია კარსტული წყლების გამოსავლები და მღვიმეები, რომელთა შორის აღსანიშნავია მდინარეზე არსებული ელსადგურის კაშხალთან ახლოს მდებარე კლასტოკარსტული ხასიათის მღვიმე. გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის კარსტული ფორმები გვხვდება აგრეთვე მდ. ბესლეთის ერთ-ერთი შემდგენლის, მდ. ჩალბას ხეობაში. აქ გვხვდება ვოკლუზური ხასიათის წყლები, რომლებიც ხეობის ფსკერის დაახლოებით 50 კმ მეტრის ზედაპირზე 13 წნევით და შრეთაშორისი წყაროებით არის წარმოდგენილი. ასევე მდ. შავწყალი ვოკლუზური წყლებიდან იღებს სათავეს; იგი ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობის 150—200 მ სიმაღლის ქარაფის ძირთან იწყება.

გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის იმ უბნებისათვის, რომლებიც თითქმის ზღვის ნაპირამდე ვრცელდებიან, დამახასიათებელია ზღვის სანაპირო მეწყერები; საყრდენი კედლებით მეწყერთა დამაგრების ყოველგვარი ცდა უშედეგოდ მთავრდება.

3. კარსტული რელიეფი, ქედთა თხემებზე ძველი გაყინვარების ნიშნებით. განვითარებული ზედა იურულ, ცარცულ და მესამეულ კირქვებზე. რელიეფის ეს ტიპი ვრცელდება ბზიფის ქედის დასავლეთ კირქვიან ნაწილზე, გორაკ-ბორცვიან ზოლამდე სამხრეთით, ხოლო შემდეგ ვიწრო ზოლის სახით, მდ. ბაკლახოვის შუა წელზე ვავლით, მიემართება სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ, სადაც იგი კვლავ ვაფაროებულია; კარსტული რელიეფის ბუნებრივი გაგრძელება აღმოსავლეთისაკენ არის; მცირე ხარვეზის შემდეგ იგი დასავლეთითაც ვრცელდება — გავრის ქედის კირქვიანი მასივის სახით. რელიეფის ეს ტიპი ზოლის სახით არის გავრცელებული და მთელი დასავლეთ საქართველოს კარსტული მხარის შემადგენელ ნაწილს წარმოადგენს.

რელიეფის ეს ტიპი, განსაკუთრებით დიდ სიმაღლეზე, ბზიფის ქედის დასავლეთ ნაწილშია წარმოდგენილი: აქ ადგილის სიმაღლე 2000 მ-მდეა, ხოლო ცალკეული მწვერვალები 2500 მ-ზე მაღალია, რის გამო კარგად არის გამოხატული მცენარეული საოარის ზონალობა: ეს თავის მხრივ გავლენას ახდენს დაკარსტის ინტენსიობაზე; კერძოთ, ტყის ზონაში კარსტი შედარებით სუსტად არის წარმოდგენილი, ხოლო სუბალპურ და ალპურ ზონაში განსაკუთრებული ინტენსიობით გამოირჩევა.

ქედის თხემზე ადგილი აქვს ცალკეული მახვილი მწვერვალებისა და შედარებით მოსწორებული ზედაპირების მორიგეობას, რასაც ხშირი დაკარსტაც უწყობს ხელს. მწვერვალებისათვის დამახასიათებელია ფლატეები, ხოლო ხეობებში — კირქვის ხშირი კარნიზების არსებობა. განსაკუთრებული სიმკვეთრით და სიციცაბოვით გამოირჩევა ქედის ჩრდილო ფერდობი, სადაც რღვევის ხაზი გადის, რის გამო გვი თითქმის მიუდგომელია; ქედის თხემი მ. მ. ჩიბუაგრასა და ნაპრას მიდამოებში თუმცა ვიწრო, მაგრამ შედარებით ვაკე რელიეფის მქონეა.

ბზიფის ქედის დასავლეთ ნაწილში მეოთხეული პერიოდის გაყინვარებასაც ჰქონდა ადგილი [3, 6], მაგრამ იგი შედარებით სუსტი იყო და კარსტული ფორმების ინტენსიური განვითარების გამო მისი ნიშნების შემჩნევა უკიდურესად გაძნელებულია; გაყინვარების ნიშნების დადგენისათვის სპეციალური დეტალური კვლევა-ძიებაა საჭირო.

ქედის სამხრეთი ფერდობი, შედარებით ჩრდილოეთთან, დამრეცია; აქ ხშირია რელიეფის კარსტული უარყოფითი ფორმები, რომლებიც ერთი-მეორისაგან ვიწრო წყალგამყოფებითაა გამოყოფილი, რის გამო ფერდობი საერთო ინტენსიური დასერილობით ხასიათდება. ძაბრთა სიღრმე 50—60 მ-მდე აღწევს; გვხვდება როგორც მარტივი, ისე რთული ძაბრები.

ძაბრთაშორის ადგილები (ძაბრთა გამოყოფები) უფრო მალა მდებარე ძაბრის ფერდობებზე გადადიან, რის გამო ხშირად წარმოიქმნება ძრავალრიცხოვან ძაბრებისაგან შემდგარი საერთო დადაბლებული რელიეფი, რომელსაც უვალების სახე აქვს მიღებული. ძაბრთა მნიშვნელოვანი ნაწილის ფსკერი მოფენილია გამოფიტვის მასალთ, რაც ზოგიერთ შემთხვევაში ძაბრის ვასასვლელების დახშობას და დროებით კარსტული ტბების წარმოშობას იწვევს. ასეთი ტბები ხშირია მდ. ივრის აუზის ზემო წელში; აქვე ხშირია კარული ზედაპირები, კარსტული ჭები და მბერავი ხვრელები.

კარული რელიეფის ტყიანი ზონა გამოირჩევა კარსტის შესუსტებული გამოვლინებით; მიუხედავად ამისა, ხშირად გვხვდება ძაბრები, რომელთა ფერდობები ტყით არის დაფარული, ხოლო ფსკერი უმრავლეს შემთხვევაში დასშულია. აქვეა კარული ზედაპირები და განსაკუთრებული ფორმები, რომელთაც სავარძლები შეიძლება ეწოდოს; ისინი, მართლაც, ტიპურ სავარძლებს წარმოადგენენ ზურგის ნახევარცილინდრულად ამოღრმავებული ნაწილით და საჯდომით; ტყეში კარული ზედაპირების წარმოშობა გამოწვეული უნდა იყოს ფოთლების მიერ შეკავებული წყლის წვეთების შენელებული და გაშუქებით ერთსა და იმავე ადგილას დაცემით, ხოლო ვინაიდან „კარსტული სავარძლებიც“ მათ გვერდით გვხვდება, უნდა ვიფიქროთ, რომ ისინიც ამავე გზით არიან წარმოშობილი; ამასვე მიუთითებს კარული ზედაპირების გვერდით ჯერ კიდევ საბოლოოდ გაუფორმებელი „კარსტული სავარძლების“ არსებობა.

კარსტული რელიეფის მდინარეების უმრავლესობა ტრანზიტული ხასიათის არის (ბაკლანოვკა, ორივე გუმისთა, ბესლეთი, კელასური); მათ, ლითოლოგიური თავისებურების გამო, კანიონისებური ხეობები აქვთ გამოქმუშავებული; ასეთია, მაგალითად, მდ. ივრის ხეობა, რომლის ზედა ნაწილი განსაკუთრებული ველურობით და გამოქმუშავებლობით გამოირჩევა; იგი ციცაბოფერდობებიანი (ქარაფოვან-კარნიზიანი) და თითქმის მიუღვამელია. ხოლო ძირი დახერგილია კირქვის უზარმაზარი ლოდებით. ასეთივეა მდ. მდ. თეთრიწყლისა და ბაკლანოვკის ხეობათა ის მონაკვეთები. რომლებიც ტიპის გავრცელების რაიონის ფარგლებში შედის. მდ. ბაკლანოვკის ხეობის ძირზე ორი ადგილობრივი ბაზისია, რომელთა ქვევით ჩანჩქერებია, ხოლო ზევით ხეობა უჩვეულოდ არის გაფართოებული და კარგად გამოქმუშავებული (100 მ სიგანის და 2 კმ სიგრძის) პირველი ტერასაც აქვს; დანარჩენ ადგილებში ხეობის ფსკერი თითქმის მთლიანად 1000 მ-მდე სიღრმის ლოდებითაა დახერგილი.

კანიონისებური ფორმის მქონე და ანტეცედენტური წარმოშობის ხეობებია აგრეთვე მდ. მდ. გუმისთის, ბესლეთის, კელასურის, დიდი და მცირე მაჭარას ის მონაკვეთები, რომლებიც რაიონის ფარგლებში შედის. ზოგიერთი მათგანის ფერდობებზე კარსტული მღვიმეებიც არის განვითარებული.

გორაკ-ბორცვიანი და კარსტული რაიონების საზღვარზე რღვევის ხაზი გადის და მკვეთრი საფეხური იქმნება. ამ საფეხურის ზევით, ბზიფის ქედის სამხრეთ ფერდობზე, შეიძინევა ურთიერთპარალელური მშრალი ხეობები; ისინი თავიანთი ბოლოებით მიმართული არიან გორაკ-ბორცვიანი ზონისაკენ,

საფეხურთან ღიად თავდებიან და ალბათ უფრო ძველი წარმოშობის არიან, ვიდრე რღვევის ხაზი. მართალია, მათი გავრძელება გორაკ-ბორცვიან ზონაში თითქმის არსად შეიმჩნევა, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ მდ. შავწყლის ხეობას, მაგრამ ეს შემდეგდროინდელი ექსოგენური გარდაქმნით არის გამოწვეული. ჩანს, ამჟამად მშრალი ხეობების წყალი მიწისქვეშ დიკარგა და მათი შემდგომი განვითარება-გამომუშავებაც შეწყდა. მდ. შავწყლის ხეობის გორაკ-ბორცვიანი ზონის ნაწილი ნაწილობრივ მაშინ უნდა იყოს გაფორმებული, როდესაც მისი წყალი ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობებიდან მომდინარეობდა; წინააღმდეგ შემთხვევაში ხეობის დასაწყისშივე მაღალი ტერასების (45—50 მ) გამომუშავება ვოკლუზური წყლებით, როგორცაც მისი სათავე წარმოადგენს, შეუძლებელი იქნებოდა. გორაკ-ბორცვიანი და კარსტული რელიეფის საზღვარზე გვხვდება აგრეთვე მდ. მდ. აცკარას და მდ. მაჭარას ხეობა-გვირაბები (ჩაქცეული თაღით), რომლებიც გამომუშავებული არიან კირქვიანი ანტიკლინური ქედების გაკვეთის რაიონში.

რელიეფის კარსტული ტიპისათვის დამახასიათებელია მრავალრიცხოვანი მღვიმეები, რომელთა შორის აღსანიშნავია ახალშენის (რამდენიმე), აძაბას, შორომის, კელასურის და სხვა.

კირქვიან ქედთა თხემებსა და ფერდობებზე გვხვდება აგრეთვე მოსწორებული ზედაპირები, რომელთა-ნაწილი აბრაზიული წარმოშობის უნდა იყოს; ასეთია მაგალითად, ახალი ათონის რაიონში ზ.დ. 210—220 მ სიმაღლეზე მდებარე ზედაპირი, იაშტუხა-ბირცის ქედის თხემი და მისი სამხრეთი ფერდობის საფეხური (400—450 მ), რომელზედაც ამ რაიონისათვის სრულიად უცხო ქვარგვლებიც იქნა ნახული. მოსწორებულ ზედაპირს წარმოადგენს აგრეთვე ანბიუჯის ქედის მთელი თხემი (450—550 მ), მდ. მდ. კელასური-სა და მდ. მაჭარას გამკვეთ ხეობათა შუეთი, აბიანდე-ჩაამას ქედის 900—1000 მ, 1150 — 1170 მ სიმაღლის საფეხურები და სხვა. მოსწორებული ზედაპირები რაიონის რელიეფის განვითარების ეროზიულსა და აბრაზიულ ციკლებზე უნდა მიგვიითებდნენ.

4. საშუალო და მაღალმთიანი რელიეფი. გამკვეთი ზეობების სიჭარბით, ძველი გაყინვარების ნიშნებით, გამომუშავებული ლიასის, ფიქლების და ბაიოსის პორფირიტული წყების სუბსტრატზე. რელიეფის ამ ტიპის გავრცელების რაიონი ძირითადად მდ. მდ. აღმოსავლეთ და დასავლეთ გუმისთისა და კელასურის აუზთა უდიდეს ნაწილს მოიცავს. ლითოლოგიურ თავისებურებას ღიდი გავლენა მოუხდენია რელიეფის ხასიათზე, რის გამო ლიასის ფიქლებით აგებული უბნები ნაზი რელიეფისაა, ხოლო ბაიოსის პორფირიტები აპრობებენ რელიეფის მკვეთრი ფორმების წარმოშობას; პირველს შეეფარდება საშუალო, ხოლო მეორეს—მაღალმთიანი რელიეფი.

რაიონში შედის ბზიფის ქედის აღმოსავლეთი ნაწილი, რომელიც ძირითადად განედური მიმართულებისაა; მას გამოეყოფა მდ. მდ. აღმოსავლეთ და დასავლეთ გუმისთის, კელასურისა და მათი მრავალრიცხოვანი შემდინარეების სამხრეთისაკენ მიმართული წყალგამყოფები. ტექტონიკურად ქედის ეს ნაწილი ანტიკლინები და სინკლინების მორიგეობას წარმოადგენს; იმის გამო, რომ ნაოჭები პორფირიტული წყებით არის აგებული რელიეფურად კარგად არის გამოხატული და სინკლინებიც კი ქედებს ქმნიან. ამგებელი ქანების ხასიათით არის

გამოწვეული ისიც, რომ ქედი და მისი თხემი ძლიერი გაშიშვლებებით, მწვერვალთა სიმახვილით, ღრმა და ვიწრო შშრალი ხეობებით და კედელ-ქარაფებით ხასიათდება, რის გამო იგი მიუდგომელია. რელიეფის სიმკვეთრე შეპირობებულია ინტენსიური გამოფიტვის პროცესებით, რომელთა შორის დიდი როლი ყინვითს გამოფიტვას ეკუთვნის.

სიმკვეთრეს აძლიერებს ქედის მიერ წარსულში განცილილი გაყინვარება, რომლის ნიშნები წარმოდგენილია ცირკებით, ტროგებითა და სხვა ფორმებით. ჩედლის ქედზე სამი კარგად გამოხატული ტროგი შეიმჩნევა; დასავლეთიდან პირველი მდებარეობს 2853 მ-ის აღმოსავლეთ მხარეზე; მცირე წყალგამყოფის გადაღმა — აღმოსავლეთით, მეორე ტროგია, რომელიც მთლიანად ქედის თხემზეა მოთავსებული; იგი 100—150 მ უფრო მაღალ დონეზეა, ვიდრე პირველი. უფრო აღმოსავლეთით მდებარეობს მესამე ტროგი, რომელიც სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ არის მიმართული და ადგილ ხაკას რაიონში ჩამოედინარე მდ. აღმოსავლეთ გუმისთის ერთ-ერთი სათავის ხეობაში გადადის; ტროგში რიგვლია და მკაფიოდ გამოხატული საფეხური იქმნება. ტროგს წარმოადგენს აგრეთვე მდ. აღმოსავლეთ გუმისთის უკიდურესი აღმოსავლეთი სათავის ხეობა, რომელიც კარგად შეიმჩნევა მდ. ლიკიმის შესართავამდე (1698 მ). მდ. ლიკიმის ხეობის მარცხენა ფერდობი ორსაფეხურიან მოსწორებულ ზედაპირს წარმოადგენს და აღმოსავლეთით მდ. კელასურის აუზისაკენ მიიმართება, გადაებმის რა ასეთივე ხასიათის ზედაპირს.

გაყინვარების ნიშნები გვხვდება აგრეთვე მდ. კელასურის სათავეებში; კერძოდ, მდინარის ორი მარჯვენა სათავის ხეობები კარგად გამოხატული ცირკით და ტროგებით ხასიათდება; ტროგები ერთი-მეორეს ერთვიან ზ.დ. 1690 მ. სიმაღლეზე. მდ. კელასურის სათავეებში ყინვარული მოქმედების კვალი ყველაზე კარგად მის მთავარ ხეობაში შეიმჩნევა; იგი ჭერ-ჭერობით სუსტიდ გარდაქმნილია. კელასურის ტროგი სამხრეთით ტყის ზონაშიც გრძელდება და ზ.დ. 1600 მ სიმაღლეზე წყდება, აქედან ხეობას უკვე ეროზიული ხასიათი აქვს.

ძველი გაყინვარების შემდეგი რაიონი მ. ძირხვის (2710 მ) მასივის მიდამოებშია. იგი ბაიოსის პორფირიტებით არის აგებული და მიუხედავად სიბკლინური ხასიათისა, რელიეფში დადებით ფორმად არის გამოსახული, წარმოადგენს რა რელიეფის ინვერსიის კარგ მაგალითს. ძირხვის მასივი შედგება სამი მთისაგან. რომლებიც ერთი-მეორისაგან ცირკთა ზურგების ურთიერთგადაკვეთის უბნებში არსებული დადაბლებებით გამოიყოფიან. მასივის ჩრდილო და სამხრეთ ფერდობებზე ორ-ორი ცირკია, ხოლო აღმოსავლეთ და დასავლეთ მხარეზე — თითო. ყველაზე გრანდიოზულად ცირკები ჩრდილო ფერდობებზეა, წარმოდგენილი, სადაც აღმოსავლური გამოიორჩევა თავისი სიდიდით; იგი ტროგის დასაწყისში ძლიერ შევიწროებულია და ყუთის ფორმა აქვს. იმის გამო, რომ ძირხვის მასივს დიდი გავრცელება არა აქვს და ირგვლივ ლიასის რბილი ქანებით არის შემოფარგლული, ცირკები ღიად არიან მიშვერილი მასივის განაპირა მხარისაკენ და უშუალოდ, ტროგის გარეშე, გადადიან მკვეთრად ჩამოკვეთილ ფერდობებში.

საკითხი: თუ სადამდე ჩამოდიოდნენ ყინვარები, შედარებით ძნელი გადასაწყვეტია. ზოგი ავტორი [15] ყინვარულ ნიშნებს სოხუმისა და ახალი ათონის მიდამოებშიც ხედავს, მაგრამ ეს უკიდურესობაა. კ. პოდოხერსკის [23] მიხედვით გაყინვარების ნიშნები ჩედლის ქედის სამხრეთ ფერდობზე მხოლოდ 2440 მ სიმაღლეზე შეიმჩნევა. ხეობათა ტროგული ხასიათი მდ. კელასურის ხეობა-

ში ნათლად ჩანს ზ. დ. 1600 მ სიმაღლეზე; შეიძლება ითქვას, რომ ყინვარული მორენები ალბათ უფრო დაბალ დონეზე მდებარეობენ, ვიდრე ეს ჩვენ ტროგების (1600 მ), მაგალითზე შევამჩნიეთ.

მდ. აღმოსავლეთ გუმისთის ხეობა განხილული რაიონის ფარგლებში მთლიანად ფიქლებშია გამოქვეყნებული, მაგრამ მაინც ვიწრო და ღრმაა, რაც იმით არის გამოწვეული, რომ იგი გამკვეთი ტიპის ხეობათა კატეგორიას მიეკუთვნება. განსაკუთრებული სიეწროვე ხეობას სოხუმის პიდროლექტროსადგურის წყალსატუმბის რაიონში აქვს, სადაც იურული გრანიტოიდების გამოსავლების გამო ეროზიის ადგილობრივი ბაზისიც იქმნება. ადგილობრივი ბაზისის ზედა ხეობა რამდენადმე გაფართოებულია და დასახლება ციმურის მიდამოებში, მარცხენა ფერდობზე, პირველი (5 მ) და მეორე (10 — 15 მ) ტერასაც აქვს განვითარებული.

მდ. აღმოსავლეთ გუმისთასაგან განსხვავებით მდ. დასავლეთ გუმისთას ხეობა სოხუმქვის მეორე უბნამდე სამხრეთ-აღმოსავლეთი მიმართულებისაა, ე. ი. ნაოქთა მიმართულების თანხვედრისა. ტექტონიკური თავისებურებითვეა გამოწვეული, რომ მდინარის აუზში ქედებსაც, უმრავლეს შემთხვევაში, ასეთივე მიმართულება აქვთ. ასე რომ მდ. დასავლეთ გუმისთის აუზის უდიდეს ნაწილში ტექტონიკური ელემენტები რელიეფში კარგად არის გამოსახული. თუმცა ამ კანონიდან გადახრებსაც აქვს ადგილი.

მდ. დასავლეთ გუმისთის ხეობა, გარდა კარსტულ რაიონში შემავალი მონაკვეთისა, ღრმად არ არის ჩაჭრილი და ფერდობები დამრეცი აქვს, რის გამო გარდღეარდმო ჭრილში გადაშლილ X-ბურ ხსიათს ატარებს, ხოლო ზემო წელში ვიწრო და ჩამოკვეთილფერდობიანია; ასეთივეა მისი შემდინარეების მდ. მდ. გუმირიშხას და აკუდროხას ხეობები, რაც ლიასის ფიქლებში კირქვის შიდაშრეების გამოსავლებით არის გამოწვეული.

მდ. დასავლეთ და აღმოსავლეთ გუმისთას აუზებში აქა-იქ გვხვდება წყალგამყრფთა მოსწორებული თხემები, რომელთაც ხშირად საფეხურებრიობა ახასიათებს. ასეთი ზედაპირები გვხვდება ზღვის დონიდან 700—800 მ, 800—900 მ, 900—1000 მ, 1000—1100 მ, 1300—1400 მ და 1500—1600 მ სიმაღლეზე. როგორც აღინიშნა, მოსწორებული ზედაპირები გვხვდება კარსტულ რაიონშიც. მთელსაკვლევ რაიონში ზედაპირები ასეთი თანმიმდევრობით ლავდებიან: I. 450—550 მ, II. 700—800 მ, III. 800—900 მ, IV. 900—1000 მ, V. 1000—1100 მ, (ზოგან 1150—1170 მ), VI. 1300—1400 მ და VII. 1500—1600 მ. ეს საფეხურები რაიონის ეროზიული (და შეიძლება აბრაზიულიც) დანაწევრების და პიდროგრაფიული ქსელის ჩამოყალიბების სტადიებს უნდა გამოსახავდნენ; მათი წარმოშობა, ალბათ, ზედა პლიოცენს ემთხვევა, როდესაც—კიმერულისწინა ოროგენული ფაზის შემდეგ დაიწყო ახალი პიდროგრაფიული ქსელის ჩამოყალიბება და მისი ერთდროული გარდაქმნის პროცესი. მოსწორებული ზედაპირების დეტალური შესწავლა მომავლის საქმეა.

5. მთისუბნის სინკლინური ქვაბული, აგებული მესამეულის ფორამინიფერებიანი და მერგელური კირქვებით, თაბაშირისშემცველი თიხებით და ქვიშაქვებით. ქვაბული სინკლინურ მულდას წარმოადგენს და განედური მიმართულებითაა გაჭიმული. ქვაბულის ჩრდილო ფერდობი ოტოიუშის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთას წარმოადგენს, ხოლო სამხრეთი — აბიანდას ანტიკლო-

ნის ჩრდილო ფრთას, რომელიც ცარცის შრეებრივი კირქვებით არის აგებული. ტოპოგრაფიული და გეოლოგიური ზედაპირი ერთიმეორეს ემთხვევა.

ქვაბულის გრძელი ღერძის გასწვრივ მიმდინარეობს ჩვენ მიერ პირობითად წოდებული მდ. მთისუბნისწყალი, რომელიც მდ. აღმოსავლეთ გუმისთის მარცხენა შემდინარეს წარმოადგენს. იგულისხმება, რომ მდინარის მიერ გამოქმუშავებული ხეობაც სინკლინურია.

ქვაბულის რელიეფი ბორცვიანია, რასაც განსაკუთრებულად ხელს უწყობს ოლიგოცენური თიხების ინტენსიური დამეწყვრა. ქვაბულის ჩრდილო ფერდობზე ხშირია კირქვების გაშიშვლებული ზედაპირები, რომლის გამოფიტული მასალა ქვენაკადიანი ღვარცოფული ხასიათის ნაკადების წარმოშობას იწვევს.

იმის გამო, რომ ქვაბულის ფერდობები ძირითადად კარბონატული ქანებისაგან არის აგებული, ხშირია კარსტული ხასიათის წყლების გამოვლენები; ისინი უფრო კარგად ქვაბულის სამხრეთ ფერდობზე არიან წარმოდგენილნი. ეს მოვლენა იმითაც არის გამოწვეული, რომ ფერდობის შრეებრივი კირქვები ხელს უწყობენ შრეთაშორის წყაროების წარმოშობას.

მდ. მთისუბნისწყლის სინკლინური ხეობის ბუნებრივ დასავლეთ გაგრძელებას, მდ. აღმოსავლეთ გუმისთის ხეობის გაღმა, წარმოადგენს ს. ახალშენის ცოტა ჩრდილოეთით მდებარე ძველი ხეობის ნაშთი, რომელიც თავის მხრივ დასავლეთ გუმისთის ხეობის მარჯვენა მხარეზეც გრძელდება. ეს ფაქტი იმაზე მიგვიჩვენებს, რომ მდ. მთისუბნის წყლის ხეობა წარსულში დასავლეთით გრძელდებოდა; ეს იყო მანამდე, სანამ თანამედროვე ორივე გუმისთის ხეობები გაჩნდებოდა. ჰიდროგრაფიული ქსელის გარდაქმნის შემდეგ მდ. მთისუბნისწყალი მდ. აღმოსავლეთ გუმისთის შემდინარე გახდა.

რაიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორია

რაიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორია საკმაოდ რთულია. მან ნაოჭა ხმელეთის საბოლოო სახე შესარბამატისწინა დანაოჭებით ძიილთ, მაგრამ პონტური ტრანსგრესიის დროს დიდი ნაწილი ზღვით დაიფარა; ამ დროს ზღვა მასალას იღებდა უფრო შორეული ხმელეთიდანც, ვიდრე თანამედროვე კირქვიანი რაიონია. კიმერული საუკუნის წინაორგენულმა ფაზამ გამოიწვია არა მარტო მთიანი მხარის ზღვისაგან განთავისუფლება, არამედ ზღვის სანაპირო ხმელეთისაც. მამასაღამე, პონტური საუკუნის შემდეგ საკვლევე რაიონი ზღვით აღარ დაფარულა, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ მცირე მასშტაბის მოძრაობებს, რომლებიც მხოლოდ ზღვის სანაპირო ვიწრო ხმელეთს ეხებოდა და თითქმის არავითარ გავლენას არ ახდენდა რაიონის ძირითად ნაწილებზე.

რაიონის პირველადი ტექტონიკური რელიეფის გარდაქმნაში მთავარი როლი ზედაპირული წყლების მოქმედებას ეკუთვნის, მაგრამ სარმატული ოროგენული მოძრაობით წარმოშობილი ძირითადი სტრუქტურები გადარეცხილი და მოსწორებულ იქნა პონტური საუკუნის ძლიერი ტრანსგრესიით, რის გამოც პონტურისწინა ჰიდროგრაფიული ქსელის აღდგენა შეუძლებელი ხდება [18]. თანამედროვე ჰიდროგრაფიული ქსელის ძირითადი ნიშნები კიმერულსწინა ოროგენული ფაზით ჩამოყალიბდა, რომლის შედეგად დაიწყო ნაოჭების ახევა და განედური მიმართულების სინკლინების და ანტიკლინების წარმოშობა. ბზაფის ქედის ანტიკლინურმა ნაოჭმა გზა გადაუღობა ჩრდილოეთით მდებარე

კავკასიონის ხმელეთიდან ჩამომდინარე მდინარეებს და მათ თავი მოიყარეს მდ. პალეობზიფის სინკლინურ ხეობაში, რომლის წყალი მდ. ფსოუსკენ გაედინებოდა [18].

ბზიფის ანტიკლინური ქედის აზევებამ გამოიწვია მის სამხრეთ ფერდობზე ახალი ჰიდროგრაფიული ქსელის წარმოშობა; ახალი, კონსექვენტური, მდინარეების ქსელი წარმოიშვა აგრეთვე ქედის თხემის პარალელურად განლაგებულ ანტიკლინურ ამალეებათა ფერდობებზეც; ისინი ჩაედინებოდნენ სინკლინურ მდინარეულ ხეობებში. მდინარეები აწარმოებდნენ რა გაძლიერებულ სიღრმით და უკუსვლით ეროზიას, თანდათანობით გასჭრიდნენ ხოლმე ანტიკლინურ ამალეებათა თაღებს და აღწევდნენ სინკლინურ ხეობებამდე, იტაცებდნენ მათ წყლებს და ამ გზით ხდებოდა ჰიდროგრაფიული ქსელის გარდაქმნა. ამ მიზეზით უნდა იყოს გამოწვეული თანამედროვე ხეობებში განედური და შერიდიანული მონაკვეთების არსებობა (მდ. მდ. ხიფსთა, იგრი, აფსთა, დას. და აღ. გუმისთა და სხვა). ხეობათა განედური მონაკვეთები სინკლინურ მუღლებს ემთხვევიან, ხოლო შერიდიანული ანტიკლინურ თაღებს ჰკვეთენ [15, 18]. ჰიდროგრაფიული ქსელის ცვალებადობა რაიონის აღმავალი მოძრაობის ფონზე მიმდინარეობდა, რაც ეროზიის ბაზისის დადაბლებას, სიღრმითი ეროზიული პროცესების გაძლიერებას და მდინარეთა სიგრძეში ზრდას იწვევდა. თუ რამდენად ძლიერი იყო ეროზიულ-აკუმულაციური პროცესები, იქიდანაც ჩანს, რომ პლიოცენში წარმოიშვა ისეთი მძლავრი ნალექები, როგორიცაა პალეობზიფის [28] და თეთრიწყლის დელტის კონგლომერატები (მიუსერა, დურაბზის პლატო, თეთრიწყლის წყალქვეშა დელტა).

მეოთხეული პერიოდი დედამიწის ზედაპირის ახალი აზევებებით აღინიშნა [24], რაც ზღვიური ტერასების გაფორმებაში და მდინარეთა ქსელის სიგრძის ზრდაში გამოიხატა. თუ ზღვიური ტერასების სიმაღლითი სხვაობების მიხედვით ვიმსჯელებთ, მეოთხეულ პერიოდში რაიონმა დაახლოებით 200—300 მ აწვია ოკეანის ზედაპირის მიმართ.

მთიანი მხარის რელიეფის ფორმირებაში მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა მეოთხეულმა გაყინვარებამ, რომლის ნიშნები უფრო მკაფიოდ ბზიფის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილშია შენარჩუნებული.

ზღვიურ ტერასებთან დაკავშირებულია პირველყოფილი ადამიანის ცხოვრების ნიშნები, რაც იმაზე მიგვითითებს, რომ მათი წარმოშობა, და მასასადასრულე მხარის ტექტონიკური აზევება და მეოთხეული გაყინვარება ადამიანის თვალწინ მიმდინარეობდა.

ზღვის სანაპირო ხაზი მეოთხეულში გაცილებით უფრო დანაკვთული იყო. ვიდრე თანამედროვე; ზღვა ქმნიდა გუდაუთის, სანაპიროს, ბაკლანოვკის, ახალი ათონის და სოხუმის ყურეებს, ღრმად იყო შეჭრილი მდ. მდ. ბესლეთის და გუმისთის ხეობებში. ახალი აზევება იწვევდა ყურეების ამოვსებას ალუვიურ-ზღვიური მასალით და დაბლობის ვიწრო ზოლის წარმოშობას. ზღვის სანაპირო ხმელეთის აღმავალი მოძრაობა თანამედროვე ხანაში დაძირვით შეიცვალა, რასაც რიგი ისტორიული ძეგლების ზღვის ფსკერზე მოქცევა მეტყველებს (ანაკოფია, დიოსკურია); ამასვე მიუთითებს მთელ სანაპიროზე ზღვის გაძლიერებული აბრაზიული მოქმედება, რაც ყველაზე ნათლად გუდაუთის, ოჩამჩირის, მდ. ბაკლანოვკის შესართავსა და სხვა რაიონებშია წარმოდგენილი.

С. Н. НЕМАНИШВИЛИ

КРАТКИЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮЖНОГО СКЛОНА
 БЗЫБСКОГО ХРЕБТА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ
 ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Резюме

В районе выделяются следующие типы рельефа:

1. Равнинно-низменный оккумлятивный рельеф побережья, сложенный четвертичными и современными морскими и аллювиальными отложениями.

2. Холмистый, сильно расчлененный эрозией рельеф, развитый на пологоскладчатом субстрате верхнетретичных конгломератов, глин, песчаников и гипсоносных глин.

3. Карстовый рельеф гребневой зоны хребтов с признаками древнего оледенения развитый на верхнеюрских, меловых и нижнетретичных известняках.

4. Средне и высокогорный рельеф, с преобладанием поперечных долин, с признаками древнего оледенения, выработанный на субстрате лейасовых сланцев и байосских порфиритов.

5. Синклинальная котловина Мтисубани.

В работе дается краткая геоморфологическая характеристика выделенных типов рельефа и история развития рельефа.

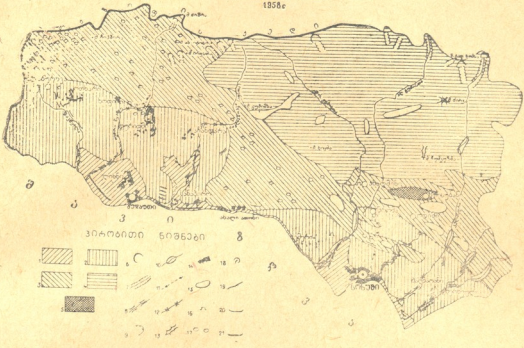
ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. დევდარიანი გ., გეომორფოლოგიური დაკვირვებანი სოხუმის მიდამოებში, ა. წულუკიძის სახელობის ქუთაისის სახელმწიფო პედინსტიტუტის შრომები, ტ. 6, 1946.
2. კორძაია მ., ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში, ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია, ტ. 3 (ნაკვეთი 1), 1948.
3. ყიფიანი შ., ბზიფის ქედის კარსტული მზარის გეომორფოლოგიისათვის, 1950—1951.
4. Альбов Н. М., Отчет о ботанических исследованиях Абхазии за 1890 г., Зап. КОИРГО, т. XV, 1893.
5. Божич П. К., К изучению движения береговых наносов Черного моря, «Изв. Центрального гидро-метеорологического бюро», вып. 7, 1927.
6. Букия С. Г., Отчет келасурской геосъемочной партии по работам 1950 г., 1951.
7. Букия С. Г., Отчет Гудауртской геосъемочной партии по работам 1951 г.,
8. Гвоздецкий Н. А., Пещера Адаба, «Наша страна», 1941, № 2.
9. Гвоздецкий Н. А., В пещерах Абхазии, «География в школе», 1940, № 4.
10. Гуджабидзе Г. Е., Отчет Бзыбской геолог-съёмочной партии по работам 1951 г., часть 1-я, 1952.
11. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР. Типы рельефа и районы их распространения, Институт географии АН СССР и Институт географии им. Вахушти АН Грузинской ССР, М.—Л., 1947.
12. Добрынин Б. Ф., Террасы Абхазии (геоморфологический очерк), Ученые записки МГУ, в. V, география, 1936.
13. Докторовский В. С., Поездка на Бзыбский хребет в 1907 г. «Изв. КОИРГО», XX, 1909—10, № 1.
14. Живаго А. В., О генезисе современных галечных отложений морского побережья Абхазии, Доклады АН СССР, т. 59, 1948, № 9.
15. Козлов А., Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г. «Изв. Всес. Геол. Разв. Объед.» т. I, вып. 68, 1932.
16. Конюшевский Л. К., Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губ. и Кубанской обл., произведенных в

- 1909, 1910 и 1911 гг., *Мат. для геологии Кавказа*, сер. V, кн. I, Тиф., 1915.
17. Купарадзе Д. И., Букия С. Г., Джигаури Д. Г., Мацаберидзе Н. Б., Джапаридзе Т. С. и Колосовская О. В., *Отчет Абхазской поисковой партии на барит по работам 1949 г.*, 1949.
 18. Курочкин В. И., *Очерк геологического строения части Гагринского и Гудаутского районов АССР Абхазии*, 1940.
 19. Лашхия Ш. В., *О современных изменениях береговой линии Абхазии*, «Изв. АН СССР», сер. геологическая, 1956, № 12.
 20. Лашхия Ш. В., *Опыт физико-географического районирования Черноморского побережья Абхазии*, Тр. Сухумского государственного педагогического института им. А. М. Горького, т. X—XI, 1958.
 21. Миханловская О. Н., *Четвертичные террасы Абхазии*, Тр. 1. Всесоюз. Геогр. Съезда (11—18 апреля 1933 г.), в. 3, Л., 1934.
 22. Петропавловский В. Н., *К вопросу о черноморской трансгрессии*, «Изв. ГГО», т. XIV, в. 4—5, 1932.
 23. Подозерский К. И., *Следы и остатки ледников в верховьях рр. Бзыби, Гумиста и Амткели*, «Изв. КОИРГО», т. XV, 1902.
 24. Рейнгард А. Л., *К вопросу о послетретичных тектонических движениях на Кавказе*, Тр. Сов. Секции Междунар. Асс. по изуч. четверт. периода (IUQUA) в. IV, Л.-М., 1939.
 25. Рубинштейн М. М., *К проблеме геотектонического расчленения Грузии*, Сборник трудов Инст. геолог. и минералогии АН Гр. ССР, 1951.
 26. Сатунин К. А., *Экскурсия в пещеры Сухумского округа. Пещеры-великаны Абласкира и Адзаба*, «Изв. КОИРГО», т. XXI, 1911—1912.
 27. Шандер Е. В., *Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа* (предварительное сообщение), Тр. Советской секции Междунар. Асс. по изучению четверт. периода (INQUA) в. IV, 1939.
 28. Эберзин А. Г., *О возрасте и происхождении конгломератов мыса Пицунды (Абхазия)*, Тр. НГРИ сер. Б. в. 54, Л.-М., 1935.
-

ზღვის ქალის სამხრეთი ფარდობის და მიმდებარე
ზღვის სანაპიროს გეომორფოლოგიური რუკა
შუაღმისა ს ნემაინვილა

1858



შუაღმისა სანაპიროს გეომორფოლოგიური რუკის
კანონი დაწვრილი კარტოგრაფიული ინსტიტუტი

ზღვის ქალის სამხრეთი ფარდობის და მიმდებარე შავი ზღვის
სანაპიროს გეომორფოლოგიური რუკა

ლეგენდა

1. რელიეფის ტიპები: 1. ზღვის სანაპირო ვაკე-დაბლობის აკუმულაციური რელიეფი, აგებული მეოთხეული და თანამედროვე ზღვიური და ალუვიური ნალექებით; 2. გორაკ-ბორცვიანი, ეროზიით ძლიერ დანაწევრებული რელიეფი, განვითარებული სუსტად დანაოჭებული ზედა მესამეული კონგლომერატების, თიხების, ქვიშაქვების და თაბაშირისშემცველი თიხების სუბსტრატზე; 3. კარსტული რელიეფი, ქედთა თხემზე ძველი გამყინვარების ნიშნებით, განვითარებული ზედა იურულ, ცარცულ და მესამეულ კირქვებზე; 4. საშუალო და მაღალმთიანი რელიეფი, გამკვეთი ხეობების სიკარბით, ძველი გამყინვარების ნიშნებით, გამოშუშებული ლიასური ფიქლების და ბაიოსური პორფირიტული წყების სუბსტრატზე; 5. მთისუბნის სინკლინური ქვაბული, აგებული მესამეულის ფორამონიფერებიანი და მერგული კირქვებით, თაბაშირისშემცველი თიხებით და ქვიშაქვებით.
- II. რელიეფის ფორმები: 6. ცირკი; 7. ტროგი; 8. მდინარეული ტერასა; 9. ნარიონალი; 10. გამკვეთი ხეობა; 11. მშრალი ხეობა; 12. სინკლინური ხეობა; 13. ხრამი; 14. მეწყერი; 15. მოსწორებული ზედაპირი; 16. მღვიმე; 17. კარსტული ძაბრი; 18. ვოკლუზი; 19. აბრაზიული ნაპირი; 20. აბრაზიული ტერასა (სკულპტურული); 21. ზღვიური ტერასა.

მ. ყიფიანი და ბ. ღონღუა

აფხაზეთის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის გეომორფოლოგიური დახასიათება

საკვლევ ტერიტორიას უჭირავს კავკასიონის დასავლეთი ნაწილის სამხრეთი კალთები, რომლებიც უშუალოდ ზღვის სანაპიროზე ეშვებიან. იგი მკვეთრად გამოიყოფა, ერთი მხრივ, მდ. ფსოუსა და ბზიფის შესართავეებს შორის მოქცეული შავი ზღვის სანაპირო ზოლით და, მეორე მხრივ, მდ. მდ. ფსოუს, ბზიფისა და მისი შემდინარე გეგას ხეობებით. ტერიტორიის ფართობი 900 კვ. კმ აღწევს და თითქმის მთლიანად მოიცავს გაგრის რაიონს ბიჭვინთის კონცხის გამოკლებით.

აკად. ალ. ჭავჭავიძის დაყოფით [3], საკვლევ ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ვრცელდება კავკასიონის სამხრეთი კალთის საშუალო მთიანი, კირქვიანი-კარსტული რელიეფისა და ვულკანოგენურ ქანებში გამომუშავებული მალალი კლდოვანი მთების რელიეფის ტიპები გარდიგარდმო ხეობების სიჭარბით. ამავე ტერიტორიაზე აკად. ალ. ჭავჭავიძის აღნიშნული აქვს თანამედროვე გაყინვარების მქონე მალალი კლდოვანი კრისტალური თხემების რელიეფი.

1. ზოგადი მიმოხილვა

საკვლევ რაიონის უმსხვილესი მორფოლოგიური ერთეულია გაგრის ქედი. იგი იწყება შავი ზღვის სანაპიროს მახლობლად ს. კალდახვარასთან და მიემართება ჩრდილოეთით მ. არაბიკამდე, აქედან ჩრდილო-დასავლეთით გადაიხრება, ვიდრე მ. ახავთან მკვეთრად არ შეიცვლის მიმართულებას ჩრდილო-აღმოსავლეთურზე, რომელსაც ინარჩუნებს კავკასიონის ქედთან შეერთებამდე. გაგრის ქედი ჩვენს საკვლევ ტერიტორიას მდ. ფსოუს სათავეებთან გასცდება.

გაგრის ქედი არ წარმოადგენს ერთ მთლიან გეომორფოლოგიურ ერთეულს. ამაზე მეტყველებს როგორც მისი გეოლოგიური სტრუქტურა, ისე მისი მორფოგრაფიაც. იგი წარმოადგენს ოროგრაფიულად უწყვეტ წყალგამყოფს, ერთი მხრივ, მზიმთის და ფსოუს, მეორე მხრივ, ბზიფის აუზებს შორის; იგი სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვა სახელით არის ცნობილი ლიტერატურაში. ასე, მაგალითად, უკიდურეს სამხრეთ შტოს მამძიშხას უწოდებენ, მ. არაბიკას მიმდებარე ქედები (ბერჭოლის ქედი) არაბიკის მასივად იწოდება, ხოლო მის ჩრდილოეთით ახავის მასივი და ა. შ. ზოგჯერ საკუთრივ გაგრის ქედად ჩრდილო-აღმოსავლეთით მიმართული გაგრივ-ყოვეკარას წყალგამყოფი იწოდება.

გაგრის ქედი საკვლევ რაიონში უმაღლეს განვითარებას აღწევს ახავისა და არაბიკის მასივებზე. გაგრის ქედს დასავლეთით გამოეყოფა განედური მიმართულების საკმაოდ დიდი შტოები: ავიუციის ქედი (ციხერვა—გაგრიფშის წყალგამყოფი); სახელდობრ გაგრის ქედი (გაგრიფშ—ჟოეკვარას წყალგამყოფი), ბერჰილის ქედი (ჟოეკვარა—სანდრიფშის წყალგამყოფი); კაცირხვის ქედი (ტეპებაშის ქედი თანამედროვე ტოპოგრაფიული რუკების მიხედვით).

დასახელებული ქედების თხემური ნაწილები 2000 მ-ზე ზევით დაკბილულია და მკაცრი რელიეფის იერს ატარებს. დაბალი მთები შედარებით ნაზი რელიეფით გამოირჩევა და აქა-იქ მოვაკებული თხემებიც გვხვდება.

მთის კალთები უშუალოდ ეშვება ზღვაში და ამის გამო სანაპირო მეტად შევიწროვებულია. კურორტი გაგრა ამ კალთების ტერასებზე სართულებადაა განლაგებული. ახალი გაგრიდან სანაპირო ზოლი გაფართოებას იწყებს და სამხრეთით, ბიქვინთის კონცხზე, ბზიფის დელტურ დაბლობში გადადის. ასევე იშლება სანაპირო ზოლი ჩრდილოეთითაც, ს. ს. განთიად—ლესელიძის მიდამოებში, მდ. ფსოუს შესართავთან.

საკვლევ მხარე დასერილია ღრმა და ვიწრო კანიონებური ხეობებით. მდინარეთა ხეობების მიმართულება ემორჩილება ტერიტორიის საერთო დახრილობას შავი ზღვისაკენ და ამიტომ ისინი ძირითადად სამხრეთ-დასავლეთით მიედინებიან.

ბიდროგრაფიული ქსელი სუსტადაა განვითარებული, მიუხედავად იმისა, რომ მას ირგვლივ ისეთი მდინარეები ჩაუდის, როგორცაა ბზიფი გეგით და ფსოუ. მდინარეებს: ფხისთას, ხოშუფსეს სანდრიფშით, ჟოეკვარას, ისევე როგორც სხვა პატარ-პატარა მდინარეებსაც, კარსტული რეჟიმი აქვთ.

საკვლევ რაიონში ფართო გავრცელებით სარგებლობს კარსტული მოვლენები, ხოლო შედარებით იშვიათია ეგზარაციული ფორმები.

II. გეოლოგიის გეოგრაფიული გეოლოგიური მართებულობა და მათი მოკლე დახასიათება

გეომორფოგენეზის ფაქტორების და პროცესების შესწავლის საფუძველზე საკვლევ მხარეში უნდა გამოეყოთ ოთხი გეომორფოლოგიური ტიპი (იხ. გეომორფოლოგიური რუკა).

1. სანაპირო, ნაზად-ნაოჭა, ეროზიით ძლიერ დანაწევრებული ბარის რელიეფი ზღვიური ტერასებით, განვითარებული მესამეულის ნაკლებად მდგრადი ქანებით აგებულ სუბსტრატზე. რელიეფის ამ ტიპს მცირე ფართობი უკავია საკვლევ რაიონის უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში, მდ. ბზიფის ქვემო დინების მარჯვენა ნაპირზე, ახალი გაგრა—ს. ბზიფის შემეარტებელი გზატკეცილის ჩრდილოეთით, ზ. დ. დაახლოებით 50—500 მ სიმაღლეზე. რელიეფი გამომუშავებულია ტექტონიკურად რთულ სინკლინურ დეპრესიაში, რითაც უნდა აიხსნას მისი დაბალი მდებარეობა. სუბსტრატის აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობს მესამეული თიხების და ქვიშაქვების შრეები, რომლებიც დესტრუქციული პროცესების მიმართ ნაკლები გამძლეობით ხასიათდება და ამიტომ რელიეფგორაკ-ბორცვიანი მოყვანილობა ახასიათებს.

რელიეფის ამ ტიპის ჩამოყალიბებაში მნიშვნელოვანი როლი მდინარეთა ეროზიულ მოქმედებას მიეკუთვნება, რის გამოც ტერიტორია მეტად დასერილია. გარდა ამისა კარგად შეიმჩნევა ახევეების პირობებში ზღვის აბრაზიული მოქმედების შედეგად წარმოქმნილი ფორმები—ზღვიური ტერასები.

ამავე ტიპის რელიეფის გავრცელების რაიონია მდ. ფსოუს მარცხენა მხარე შესართავიდან კაცირხვის ქედის სამხრეთი კალთების ძირამდე, ზ. დ. 500 მ სიმაღლემდე. ეს ტერიტორია ტექტონიკური დაძირვის სივრცეს მოიცავს, რომელსაც ჩრდილოეთით ჩარღვევის ხაზი გასდევს, მორფოლოგიურად რელიეფში კარგად გამოხატული ფლატის სახით. ზღვიური ტერასები აქ განსაკუთრებით კარგად არის განვითარებული. ყველაზე დაბალი ტერასა ზ. დ. 10—15 მ სიმაღლეზეა, მომდევნო—20—25 მ და ა. შ. ტერასებზე სოფლებია გაშენებული და მათი ზედაპირი გამოყენებულია თამბაქოსა და ციტრუსოვანი კულტურებისათვის.

ამ რაიონისათვის დამახასიათებელია ეროზიული ხეობები V-სებური პროფილით, რომლებიც სამხრეთით განივრდება და მდინარეების მიერ ჩამოტანილი მასალის აკუმულაციის შედეგად, გაშლილ ალუვიურ დაბლობს ქმნის.

2. საშუალომთიანი, რთულად ნაოჭა (ნაოჭა-ლოდა), კარსტული რელიეფი კლდოვანი და მოვაკებული სივრცეებით. კანიონისებური უმთავრესად მშრალი ხეობებით, ქვედა ზონაში ზღვიური ტერასებით, განვითარებული ცარცული კირკვებით აგებულ სუბსტრატზე. ამ ტიპის გავრცელების რაიონია ბერჭილის, ჟოგხუს, ლიუჯიოხუს, ზირხუს და საკუთრივ გაგრის ქედები და მათ შორის მდებარე სივრცეები. იგი ჰიფსომეტრულად 500—2000 მ-სიმაღლეზე ვრცელდება, თუმცა ზოგან უშუალოდ ზღვის დონიდან იწყება (გაგრასა და განთბადს შორის).

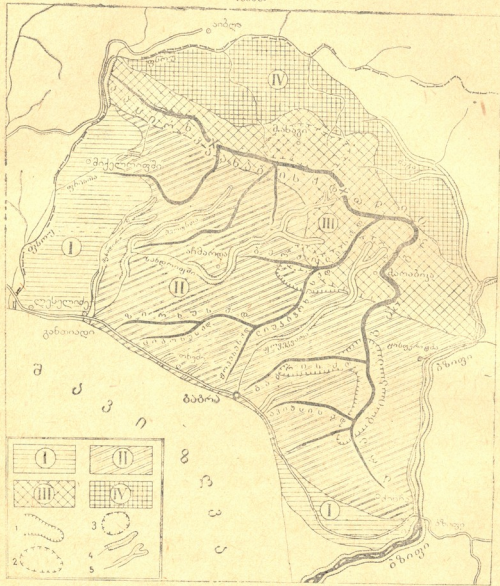
რაიონი რთულ ნაოჭა მხარეს წარმოადგენს. რელიეფი ტექტონიკურ სტრუქტურებს შეესაბამება. ბზიფი-გაგრის ანტიკლინი ვლინდება ავიუცის, ზირხუს და სხვ. ქედების სახით; ხოლო ბერჭილის ანტიკლინი ამავე სახელწოდების ქედის ძირითად მიმართულებას განსაზღვრავს. რაც შეეხება შაბაშა—აჩმარდას სინკლინს, მის გასწვრივ მიედინებიან მდ. სანდრიფში, ფხისთა და სხვ. ბერჭილის ნასხლეტი კი რელიეფში ფლატის სახითაა გამოხატული.

პირვანდელმა ტექტონიკურმა რელიეფმა შემდგომი ინტენსიური დენუდაციური და ეროზიული პროცესების მოქმედება განიცადა და ძლიერ გარდაიქმნა. აღნიშნულ პროცესთა აგენტებს შორის უპირატესი როლი მდინარეებსა და მიწისქვეშა წყლებს მიეკუთვნება, რომელთა მოქმედებას კიდევ უფრო აძლიერებდა ტერიტორიის ეპიროგენეტული ახევება. ახევება ინტენსიურად გამოვლინდა პლიოცენში და მეოთხეულში, რამაც ასეულ მეტრებს მიაღწია. ახევებასთან ერთად ძლიერდებოდა გამოფიტვის პროცესი, კერძოდ, ქიმიურ გამოფიტვას, რომელსაც მხარის დაბალი მდებარეობის დროს დიდი გავრცელება ჰქონდა, ცვლიდა ფიზიკური, განსაკუთრებით, ყინვითი გამოფიტვა, მალაზიბული ნაწილებში. მდინარეთა ეროზიული მოქმედების გაძლიერება გამოიხატა ტერიტორიის ღრმა კანიონისებური ხეობებით დანაწილებაში. ამ მხრივ სწვებზე ინტენსიურად მდ. ჟოგეკარა მოქმედებდა, რომელსაც ბერჭილის და ბზიფი-გაგრის ანტიკლინები გარდიგარდმო გაუკვეთია. ამავე ტექტონიკურ სტრუქტურებს კვეთენ სხვა პატარა-პატარა მდინარეებიც: ციხერვა, გაგრიფში, სანდრიფში მარცხენა შენაკადებით და სხვ.

აღნიშნულ მდინარეთა ეროზიული მოქმედების შედეგია რიგი ქედების

აფხაზეთის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის გეომორფოლოგიური სურათი

19586.



პირობითი ნიშნების ახსნა:

A. რელიეფის ტიპები და რაიონები:

I. სანაპირო. ნახად-ნაოჭა, ეროზიით ძლიერ დანაწევრებული ბარის რელიეფი ზღვიური ტერასებით, განვითარებული მესამეულის ნაკლებად მდგრადი ქანებით აგებულ სუბსტრატზე მდ. ბზიფის ქვედა ნაწილის მარჯვენა ნაპირისა და ფხოუს ქვედა ნაწილის მარცხენა ნაპირის რაიონი.

II. საშუალომთიანი, რთულად ნაოჭა (ნაოჭა-ლოდა), კარსტული რელიეფი კლდოვანი და მოვაკებული სივრცეებით, კანიონისებური უმთავრესად მშრალი ხეობებით, ქვედა ზონაში ზღვიური ტერასებით, განვითარებული ცარცული კირქვებით აგებულ სუბსტრატზე ბერტილის, ჟოფხუ-ლიუჯიფოხუს, ზირხუს, გაგრიხა და გაგრიფშის ქედების რაიონი

III. მაღალმთიანი, ლოდა-ნაოჭა, კლდოვანი, კირქვიანი მასივების რელიეფი კარსტული და ეგზარაციული ფორმებით, განვითარებული ზედაიურული და ნაწილობრივ ცარცული კირქვებით აგებულ სუბსტრატზე

კაცირხვა-ახაგის ქედის რაიონი მ. მ. ახაგისა და არაბიკას მიდამოებში

წარმოშობა, მაგალითად, მამძიშხას ქედისა; მდ. გაგრიფშის მეოხებით გამოიყო გაგრის ქედი; მდ. ციხერვას ეროზიული მოქმედების შედეგად წარმოიქმნა აფი-უცას ქედი, რომელიც ტექტონიკურ-ეროზიული ტიპის ქედს მიეკუთვნება, რად-გან იგი ძირითადად ბზიფ-გაგრის ანტიკლინის გაწოლის მიმართულებას ემთხვე-ვა. ქედების ამავე გენეტურ ჯგუფში ექცევა ჟოვებუს და ლიუკივოხუს ქედები.

რელიეფის ამ ტიპის თავისებურებაში მნიშვნელოვანი როლი ეკუთვნის ზღვიურ ტერასებს, რომელთა წარმოშობა პლიოცენურ და პოსტპლიოცენურ დროს მოხდა. მიუხედავად იმისა, რომ ს. განთიადი—გაგრას მონაკვეთზე აღ-ნიშნული ეროზიული ქედები ციკაბოდ წყლებიან და ზღვის აბრაზიული სანა-პირო ბაქანი მაქსიმალურად ვიწროვდება, მაინც გვხვდება აქაქ ტერასების ფრაგმენტები, ზოგჯერ საკმაოდ ფართეც. მაგალითად, ს. გრებეშოვი; მათი შეს-წავლა ნათელყოფს საკვლევი რაიონის ხმელეთის ახეების მთელ რიგ სტადიებს, პლიოცენიდან მოკიდებულს [4].

ამ რაიონის რელიეფის მორფოლოგიურ თავისებურებას განაპირობებს კა-რსტული მოვლენების გავრცელება. ამ მხრივ კლასიკურ მხარეს წარმოადგენს ადგ. აშხაბაშხა. კარსტული პროცესის ხელშემწყობ პირობებად უნდა დავსა-ნელოთ ზომიერი ტემპერატურები და უხვი ნალექები, კირქვების ფართოდ გავ-რცელება დიდი სიმძლავრის მქონე დანაოჭებული და დანაპარალეული შრეე-ბის სახით. ამავე მიზეზით არის გამოწვეული ჰიფსომეტრულად მაღალი ადგი-ლების უწყლობა და საერთოდ რაიონის ჰიდროგრაფიული ქსელის სიღარიბე.

კანიონისებურ ხეობას წარმოქმნის მდ. ყოეკვარა. ხეობის სიგრძე სულ რა-ღაც 20 კმ-ია. კანიონის სიგანე რამდენიმე ათეული მეტრია, ზოგან პატარა-პატა-რა ფრაგმენტების სახით ტერასებსაც ვხვდებით, რომლებიც მდინარის დონიდან 5—6 მ (ქვედა ნაწილში) და 15—20 მ (შუა ნაწილში) მდებარეობენ. კანიონის ძირზე საკმაოდ დიდი ჩანჩქერებია, რომელთაც კარსტულ პროცესთან ერთად არანაკლები როლი ეკუთვნის ხეობის წარმოქმნაში. მსგავს, მაგრამ შედარებით მცირე ზომის კანიონისებურ ხეობებს აჩენენ მდ. მდ. ანახომსთა, ცივიწყალი, ჩიგირიფში, ციხერვა, სანდრიფში, ბზიფი და სხვ.

კარსტისთვის დამახასიათებელ უწყლო ხევ-ხეობებს ვხვდებით მდ. ყოეკვა-რას მარცხენა მხარეზე. ხშირად ისინი ფართო ძირიან და გაშლილ ფერდობე-ბიან ხეობებს ქმნიან.

დაუნაწილებელ პლატოსებრ ქედს წარმოადგენს მამძიშხას ქედი შაბაშხას მიდამოებში, გაგრის ქედი მეტეოროლოგიური სადგურის მიდამოებში და ა. შ. ქედების პლატოსებურობას ხელს უწყობს ის გარემოება, რომ იგი დაკარსტუ-ლია.

IV. მაღალმთიანი, ლოდა-ნაოკა, ვულკანოგენური, კლდოვანი მასივების პირქვეში რელი-ეფი ეგზარაციული ფორმებით, განვითარებული ბაიოსური ტუფპორფირიტული წყების ქანე-ბით აგებულ სუბსტრატზე.

კაცირხვა-ახაგის ქედის ჩრდილო ნაწილის რაიონი.

Б. რელიეფის ფორმები და სხვ.:

1. კარსტული ძაბრების ინტენსიური გავრცელების ადგილები.

2. კარსტული ძაბრებისა და ეგზარაციული ფორმების ინტენსიური გავრცელების ადგილები.

3. კარსტული კარების ინტენსიური გავრცელების ადგილები.

4. კანიონისებური ხეობები.

5. ტოვები.

რელიეფის კარსტულ ფორმებიდან ძაბრები განსაკუთრებით კარგად არის განვითარებულია მამძიშხას ქედზე, გად. კუტუშორეს სამხრეთით. ეს ფორმები განვითარებულია აგრეთვე ბერჭილის ქედის დაბოლოებაზე და გაგრის ქედზე. აქ მათი სიღღე 100—200 მ აღწევს დიამეტრში, სიღრმე კი 20—30 მ. ძაბრებს უმეტესად ასიმეტრიული განივკვეთი აქვს. ძირზე პირობებია, რომელშიც შთაინთქმება ატმოსფერული და თოვლის დნობით გაჩენილი წყალი. ზოგჯერ ისინი ამოვსებულია ნიადაგით და ამ შემთხვევაში ბუნებრივ წყალსატევებს წარმოადგენენ, რომელსაც ადგილობრივი მწყემსები იყენებენ საქონლისათვის. რაიონში ესგდებით კარულ ველებსაც, განსაკუთრებით ტყის ზონის ზევით. სუბალპურ და ალპურ ზონებში.

აღნიშნული მიზეზების გამო რაიონის დადებითი ფორმების ზედაპირი უწყლოა და ჰიდროგრაფიული ქსელიც იშვიათია. ეს გარემოება რელიეფს უდაბურ ხასიათს აძლევს. დაბალ ადგილებში კი უამრავი კარსტული წყაროებისა და ვოკლუზების გამოსაღლებს ვხვდებით, რომლებიც ხშირად მდინარის სათავეს წარმოადგენს.

მ. მაღალმთიანი, ლოდა-ნაოკა, კლდოვანი, კირქვიანი მასივების რელიეფი კარსტული და ეგზარაციული ფორმებით, განვითარებული ზედაიურული და ნაწილობრივ ცარიული კირქვებით აგებულ სუბსტრატზე. რელიეფის ეს ტიპი გრცელდება კაცირხვის ქედზე, მ. მ. ახაგისა, არაბიკას და ახახჩას მიდამოებში. იგი ჰიფსომეტრულად მდებარეობს 2000—2700 მ ზ. დ.

ამ რელიეფის გავრცელების რაიონი ტექტონიკურად ლოდა-ნაოკა მხარეს წარმოადგენს. აქ რელიეფში გამოხატულია ოთხი ტექტონიკური ლოდი: ტროიკის, სანდრიფშ-ეოფსეს, კაცირხვის და ახაგის, და აგრეთვე არაბიკას მარაოსებური ანტიკლინი. აღნიშნულ ლოდებიდან რელიეფში მკვეთრად გამოირჩევა კაცირხვის ქედი, აგებულია ბაიოსური პორფირიტული წყებით (ანტიკლინის გული) და ზედა იურული კირქვებით (ანტიკლინის ფრთები). ქედი დანაწევრებულია მდ. ფსოუს შენაკადებით. ტექტონიკურმა რელიეფმა განიცადა დესტრუქციული პროცესების ზემოქმედება, რამაც მისი დანაწევრება და მკაცრი რელიეფი განაპირობა.

ამ რაიონის ჰიფსომეტრიულად მაღალ ადგილებში, კირქვიან სუბსტრატზე, სადაც მეოთხეულის ყინვართა ინტენსიური ეგზარაციული მოქმედება წარმოებდა, განვითარებულია ეგზარაციულ-კარსტული რელიეფი.

კარსტულ ფორმებიდან რაიონში ყველაზე დიდი გავრცელებით სარგებლობენ ძაბრები და კარული ველები. ძაბრები გვხვდება მ. მ. ახახჩის, ახაგის და არაბიკას მიდამოებში. ამ ძაბრების თავისებურება ის არის, რომ ისინი მეზობელ რაიონში გავრცელებულ ძაბრებთან შედარებით, მეტი სიღრმით და ნაკლები კანით გამოირჩევიან. ამ რაიონში კიდევ უფრო ფართოდ არის გავრცელებული კარული ველები. მდ. ბოგორუფშტას სათავეებში (მდ. ყოეკვარის მარცხენა შემდინარეა) კარული ველები წარმოადგენილია ღრმა (დაახლოებით ერთ მეტრამდე) ღრანტებით და მათ შორის მდებარე მახვილი ტიხრებით; ზოგი მათგანი საქონლისათვის სახიფათოა და ამიტომ შეღობილია. ამ რაიონისათვის დამახასიათებელია კარსტული ზედაპირული ფორმების სიუხვე და მიწისქვეშა ფორმების (გამოქვაბულების) სიმცირე.

რაიონის ეროზიულ დანაწილებაში დიდი როლი ეკუთვნის მდ. ფსოუს მარცხენა შემდინარეებს, ყოეკვარას და სხვა მდინარეებს. მდ. ფსოუ რაიონის ლოდა-ნაოკა სტრუქტურებს გარდიგარდმოდ ჰკვეთს (ჩრდილო-სამხრეთული მი-

მართულებით), მაშინ, როცა მანამდე იგი დასავლეთით მიედინებოდა. მდინარის მიმართულების მკვეთრი შეცვლა, ლოდა-ნაოჭა რაიონის მაღალი ჰიფსომეტრული მდებარეობა და ჩრდილო ნაწილში კაცირხვის ქედის ჩრდილო დებრესიის არსებობა—გვაფიქრებინებს, რომ მდ. ფსოუ ძველად პირდაპირ დასავლეთით აგრძელებდა გზას და ეს მისი უეცარი მოხვევა შემდგომი მოვლენაა, რაც ეროზიული რელიეფის განვითარების პერიოდს შეესაბამება [1].

ამ რაიონის რელიეფის ჩამოყალიბებაში მნიშვნელოვანი როლი მიეკუთვნება აგრეთვე ფიზიკურ გამოფიტვას და, განსაკუთრებით, ყინვით. დანაპრალიანებულ კირქვებში ჩამდგარი წყალი პერიოდულად იყინება და დნება; ეს იწვევს კირქვების დამსხვრევას ლოდებად და ნატეხებად. კირქვების ნამტვრევი ლოდები სიმძიმის ძალის მეოხებით ინაცვლებს დაბლა და წარმოიქმნება ქვაყრილები, რომლებიც ფართო შლექეფების სახით არის წარმოდგენილი. ქვაყრილები მოგვცემულ ადგილებზედაც გვხვდება.

4. მაღალმთიანი, ლოდა-ნაოჭა, ვულკანოგენური, კლდოვანი მასივების პირქუში რელიეფი, ეგზარაციული ფორმებით, განვითარებული ბაიოსურ ტუფპორფირიტული წყების ქანებით აგებულ სუბსტრატზე. რელიეფის ეს ტიპი უმთავრესად კაცირხვის ქედის იმ ადგილებში ვრცელდება, სადაც რელიეფის სუბსტრატს უმთავრესად ბაიოსური ტუფპორფირიტული წყება წარმოადგენს. ამ რელიეფს საკვლევ ტერიტორიაზე მაღალი მდებარეობა აქვს და ვრცელდება 2000—3000 მ სიმაღლეებს შორის ზღვის დონიდან. აქ გვაქვს კლდოვანი მკაცრი რელიეფი, რასაც ის გარემოებაც აძლიერებს, რომ ამ რაიონში ინტენსიური აზევება განიცადა და ამიტომ უფრო ძლიერად მოქმედებდა დესტრუქციული პროცესები.

ინტენსიურ ეროზიულ მოქმედებას ამ რაიონში მდ. ფსოუს მარცხენა და მდ. გეგას მარჯვენა შენაკადები აწარმოებენ. ეს რელიეფში გამოიხატა ღრმა კანიონისებური ხეობების წარმოქმნით. მდინარეების მოქმედება განსაკუთრებით ძლიერდება მით, რომ აქ წყლის გაქონვა მიწისქვეშ ძალზე შემცირებულია. ვიდრე ამას დანაპრალებულ კარბონატულ ქანებში აქვს ადგილი.

რაიონის რელიეფის ჩამოყალიბებაში განსაკუთრებულ მონაწილეობასღებულობდა ინტენსიური ფიზიკური გამოფიტვა. მეოთხეული გაყინვარების გაულენა ამ რაიონსაც შეეცყო და ეგზარაციული ფორმები გააჩინა: ტროვები, კარები და ცირკები.

საყურადღებოა ისიც, რომ ეს რაიონი, საკვლევ ტერიტორიის სხვა ნაწილებთან შედარებით, ხანგრძლივი დროის განმავლობაში იმყოფებოდა კონტინენტური განვითარების სტადიაში და ამიტომ აქ ეგზოგენური პროცესების გავლენის შედეგებიც უფრო ღრმა და მნიშვნელოვანი არის.

III. ჩალიფვის განვითარების ძირითადი ეტაპები

საკვლევი მხარის რელიეფის განვითარება ძირითად ხაზებში შემდეგნაირად წარმოგვიდგება.

ბაიოსში საკვლევი მხარე ზღვითაა დეფარული. ზღვის ძირზე წარმოებს ინტენსიური წყალქვეშა ვულკანური მოქმედება. ილექება ბაიოსური ტუფპორფირიტული წყების ვულკანოგენური ქანები. იწყება ტერიტორიის ნაწილობრივ ხმელეთად გადაქცევა.

ბათში ვულკანური მოქმედება სწყდება. საკვლევი ტერიტორია კვლავ ზღვით არის დაფარული, ხოლო მის ჩრდილოეთით ჩნდება კუნძულები. იღეჭება თიხიანი და ალევრიტული ფაციესი. საკვლევი ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი ზღვითაა დაფარული ბათ-კალოვიურის დროსაც. ამ დროს იღეჭება კირქვები.

კიბერიატულ-ტიტონურ საუკუნეში, ცარცულ პერიოდში და ნაწილობრივ მესამეულში საკვლევი ტერიტორია ზღვით არის დაფარული და კარბონატული ფაციესი წარმოიშობა.

შუა სარმატის წინ, საკვლევი ტერიტორია ყალიბდება როგორც ხმელეთი და ამის შემდეგ იგი საბოლოოდ შედის კონტინენტური განვითარების სტადიაში. ამ საუკუნეში ადგილი აქვს დანაოჭებას და ნაოჭა-ლოდა კაცირხვისა და ნაოჭა გაგრის ქედების ჩამოყალიბებას, ხოლო მათ შორის მდებარე შაბაშხა-აჩმარდის სინკლიურ დებრესიაში მდ. ბალეობშიფი იკვლევს გზას დასავლეთის მიმართულებით ([1], გვ. 164—166 და 168; [2], გვ. 86—88 და 92).

განმეორებითა მათააწარმოებობა პროცესებმა გამოიწვია საკვლევი ტერიტორიის ჩრდილო ნაწილის დატეხვა და ლოდების სხვადასხვა სიმძლევებზე გადანაცვლება.

ქედების ინტენსიურ გადარეცხვასთან ერთად შიშვლდება კარბონატული ქანები, რომელთა ინტენსიური დაკარსტვა შემდგომ დროში მიმდინარეობდა.

პლიოცენის ბლოსათვის ყალიბდება მოსწორებული ძველი დენუდაციური ზედაპირი, რომელიც კარგად ჩანს გაგრის ქედზე და კაცირხვის ქედის ჩრდილო ფერდობზე.

ენდოგენური პროცესების მეოხებით გრძელდება ამ მხარის აზვევება, რაც იწვევს ეროზიულ პროცესების გამოცოცხლებას და ზედაპირების ჩაჭრას მდინარეების მიერ. მეოთხეული გაყინვარების დროს მდინარეულ ხეობებს გარდაქმნის ყინვარები. გაყინვარების შემდეგ კვლავ ცოცხლდება კარსტული და სხვა პროცესები, რაც დღევანდელ პირობებშიც მიმდინარეობს.

Ш. Я. КИПИАНИ и Г. Д. ДОНДУА

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АБХАЗИИ

Резюме

Исследуемая территория является частью южных склонов Западного Кавказони, непосредственно прилегающей к морю. Она резко выделена с одной стороны прибрежной полосой Черного моря, между устьями рр. Псоу и Бзыби, и с другой стороны — долинами рек Псоу, Бзыби и Геги. Площадь территории около 900 кв. км и покрывает почти весь Гагрский административный район, за исключением м. Пицунды.

По схеме геоморфологического районирования ГССР, данной акад. А. Н. Джавахишвили, большая часть исследуемой территории охвачена типом рельефа известняково-карстовых средневысотных гор и рельефом высоких скалистых гор, с преобладанием глубоких поперечных долин, развитым на вулканогенных породах. На этой же территории акад. А. Н. Джавахишвили выделяет рельеф высоких скалистых кристаллических гребней с современным оледенением [3].

Наиболее крупной морфографической единицей исследуемого района является Гагрский хребет. Он вздымается у побережья Черно-

го моря вблизи с. Калдахвара и тянется в северном направлении до г. Арабика. Отсюда, отклоняясь на северо-запад, выходит к г. Ах-Аг, где делает резкий поворот на северо-восток, а затем, отклоняясь все более к востоку, смыкается с Главным хребтом Кавказиони между вершинами Аджара и Лоуб.

Гагрский хребет не является геоморфологически однородным образованием, о чем свидетельствует как его геологическая структура, так и морфография. Гагрский хребет представляет собой водораздел между бассейнами рр. Мзымты и Псоу, с одной стороны, и р. Бзыби, с другой.

В пределах исследуемого района наивысшими частями Гагрского хребта являются массивы Арабика и Ах-Аг. К западу от Гагрского хребта ответвляются ряд широтно простирающихся отрогов: хр. Авюца (водораздел рр. Цихерва и Гагрипш), собственно Гагрский хр. (водораздел рр. Жове-Квара и Гагрипш), хр. Берчиль (водораздел рр. Жове-Квара и Сандрипш), хр. Кацирхва (Тепе-Баши по современным топокартам) и др.

Гребни вышеназванных хребтов выше 2000 м над у. м. имеют зазубренную, пилообразную форму; крутые, сложенные в основном из известняков склоны оголены, что способствует приданию сурового облика рельефу. Более низкие горы характеризуются мягкими формами рельефа, гребни которых местами выровнены и носят платообразный характер.

Многочисленные отроги этих хребтов вплотную подходят к морю, тем самым до крайности сужая береговую полосу. Прибрежный курорт Гагра, растянувшись вдоль побережья, расположен на террасированных склонах этих отрогов. Начиная от Новой Гагры, прибрежная полоса расширяется и далее к югу, в районе м. Пицунды, переходит в аллювиальную низменность Бзыби, расширяясь же на севере, образует низменность в устье р. Псоу.

Исследуемая территория изрезана глубокими и порой каньонообразными ущельями рек. Преобладающее юго-западное направление речных долин обусловлено общим наклоном суши к морю. Гидрографическая сеть развита слабо. Реки: Пхиста, Хошупсе, Сандрипш, Жове-Квара и прочие малые речки характеризуются карстовым режимом.

Развитию карста в исследуемом районе способствует геологическое строение субстрата (широкое распространение карбонатных пород) и его интенсивное химическое выветривание в условиях влажного субтропического климата. Кроме того важную роль играет энергичная эрозионная деятельность рек и абразия моря в сочетании с эпейрогеническими движениями суши. В образовании карста, хотя и пассивная, но значительная роль принадлежит также орографическим условиям района.

В пределах исследуемого района развиты также формы рельефа, обусловленные четвертичным оледенением.

На основании изучения факторов и процессов геоморфогенеза, протекающих в исследуемом районе, нами выделены следующие типы рельефа с указанием района их распространения (см. на след. стр.).

После характеристики каждого из выделенных типов и их районов в работе дается краткое описание основных этапов развития рельефа исследуемой территории.

В байосе исследуемая территория покрыта морем. На дне моря интенсивно развивается подводная вулканическая деятельность. Осаждаются вулканогенные породы, известные под названием туфо-порфировой серией байоса. В это время начинается частичное превращение территории морского дна в сушу.

№№	Типы рельефа	районы распространения
1.	Прибрежный, пологоскладчатый, сильно эродированный рельеф низин с морскими террасами, развитый на третичном субстрате.	Побережье Черного моря между Гагра и устьем р. Бзыби; между устьями рр. Псоу и Жеопсе и до предгорий хр. Кацырхва.
2.	Среднегорный сложноскладчатый (складчато-глыбовый) карстовый рельеф со скалистыми и выровненными поверхностями, каньонообразными, преимущественно сухими долинами, в нижней зоне морскими террасами, развитый на известняковом субстрате.	Хребты южнее г. Арабика: Берчиль, Жовеху, Люкивоху, Зырху, Гагрский с ур. Шабашха и хр. Мамдышха
3.	Рельеф высокогорный, складчато-глыбовый, скалистых известняковых массивов с карстовыми и ледниково-экзарационными формами, развитый на верхнюрском и частично меловом известняковом субстрате.	Западная часть хр. Кацырхва в районе гг. Ах-Аг и Арабика.
4.	Рельеф высокогорный, складчато-глыбовый-вулканогенных скальных массивов с формами ледниковой экзарации, развитый на туфо-порфировом субстрате байоса.	Северные склоны хр. Кацырхва

В бате прекращается вулканическая деятельность. Территория снова покрыта морем, в северной части которого образуются острова. Осаждается глинистая и алевроитовая фация. Большая часть территории остается покрытой морем и в бат — каловее. В это время осаждаются известняки.

В киммеридж — титоне, в меловом и частично третичном периодах исследуемая территория покрыта морем и образуется карбонатная фация.

В сарматском веке, точнее, в среднем сармате исследуемая территория формируется в виде суши и вступает в фазу своего континентального развития. В это время происходит складкообразование и создаются складчато-глыбовый хребт Кацырхва и складчатый Гагрский хребт, а в расположенной между ними Шабашха — Ачмардинской синклинальной депрессии прикладывает себе дорогу на запад река Палеобзыбь. Севернее хр. Кацырхва к западу течет Палеопсоу. Позднее вышеназванные хребты подвергаются размыву, в результате чего происходит их расчленение гидрографической сетью, развившейся в конце третичного и начале четвертичного периодов. Особенно сильно эродируют реки южного склона, вследствие низкого расположения их базиса эрозии, по сравнению с реками северного склона. Этим был обусловлен захват Палеопсоу рекой южного склона хр. Кацырхва. Такое же явление имело место и на Бзыбьском хребте [2].

Повторными горообразовательными процессами были вызваны разломы и вертикальные перемещения глыб в северной части исследуемой территории.

Вместе с интенсивным размывом хребтов обнажаются карбонатные породы, закарстование которых в дальнейшем усиливается.

К концу плиоцена формируется древняя денудационная поверхность, которая четко выделяется на Гагрском хребте и на северных склонах хр. Кацырхва.

Вследствие непрекращающихся эндогенных процессов продолжается вздымание указанной территории и, следовательно, понижение базиса эрозии, что способствует оживлению эрозионного процесса и врезанию речных долин в поверхность суши. В эпоху четвертичного оледенения ледники преобразовывают речные долины. После оледенения вновь оживают карстовые и др. процессы, которые продолжают и по сегодняшний день.

По нашему мнению, широкому развитию карстовых форм на исследуемой территории способствует то обстоятельство, что они образовались в иных условиях рельефа, а именно, тогда, когда исследуемая территория представляла собой одну целую компактную площадь, т. е. имелась выровненная поверхность.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ყიფიანი შ., არაბიკა-აზაგის ქედის კარსტული ლანდშაფტის გეომორფოლოგიისათვის, საქართველოს სსრ გეოგრაფიული საზოგადოების შრომები, ტ. V, 1959.
2. ყიფიანი შ., ბზიფის ქედის კარსტული ლანდშაფტის გეომორფოლოგიისათვის, საქართველოს სსრ გეოგრაფიული საზოგადოების შრომები, ტ. V, 1959.
3. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР. Типы рельефа и районы их распространения. АН СССР, М. — Л., 1947.
4. Добрынин Б. Ф., Террасы Абхазии (Геоморфологический очерк), Уч. зап. МГУ, вып. V, география, 1936.

შ. ყიფიანი და ზ. ტინტილოშვილი

ოხაჩქუმის კირქვიანი მასივის კარსტული ფორმების
გეომორფოლოგიისათვის¹

1. გეოგრაფიული და გეომორფოლოგიური მდებარეობა. ოხაჩქუმის მასივი კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის კირქვიანი ზონის ნაწილია. კარსტული მოვლენების განვითარებით იგი ერთ-ერთ კლასიკურ მხარეს წარმოადგენს და კარგად გამოყოფილი მორფოგრაფიული ერთეულია; დასავლეთით და აღმოსავლეთით ისაზღვრება მდ. მდ. ოქუმისა და ენგურის ხეობების ღრმა კანიონისებური ნაწილებით, რასაც ისინი ცარცული კირქვების შრეების გაკვეთისას აჩვენენ; ჩრდილო საზღვარი გადის ოსირესა და შუშელის ქედების ჩრდილო-დასავლეთ ციკაბო ფერდობის გასწვრივ, სადაც მდ. ოქუმის მარცხენა და ენგურის მარჯვენა შემდინარეები (მარშანიაღლე, ოკალმახე, ხობა და სხვ.) იწყებიან. სამხრეთ საზღვარიც კარგად არის გამოხატული.

2. გეომორფოლოგიური შესწავლილობა. ოხაჩქუმის კირქვიანი მასივის შესახებ გამოქვეყნებული დეტალური გამოკვლევები არ არსებობს. მისი რელიეფის მორფოლოგიური ბუნების გაცნობა შეიძლება ზოგადი ხასიათის შრომებით, რომლებიც ეხება კავკასიონის მთლიანად, ან მის მსხვილ ერთეულებს (ა. რეინჰარდი, ალ. ჯავახიშვილი, ი. შუქინი, ბ. ყავერიშვილი, ს. კუზნეცოვი, ბ. დობრივინი, ნ. გვოზდეცკი, ლ. მარუაშვილი და სხვ. [14, 9, 11—16; 19, 23—24, 27].

საკვლევი ტერიტორიის გეოლოგიური აღნაგობისა და ლითოლოგიური შედგენილობის, მეოთხეული გაყინვარების, მდინარეული ტერასების, რელიეფის განვითარების ისტორიის და კარსტული მოვლენების შესახებ ზოგიერთი საინტერესო ცნობა მოიპოვება ვ. ვებერის, ნ. გვოზდეცკის, ივ. კახაძის, ი. კერესელიძისა და ვ. ედილაშვილის, ბ. მეფერტის, ვ. ედილაშვილის, მ. ერისთავისა და სხვათა შრომებში [6, 8—9, 17, 21, 28].

ამ შრომის ერთ-ერთმა თანავტორმა კოდორის ქედის კარსტული რელიეფის შესწავლასთან დაკავშირებით ოხაჩქუმის კირქვიანი მასივიც გამოიკვლია [2].

3. ძირითადი მორფოლოგიური თავისებურება. ოხაჩქუმის კირქვიანი მასივი კარგად გამოყოფილ საშუალომთიან მხარეს წარმოადგენს. მისი უმაღლესი წერტილი, მ. ოხაჩქუმე, 2156 მ აღწევს ზღვის დონიდან, ხოლო მასივის საშუალო სიმაღლითი განვითარება 1600—1800 მეტრის ფარგლებში მერყეობს.

¹ სტატიის ავტორების გარდა, სველე მუშაობაში მონაწილეობდნენ დ. ტაბიძე და ჯ. ზომასურიძე. გეგმები და კრილები ნახევრად ინსტრუმენტალური და თვალზომითი მეთოდით შესრულებულია დ. ტაბიძის მიერ.

ოხაჩქუეს მასივის ზედაპირი საერთოდ დახრილია ჩრდილოეთიდან სამხრეთით.

ოხაჩქუეს მასივის პირველადი, მარტივი რელიეფის მნიშვნელოვანი გარდაქმნა გამოიწვია პალეომდინარემ, რომელიც სამხრეთი ფერდობიდან ჩამოედინებოდა. დესტრუქციული პროცესების მოქმედების მიუხედავად, რაც ხანგრძლივ გეოლოგიურ დროს მოიცავს, ძველი მდინარის (პალეოენგური) ყოფილი ფსკერის ფრაგმენტები შემორჩენილია ოხაჩქუეს მასივის მდ. ენგურის ხეობისაკენ მიქცეულ აღმოსავლეთ და მის მოპირდაპირე ფერდობებზე. მდინარეების ეროზიული მოქმედებით და ზედაპირული ჩამორეცხვით, რასაც მხარის ჰიფსომეტრულ განვითარებასთან ერთად ხელს უწყობდა ტექტონიკური მოძრაობები, კირქვების დამცველი არა კარბონატული ქანები, მესამეული სისტემის თიხიან ქვიშიანი ნაფენები, თანდათან ირეცხება. ტექტონიკურ და გამოფიტვით წარმოშობილ ნაპრალებში ძლიერდება ატმოსფერული წყლების ჩადენა; მხარის აღმავალი ხასიათის მოძრაობები ძალზე აცხოველებს კარსტულ მოვლენებს. დროთა განმავლობაში დაკარსტვის სფეროში ექცევა მთელი კირქვიანი მასივი. ძაბრებით იცხრილება მისი როგორც უტყეო თხემური, ისე ხშირი ტყით შემოსილი ფერდობები. ატმოსფერულ ნალექებს სწრაფად ნთქავს ძაბრებისა და ნაპრალების ხშირი ქსელი. მიწისქვეშა წყლები ჰკვეთენ რამდენიმე ასეული მეტრის სისქის კირქვებს და მძლავრი მიწისქვეშა მდინარეების სახით მასივის პერიფერიულ უბნებში გამოდიან. დაკარსტვაში აქტიურად მონაწილეობს მდნარი თოვლის წყლებიც.

კარსტული ძაბრები ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის რელიეფის ყველაზე დამახასიათებელი ელემენტია, არა ნაკლები გავრცელებით ხასიათდებიან ქები და ღრმა უფსკრულები. თუმცა მათ შესახებ ჯერ ძალიან მცირე ცნობები გვაგვაჩინია.

4. კარსტული პროცესების ზოგიერთი განმსაზღვრელი ფაქტორი. გეოლოგიური მონაცემებით ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის კვარცხლბეკს ბაიოსის პორფირიტული წყება წარმოადგენს; მასზე ცარცული კარბონატული შრეებია შეტოცებული. პორფირიტული წყების ზედაპირი, რომელიც სამხრეთით და სამხრეთ-აღმოსავლეთით არის დაქანებული, ოხაჩქუეს მიწისქვეშა წყლების ქვედა დონეს წარმოადგენს და განსაზღვრავს მასივის კარსტული წყლების აღნიშნული მიმართულებით დინებას.

პორფირიტული წყება ზემოთ, ხარვეზით იცვლება ცარცული კარბონატული ფაციესით. ოხაჩქუეს მასივის უდიდესი ნაწილი აგებულია ნეოკომ-აპტური შრეებრივი და ურგონული ფაციესის მასიური, მერგელიანი კირქვებით. განსაკუთრებთ მძლავრად არის წარმოდგენილი (800 მ) ურგონული კირქვები, რომელიც ძალზე მცირედ შეიცავს მინარევებს და ენერგიულად იკარსტება.

მასივის სამხრეთ-დასავლეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობებს უმთავრესად აგებს ალბურ-სენომანური მერგელები, თიხები, ქვიშაქვები, ტურონულ-დანიური შრეებრივი, მერგელიანი და კაჟიანი კირქვები. ამ წყებებში კარსტული ფორმები ვლინდება უმთავრესად ფლატეებისა და კარსტული ზედაპირების სახით.

კირქვიანი მასივის სამხრეთით, უკვე კოლხეთის ბარის გორაკბორცვიანი მხარის ჩრდილო საზღვარზე, შიშვლდება პალეოცენის და შუა ეოცენის თიხიანი მერგელები, რომელშიც კარსტული მოვლენები ძალზე სუსტად არის გამოხატული.

ოხაჩქუეს მასივის კარბონატულ შრეებს ძირითადად მონოკლინური, სამხრეთული დაქანება ახასიათებს. ცარცულ წყებაში განვითარებული სინკლინური და ანტიკლინური მეორადი ნაოჭები შეიძლება შევამჩნიოთ ადგ. ადგ. ოქაკეს, დიდი და პატარა ოფუჯეს მიდამოებში.

ამგვარად, ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის აგებულებაში კირქვების მძლავრი შრეების მონაწილეობა, ზედაპირზე და მასივის სიღრმეში ნაპრალების უაღრესად განვითარებული სისტემა, მისი მორფოგრაფიული გამოყოფილობა და უზუვი ატმოსფერული ნალექები ხელს უწყობენ კარსტული მოვლენების ინტენსიურ განვითარებას. გარდა ამისა, მხედველობაში მისაღებია თოვლის საფარის, აღმავალი ტექტონიკური მოძრაობების, დროის ფაქტორის და ადამიანის როლი.

ოხაჩქუეს კირქვიანმა მასივმა განვითარების ხანგრძლივი და რთული გზა განვლო. ამის საილუსტრაციოდ გამოგვადგება კარსტული ლანდშაფტის მთელი კომპლექსი და მისი ნაირგვარობა, ნაპრალოვან-კარსტულ წყლების კარგად გამოხატული სიმაღლითი ზონები, რაც დამახასიათებელია ამ მასივის ღრმა კარსტისათვის.

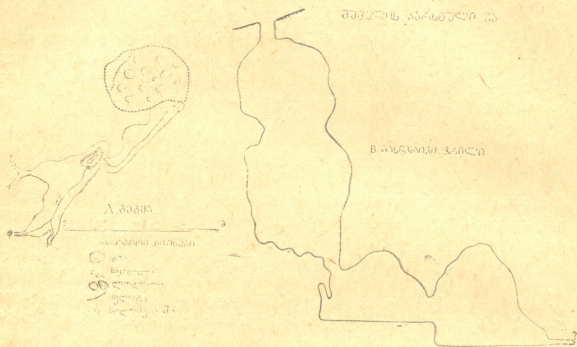
I. ცალკეული ფორმების მოკვლეობა

ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივი კარსტული ძაბრებისა და ღრმა უფსკრულების განვითარების ძალზე საინტერესო ობიექტია. ძაბრებით დაცხრილულია მასივის როგორც დაბალი, ისე მაღალი ნაწილი, ტყის ზონა და სუბალპური მდელოიანი თხემური ზოლი. ტყის ზონაში ძაბრების ფსკერზე და მათ ფერდობებზე არსებული მოზრდილი ხე-მცენარეები, აშკარაა, ძალზე აყოვნებს ძაბრების ზრდა-განვითარებას. ძაბრების სიდიდე ფრიად განსხვავებულია, 5—10 მ, ხან 50—60 მ სიღრმემდე. ოხაჩქუეს მასივზე გვხვდება პოლიეს ტიპის, განედურად გაკიმული დახშული ქვაბულებიც. ამ მხრივ აღსანიშნავია დიდი ოფუჯე, რომელიც სინკლინურ ჩადაბლებაში 2—2,5 კმ-ზე ვრცელდება. მის წარმოშობას, როგორც ჩანს, ხელი შეუწყო სინკლინის გასწვრივ დაჯგუფებული ძაბრების გაერთიანებამ. ქვაბულის ფერდობებზე იზრდება ნაძვის, ნორდმანის სოკისა და წიფლისაგან შემდგარი ტყე, ხოლო ფსკერი ნაწილობრივ დაფარულია ბუჩქნარებით. პოლიეს ფსკერი ყურადღებას იქცევს ღრმა ხვრელების, ჩაწოვითი ჩაქცევითი ძაბრების, შთენილი, ძლიერ დაშლილი და დანაპრალებული ბორცვების არსებობით. აქ გვხვდება როგორც აქტიური, ისე კვდომის პროცესში მყოფი ხვრელები; ამჟამად წარმოებს ქვაბულის გაღრმავება, რაც ინტენსიურად მიმდინარეობს წვიმებისა და განსაკუთრებით თოვლის მოდნობის პერიოდში; ამ დროს ძალზე გაცხოველებულია კარსტულ-სუფოზური პროცესები.

ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის სიღრუვეთა განვითარებაში ამჯერად შეიძლება შევამჩნიოთ კიროზიული ზონის გაღრმავებასთან ერთად მასივის ვერტიკალური დამუშავება და პორიზონტული სიღრუვეების წარმოქმნა. ამ უკანასკნელთა სიდიდის შესახებ წარმოდგენას გვაძლევს დიდ დებიტიანი მიწისქვეშა მდინარეები, რომელნიც მასივის პერიფერიებზე გამოედინებიან, ხოლო ვერტიკალური სიღრუვეები კირქვიანი მასივის ფარგლებში ფართო გავრცელებით არ სარგებლობს. ეს კანონზომიერება ა. კრუბერის მიერ შემჩნეულია ყირიმის იაილებისათვისაც ([12, გვ. 52]). ოხაჩქუეს თხემური ნაწილის ღრმა კარსტული ჰეზი დაკვირვებისათვის მისაწვდომია მხოლოდ რამდენიმე ათეულ მეტრზე. ჩვეუ-

ლებრივ, ისინი ვიწრო ნაპრალებით მთავრდებიან, რომელთა გაფართოების გარეშე უფრო ღრმად ჩაღწევა შეუძლებელია.

1. შუშელის კარსტული ჭა კარსტული ჭებიდან, რომელიც ჩვენ მიერ იქნა შესწავლილი, აღსანიშნავია შუშელისა და ჯაკონიას ჭა-უფსკრულები. შუშელის ჭა მდებარეობს ამავე სახელწოდების ქედის თხემურ ზოლში, ზღვის დონიდან დაახლოებით 2000 მ სიმაღლეზე. ჭა ვერტიკალურად ვრცელდება 13 მ სიღრმემდე (იხ. სურ. 1). ჩასასვლელის დიამეტრი 1 მ აღწევს, ჭვემოთკი ფარ-



სურ. 1

თოვდება 5 მ-მდე. ჭის ფსკერზე დიდი რაოდენობით ყრია ლოდები და ცხოველის ძვლები. ჭა სიღრმეში თანდათან ვიწროვდება და გადადის ხერელში, რომლის დიამეტრი 0,5 მ აღწევს. კირ-ტუფით შეცემენტებული ეს ხერელი გააფართოვა ლ. მარუაშვილის საექსპედიციო ჯგუფმა, რომელმაც ჩვენამდე მოახდინა ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის დაზვერვა. ხერელის მიღმა პატარა დარბაზებია. ერთი მათგანის სიმაღლე 3 მ-ია, ხოლო მეორესი კი — 5 მ. დარბაზები გამოტენილია ნაღვენთებით — თოვლივით თეთრი სტალაქტიტებით, სტალაგმიტებით, ფარდებით. ეს უკანასკნელი ზოგან ერთმანეთს შეზრდიან და წარმოუქმნიათ სვეტები. გვხვდება მაკარონისებური, წვრილი სტალაქტიტებიც, აგრეთვე ფრიალ უცნაური ფორმის კალციტის ნაღვენთები. ფსკერზე მცირე ნაკადული გაედინება და შეუქმნევლად იქონება სიღრმეში.

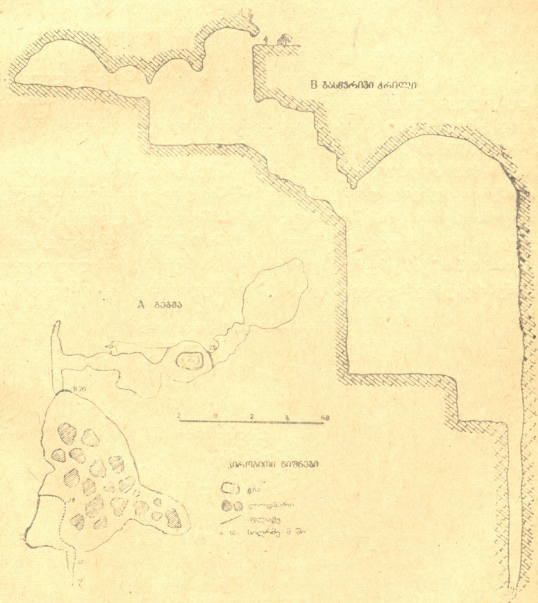
უნდა ვიფიქროთ, რომ აღნიშნული ჭა დაკავშირებულია ღრმად მდებარე სიღრუეეთა სისტემებთან; მასში მოხვედრილი ღვარები სიღრმეში იქონება. მაგრამ ქვესკნელისაკენ მიმავალი ნაპრალები იმდენად ვიწროა, რომ ღრმად ჩაღწევა მათი გაფართოების გარეშე შეუძლებელია.

ჭის ზრდა აქტიურად წვიმების პერიოდში მიმდინარეობს. ჰაერის ტემპერატურა 1958 წლის 8 აგვისტოს ჭის ფსკერზე (ხერელის ზემოთ) უდრიდა 7°.

ხერყლის მიღმა — 5,5°, ხოლო ჭის თავზე (ზედაპირზე) 16°; ჩანს, ქაში ადგილს აქვს გადაცივებული ჰაერის ჩაგუბებას.

2. ჭაკონიას კარსტული ქა. სიღრმითი გავრცელებით მეტ ინტერესს იწვევს კარსტული უფსკრული ადგ. ჭაკონიას მიდამოებში. წინა ნაწილში ჭის სიმაღლე 1, 5 მ, სიგანე—1 მ აღწევს (იხ. სურ. 2). რამდენიმე მეტრის შემდეგ ფსკერზე უხვად ყრია უმთავრესად ჭერიდან ჩამოშლილი ლოდნარი; მათ შორის ღვარების მიერ ჩაჭრილი ვიწრო კალაპოტი ჩანს; იგი სიღრმისკენ ვრცელდება და აწვდება 10 მ სიმაღლის შეველ ნაპრალს; ამ საფეხურს გადაყვეართ ვრცელ დარბაზში, რომლის სიმაღლე 20 მ, სიგანე—10 მ. ფსკერზე ქაოტურად ყრია ჭერიდან მორღვეული ვეებერთელა ლოდები. დარბაზში რამდენიმე მხრიდან ჩაედინება დროებითი ღვარები. დარბაზს გააჩნია მოკლე გან-

ჭაკონიას კარსტული ქა



სურ. 2

შტობანიც, რომლის კედლები კალციტით არის დაფარული. საერთოდ, ნაღვენთები უფრო მეტად ღვარებისაგან დაცულ ადგილებში გვხვდება.

ღარბაზის ერთ-ერთი განშტოება საკმაოდ დახრილი ფსკერით სიღრმისაკენ მიემართება და კვლავ შევეულ ფლატეს აწყდება. ფლატის ზემოთ პატარა ბაქანია, ხოლო საკუთრივ ნაბრალი იმდენად ვიწროა, რომ ერთდროულად მასში ორ ადამიანს არ შეუძლია ჩასვლა. ბაქნის ზედაპირი, საიდანაც სიღრმეში ჩავევიით, სუსტად შეცემენტებული ლოდნარის თხელი ფენისაგან შედგება. მის ქვეშ ნაბრალი კვლავ ვრცელდება. ბაქნის ზედაპირიდან 12 მ სიღრმეზე ვეებერთელა ლოდი მთელ სიგრძეზე კეტავს სიღრმისაკენ მიმავალ ხვრელებს.

ამგვარად, აღნიშნული უფსკრულის ჩვენ მიერ მიღწეული სიღრმე 50 მ აღწევს. აქ ნათლად ჩანს, რომ ვიწრო სავალეებით ის უკავშირდება მასივის სიღრუვეთა ვრცელ სისტემას.

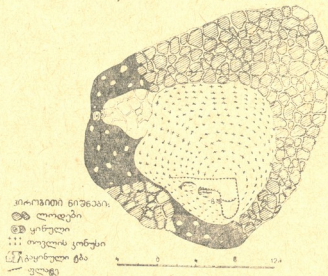
ჯაკონიას ტაში მოხვედრილი წყალი გასავალს უნდა ჰპოვებდეს მდ. ენგურის ხეობისაკენ, როგორც აღვნიშნეთ, უფსკრულში გრილა, ჰაერის ტემპერატურა შიგნით 1958 წლის 10 აგვისტოს 5,5° შეადგენდა, ხოლო დღის სინათლეზე, იმავე დროისათვის 24° იყო.

ეს უფსკრული პირველად ჩვენი ექსპედიციის მიერ იქნა შესწავლილი.

უფსკრულები და ჰეები ოხაჩქუეს კირქვიან მასივზე ჯერ კიდევ არ არის სათანადოდ გამოვლენილი და შესწავლილი. ამ მიზნით აუცილებელია მასივის გულმოდგინე დაზვერვა და კვლევა, რაც დღემდე არ ჩატარებულა.

შ. ოხაჩქუეს კარსტული ჰა-საყინულე. ოხაჩქუეს კირქვიან მასივზე ყურადღებას იპყრობს აგრეთვე ე. წ. ყინულოვანი ჰეები; ერთ-ერთი ასეთი საყინულე მდებარეობს ჯაკონიას ტის მახლობლად; ის წარმოადგენს კლდოვანი ტომრისებური ფორმის სიღრუვეს. საყინულეს სიღრმე 9 მ-მდე აღწევს. ფსკერზე გვხვდება 3,5 მ სისქის გამკვრივებული თოვლი (იხ. სურ. 3), რომელიც ფსკერიდან კონუსისებურად მაღლდება. იქვე პატარა ყინულოვანი ტბაა, რომელიც წარ-

ოხაჩქუეს კარსტული ჰა-საყინულე



სურ. 3

მოქმენება ზაფხულობით თოვლის ნელი მოდნობის ხარჯზე, ტბის მახლობლად კარნიზიდან ეშვება ყინულის ლოლუები. საყინულეს ფსკერზე ჰაერის ტემპერატურა 1958 წლის 10 აგვისტოს, 16 საათზე 1,5° უდრიდა, ზედაპირზე 24°.

ქაში თოვლი ზამთარში დიდი რაოდენობით გროვდება. ზაფხულობით კი დნება, თუმცა არა მთლიანად, რაზეც გავლენას უნდა ახდენდეს ჰის ფსკერის ნაპრალობა სიღრმიდან ამოსული ჰაერის გადაციებული ნაკადები, აგრეთვე საკუთრივ საყინულეს ტომრისებური ფორმა და მასში ზამთარში ჩაგუბებული ცივი ჰაერი, რომელიც ძალზე აფერხებს ჰაერცვლას.

ოხაჩქუეზე ყინულოვანი ქეხი სხვაგანაც არის შემჩნეული. მაგ., ყინულოვანი ქიდან უნდა საზრდოობდეს წყარო ადგილ „ოქაყეს“ მიდამოებში, რომლის ტემპერატურა 2,5—3°-ია.

II. ნაპრალობან-კარსტული ფორმების სიმაღლითი ზონების საკითხისათვის

ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივი გამოირჩევა არა მარტო კარსტული ძაბრებისა და უფსკრულების განვითარების სიძლიერით, არამედ მიწისქვეშა ჰიდროგრაფიული ქსელის სირთულითაც.

როგორც ცნობილია, კარსტული წყლები დიდ გამოყენებას პოულობს წყალმომარაგების, მორწყვის და ენერგეტიკული მიზნებისათვის. ამ მხრივ განსაკუთრებით პერსპექტიულია ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივი, რომლის პერიფერიულ ზოლში, სხვადასხვა ადგილას და განსხვავებულ აბსოლუტურ სიმაღლეებზე, გამოედინება მძლავრი მიწისქვეშა მდინარეები: რეჩხი, ერისწყალი და ოლორი. მათი გამოსასვლელების სიმაღლე ზღვის დონიდან ასეთ სურათს გვაძლევს: რეჩხი—260 მ, ოლორი—750 მ და ერისწყალი—800 მ. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ რეჩხს, ერისწყალისა და ოლორის შესახებ საერთოდ მცირე ცნობები გავაჩნია, რეჩხზე კი რამდენიმე წლის განმავლობაში წარმოებდა ჰიდროლოგიური დაკვირვებები. ამ მიწისქვეშა მდინარეზე, რომლის მრავალწლიური საშუალო ხარჯი შეადგენს 4,5 მ³/წ [10] მიმდინარეობს უკაშხალო ელექტროსადგურის მშენებლობა.

აღნიშნულ მიწისქვეშა მდინარეთაგან მასივში ყველაზე ღრმად არის ჩაჭრილი რეჩხი. თუ გავითვალისწინებთ მასივის თხემური ზოლის ვასწვრივ ძაბრებისა და ნაპრალების ხშირ ქსელს, რომლებშიც ხდება წყლების შთანთქმვა, და მის ძირში ყველაზე დაბლა არსებულ წყლის გამოსასვლელებს, საფუძველი გვაქვს ვივარაუდოთ, რომ წვიმისა და მდნარი თოვლის წყლის ნაკადები მასივის სიღრმეში ცირკულაციას განიცდის 1200—1500 მ სიღრმეზე.

ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის დამახასიათებელ გეოგრაფიულ თავისებურებას ის წარმოადგენს, რომ იგი მოკლებულია მუდმივ ზედაპირულ ნაკადებს—ტბებს და მდინარეთა ქსელს. სამაგიეროდ ეს მასივი გამოირჩევა მიწისქვეშა მდინარეების, ტბების, მდინარეთა დამოუკიდებელი სისტემების განვითარებით, რომლებიც ნაპრალობა რთული ქსელით უკავშირდებიან ზედაპირსა და, საფიქრებელია, ერთმანეთსაც.

კირქვიანი მასივის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექებისა და თოვლის მდნარი წყლების სიღრმით ცირკულაციას, საერთოდ კი მის ინტენსიურ დაკარსტვას, ხელს უწყობს შემდეგი პირობები:

1. მასივის აგებულებაში კირქვის მძლავრი შრეების არსებობა და მათში მინარევების ნაკლები შემცველობა.

2. კირქვების ძლიერ ნაპრალოვანი ზედაპირი და მასივის შიგნით ნაპრალოთა ხშირი ქსელის განვითარება;

3. მნიშვნელოვან სიმაღლეზე აზიდულობა და აღმავალი ხასიათის ტექტონიკური მოძრაობანი;

4. უხვი ატმოსფერული ნალექები და სუსტი აორთქლება;

5. მასივის ირგვლივ ღრმად ჩაჭრილი მდინარეთა სისტემები და სხვ.

კირქვიან მხარეებში წყლების ცირკულაციის პირობები დიდი სირთულით გამოირჩევა, რაც ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის მაგალითზეც ჩანს.

ოხაჩქუეს მასივის კირქვების ფუძე—იურის პორფირიტული წყება, სამხრეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ არის დახრილი, რაც ზელს უწყობს მიწისქვეშა წყლების ამ მიმართულებებით დენას. მის პერიფერიებზე წყლების გამოსასვლელების მდებარეობით ირკვევა, რომ თითოეულ მათგანს სიღრმითი ცირკულაციის არა ერთნაირი პირობები და საკუთარი მკვებავი აუზები გააჩნია. ტოპოგრაფიულ და გეოლოგიურ თავისებურებათა გათვალისწინებით შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ მდ. რეზნის მიწისქვეშა სისტემა უპირატესად დაკავშირებულია დიდი და პატარა ოფუტეების რაიონთან. ხოლო მდ. მდ. ერისწყლისა და ოლორის წყლები მასივის უფრო პერიფერიულ, შედარებით დაბალ ადგილებთან.

კირქვიან მასივებში კარსტული წყლის ზონების გამოყოფის ცდებს ვხვდებით ა. კრუბერის, ნ. გვოზდევკის, დ. სოკოლოვის, გ. მაქსიმოვიჩის, ფ. მაკარენკოს, ვ. აპროდოვის შრომებში [5, 8, 18, 20, 22, 25—26]. ამ სქემების ერთმანეთთან შედარება გვიჩვენებს, რომ ისინი განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან, როგორც გამოყოფილი ზონების რაოდენობით, ისე, ნაწილობრივ ზონების გამოყოფის პრინციპების მიხედვით. ეს არც არის გასაკვირი, რადგან ყოველი კირქვიანი მასივი ხასიათდება განსხვავებული გეოლოგიური, ჰიდროლოგიური, გეომორფოლოგიური და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით, და ამიტომ, ყოველ ცალკეულ შემთხვევაში მიწისქვეშა წყლების ცირკულაციის ხასიათი, ბუნებრივია, ერთნაირი არ იქნება. «Пытаясь применить любую концепцию к какому-нибудь конкретному случаю, прежде всего нужно учесть те условия,—წერს ნ. გვოზდევკი,—в которых происходит циркуляция воды: условия трещиноватости, характер тектонических структур, движений земной коры и т. д.» ([8], გვ. 133).

ყველა აღნიშნული პირობის გათვალისწინებით, გეომორფოლოგიური თვალსაზრისით, ოხაჩქუეს მასივში მიზანშეწონილად მიგვაჩნია გამოვყოთ ნაპრალოვან-კარსტული წყლების შემდეგი სიმაღლითი ზონები: 1. ზედაპირული მოძრაობის ზონა; 2. პერიოდული, ვერტიკალური ცირკულაციის ზონა; 3. შუა ზონა—გრუნტის წყლების პერიოდული რყევის ზონა და 4. ქვედა ზონა—წყლის სიფონური მოძრაობის-მდგრადი დონეების ზონა.

ოხაჩქუეს კირქვიან მასივზე მოსული ატმოსფერული ნალექები, ვიდრე ვერტიკალური ცირკულაციის ზონაში მოხვდებოდნენ, ზედაპირულ მოძრაობას განიცდიან. მათი გზა მით უფრო ხანგრძლივია, რაც უფრო ნაკლებია ზედაპირ-

რის დაკარსტვის ხარისხი და რაც უფრო სუსტად არის განვითარებული წყლის მშთანთქავი ნაპრალები. ოხაჩქუეს თბეშე და თბემისპირა გაშვივლებულ ზოლში, სადაც კარსტული ძაბრები და ნაპრალები ძალზე მჭიდროდაა წარმოდგენილი, ზედაპირული მოძრაობის ზონა მკრთალად არის გამოხატული. წყლის ზედაპირულ მოძრაობას შედარებით მდგრადი ხასიათი აქვს გაზაფხულზე—თოვლის ინტენსიური მოდნობის პერიოდში. მასივის შუა და ქვედა ზოლში, სადაც დაკარსტვის ხარისხიც ნაკლებია და ფერდობი ტყითაა დაფარული ეს ზონა უკეთესად არის გამოხატული. ატმოსფერული ნალექების მიწისქვეშ სწრაფი შთანთქმის გამო წყლის აორთქლება ძლიერ უმნიშვნელა.

ზედაპირული მოძრაობიდან წყლები გზას აგრძელებენ საკუთრივ მასივის სიღრმეში—ვერტიკალური ცირკულაციის ზონაში. მძლავრი კირქვებისა და ნაბრალთა ხშირი ქსელის განვითარების გამო ეს ზონა, უეჭველია, საკმაოდ ღრმად ვრცელდება. პირობითად ამ ზონაში ორი ნაწილი შეიძლება გავარჩიოთ—ქვედა და ზედა. ზედა ნაწილი, ზოგ შემთხვევაში, მისაწვდომია უშუალო დაკვირვებისათვის. მაგ., თხემურ ზოლში ჩვენი დაკვირვებით, ის ვრცელდება 25—60 მ სიღრმეზე და ჩვეულებრივ მშრალია; ქვედა ნაწილში კი ცირკულაციის პირობები საკმაოდ რთულია და დაკვირვებისათვის ვერ მიუწვდომელია. საერთოდ, ამ ზონაში წყალი ძალზე სწრაფად, მეტად აქტიურად მოძრაობს და ნაპრალების ინტენსიურ გავართობას ახდენს. ვერტიკალური მოძრაობის ზონაში დიდ განვითარებას უნდა აღწევდეს დაკიდული კარსტული წყლები და წყლის პატარა აუზები, მუდმივი ნაკადებით. ამ ზონის მნიშვნელოვანი თავისებურება ის არის, რომ იგი მოკლებულია გრუნტის წყლების მძლავრ ნაკადებსა და მისი წყლით გაჯერება მხოლოდ წვიმების და თოვლის დნობის პერიოდში ხდება.

ოხაჩქუეს მასივის პერიფერიებზე მეტ-ნაკლებად მდგრად დებიტიანი მიწისქვეშა ნაკადების არსებობა გვაფიქრებინებს, რომ ისინი დაკავშირებული უნდა იყვნენ უაღრესად განვითარებულ გრუნტის წყლების სისტემასთან. ამ ზონაში გრუნტის წყლები ყოველთვის არსებობს; რასაკვირველია, მათ არა აქვთ ერთნაირი სიმაღლითი გავრცელება, მაგრამ ცალკეულ აუზებს, წყლის ცალკეულ ჰორიზონტებს მჭიდრო კავშირი აქვთ ერთმანეთთან. ამ ზონის წყლები არსებით როლს თამაშობს მასივის მიწისქვეშა მდინარეების საზრდოობაში; ეს განსაკუთრებით ნათლად ჩანს მშრალ სეზონში, როცა მასივში გარედან წყლების შემოსვლას არა აქვს ადგილი და მიწისქვეშა ნაკადები საკუთარი რესურსების ხარჯზე ცხოვრობენ. ყოველივე ზემოთქმულის გამო იგულისხმება, რომ ამ ზონის წყლის დონეებს პერიოდული რყევა ახასიათებს.

ოხაჩქუეს მასივში გრუნტის წყლების რთული და განვითარებული სისტემა არსებობს, ადგილი აქვს წყლების შემონახვას და მათ თანაბარ ხარჯვას მთელი წლის განმავლობაში, რაც გამოხატულებას პოულობს მიწისქვეშა მდინარეთა საზრდოობაში.

გრუნტის წყლების მუდმივ ნაკადებთან ერთად ამ ზონისათვის დამახასიათებელია წყლების თავისუფალი, უპირატესად კი ჰორიზონტალური ნაკადების არსებობა; ეს უკანასკნელი ნაბრალთა ნაირფეროვანი ქსელით დაკავშირებულია მასივის ყველაზე ღრმად მდებარე ქვედა ზონასთან, რომელსაც ახასიათებს წყლის სიფონური მოძრაობა და დონეების უმნიშვნელო რყევა.

ამ ზონის დამახასიათებელი თავისებურება ის არის, რომ წყლით ავსებული ნაპრალები წნევის ქვეშ იმყოფება და მათში წყალი ნელა მოძრაობს. მაგალითი-

სათვის, გამოვადგება მდ. რეჩნის გამოსასვლელი, სადაც ჩანს, რომ ზედაპირზე გამოსვლამდე, წყალი სიფონურ მოძრაობას განიცდის და წნევის ქვეშ იმყოფება. წყლით სავსე ერთ-ერთ ნაპრაღში აქვე ჩვენი გაზომვით სიღრმე 6 მ-ზე მეტია, ამჟამად ჩანს, ამ ზონაში წყალი გამოსასვლელის ადგილთან შედარებით უფრო ღრმად მდებარეობს.

წყლის სიფონური ნაკადების არსებობა ერთ-ერთი არსებითი ფაქტორია, რომელიც აწესრიგებს მდინარეთა საზრდოობას. ნაკადთა ამგვარი სისტემა ზღუდავს წყლების ხარჯვას და ხელს უწყობს მიწისქვეშა მდინარეთა მუდმივი ნაკადების არსებობას მასივის პერიფერიულ ზოლში.

მასივის წყლის რესურსების შექმნაში წვიმის წყლებთან ერთად მნიშვნელოვანი როლი უნდა მივაკუთვნოთ თოვლის მდნარ წყლებსაც.

ოხაჩქუეს მასივი, როგორც აღინიშნა, ძაბრების განვითარების კლასიკური მხარეა. ყოველ კვადრატულ კილომეტრზე აქ შეიძლება დავითვალოთ საშუალოდ 40—60 ძაბრი, მაშინ როცა ჩატირდაის ცნობილ კარსტულ პლატოზე ის მხოლოდ 30—50 ფარგლებში მერყეობს ([18], გვ. 45). ძაბრების მორფომეტრიული მონაცემები ფრიალ განსხვავებულია. გვხვდება ჩანასახოვანი მცირე ზომის ძაბრები, რომელთა დიამეტრი 2—5 მ, ხოლო სიღრმე დაახლოებით ამდენივეა. აგრეთვე დიდი ძაბრები, რომელთა ვანი 55—70 მ აღწევს, ხოლო სიღრმე 35—50 მეტრს. თხემზე ძაბრები ერთმანეთისაგან დაშორებულია 2—5 მეტრით, ალაგ-ალაგ კი მათ ერთმანეთისაგან 0,5—1 მ სივანის წყალგამყოფები ჰყოფს. ძაბრები თოვლის დაგროვების საუკეთესო რეზერვუარებს წარმოადგენენ. საკუთრივ მასივის აბსოლუტური სიმაღლე განსაზღვრავს იმას, რომ თოვლი აქ საკმაოდ ხანგრძლივად, გვიან გაზაფხულამდე დევს; ამასთან კარსტული ძაბრები ხასიათდებიან მიკროკლიმატური თვისებებით, რაც უმთავრესად თავს იჩენს მათ ტემპერატურულ რეჟიმში. მაგ. შედარებით ღრმა ძაბრებში შეფერხებულია ჰაერის მიძრაობა, რაც გამოწვეულია ფსკერისპირა ზოლში ცივი ჰაერის ჩაგუბებით, ჩვენი დაკვირვებებით, ერთ-ერთი ვრცელი ძაბრის ფსკერზე 1958 წლის 11 აგვისტოს ჰაერის ტემპერატურა 20—22°-ს, ხოლო ზედაპირზე 25—26°-ს აღწევდა, რაც ამჟამად ხელს უწყობს ძაბრებში თოვლის ხანგრძლივად შემონახვას და მის თანდათან დნობას.

ძაბრებში თოვლის ხანგრძლივად შემონახვა და მისი ნელი დნობა გაცილებით მუდმივ და აქტიურ აგენტს წარმოადგენს, ვიდრე წვიმის წყალი, რომელიც სწრაფად იჟონება სიღრმეში. მნიშვნელობა აქვს ოხაჩქუეს მასივზე ძაბრების ფართო გავრცელებასაც. ამასთან, როცა სამხრეთულ ფერდობის ძაბრებში თოვლი მთლიანად დნება, ჩრდილოეთურ ფერდობზე ის კიდევ დიდხანს არის შემონახული. თოვლის მოდნობის ასეთი პირობები, რასაკვირველია, განაპირობებს ჩამონადენის თანაბარ განაწილებას მთელი წლის მანძილზე. მიწისქვეშა წყლების საზრდოობაში არ უნდა უგულველვყოთ აგრეთვე ყინულიანი ჰები; მათში თოვლი და ყინული მუდმივად დევს და ზაფხულობით მოდნობასაც განიცდის. ამ დროს ძაბრული ტბების კი წარმოიქმნება.

ოხაჩქუეს მასივი დამოუკიდებელი წყლის ნაკადების განვითარების საუკეთესო მაგალითს წარმოადგენს. ამ დამოუკიდებელ, მიწისქვეშა მდინარეთა აუზებში უნდა არსებობდეს წყლის შეკავშირებული ჰორიზონტები, რომელთა ზედა დონეები მეტი სირთულით ხასიათდებიან, ვიდრე, მაგალითად, გრუნტის წყლების დონეები ქვიშებში ან სხვა წყალგამტარ ქანებში. მასივის თანაბარი და ძლიერი დაკარსტის პირობებში გრუნტის წყლების ზედა დონეები უნდა

უახლოვდებოდეს „გრუნტის წყლების სარკის“ მსგავს ზედაპირს ([18], გვ. 135).

დამოუკიდებელ მიწისქვეშა ნაკადთა არსებობა ეპიზოდურ მოვლენად უნდა მივიჩნიოთ. განვითარების მსვლელობაში მასივის მიწისქვეშა ნაკადები რეჩხი, ერისწყალი, ოლორი და სხვ. დაუკავშირდებიან ერთმანეთს და წარმოქმნიან გრუნტის წყლების ერთიან დონეს, როგორც ამას ასაბუთებს ა. კრუბერი ყირიმის მთიანი კარსტული მხარის მაგალითზე ([18], გვ. 296—297) და საერთოდ, კარსტული მხარეებისათვის— ვარსანოფიევა ([7], გვ. 64).

მიწისქვეშა მდინარეთა ევოლუციის პროცესში მოსალოდნელია მდინარეთა მოტაცებანი. ამ მხრივ ხელსაყრელ პირობებში იმყოფება მდ. რეჩხი, რომლის ეროზიის ბაზისი რამდენიმე ასეული მეტრით დაბლაა. ვიდრე ოლორისა და ერისწყლის მიწისქვეშა სისტემებისა. ეს მით უფრო მოსალოდნელია, რომ მხარე ტექტონიკურ აზევებას განიცდის და თანაც, მიწისქვეშა მდინარეთა ევოლუცია, როგორც ამის შესახებ მიუთითებენ, ნ. გვოზდცკი [8] და ა. კრუბერი [18], იმავე კანონზომიერებას ემორჩილება, როგორსაც ზედაპირული მდინარეები.

ასეთია, ზოგად ხაზებში ოხაჩქუეს მასივის ნაპრალოვან-კარსტული წყლების ზონების ბუნება, სინამდვილეში კი ის გაცილებით მეტი სირთულით ხასიათდება.

ოხაჩქუეს კირქვიანი მასივის ნაპრალოვან კარსტული წყლების სიმაღლითი ზონების დადგენით საშუალება გვეძლევა წარმოდგენა მივიღოთ სიღრუვეთა უალრესად რთულ და მრავალფეროვან სისტემებზე, რომელიც აღნიშნული მასივის მიწისქვეშეთშია წარმოქმნილი.

ოხაჩქუეს თხემისა და თხემისპირა ზოლის საზაფხულო ნოყიერ საძოვრებზე აფხაზეთისა და სამეგრელოს რიონებიდან მოსახლეობას ყოველწლიურად ამოჰყავს საქონელი. მთის სუფთა ჰაერი კეთილად მოქმედებს პირუტყვზე, თუმცა სასმელი წყლის ძლიერი ნაკლებობა ზოგჯერ აიძულებს მწყემსებს ვადაზე ადრე ჩარეკონ საქონელი ბარში.

ოხაჩქუეს საძოვრების წყლით მომარაგებას განსაკუთრებული ყურადღება უნდა მიექცეს. როგორ შეიძლება მოწესრიგდეს ეს საკითხი? როგორც აღვნიშნეთ, მასივში გრუნტის წყლები დიდ სიღრმეზე იმყოფება და მათი გამოყენება თითქმის გამორიცხულია. საქონლისათვის წყლის სასმელი აუზების მოსაწყობად გამოყენებულ უნდა იქნეს კარსტული ძაბრები, რომლითაც დაცხრილულია მთელი მასივი. ამ მიზნით საჭიროა ვისარგებლოთ არსებული გამოცდილებით. მაგ., იუგოსლავიაში, სადაც კარსტი კლასიკურად არის გამოხატული, ფართოდაა გავრცელებული ძაბრების ფსკერის დაცემენტება; პერმის ოლქში—ძაბრების ფსკერზე აკეთებენ ჭვალსა და თიხის წყალგაუმტარ ფენას [20]; წყალტუბოს მიდამოებში კი ძაბრის სასულეებს აცობენ ჩხარით (აბრეშუმის პარკისა და ყაჭის ნარჩენები) [3]. ყველა ამ შემთხვევაში ძაბრებში წყალი ხანგრძლივად დგას, ამიტომ რომელიმე ამ მეთოდის გამოყენება სავსებით შესაძლებელია ოხაჩქუეს მასივზეც.

ხელოვნური წყალსაცავების შექმნასთან ერთად ოხაჩქუეზე სასტიკად უნდა აიკრძალოს ძვირფასი წიწვიანი ტყის უღმობელი ჩეხვა, რომელსაც, დიდი ნიადაგდაცვითი და წყალდაცვითი მნიშვნელობის მიუხედავად, მასობრივი ხასიათი აქვს.

Ш. Я. КИПИАНИ и Э. К. ТИНТИЛОЗОВ

 К ГЕОМОРФОЛОГИИ КАРСТОВЫХ ФОРМ ИЗВЕСТНЯКОВОГО
 МАССИВА ОХАЧКУЭ

Резюме

Известняковый массив Охачкуэ, возвышающийся в междуречьи Окуми и Ингури (юго-восточная часть Абхазии), сложен главным образом, карбонатными отложениями мелового возраста. Его наивысшая точка («Охачкуэ»), достигает 2156 м высоты над уровнем моря; площадь равна 70 кв. км, а максимальная протяженность — 15 км.

Известняковый массив Охачкуэ, о котором имеются весьма скудные сведения, является классической областью развития карстовых воронок и глубоких пропастей; величина их весьма неодинаковая. В гребневой полосе, где непосредственно обнажаются известняки, развиты воронки поверхностного выщелачивания, а в остальной полосе массива, где известняки покрыты глинисто-песчанными покровами, широкое развитие получили воронки просасывания; провальные воронки встречаются редко. Вместе с воронками на известняковом массиве Охачкуэ обращает на себя внимание развитие карстовых котловин. Западная из них — Малое Опудже имеет длину приблизительно 700 м и ширину 250, к востоку от нее расположено большое Опудже, являющееся замкнутой котловиной длиной в 2—2,5 км.

Вызывают большой интерес глубокие колодцы-трещины, расположенные вдоль гребневой полосы. Применяя альпинистическую технику, мы обследовали карстовый колодец Шушели, Джакония и ледяной колодец Охачкуэ. В один из них нам удалось спуститься на глубину 50 м. Необходимо отметить, что для спуска на большую глубину необходимо расширить узкие трещины.

Массив Охачкуэ является превосходным объектом спелеологических исследований. Возможность проникновения в глубину здесь достигает более 1000 м. На чем основан такой расчет? Мощность известняков слагающих массив колеблется в пределах 1200—1500 метров. Кроме того он совершенно лишен поверхностных вод. Выпадающие атмосферные осадки и талые воды с самой гребневой полосы просачиваются в глубину и, пока они выбиваются на дневную поверхность, проходят длинный и сложный путь. Так, например, в периферийной полосе массива, на различной высоте и в разных местах вытекают мощные подземные реки Эрисцкали (800 м н. у. м.), Олори (750 м н. у. м.) и Речхи (260 м н. у. м.). Если не принимать во внимание подземный поток Речхи (средний многолетний расход 4,5 м³/сек), на котором в связи со строительством бесплотинной электростанции проводились гидрологические наблюдения, то подземные потоки Эрисцкали и Олори недостаточны изучены.

Таким образом, вода исчезающая на высоте 1800—2100 м над уровнем моря, находит выход на высоте 260 м. Это, между прочим, позволяет говорить о возможности выделения высотных зон трещинно-карстовых вод, собственно, внутри массива.

Фундамент известнякового массива Охачкуэ—юрская порфирировая свита, наклонен к югу и юго-востоку, что способствует дренированию подземных рек в этом же направлении.

Существование внутри массива мощных подземных обособленных потоков — явление эпизодическое. В процессе эволюции подземных рек, чему способствует интенсивное поднятие области, можно ожидать перехваты подземных рек.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. მარუაშვილი ლ., ქართული გამოცემის რედაქტორისაგან (სპეცელაოლოგიური კვლევების პერსპექტივები საქართველოში), ნ. კასტერე, ათი წელი მიწის ქვეშ, „ტექნიკა და შრომა“, თბილისი 1957.
2. ყიფიანი შ., კოდორის ქედის კარსტული რელიეფის ზონის გეომორფოლოგიისათვის, ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტი, 1932—1953 წ.
3. ჩანგაშვილი გ., ასხის კირქვიანი მასივის კარსტული მოვლენების უარყოფითი შედეგებთან ბრძოლის ღონისძიებათა შესახებ, „საქართველოს სსრ მეცნ. აკად. მოამბე“, ტ. XX, 1958, № 5.
4. ჭავჭავაძე ალ., საქართველოს გეოგრაფია, ტ. I, გეომორფოლოგია, გეოგრაფიულ-ლიტლასის ცალკე დამატებით, ტფ. უნივერსიტეტის გამოცემა, ტფილისი, 1926.
5. პროდოვ В. А., О некоторых вопросах теории карста, «Изв. Акад. наук СССР», сер. геогр. и геофиз., т. XII, 1948, № 3.
6. Вебер В. Н., Остатки недавних ледников на Панавском хребте на Кавказе, КОИРГО, т. XIV, 1901, № 1.
7. Варсановьева В., Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья. Землеведение, год XXII, кн. 4, М., 1915.
8. Гвоздецкий Н. А., Карст. Вопросы общего карстоведения, изд. 2-ое, Госиздат Географической литературы, М., 1954.
9. Гвоздецкий Н. А., Опыт районирования карста Большого Кавказа, Географический сборник, 1-геоморфология и палеогеография, Географическое общество Союза ССР, АН СССР, М.-Л., 1952.
10. Гидрологический ежегодник, Управление гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР, 1947.
11. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР. Типы рельефа и районы их распространения, Институт географии АН СССР и институт географии им. Вахушти АН Груз. ССР, АН СССР, М.-Л., 1947 г.
12. [Добрынин Б. Ф.], Геоморфологическая карта Кавказа, Большой Советский Атлас мира, т. I, 1937, лист № 103.
13. Добрынин Б. Ф., Закавказье, Опыт физико-географической характеристики, Часть I, Геоморфология, Труды института географии АН СССР, вып. 34, АН СССР, 1940.
14. Добрынин Б. Ф., Основные черты геоморфологии и физической географии Закавказья, Изв. АН СССР, сер. Геогр. и геофиз., 1938, № 2—3.
15. Кавришвили В. И., Ландшафтно-гидрологические зоны Грузии, АН Груз. ССР, 1955.
16. [Кавришвили В. И., Шакаришвили И. Н. и др.], Рельеф и геологическое строение [Закавказья]; Справочник по водным ресурсам СССР, т. XI, Закавказье, 1935.
17. Кахадзе И., Грузия в юрское время, გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, გეოლოგიური სერია, ტ. III, საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემია, თბილისი, 1947.
18. Крубер А. А., Карстовая область горного Крыма, М., 1915.
19. Кузнецов С. С., Попытка геоморфологического расчленения Закавказья, Изв. гос. геогр. об-ва, 1938., т. 70, вып. 3, იბ. აგრეთვე Геология СССР, т. X — Закавказье, т. I геологическое описание, 1941.
6. გეოგრაფიის ინსტ. შრ., ტ. XIV

20. Максимович Г. А. и Горбунова К. А., Карст Пермской области, г. Пермь, 1958.
21. Мефферт Б. Ф., Геологические исследования в Мингрелии. (Предварительный отчет о работах 1929 г.), с 1 картой, Труды главн. геолого-развед. управления, ВСНХ СССР, М.-Л., вып. 64, 1931.
22. Макаренко Ф. А., Гидрологические закономерности развития карста, Тезисы доклада Пермск. карстов, конф., 1947.
23. Рейнгард А. Л., Геоморфологическое расчленение [Закавказья], Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. 1 геологическое описание, 1941.
24. Рейнгард А. Л., К вопросу о делении Кавказа на морфологические области (Предварительное сообщение), ИКОИРГО, т. 25, № 2—3, 1917.
25. Соколов Д. С., Основные условия развития карста, Бюлл. М. О-ва Исп. природы. Отд. Геологии, т. XXVI (2), 1951.
26. Соколов Д. С., Основные условия развития карста, Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, М., 1959.
27. Щукин И. С., Очерки геоморфологии Кавказа, ч. I-Большой Кавказ, Труды Института географии, вып. 2, Изд. ассоциации научно-исследовательских институтов при физико-математическом факультете I моск. Гос. университета, 1926.
28. ჟრისთავი მ., Грузინская глыба в нижнемеловое время, გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, გეოლოგიური სერია, ტ. II, (XII), საქ. სსრ მეცნ. აკადემია, თბილისი, 1952.

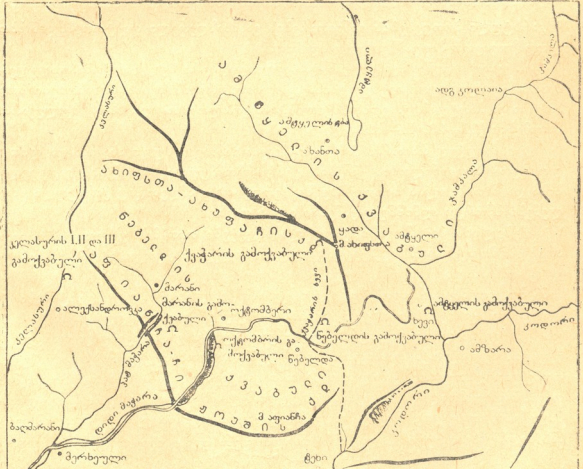
შ. ყიფიანი და ზ. ტინტილოვოვი

წებმელის მიდამოების კარსტული გამოქვაბულების
 გეომორფოლოგიისათვის¹

I. ზოგადი საკითხები

1. გეოგრაფიული მდებარეობა (იხ. სურ. 1). წინამდებარე ნაშრომში დი-
 ზასიათებელი კარსტული გამოქვაბულები ვრცელდება კავკასიონის სამხრეთ
 ფერდობის კარსტული ზონის იმ მონაკვეთზე, რომელიც მოქცეულია მდ. მდ.
 კელასურისა და კოდორის წყალგამყოფის თითქმის შუა ნაწილში.

წებმელის მიდამოების ზოგადი სურათი



სურ. I

¹ ავტორების, გარდა 1958 წელს ექსპედიციაში მონაწილეობდნენ გ. თიქანაძე, დ. ტა-
 ბიძე და ჯ. ხომასურაძე. გამოქვაბულთა გეგმები შესრულებულია ნახევრად ინსტრუმენტული
 და თვალზომითი მეთოდით დ. ტაბიძის მიერ.

კელასურ-კოდორის წყალგამყოფის კარსტული რაიონი მიეკუთვნება უმთავრესად დაბალმთიან და, ნაწილობრივ, საშუალომთიან კარსტულ ლანდშაფტს.

2. გეომორფოლოგიური შესწავლილობა. კელასურ-კოდორის წყალგამყოფის კარსტული ზონის გეომორფოლოგიის შესახებ ზოგადი ხასიათის ცნობები მოიპოვება ა. რეინჰარდის, ი. შჩუკინის, ალ. ჯავახიშვილის, ს. კუზნეცოვის, ბ. დობრინინის და სხვა მკვლევართა შრომებში [8, 11, 18, 25, 26, 32, 34, 43].

მხარის გეომორფოლოგიის ზოგიერთი საკითხის (რელიეფის განვითარების ისტორია, წებელდის ე. წ. „მორენები“ და სხვ.) ვარკვევისადმი მიძღვნილი ა. რეინჰარდის, ს. კუზნეცოვის, ს. მაქსიმოვისა და გ. ხარატიშვილის, ლ. ვარდანიანცისა და ლ. მარუაშვილის შრომები [5, 11, 27, 29, 33, 35]. საყურადღებო ფაქტებს ვხვდებით აგრეთვე ფონდებში დაცულ შრომებსა [7] და ანგარიშებში.

კელასურ-ამტყელის წყალგამყოფის საკუთრივ მიწისქვეშა კარსტული ფორმების შესახებ მცირე ცნობები ვაგვაჩნია; ამ მხრივ აღსანიშნავია ა. ბალაბუევისა და ლ. სოლოვიოვის შრომები, რომლებშიც ზოგიერთი საინტერესო საკითხი გაშუქებული კელასურის და ამტყელის ხეობების გამოქვაბულთა სისტემაზე (9-ა, გვ. 215; 140-ა, გვ. 66—69).

II. კარსტული პროცესების განვითარების განმსაზღვრელი ფაქტორები

კარსტული პროცესების განვითარების განმსაზღვრელი ფაქტორებიდან მხოლოდ ზოგიერთ მათგანზე შევჩერდებით.

1. გეოლოგიური აგებულება და ლითოლოგიური შედგენილობა. საკვლევი მხარის გეოლოგიური აგებულებისა და ლითოლოგიის შესახებ ცნობები მოიპოვება გ. ჩხოტუას, ვ. ედილაშვილის, ა. კოზლოვისა და სხვა მკვლევართა შრომებში [22—23, 41—42].

განსახილველ რაიონში წარმოდგენილია განსხვავებული ასაკისა და ლითოლოგიური შედგენილობის ქანები. ჩვენ კარბონატული ნალექების გავრცელებისა და მათი წოლის პირობებზე შევჩერდებით, რამდენადაც კარსტული მოვლენები სწორედ აღნიშნულ ქანებში იჩენს თავს.

წებელდის მიდამოებში ცარცული ნალექები თითქმის ყველა სართულით არის წარმოდგენილი. მაგ., ქვედაცარცული ნალექები (ნეოკომი) ტრანსგრესიულად არის განლაგებული ძველ ვადარეცილ იურულ სუბსტრატზე, რაც კარგად ჩანს მდ. კელასურის ხეობაში. იგი იწყება ბაზალური კონგლომერატებისა და კვარციანი ქვიშაქვების თხელი ფენით, რომელიც ზემოთ იცვლება კირქვებისა და ქვიშაქვების ლითოლოგიურად და ფაუნისტურად განსხვავებული რამდენიმე წყებთ. ქვედაცარცს თანხმობით აგრძელებს აპტური ნალექების თხელი ფენა, რომელიც ლითოლოგიურად მერგელიანი კირქვებით არის წარმოდგენილი; მას, თავის მხრივ, მოსდევს რამდენიმე ათეული მეტრის სისქის ალბური მერგელიანი ნალექები, რომელიც ძალზე მდიდარია გლაუკონიტიანი ქვიშაქვებით; ამ უკანასკნელზე სენონური ნალექების თხელი ფენა წევს; იგი გამოირჩევა გლაუკონიტიანი ქვიშაქვების შემცველობით. შედარებით სქელ ფენებად არის წარმოდგენილი (100 მ) ტურონული და სანტონური კირქვები; რომელსაც გამოიერევა თხელშრებერივი მერგელიანი წყებები. ეს ნალექები კარგად ჩანს მდ. კელასურის ხეობაშიც. დაახლოებით იმავე სისქისაა (100 მ) კამპანური კირქვები; მასში ჭარბად გამოიერევა მერგელიანი კირქვები და კაყის კონკრეციები. ჭრილს აგრძელებს რამდენიმე ათეული მეტრის სისქის მასტრიხტული კირქვების წყე-

ბა, რომელიც განსაკუთრებით კარგად გამოიყოფა ბაგათის კლდეების მიდამოებში, აგრეთვე ამტყელისა და ჯამბალას ხეობაში, სადაც ის ციცაბო ფლატეებს ქმნის: მასტრიხტული კირქვები ინტენსიურად არის დაკარსტული, რასაც ხელს უწყობს მასში მინარევების მცირე შემცველობა. ცარცული ნალექების სტრატეგრაფიულ ჭრილს ამთავრებს დანიური კირქვები მკაფიოდ გამოხატული შრეებრიობით; ამ წყების სისქე 100 მ აღემატება.

ცარცულ ნალექებს აგრძელებს პალეოცენური კირქვები; მასში კარბად განოჩრევეა გლაუკონიტის მინარევები და ტუფ-ქვიშაქვები; წებელდისა და კელასურის მიდამოებში ფართო გავრცელება აქვს ზედა ეოცენის მერგელიან წყებასაც; ის აგებს ზედა კელასურ-ამტყელის სინკლინურ ზონას, აგრეთვე წებელდის სინკლინს.

ამგვარად, საკვლევ რაიონში კარბონატული ნალექების საერთო სიმძლავრე 600—700 მ შეადგენს. კირქვების ლითოლოგიური სხვადასხვაობა, მინარევებით მდიდარი და შედარებით სუფთა კირქვიანი შრეების მორიგეობა, განსაზღვრავს დაკარსტვის არათანაბრობას მცირე ტერიტორიის ფარგლებშიც კი.

როგორც აღნიშნეთ, ცარცული და მასზე უფრო ახალგაზრდა ნალექები წვანან იურულ გრანიტიდებით აგებულ სუბსტრატზე, მესამეულის მძლავრი დანაოჭების შედეგად აღნიშნულ ნალექებში აღმოცენდა ანტიკლინების და სინკლინების სისტემა, რომელიც რელიეფში კარგადაა გამოხატული. ასეთია, მაგ., აფიანჩა-იაგიშის ანტიკლინი, რომელსაც შეესაბამება ზედაცარცული კირქვებისაგან შემდგარი აფიანჩა-ჩიოქუშის ქედი. ეს სტრუქტურული ერთეული ჩრდილოეთით წებელდის სინკლინით იცვლება; რომელიც მორფოლოგიურად ქვაბულს წარმოადგენს; ქვაბულის ფსკერზე მრავალრიცხოვანი პონორებისა და ნაპრალების არსებობა განსაზღვრავს მეტეორული წყლების სიღრმეში სწრაფი გადატანის პირობებს. წებელდის სინკლინი ჩრდილოეთით იცვლება პრცხის ანტიკლინით, რომელსაც შეესაბამება ახისთა-ახუფაჩის ქედი. ანტიკლინის ჩრდილო ფრთა ციცაბოდაა დაქანებული (75—90°), ხოლო სამხრეთი—დამრეცად, რაც განსაზღვრავს წყლების ჩაუნვის ხასიათს და, მაშასადამე, დაკარსტვის არათანაბრობას. მაგ., დამრეც ფერდობზე ძაბრების შედარებით მჭიდრო ქსელია წარმოდგენილი, ვიდრე ციცაბოზე; დახრილობის ზრდასთან ერთად ძაბრების რაოდენობა იკლებს. როგორც ჩანს, ეს საერთო კანონზომიერებაა და ამას გარკვევით მიუთითებს დ. სოკოლოვიც [40].

პრცხას ანტიკლინის ჩრდილოეთით ამტყელის სინკლინი ვრცელდება, ხოლო მას, თავის მხრივ, ცარცამდელი დანაოჭების ლათის ანტიკლინის ფრთა ესაზღვრება.

საკვლევი მხარის კარსტული მოვლენების განვითარებას ხელს უწყობს რღვევის ხაზები, ნაპრალები. ერთ-ერთი რღვევის ხაზი შესანიშნავად არის გამოხატული პრცხის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაზე; მასთან, განსაკუთრებით ამტყელის ტბისა და ქვაქარის მიდამოებში, დაკავშირებულია მძლავრი კარსტული წყაროების გამოსავლები.

კარსტული გამოქვაბულების განვითარებაში განსაკუთრებით კარგად ჩანს დაშრეების ნაპრალების როლი. კელასურისა და წებელდის გამოკვლეული მიწისქვეშა ფორმები უმთავრესად ნაპრალების აღნიშნულ ტიპთან არის დაკავშირებული. საკვლევ მხარეში შეიძლება აგრეთვე მივუთითოთ გამოფიტვის ნაპრალებზეც, რომელიც ხელს უწყობს კარსტული მოვლენების განვითარებას.

2. კლიმატური პირობები. საკვლევი მხარის კლიმატის თავისებურებანი გაშუქებულია რიგ შრომებში [2—3, 9, 21, 24, 38]. წებელდაში პაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა 11,5°-ია. ყიფიან დღეთა რიცხვი წლიურად 20 — 30 დღეს შეადგენს. ამჟამად გამოკვლეულია, რომ კირქვების დაკარსტვის ინტენსიობა პირდაპირ დამოკიდებულებაში არ არის ტემპერატურულ პირობებთან. თუმცა «при повышении температуры растворимость карбонатных пород понижается, так как теплая вода меньше абсорбирует углекислый газ»- ([16], გვ. 149).

საკვლევი რაიონი წლის ყველა სეზონში ნალექების საკმაო რაოდენობით ხსნაიდება. ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი, ს. წებელდაში და ხევში 1500—1600 მმ-ია.

თვეების მიხედვით ნალექები თანაბრად ნაწილდება; მინიმუმი მოდის მაისში და ივნისში (წებელდა და ხევი), ხოლო მაქსიმუმი—აპრილსა და დეკემბერში. ნალექების უდიდესი რაოდენობა თბილ თვეებზე მოდის; მაგ., წებელდასა და ხევში აპრილ-ოქტომბერში ნალექების რაოდენობა 900 მმ-მდე აღწევს, ხოლო ცივ თვეებში (ნოემბერი-მარტი) 650 მმ-ს. კარსტული მოვლენები შედარებით აქტიურად მიმდინარეობს წყალუხვობის სეზონში. დაკარსტვაში მონაწილეობს აგრეთვე მდნარი თოვლის წყლები.

წებელდის მიდამოების კარსტულ მოვლენებზე მკაფიოდ არის აღბეჭდილი ზეწრული საფარის, სიმძიმის ძალისა და ადამიანის გავლენა. საკვლევი მხარეში გავრცელებული კარბონატული ნალექები ზემოდან, უმეტესწილად, იფარება არაკარბონატული ნაფენებით, რომელიც ხშირად აფერხებს ან სრულებით გამორიცხავს ატმოსფერული წყლების სიღრმეში ჩაყონვის შესაძლებლობას; ასეთ შემთხვევაში მიწისქვეშა წყლების მოძრაობის ერთადერთ გზას ნაპრალები წარმოადგენენ. წყალში შედარებით ძნელად ხსნად ზეწრული საფარის ქანებში (წებელდის პოლიეს ფსკერი) ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში ნაპრალოვ კარგად განვითარებული სისტემა ჩამოყალიბდა. ნაფენები ინტენსიურ გადარეცხვას განიცდის ქედების თხემურ, მოვაკებულ ზედაპირზე და ფერდობებზე. ზოგან (კავაკლუკი, წებელდის პოლიეს ფსკერი) კირქვების დამცველი ზედაპირი გადარეცხილია; ასეთ ადგილებში კარბების მსგავსი წარმონაქმნებია განვითარებული და ინტენსიურად მიმდინარეობს მათი გამოფიტვა. მიწისქვეშა ნგრევა და წყლების ცირკულაცია, გამოფიტვა და სხვ. სიმძიმის ძალის გავლენითაც ხდება. კარსტული პროცესების მსვლელობას ხელს უწყობს ადამიანიც, რაც გამოიხატება წყნარული საფარის გაჩვენაში, ნიადაგის დამუშავებაში და სხვ. ყოველივე ეს აძლიერებს ქანების გამოფიტვას და აადვილებს წყლების სიღრმით ცირკულაციას.

III. გამოქვაბულების აღწერილობა

კელასურ-კოდორის წყალგამყოფის კარსტული რელიეფის გავრცელების რაიონში ჩვენ მიერ პირველად იქნა შესწავლილი რამდენიმე გამოქვაბული. ესენია: წებელდის, ქვაჭარის, ოქტომბრის, მარანის, ამტყელის, კელსურის I, II და III გამოქვაბულები. მათი გეომორფოლოგიური დახასიათება ქვემოდაა მოცემული.

1. წებელდის გამოქვაბული მდებარეობს გულრიფშის რაიონში, ს. წებელდის ნიღამოებში; ის განვითარებულია ზღვის დონიდან 460 მ სიმაღლეზე. ქვა-

იშლება. წყლის სიღრმე 0,25—0,50 მ ფარგლებში მერყეობს. ფსკერის გასწვრივ წყლით სავსე ორმოები და მაღალი ჩანჩქერები ართულებს წინსვლას და ხშირად ალბინისტური ტექნიკის გამოყენებას მოითხოვს. გამოქვაბულის ეს ნაწილი ვიწრო, ნაპრაღისებურია. მის ქერზე უწყვეტად ვრცელდება ფართო ნაპრაღი, რომელიც უფრო განიერია, ვიდრე მის წინა ნაწილში. შესასვლელიდან მე-100 მეტრზე მაღალი (6 მ) გლუვი კედელია. მიკრორელიეფური ნაჩვენებდნად აღსანიშნავია ტერასის ფრაგმენტები. მომძლავრებული ნაღვენთები გამოქვაბულის კედლებზე ქმნიან კალციტის ფარდის მსგავს წარმონაქმნებს. წყალი თანდათან ღრმავდება. ალაგ-ალაგ ის 1 მ-საც აღწევს, იზრდება ქერის სიმაღლე, თუმცა ზოგან ვიწრო ნაპრაღის სახეს იღებს. ასეთ ადგილებში გამოქვაბული ყველაზე მაღალ განვითარებას აღწევს. შესასვლელიდან მე-125-ე მეტრზე, რამდენიმე მეტრის სიმაღლის შვეულ კედელზე, რომელიც თოვლივით თეთრი კალციტის ქერქითაა დაფარული ეშვება წყლის ნაკადი. კედელი მთლად გლუვი და ოდნავ ხორკლიანია. ჩანჩქერის ზემოთ, ვიწრო ბაქანზე კირქვიანი ზედაპირის მრავალრიცხოვანი ორმოები წყლით არის ამოვსილი. გამუდმებით წვეთავს. ეს ამოკმული ფიჭვის მსგავსი ზედაპირი, წვეთების ხანგრძლივი ვარდნილი არის წარმოშობილი.

ჩანჩქერის შემდეგ გამოქვაბული მნიშვნელოვნად დაბლდება. ვიწროვდება და ხვრელის სახით ვრცელდება 30 მეტრამდე (იხ. განივი ქრილი VII—VII'). ამ ვიწრო, დაბალ ნაწილში წყალი კიდევ უფრო ღრმავ, ხოლო კედლებზე ლამის სქელი ფენა გადაკრული. ხვრელი, საიდანაც წყალი გამოედინება, იმდენად ვიწროა, რამ პრაქტიკულად გაუვალია.

ამგვარად, კარსტული გამოქვაბული „წებელდა“, რომლის სიგრძე 150 მეტრს აღწევს, ხასიათდება პორიზონტული სავალეებისა და ჩანჩქერების მორიგეობით.

„წებელდაში“ ორი განსხვავებული მორფოგრაფიული ნაწილი შეიძლება გამოვყოთ: შესასვლელიდან მე-65-ე მ-მდე—ფართო და მე-65 მ-დან ბოლომდე ვიწრო დერეფნისებური მონაკვეთები. გამოქვაბულის ამ ორი ნაწილის განსხვავებული მორფოლოგიური პირობები, რომლის შესახებ უკვე აღვნიშნეთ, უმთავრესად ნაპრაღთა განლაგების თავისებურების და მიწისქვეშა ნაკადის მოქმედების შედეგია.

როგორც აღვნიშნეთ, კელასურ-კოდორის წყალგამყოფზე კარსტული მოვლენების განვითარება რიგი ფაქტორების შეხამებამ და ურთიერთ ზემოქმედებამ განსაზღვრა. წებელდის გამოქვაბული გამოიშვაგებულია ამავე სახელწოდების სინკლინის ჩრდილო ფრთაზე. პალეოცენისა და ქვემო ეოცენის შრეებიან კირქვებში, სსდ-ჩჩა-კენ. მის წარმოშობაში, როგორც ჩანს, მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა კარსტული წყლების ბაზისის დაწევა; ეს დაკავშირებული იყო ქვაქარის აწ მშრალ ხევში გამდინარე მდ. პალეოამტყელის სიღრმითი და გვერდითი ეროზიის ინტენსიურ გამოვლენასთან, რასაც ადგილი ჰქონდა პლიოცენსა და პოსტპლიოცენში. წებელდის გამოქვაბულში არსებული ტერასები, რომლებიც 1,8 მ (დერეფნისებურ ნაწილში) და 4 მ (ნაპრაღისებურ ნაწილში) სიმაღლეზე მდებარეობენ, საშუალებას გვაძლევს ვივარაუდოთ, რომ გამოქვაბულის განვითარებაში ადგილი ჰქონდა არა ნაკლებ ორჯერად ჩაქრას. ამასთან მხედველობაშია მისაღები ისიც, რომ ნაკა-

დული ამჯერად კიდევ უფრო დაბალ პორიზონტზე აწარმოებს ეროზიას. საერთოდ კი გამოქვაბულში არსებული საფეხურების წარმოშობაში და მის თანდათანობით გაღრმავებაში მიწისქვეშა ნაკადულთან ერთად საპატიო როლი ეკუთვნის დროებით ღვარებს, რომლებმაც აქტიურად იჩინეს თავი მას შემდეგ, როცა წყლის მძლავრმა ნაკადმა უფრო ღრმად გადაინაცვლა.

„წებელდა“ დახშულ გამოქვაბულთა ტიპს მიეკუთვნება. მასში ჰაერის მოძრაობა შეუმჩნეველია. სითბური პირობების მიხედვით გამოირჩევა ნაპრა-ლისებური ნაწილი, სადაც წინა ნაწილთან შედარებით ჰაერის ტემპერატურა 2—3°-ით დაბალია; მაგ., შესასვლელიდან 125 მეტრზე, 6 მეტრის სიმაღლის ჩანჩქერის მახლობლად, 1958 წლის 14 ივლისს, დღის 12 საათზე, ჰაერის ტემპერატურა 12° იყო; შესასვლელიდან 65 მეტრზე კი—14°, ხოლო იმავდროულად, შესასვლელის მახლობლად—28°; გამოქვაბულის წყლის ტემპერატურა 11°-ია, როგორც ცნობილია. გამოქვაბულებში ჰაერისა და წყლის ტემპერატურა, წლის გარკვეულ დროში, შედარებით მუდმივობით გამოირჩევა. ეს დასტურდება წებელის გამოქვაბულის მაგალითზედაც. მაგ., 1949 წლის 8 აგვისტოს, დღის 12 საათზე, შესასვლელთან ჰაერის ტემპერატურა 22°, 65-ე მეტრზე 13°, ხოლო წყლის ტემპერატურა 11° შეადგენდა [7].

გამოქვაბულში დღის სინათლე 40 მ-მდე აღწევს, სინოტივე განსაკუთრებით იგრძნობა ნაპრალისებურ ნაწილში. ზოგიერთ უბნებში გვხვდება ზრდა-შეჩერებული სტალაქტიტები.

გამოქვაბულის ნაკადის ჰიდროლოგიური რეჟიმი შედარებით მუდმივობით გამოირჩევა; მისი დებიტი ზაფხულის სეზონშიაც უმნიშვნელოდ იცვლება. წვიმების დროს მასში ინტენსიურად ჩადის ღვარები.

წებელის გამოქვაბულის ნახევრადბნელ ზერელებში ცხოვრობენ ობობები, კიბოსნაირები და სხვა.

„წებელის“ მოცულობა 2 724,8 მ³ ია ფსკერის ფართობი 592 მ²;

2. ქვაჭარის გამოქვაბული ს. წებელის ჩრდილო-აღმოსავლეთით, 4 კმ დაშორებით მდებარეობს. იგი ვრცელდება 730 მ ზღვის დონიდან და 90--100 მ სიმაღლეზე ქვაჭარის მშრალი ხეობის ფსკერიდან.

ქვაჭარის გამოქვაბული უკანასკნელ დრომდე უცნობი იყო.

გამოქვაბულთან მისასვლელი ბილიკი მიუყვება ციცაბო, ბუჩქოვანი მცენარეებით შემოსილ, მშრალი ხეობის მარჯვენა ფერდობს. გამოქვაბული განვითარებულია დანიურ და მასტრიხტულ კირქვებში. შესასვლელის ფორმა თაღურია, სიმაღლე 2 მ, სიგანე 4 მ აღწევს (იხ. სურ. 3). წინა ნაწილში გამოქვაბული დაბალი, დარბაზის ფორმისაა, ფსკერი მშრალია და კარგად არის გამოხატული კულტურულ შრეთა წყებები. ყურადღებას იპყრობს ზრდაშეჩერებული ნალღენები, უმთავრესად სტალაქტიტები. სიღრმეში წყალი განუწყვეტლად წვეთავს, რის ხარჯზეც, როგორც ჩანს, ჩნდება წყლით სავსე კარსტული ორმოები, ფარდის მსგავსი და სოკოსებური ნალღენები. შესასვლელიდან 50 მეტრზე გამოქვაბული ფართოვდება, რაც გამოწვეულია ჭერის ძლიერი ნაპრა-ლიანობით. აქ დროებითი ღვარების ჩამოსვლის აქტიური ადგილია, რაზეც გვაუწყებს იქვე მახლობლად ჭერიდან მორღვეულ ლოდთა გროვები. ლოდებს შორის ნაკადული გაედინება, რომელიც ნაყური წყლებით წარმოიქმნება; გამოქვაბული მაქსიმალურ სიმაღლით განვითარებას მე-60-ე მეტრზე აღწევს; აქ ჭერზე შესანიშნავად გამოხატულია ღვარებისაგან დამუშავებული დიდი ნაპრა-ლი, რომელიც სიმაღლით ჯერ ოდნავ ვიწროვდება, შემდეგ კი ფართოვდე-

მოქმენისათვის; ეს, პირველ რიგში, ღვარების ძალზე სუსტი მოქმედებით აიხსნება. მაგ., მე-80-ე მეტრზე გამოქვაბული სტალაქტებით და სტალაგმიტებით ისე მძლავრად არის გამოვსილი, რომ წინსვლა კლდოვან ლაბირინტებში ძალზე ძნელდება შემდეგ ხვრელი ოდნავ ფართოვდება. მის მიღმა მომცრო დარბაზია პატარა ტბით, ის გაუფალია.

ქვაჭარის კარსტული გამოქვაბული, რომლის სიგრძე 90 მ აღწევს, დასშულია. იგი გამომუშავებულია შრეების გაწოლის პარალელურად; მისი განვითარება მაშინ დაიწყო, როცა ქვაჭარის აწ მშრალ ხეობაში გამდინარი ნაკადი გამოქვაბულის ფსკერის სიმაღლეზე იმყოფებოდა. მხარის ახვევების პროცესში, პალეოამიტყელი ინტენსიურ სიღრმით ეროზიას აწარმოებდა, რასაც, ჩაჭრის ტემპში, ბუნებრივია, ვერ მიჰყვებოდა გამოქვაბულის მცირე ნაკადი. უფრო მეტიც, როცა მდინარეა მნიშვნელოვნად გააღრმავა თავისი ფსკერი, წყლის მუდმივი ნაკადი გამოქვაბულში შეწყდა და ამიერიდან მისი სიღრუეების გარდაქმნა დროებით ღვარების მოქმედებას დაექვემდებარა.

განვითარების ადრინდელ სტადიაში გამოქვაბულის ფსკერს საერთო დახრაც მდინარის კალაპოტისაკენ ჰქონდა. ფსკერის განსხვავებული დახრაც, რომელიც ამჟამად ზოგიერთ უბანზე შეინიშნება, დროებითი ღვარების ეროზიული მოქმედებისა და ქანების ქიმიური გახსნის შედეგია, ე. ი. მეორადი მოვლენაა.

ქვაჭარის კარსტული გამოქვაბული საინტერესო არქეოლოგიური ძეგლია. დახვეწვამ, რომელიც აქ ჩაატარა 1958 წლის ზაფხულში ისტორიის ინსტიტუტის მეცნიერ მუშაკთა ჯგუფმა, საინტერესო შედეგები გამოიღო. შესასვლელში, პალეოლითელი ადამიანის ცხოვრების მდიდარი მასალა (კაეის იარაღები, ძვლის სადგისები, კაეის საჭურისები და სხვ.) აღმოჩნდა, თანაც აღსანიშნავია, რომ აქ ძოსინჯულია მხოლოდ ზედაპირული, თხელი ფენა. მოპოვებული არქეოლოგიური მასალა, წინასწარი განსაზღვრით მეზოლითის ეპოქის (ზედა პალეოლითი) ელფერს ატარებს [1]. ამ ძეგლის გაღრმავებული შესწავლა საყურადღებო შედეგს მოგვცემს.

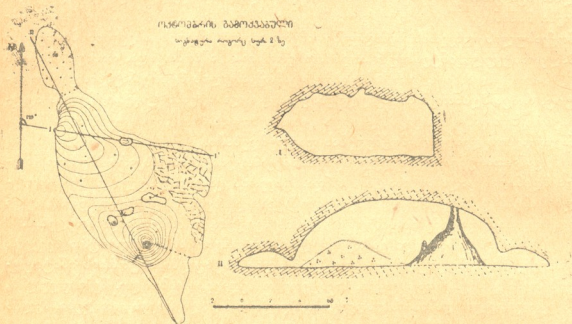
ქვაჭარის კარსტულ გამოქვაბულში პაერი მოძრაობს შესასვლელიდან და ჭერის ნაპრალებიდანაც; 1958 წლის 15 ივლისს, დღის 3 საათზე, შესასვლელთან პაერის ტემპერატურა 14°, შიგნით კიდევ უფრო ნაკლები იყო.

ორგანული სამყაროდან აღსანიშნავია ობობებისა და ქრიტივნების მთელი კოლონიები.

მ. ოქტომბრის გამოქვაბული. ს. ოქტომბრის მიდამოებში მდ. მაჭარას ხეობის მარცხენა ფერდობზე, აღსანიშნავია, დღემდე უცნობი მომცრო ზომის გამოქვაბული, რომელიც გაჩენილია კირტუფით შეცემენტებულ კონგლომერატებში.

სიღრუეში შესასვლელი ფართო ხვრელია, რომლის მიღმა პატარა დარბაზია განვითარებული. მისი სიმაღლე 3—4 მ-ია; დარბაზის ფსკერის ნგრეული მასალის სიძველეზე წარმოდგენას გვაძლევს მასზე გადაკრული და მძლავრად განვითარებული ნაღვენთები, განსაკუთრებით სტალაგმიტები. დარბაზის სიგრძე 15 მ-ია, მის ორივე დაბოლოებაზე დაბალი ხვრელები გვხვდება (იხ. სურ 4), რომელშიც დროებითი ღვარების დინების კვლეზია შერჩენილი. ფსკერი უსწორმასწორო და სველია; შიგნით მოხვედრილი წყალი სიღრმეში იყონება; როგორც ჩანს, იგი ახალგაზრდა წარმონაშობია. მდ. დიდი მაჭარას მიერ აფიანჩა-ჩიყოუშის ერთიანი ქედის გაკვეთის შემდეგ ციკარის კანიონის ფერდობზე დაგროვდა კირქვის დელუვიონი, რომელიც დროთა განმავლობაში შეცემენტდა.

ფერდობზე ჩამომდინარე წყლებით დაიწყო კონგლომერატების დაკრატვა და გამომუშავდა სიღრუვე. შემდეგ ეტაპზე ადგილი აქვს სიღრუვეში წყლების ინტენსიური ჩადინების შეწყვეტას, რაც ქმნის ხელსაყრელ პირობებს მასში ნალგენების წარმოქმნისათვის. თქმულის საილუსტრაციოდ გამოგვადგება სტა-ლაგნატი დარბაზის ცენტრში, რომლის სიმაღლე 2,5 მ აღწევს (იხ. განაკვეთი I—I'). სიღრუვეში დღის სინათლე თითქმის ყველგან აღწევს. შიგნით მნიშვ-



სურ. 4

ნელოვნად გრილა. ჰაერის ტემპერატურა 18° -ია; გარედან ჰაერის შესვლა გაძნელებულია.

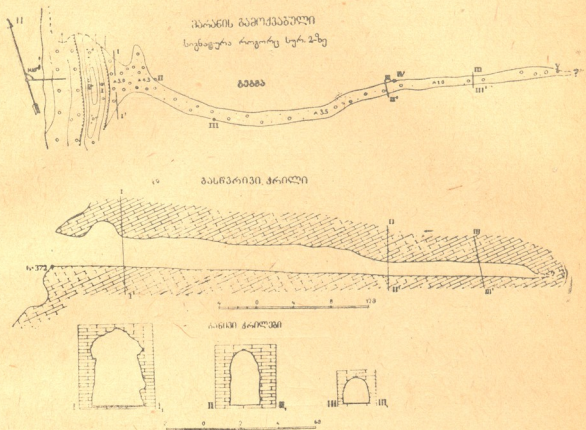
4. მარანის გამოქვაბული. ს. მარანის ტერიტორიაზეა, მდ. პატარა მაჭარას აუზში, ზ. დ. 370 მ სიმაღლეზე მდებარეობს.

მარანის გამოქვაბული პალეოცენურ კირქვებშია გამომუშავებული. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ წინა ნაწილში არსებულ საფეხურებს, ის ძალზე ერთფეროვანია. მას აქვს დერეფნის ფორმა და თითქმის სწორხაზობრივი—აღმოსავლური გავრცელება. შესასვლელის სიგანე 8 მ. სიმაღლე კი ორჯერ ნაკლებია. შესასვლელის მიღმა გამოქვაბული ვიწროვდება და ხერხელის სახით (იხ. სურ. 5) სამ ათეულ მეტრზე ვრცელდება. გამოქვაბულის ფსკერი მშრალია და თანაც მოსწორებული (იხ. გასწვრივი ჭრილი). კედლები გლუვია, ხოლო ჰერი დაუნაპარალებელი. გამოქვაბულში ღვარების შემოსვლა ხდება ბოლო, ხერხელისებური ნაწილიდან.

მარანის გამოქვაბული, რომლის სიგრძე 50 მ-მდე აღწევს, მოკლებულია ნაღვეთ წარმონაქმებს. ამის მიზეზი ის არის, რომ ჰერის დაუნაპარალებულ კირქვებში ზედაპირული წყალი სრულებით ვერ ჟინავს. საფეხურის ფრაგმენტები კი, რომელსაც წინა ნაწილში ვხვდებით, დროებითი ნაკადების მოქმედებითაა გაცხენილი.

„მარანი“ დასული გამოქვაბულია. ჰაერის ტემპერატურა შესასვლელში 20° -ია, სიღრმეში კი 2—3-ით ნაკლები. სინესტე ნაკლებად იგრძნობა. შესასვლელში თიხაქვიშნარის მძლავრი ფენები გვხვდება.

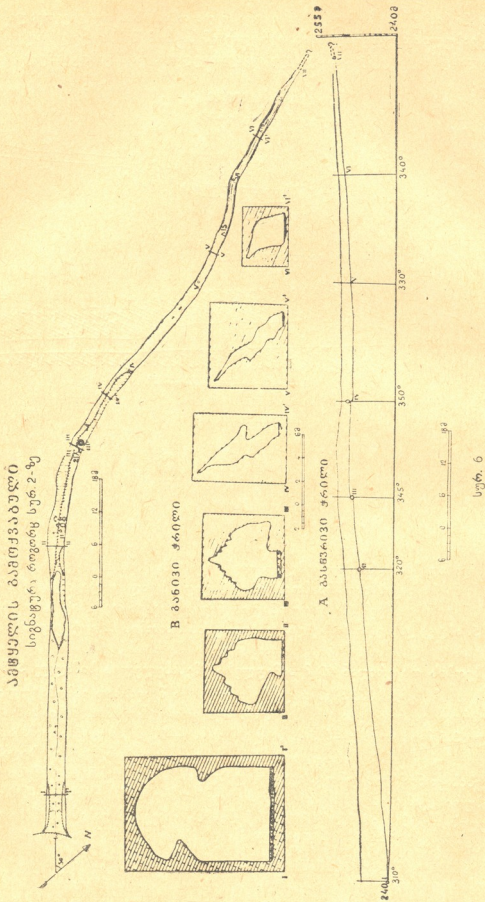
გამოქვაბულში ბინადრობენ თავგები და ობობები. თუ გაეითვალისწინებთ გამოქვაბულის მიუდგომლობას, აგრეთვე იმას, რომ შესასვლელ კედლებს მსუბუქი დამუშავება ეტყობა, შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ გამოქვაბულს პირველ-



სურ. 5

ყოფილი ადამიანი საცხოვრებლად იყენებდა. ამის გამოსარკვევად კარგ მასალას წინა ნაწილის ვაიხრა მოგვეცემს, სადაც ახლად დაღეჭილი ქვიშიან-თიხიანი ნაფენების ქვეშ, მოსალოდნელია კულტურული ფენებიც არსებობდეს.

5. ამტყელის გამოქვაბული. გულრიფშის რაიონის ს. ამტყელის მიდამოებში მდ. ამტყელის მარჯვენა ფერდობზე მდებარეობს, ზღვის დონიდან 240, ხოლო ხეობის ფსკერიდან 40 მ სიმაღლეზე. შესასვლელის სიმაღლე 5 მ, სიგანე 4 მ; ამ ნაწილში მას აქვს თაღური ფორმა და მკვეთრად გამოხატული სწორხაზობრივი ვაგრცელება (იხ. სურ. 6). იგი ერთფეროვანია, მისი საშუალო სიმაღლე 3,5 მ-ია, სიგანე—2,5 მ, ხოლო სიგრძე—70 მ. ამ უბნის დამახასიათებელი თავისებურება ის არის, რომ მასში სრულებით არ ხდება ზედაპირული წყლების ჟონვა, რის გამოც, იგი მოკლებულია ნალვენთებს. სიღრმეში დერეფნისებური გამოქვაბული დაბლდება და თანდათან კლდოვან-ნაბრალოვან ხერხელის ფორმას იძენს. ჰერის გასწვრივ ნაბრალეების გაჩენასთან დაკავშირებით კარგადაა გამოხატული ნალვენთები. ამ მხრივ აღსანიშნავია მე-60-ე და მე-80-ე მეტრს შორის მოქცეული უბანი, რომელიც ყურადღებას იქცევს სტალაქტიტებისა და სტალაგმიტების განვითარებით. გამოქვაბულის მშვენიერებას წარმოადგენს სტალაგმიტის მნიშვნელოვანი სიდიდის თეთრი სვეტი მე-80-ე მეტრზე. სვეტის შემდეგ გამოქვაბულის ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულება იცვლება ჩრდილოეთურით, თანაც ის იმდენად ვიწროვდება, რომ წინსვლა ძალზე



წნელებს; მე-160-ე მეტრზე ის გაუვალია. ამ ვიწრო ხერეიდან ცივი ნაკადული ($t^0 = 11^0 - C$) გამოდის, რომელიც გამოქვაბულის მთელ სიგრძეზე გა-

დინება. ჩანს, მიწისქვეშა დინება გრუნტის წყლების ხარჯზე საკუთრივ გამოქვაბულში იბადება.

ამტყელის გამოქვაბული ყურადღებას იქცევს მიკრორელიეფური ნაჩენებით. ამ მხრივ აღსანიშნავია მიწისქვეშა მდინარის ყოფილი ფსკერის ფრაგმენტები, რომელიც ორი-სამი საფეხურის სახით წინა ნაწილშია შემორჩენილი. მესამე საფეხურზე, ფსკერიდან 3,5 მ სიმაღლეზე, შეცემენტებული, წვრილმარცვლოვანი კონგლომერატული მასალა გვხვდება, როგორც ჩანს, იგი ძველია და გარედანაა შემოტანილი.

ამტყელის გამოქვაბული გამოიშუშავებულია ზედაცარცულ (დანიურ და მაასტრიხტულ) სქელშრებებიან კირქვებში, დაშრეების ნაპრალის გასწვრივ. მისი წარმოშობა დაკავშირებულია ზევი-ჯამპალას პლატოს აზეგებისთან და მდ. ჯამპალას ჩაქრასთან.

ამტყელის გამოქვაბულში ფრიად თვალსაჩინოა მექანიკური ეროზიის გავლენა. ექვს არ იწვევს, რომ შედარებით მცირე ზომის გამოქვაბულში ეროზიული საფეხურების წარმოშობა მუდმივ მიწისქვეშა ნაკადთან ერთად დროებით ღვარებსაც მიეწერება.

ამტყელის გამოქვაბულის წინა ნაწილს 70 მ სიგრძეზე, როგორც აღვნიშნეთ, სწორხაზობრივი განვითარება აქვს, რაც ნაპრალის გავრცელების ხასიათით არის შეპირობებული.

„ამტყელი“ დახშულ, ჰირიზონტულ გამოქვაბულთა ტიპს მიეკუთვნება; გამოირჩევა მნიშვნელოვანი ტენიანობით. ჰაერის ტემპერატურა შიგნით 16°, იმავედროულად, გარეთ 30°. წყალმოვარდნას ადგილი აქვს წვიმების პერიოდში, ხოლო მასში გამდინარე ნაკადულე მშრალ სეზონში უმნიშვნელოდ კლებულობს.

ამტყელის გამოქვაბულის ნახევრადბნელ ხერელებში ცხოვრობს გამოქვაბულის ვირთხა. მის წინა ნაწილში შესაძლოა, პირველყოფილი ადამიანი ცხოვრობდა. ამ მიზნით გათხრილ უნდა იქნეს შესასვლელის ფსკერი, სადაც ნაფენები დიდ სისქეს აღწევს.

6. კელასურის გამოქვაბულები*. ქ. სოხუმიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთით, მე-13 კმ-ზე, მდ. კელასურის მარცხენა ნაპირის ჭალის კედლეზე, ვრცელდება მდინა-

კელასურის გამოქვაბულების გავრცელების გეგმა

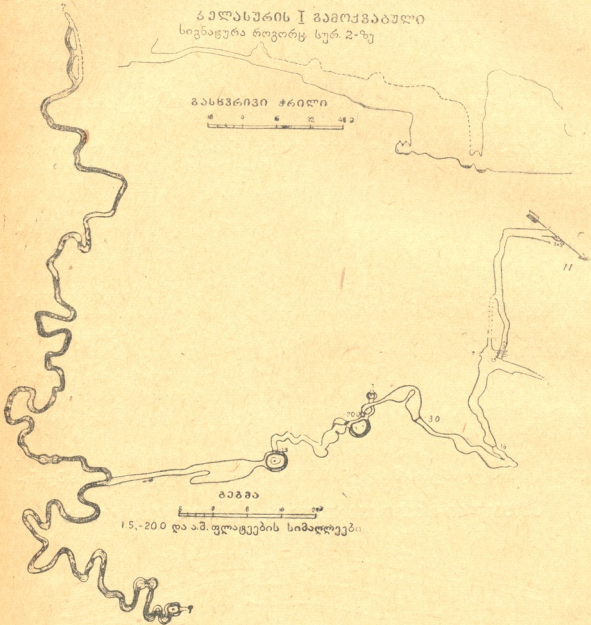


სურ. 7

* კელასურის გამოქვაბულების შედარებით ვრცელი დახასიათება მოცემულია ავტორების სტატიაში: კელასურის მდინარისქვეშა კარსტული გამოქვაბულები. „საქ. სსრ მეცნ. აკად. ნოანბე“, ტ. XXV, 1960, № 6.

რისკვეშა გამოქვაბულები, რომელთაც კელასურის I, II და III გამოქვაბულებს ვუწოდებთ (იხ. სურ. 7), კელასურის მდინარისკვეშა გამოქვაბულები ზედაცარცის შრეებრივ კირქვეშაია ვანვითარებული.

პირველი გამოქვაბულის შესასვლელი მდინარის დონიდან 2 მეტრ სიმაღლეზეა. მისგან 30-მდე მეტრის მოშორებით, მდ. კელასურის ხეობის იმავე შეუულ-



სურ. 8

ფერდობზე მეორე, კიდევ უფრო ზემოთ—მესამე გამოქვაბულია, რომლის შესასვლელი მდინარის დონეზე არსებულ ვიწრო ნაპრალს წარმოადგენს; მასში აქამად მდინარე კელასურის წყლის ნაწილი ჩაედინება.

პირველ გამოქვაბულში შესასვლელიდან 120-ე მეტრზე, წარმოდგენილია 21 მეტრის სიმაღლის ფლატე; ხოლო 200-ე მეტრზე გამოქვაბულის მთავარ მაგისტრალს უერთდება მიწისკვეშა მდინარე, რომელიც ვიწრო და კლდოვანი ნაპრალიდან დიდი სიჩქარით გამოედინება (იხ. სურ. 8). კელასურის მი-

წისკვეშეთში გავლილი ზერელების ერთობლივი სიგრძე 575 მ-მდე აღწევს; საინტერესოა აღინიშნოს, რომ სიმაღლითი სხვაობა მდ. კელასურის დონესა და სიღრმეში ჩვენ მიერ მიღწეულ პუნქტს შორის 70 მ-დეა, თუმცა, როგორც აღვნიშნეთ, წყალი ცირკულაციას განიცდის კიდევ უფრო ღრმად. სად გამოდის ეს წყალი ან რა სიღრმეზე ვრცელდება კელასურის სიღრუეები? ეს ფრიალ საინტერესო საკითხია.

კელასურის I გამოქვაბულში მექანიკური და ქიმიური ნალექები სუსტად არის გამოხატული: მაგ., ნგრეული ლოდები გვხვდება უმთავრესად გამოქვაბულის წინა ნაწილში. ის ადგილობრივი წარმოშობისაა. ჭერ-ჭერობით გაურკვეველია თუ საიდან ხდება ხის მორების შეტანა გამოქვაბულში. თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ნაპრაღის კედლებზე გადაკრულ ფარდისმსგავს ნალექთებს, ქიმიური ნალექები თითქმის არ გვხვდება. გამოქვაბულის მორფოლოგიური პირობები—მისი ნაპრალოვანი ხასიათი და დროებითი ღვარების ინტენსიური ჩამოსვლა, ხელსაყრელი არ არის სტალაქტიტებისა და სტალაგმიტების აღმოცენებისათვის.

I გამოქვაბულის მახლობლად, როგორც აღვნიშნეთ, მდებარეობს კელასურის II გამოქვაბული (იხ. სურ. 7 და 9), რომელშიაც მდ. კელასურის ჩაღინების



სურ. 9

შეფიო ნიშნები გვხვდება. მდინარიდან გამოქვაბულში წყლის გადასვლას ადგილი აქვს გაზაფხულზე, თოვლის ინტენსიური დნობისა და წვიმების პერიოდში. ამ გამოქვაბულის დამახასიათებელი თავისებურება, რომელიც მას I გამოქვაბულისაგან განასხვავებს, ის არის, რომ იგი შესასვლელიდანვე სიღრმისაკენ მკვეთრად გამოხატული საფეხურებით ვრცელდება. გამოქვაბულის შესასვლელი მდინარის დონიდან 1,5 მ სიმაღლეზეა; ცხადია, ვიდრე მდინარე გააღრმავდება.

ვებდა კალაოტს, წყლის ნაკადი კელასურიდან მასში მუდმივად გადაედინებოდა, რაც საგულისხმოა იმ მხრივ, რომ აქ მიწისქვეშა სიღრუეების ვრცელ და განვითარებულ სისტემებს უნდა მოველოდეთ, ვიდრე I გამოქვაბულში. მის შესასვლელშივე ყურადღებას იპყრობს ფსკერზე საუკეთესოდ გამოხატული წყლით საესე ლამბაქისებური ჩაღრმავებანი. შესასვლელიდან მე-40-ე მეტრზე ფსკერი წარმოქმნის ფლატეს, რომლის სიმაღლე 8 მ აღწევს. ფლატის ძირში ტბაა; ტბიდან რამდენიმე მეტრის შემდეგ ფსკერი კვლავ შვეულად წყდება. ამგვარად საფეხურის სიმაღლე 15 მ-მდე აღწევს. მის ძირში უფრო დიდი ზომის ტბაა. ვიდრე პირველი.

მომავალში კელასურის გამოქვაბულები გაღრმავებულ შესწავლას მოითხოვს. საფიქრებელია, რომ ურთიერთ მეზობლად განვითარებული მიწისქვეშა სიღრუეება ეს სისტემები ერთმანეთთან მჭიდრო კავშირში უნდა იყვნენ.

რაც შეეხება კელასურის III გამოქვაბულს, როგორც აღვნიშნეთ, ის დაბალ, ვიწრო ნაპრაღს წარმოადგენს, რომელშიც კელასურის წყალი პერიოდულად გადაედინება. ნაპრაღი იმდენად დაბალია, რომ მასში შესვლა შეუძლებელია. ინტერესს იწვევს: რა კავშირშია აღნიშნული ნაკადი კელასურის პირველ გამოქვაბულში არსებულ მიწისქვეშა მდინარესთან? ეს საკითხი შესწავლას მოითხოვს.

IV. კარსტული წყაროები და მიწისქვეშა მდინარეები

კელასურ-კოდორის წყალგამყოფის კარსტულ ზონაში, როგორც ეს საერთოდ კირქვებით აგებულ მხარეებისათვის არის დამახასიათებელი, ზედაპირულ მდინარეთა ქსელი სუსტადაა გამოხატული. სამაგიეროდ მიწისქვეშა წყლის ტიპები მრავალფეროვნად არის წარმოდგენილი. ამ მხრივ საინტერესო სურათი შეინიშნება წებელდის ქვაბურის ფსკერზე, მის შემომფარვლელ ფერდობებზე და ქვაპარის მშრალი ხევის გასწვრივ. ასე, მაგ., ქვაპარის შთენილ ხეობაში, რომელიც გამოირჩევა სქელი ალუვიური ნაფენების დაკრთვებით, ჩვეულებრივ წყალი მოედინება მხოლოდ წვიმების პერიოდში. ჩვენი დაკვირვებით, ჩამონადენი კარგად არის გამოხატული საკუთრივ ქვიშაში და რყინარში; განსაკუთრებით კი ფსკერქვეშ. იქ, სადაც ქვაპარის მშრალი ხეობა წებელდის პოლიეს უერთდება, ალუვიური ნაფენებიდან ჭარბად გამოედინება წყალი, რომელიც მიედინება პოლიეს ფსკერზე და იკარგება არსებულ ნაპრალებსა და ხვრელებში.

წებელდის პოლიე მიწისქვეშა წყლების ჭარბი დაგროვებით გამოირჩევა, რაც გამოწვეულია მისი სინკლიური ბუნებით და მასში წყლის ჩაედინებისა და თავმოყრის ხელსაყრელი პირობებით. მნიშვნელოვან აქვს იმასაც, რომ სინკლიური ქვაბულის აგებულებაში მონაწილეობს ზედა ეოცენის ფორამინოფერიანი მერგელები, რომელსაც წყალშესრუტვის დიდი უნარი ახასიათებს.

საინტერესო სანახავია წებელდის ქვაბული წვიმების პერიოდში, როცა მასში გროვდება წყლის დიდი მასა; სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში არსებული ხვრელები, რომლებიც ქვედა ეოცენურ და პალეოცენურ კირქვებშია გამოქვაბული, სიღრმეში ერთბაშად ვერ ატარებს ჭარბ წყალს, თანაც ამ დროს ხდება ხვრელების დაცობა, რის შედეგად წარმოიშობა დიდი ტბა; იგი თანდათან იწრითება. დროებით ტბაში ინტენსიური ხასიათი აქვს ლამის დღე-ღამე. მაგ., ზოგიერთი ძაბრის ირგვლივ ლამის სისქე 1 მ აღემატება.

წებელდის პოლიეს მნიშვნელოვანი ჰიდროგეოლოგიური თავისებურება ის არის, რომ მშრალ სეზონშიც კი გრუნტის წყლები ზედაპირთან ახლოს მდებარეობენ. მაშინ როცა შემომთარგვლელ ფერდობებზე წყალი თითქმის შრება არა აქვს წყაროებში; არამედ ქებშიც კი. წყაროების სიმალლით გავრცელებაში კანონზომიერება არ შეიძინევა; მათ ახასიათებთ ძლიერ პერიოდული რყევა, რაც ივალსაჩინოა წვიმებისა და თოვლის დნობის პერიოდში.

განსხვავებულ პირობებში ყალიბდება საკუთრივ კარსტული წყაროები, რომლებიც გამოქვაბულებიდან და კირქვიანი ნაპრალებიდან გამოდიან. ამ მხრივ აღსანიშნავია წებელდის გამოქვაბულისა და ბაზრისხევის მიწისქვეშა ნაკადები.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია მძლავრი კარსტული წყარო ბაგათის კლდეების დასაწყისთან, მდ. კოდორის ხეობის ფსკერიდან დაახლოებით 160 მ სიმაღლეზე. წყაროს წყლის დებიტი მნიშვნელოვანია, მისი ტემპერატურა 11° შეადგენს. იგი დაკიდული კარსტული ნაკადის საუკეთესო ნიმუშია.

კარსტული წყაროების გამოსასვლელები ს. წებელდაში სხვაგანაც გვხვდება, იგი ცნობილია აგრეთვე ამტყელისა და კელასურის აუზებში.

როგორც აღვნიშნეთ, წვიმებისა და თოვლის დნობისას წებელდის ქვაბულში გროვდება და სიღრმეში ინთქმება წყლის მძლავრი მასა. სად უნდა მოველოდეთ მათ გამოსავლებს? ამ კითხვაზე ამომწურავი პასუხის გაცემა დაკვირვების უშუალო მონაცემების უკმარობის გამო, ძნელდება.

თუ გავითვალისწინებთ სირთულეს, რაც წყლების ცირკულაციას ახასიათებს კარსტულ მხარეებში, შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ წებელდის პოლიეს ფსკერზე დაკარგული წყლების მნიშვნელოვანი ნაწილი უნდა გვევლინებოდეს მ. მ. ადალუასა და განსაკუთრებით აფიანჩას სამხრეთ ფერდობის გასწვრივ. ამგვარ დაშვებას თითქოს ეწინააღმდეგება პოლიეს სინკლინური ბუნება, რომელიც უნდა გამორიცხავდეს სამხრეთისაკენ წყლების ჟონვას. პრინციპულად საკითხის ასე დაყენება არ იქნებოდა სწორი, ვინაიდან ზემოაღნიშნული შეხედულება, ჩვეულებრივ სარწმუნოა მაშინ, როცა ადგილის სუბსტრატი წყალში უბნადი ქანებით არის აგებული. საჭიროა აღინიშნოს, რომ წყლებს დრენაჟის ხასიათი კირქვებში უმეტესწილად არ ემორჩილება შრეთა განლაგებასა და საერთოდ სტრუქტურულ პირობებს, მით უფრო მაშინ, როცა კირქვებს ძლიერი გამოფიტვა და დენუდაცია აქვს განცდილი. ვფიქრობთ, ასეთი პირობები არსებობს წებელდის ქვაბულში, რომლის ფსკერზე დაკარგული წყლების სამხრეთით—კოდორის ხეობისაკენ დენას, ხელს უნდა უწყობდეს აგრეთვე, მშრალი ხეობის გასწვრივ ბალეოამტყელის მიერ დამუშავებული ნაპრალებიც. აფიანჩა-ადალუას სამხრეთ ფერდობზე კარსტული წყაროები იმდენად უხვად გამოდის, რომ მათი შეერთებით საკმაოდ მძლავრი მდინარე წარმოიქმნება: ეჭვს გარეშეა, რომ შედარებით მცირე ფართობის მქონე აფიანჩასა და ადალუას სამხრეთული ფერდობები წყლის მხოლოდ საკუთარი რესურსებით ვერ უზრუნველყოფს ამ არსებული მძლავრი კარსტული ნაკადის საზრდოობას.

სინკლინის ღერძი, რომლის გასწვრივ წებელდის პოლიეა წარმოდგენილია, გრძელდება დასავლეთით—სს. ოქტომბერ-მერხეულის მიმართულებით. თანაც საინტერესოა აღინიშნოს, რომ ღერძი შესამჩნევ დახრას განიცდის აღნიშნული მიმართულებით. ამასთან დაკავშირებით შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ დაკარგული წყლების ნაწილი უნდა ასაზრდოებდეს მძლავრ კარსტულ წყაროებს აღნიშნული სოფლების მიდამოებში, აგრეთვე იმ ჩანჩქერს, რომელიც ს. ოქტომ-

ბრის სამხრეთით, მდ. დიდი მაჭარას კანიონის მარცხენა ფერდობზე გვხვდება. აღსანიშნავია, რომ კარსტული წყლების გამოსავლები პოლიეს პერიფერიებზე დაბალ ჰიფსომეტრიულ დონეებზე ვრცელდება, ვიდრე საკუთრივ წებელდის პოლიე.

აღნიშნული სინკლანი გაგრძელებას პოულობს აღმოსავლეთითაც—მდ. ამტყელის ხეობისაკენ, სადაც, აგრეთვე, მოსალოდნელია წყლის გაღინება არსებობდეს. რასაკვირველია, ზემოაღნიშნული მოსაზრებანი წებელდის პოლიეს ფსკერზე დაკარგული წყლების გამოსასვლელი ადგილების შესახებ პირობითია, მათ ესაჭიროება ცდით შემოწმება. მით უფრო, რომ წინასწარი პროგნოზები, რომელთა სისწორეში ზოგჯერ ეჭვიც არ ეპარებათ, ხშირად არ მართლდება.

მდინარეთა მიწისქვეშა სისტემების განვითარებით ყურადღებას იქცევს სს. ხევი-ამტყელის მიდამოები. ასე, მაგ., მდ. ამტყელის ქვემო დინებაში, ამ მდინარის კოდორთან შერთვის მახლობლად აღსანიშნავია მძლავრი მიწისქვეშა მდინარის გამოსავლები, რომელიც მდინარის დონეზე ორთავლიანი კლდიდან გამოვდინება და უერთდება მდ. ამტყელს. შეერთების ადგილზე მდინარე ღრმაა, თანაც მიწისქვეშა ნაკადი ისეთი სიძლიერით გამოქუხს (ის ძალზე ცივიცაა), რომ იგი პრაქტიკულად შეუღწეველია.

ჯერ კიდევ ადრე არსებობდა აზრი იმის შესახებ, რომ ამ მიწისქვეშა მდინარეს, რომელიც ერთ-ერთი უგრძესია კავკასიაში, ასაზრდოებს ამტყელის ტბიდან გაფილტრული წყალი. ეს აზრი დასაბუთებულია ამ საკითხისადმი მიძღვნილ შრომებში (13—15, 20, 30) და სხვ.).

მდ. ამტყელის ხეობაში წყალი იკარგება ზ. დ. 280 მ, მდ. ამტყელის და ს. ხევის მაღლობის ქვეშ 6 კმ-იან- გზას გაღის და გამოედინება მდ. ამტყელის მარჯვენა ფერდობზე ზ. დ. 190 მ სიმაღლეზე (130, გვ. 425).

კ. მგელაძე ტბიდან დაკარგულ წყალსა და მიწისქვეშა მდინარეს შორის კავშირითიერთობას ადგენს წყლების რეჟიმზე დაკვირვების მასალებზე დაყრდნობით. მისი სტატიიდან ჩანს, რომ გაზაფხულზე, როცა თოვლის დნობის შედეგად ამტყელის ტბის დონე რამდენიმე ათეული მეტრით მაღლდება, მიწისქვეშა მდინარის ხარჯი მნიშვნელოვნად იზრდება და გამოსასვლელთან ის შეადგენს 7 მ³/წამში; საწინააღმდეგო სურათი შეინიშნება ზამთარში, როცა ტბაში წყლის დონის მინიმალური დონის დადგომასთან დაკავშირებით, მიწისქვეშა მდინარის ხარჯი მხოლოდ 2,3 მ³/წ-ს შეადგენს.

თუმცა წყლების რეჟიმზე დაყრდნობით ზედაპირული და მიწისქვეშა ნაკადთა ზემოაღნიშნული კავშირი დამაჯერებელია, მაგრამ მას მაინც ესაჭიროება ცდით შემოწმება.

V. კარსტული წარმონაქმნების განვითარება კელასურ-კოდორის წყალგამყოფის ჩელიეფის განვითარების ფონზე

კელასურ-კოდორის წყალგამყოფის კარსტული ზონის გამოქვაბულების წარმოშობა-განვითარება მჭიდროდ დაკავშირებულია ამ მხარის რელიეფის განვითარების ისტორიასთან.

მდ. მდ. კელასურსა და კოდორს შორის მოქცეული კარსტული ზონის რელიეფის განვითარება საქართველოს ბელტის ფარგლებში მიმდინარეობდა. ქვედა და ზედა მესამეულის საზღვარზე მომხდარი მთათაწარმომშობი პროცე-

სების შედეგად საკვლევი რაიონი ზღვიდან ამოდის და ხმელეთად იქცევა. ერთ-დროულად ადგილი აქვს კარბონატული შრეების ზეწრულ დანაოქებას. ტექტონიკური პროცესები გრძელდება მთელი ზედა მესამეულის და მეოთხეული პერიოდის განმავლობაში და დღესაც, რაც უმთავრესად თალური ახევეებით ვლინდება. ამ პროცესებმა გააპირობეს პირველადი ტექტონიკური რელიეფის წარმოშობა, რომელიც საკვლევ ტერიტორიაზე შემდეგ ანტიკლინური ქედებისა და სინკლინური ქვაბულების სახით ჩამოყალიბდა.

აღსურმა ოროგენეზისმა გამოიწვია საკვლევი რაიონის ჩრდილო და მისი მიმდებარე ნაწილების შედარებით ინტენსიური ახევება, ვიდრე სამხრეთისა. ამასთან დაკავშირებით საფუძველი გვაქვს ვიფიქროთ, რომ ზღვისაგან გათავისუფლებული პირველადი ხმელეთი წარმოადგენდა სამხერთით დამრეცად დახრილ ვაკეს; რელიეფის პირველადმა დახრამ განსაზღვრა კელასურის, ამტყელის, ჯამპალას, კოდორის პარალელური ხეობების ჩასახვა და ჩამოყალიბება, რომლებიც აფიანჩა-ჩიყოუშის ქედის სამხრეთით, სადღაც ერთგოდნენ ზღვას. ამ დროს, მაგალითად, მდ. ამტყელი მოედინებოდა ახისთა-ახუფაჩისა და აფიანჩა-ჩიყოუშის ანტიკლინური ქედების ვარდიგარდმოდ, დიკლიდაშის აწმშრალი ხევისა და მ.მ. აფიანჩა-ადალუას შორის მდებარე მკვდარ ხეობებზე გავლით და უერთდებოდა ზღვას, ხოლო ზღვის უკანდახევისა და მდ. კოდორის ქვემო წელის ჩამოყალიბების შემდეგ—ამ უკანასკნელს. მხარის ახევეების ფონზე ძლიერდებოდა მდინარეთა ეროზიული მოქმედება, რაც ყველგან თანაბრად არ ვლინდებოდა. მაგ. ახისთა-ახუფაჩისა და აფიანჩა-ჩიყოუშის ანტიკლინური ქედების ზოლში ინტენსიური ახევეების გამო სიღრმით ეროზია ჰარბობდა, ამტყელისა და წებელის სინკლინური ქვაბულების რაიონში კი დაძირვის ტენდენციის მეოხებით — გვერდითი ეროზია. ეროზიულმა პროცესებმა განსაზღვრეს აღნიშნულ ქედთა ვარდიგარდმო გაკვეთა და ხეობების ანტიცედენტური უბნების წარმოშობა.

აღმავალი ხასიათის ტექტონიკური მოძრაობები ხელს უწყობდა მდინარეთა ხეობების ვალრმავებას, რაც, თავის მხრივ, ბიძგს აძლევდა კარსტული წყლების კოროზიულ და ეროზიულ მოქმედებას. განვითარების ადრეულ პერიოდში მოხდა ქვაჭარისა და წებელის გამოქვაბულების ჩასახვა და განვითარება. აშკარაა, რომ ეს გამოქვაბულები უძველეს, ციკლგავილ კარსტულ წარმონაქმნებს მიეკუთვნება. მათი ასაკი პლიოცენურზე ახალგაზრდა არ უნდა იყოს. პირველი სიღრუეების წარმოშობის შემდეგ, როგორც ჩანს, ახევებას კვლავ აქტიური ხასიათი ჰქონდა. პალეოამტყელის და დიკლიდაშის ხეობებში მდინარეები კიდევ უფრო ღრმად ჩაიჭრნენ, რის გამო ქვაჭარისა და წებელის გამოქვაბულები უფრო მაღალ დონეზე აღმოჩნდნენ. კირქვების მცირე-სიძულავრის, მათი წოლის პირობების თავისებურებისა და ნაპარალების სუსტი განვითარების გამო, წებელის მიდამოებში საერთოდ არ იყო ხელსაყრელი პირობები გამოქვაბულების განვითარებისათვის.

ახევეების პროცესებში ხარვეზების არსებობასთან დაკავშირებულია ს. ხევიბაგათის კლდეების მიდამოებში პლატოსებრივი ზედაპირის გაჩენა, რომელიც თანამედროვე მდინარის დონიდან 80—100 მეტრის სიმაღლეზეა აზიდული; ამავე მიზეზით აიხსნება ს. ამტყელის მიდამოებში ტერასების წარმოშობა. ქვაბულის ამგებელი მერგელების ვადარეცხვასთან ერთად ჩრდილო ფერდობზე და ფსკერზე შიშვლდება ურგონული კირქვები და იწყება მათი ენერგიული და-

კარსტვა დაკარსტვის შედეგად ს. ს. ჩინ-ჩან-ბალის მიდამოებში აღმოცენდა მიწისქვეშა ფორმები, რომელთაგან გამოირჩევა ამტყელის გამოქვაბული, რომელსაც წარმოშობით გარდამავალი ადგილი უჭირავს, ერთი მხრივ, წებელდაქვაპარის, ხოლო მეორე მხრივ, კელასურის გამოქვაბულებს შორის. კარსტული პროცესების ინტენსიურ განვითარებაზე მიგვითითებს აგრეთვე მდ. ამტყელის წყლის გაჟონვა ადგ. კლდეებში და შემდეგ მისი გამოსვლა მდ. ამტყელის მარჯვენა მხარეზე, კოდორთან შეერთების ახლო.

ტექტონიკური პროცესების პროგრესულ, აღმავალ ხასიათზე მიგვითითებს მდინარეთა წყლების ინტენსიური დაკარგვა და ნორმალური ეროზიული ქსელის გარდაქმნა, რაც შეინიშნება მდ. ამტყელის ხეობაშიც.

წებელდის სინკლინურ ქვაბულში კარსტული მოვლენების შემდგომი განვითარებისა და ეროზიული პროცესების მონაწილეობით, თანდათან ჩამოყალიბდა შესანიშნავად გამოხატული პოლიე, რომლის განვითარება ამჟამადც მიმდინარეობს. წებელდის მიდამოებში კარსტული პროცესების შედეგად აღმოცენდა აგრეთვე დოლინები, კარსტული ველები და მიწისქვეშა ფორმები რომელთა ჩამოყალიბება და გარდაქმნა ახლაც ხდება.

კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის აზევების პროცესში, მდ. კელასურიც ახდენს ახისთა-ახუფაჩის და აფიანჩა-ჩიყოუშის ქედების გაკვეთას და ანტეცედენტურ მონაკვეთების წარმოშობას. ამ ხეობის განვითარების ბოლო სტადიაზე, თანადროულ გეომორფოლოგიურ ციკლში მზარდი ტექტონიკური აზევების ფონზე, დაიწყო კელასურის ფსკერქვეშა გამოქვაბულების წარმოშობა, რომელიც, ცხადია, კელასურ-კოდორის წყალგამყოფის კარსტული ზონის ყველაზე ახალგაზრდა წარმონაქმნად უნდა მივიჩნიოთ.

საკვლევი ტერიტორიის პირველადი, ტექტონიკური რელიეფი ამჟამადც კარგად არის გამოხატული, მიუხედავად იმისა, რომ იგი დესტრუქციული პროცესებით მნიშვნელოვნად არის გარდაქმნილი.

Ш. Я. КИПИАНИ и З. К. ТИНТИЛОЗОВ

К ГЕОМОРФОЛОГИИ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР В ОКРЕСТНОСТЯХ с ЦЕБЕЛЬДЫ

Резюме

Цебельдинский карстовый район, расположенный в междуречьи Келасури и Кодори, представляет собой часть известняковой карстовой зоны южных склонов Кавказиони (Главного Кавказского хребта). Здесь широко распространены карбонатные отложения. Они представлены, начиная от нижнего мела (валанжинский и готеривский ярусы) до верхнего эоцена. Карстовый рельеф развит в известняках барремского, туронского и датского ярусов. Ширина известняковой зоны в окрестностях Цебельды 20—15 км, а мощность известняков составляет несколько сотен метров.

Гипсометрическое развитие района колеблется от 400 м (дно Цебельдинского поля) до 1000 м (гг. Апианча или «Сахарная голова»).

В окрестностях Цебельды встречаются карстовые пещеры, преимущественно малого размера. Такова, напр. Цебельдинская, Квачарская,

Октомберская, Амткельская и другие. В их расположении не замечается определенной закономерности.

Чрезвычайно интересным объектом окрестностей Цебельды и вообще карстовых районов Грузии является Келасурская пещерная система, встречающаяся в 13 км от г. Сухуми в нижнем течении р. Келасури.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что указанные подземные полости развиты на несколько десятков метров ниже дна долины Келасури*).

В нижнем течении р. Келасури, на ее левой стороне, представлены три такие пещеры. Мы их назвали: Келасурская пещера № 1, пещера № 2 и пещера № 3.

В 200 метрах от входа, в главную магистраль пещеры впадает подземная река, осмотр которой нам удавалось произвести на протяжении более 200 м, т. к. далее отверстие настолько узкое, что практически непроходимо.

После соединения подземной реки с главной магистралью, движение по дну чрезвычайно затрудняется. Преодоление водопадов и глубоких озер связано с большими трудностями. Пещера снова тянется вдоль трещин, она меандрирует; в этой части весьма чувствуется воздействие временных потоков, в результате чего пещера значительно увеличивается в высоту. Продвигаясь вдоль главной магистрали, на расстоянии 370 м от входа, экспедиция не смогла преодолеть водопада высотой 10 метров.

Таким образом, суммарная длина всех пройденных нами в подземельи Келасури ходов составляет до 575 м. Интересно отметить тот факт, что под дном Келасурской долины река циркулирует до 70 м-ов, хотя она проникает еще глубже.

Подземная река протекающая в пещер Келасури является обособленным водным потоком. Это типичный «трещинно-карстовый поток».

Как было указано, там же недалеко в пойме реки, развита Келасурская пещера № 2. К сожалению нам удалось разведать эту пещеру только в ее передней части на протяжении 50 м (на этом небольшом расстоянии нам пришлось спускаться по 2—3 водопадам). Как выяснилось, полости здесь характеризуются значительным объемом, а дно отличается большими неровностями, чем в пещере № 1. Вызывает интерес отношение этой пещерной системы к пещере № 1, тем более, что они находятся в непосредственном соседстве одна с другой.

Что же касается Келасурской пещеры № 3, то она фактически представляет собой узкую трещину с низким потолком. Расположена она на уровне дна русла реки и вода Келасури периодически втекает в нее. Трещина настолько низка, что практически недоступна. Интересно знать: какая связь имеется у указанного потока с подземной рекой пещеры № 1. И где надо искать выходы воды, находящейся в циркуляции в подземельи Келасури? Вопрос этот разрешится окончательно только в результате углубленного исследования Келасурских пещерных систем.

Окрестности с. Цебельды обращают на себя внимание чрезвычайно далеко зашедшими процессами карста. На фоне тектонического поднятия области за интенсивной циркуляцией вод последовало преобразование нормальной эрозионной сети и образование мертвых долин. Такова, например, мертвая долина Гергемиша, в окрестностях сел. Цебельды, на

* См. также: «Подречные карстовые пещеры р. Келасури», Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXV, 1960, № 6.

одном из участков которой развилась котловина типа полье. На ее дне прекрасно выражены многочисленные поноры, воронки, останцевые карстовые формы. Водные потоки, скопляющиеся в замкнутой котловине полье быстро поглощаются в понорах. На южных склонах гор, окаймляющих полье, встречаются выходы мощных карстовых источников, которые, как видно, должны быть связаны с водами, теряющимися в понорах в котловине.

Цебельдинское полье тектонико-эрозионно-карстового происхождения. Оно образовалось вдоль синклинали путем механического смыывания и подземного выноса через поноры продуктов размыва непроницаемых пород, залегающих среди карстующихся толщ. Аналогичного происхождения замкнутые котловины, существующие в долине р. Гумисты, описанные Н. А. Гвоздецким и другими авторами.

Исходной точкой развития карстовых явлений в окрестностях Цебельды послужили тектонические движения после олигоценового времени, когда, после окончательного отступления моря, врезанию сформировавшейся на поверхности сети рек сопутствовало усиление карстового дренажа. Вследствие этого расположенные сравнительно высоко от дна долины пещеры имеют незначительные размеры. Орогенетические движения верхнего плиоцена (валахская фаза) весьма активизировали глубинное врезание потоков, за чем последовало исчезновение поверхностных рек и образование мертвых долин. С этим мощным тектоническим движением должно быть связано зарождение Келасурских поддонных глубин и циркуляция воды в них, что, несомненно, происходило вдоль трещин.

Карст окрестностей Цебельды принадлежит, главным образом, к покрытому карсту.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ბერძენიშვილი, ნ., ძველი ქვის ხანის ძეგლები აფხაზეთში, „საბჭოთა აფხაზეთის“, 18—VII—1958, № 140 (565).
2. კორძაია მ., საქართველოს კლიმატის ტიპები და მათი გავრცელების ზონები, „საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. III, 1946, № 8.
3. კორძაია მ., ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების კლიმატური რეჟიმი საქართველოში, ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. III, ნაკვ. I, 1948.
4. მათიაშვილი ბ., აფხაზეთის გამოქვაბულები, „მეცნიერება და ტექნიკა“, 1942, № 11.
5. მარუაშვილი ლ., წებულასთან ნავარაუდები შორენა და მასთან დაკავშირებული პრობლემები კავკასიის მეოთხეული ისტორიისა, „საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. XIV, 1953, № 7.
6. ტინტილოზოვი ზ., ზემო იმერეთის ჩრდილო-აღმოსავლური ნაწილის კარსტული მღვიმეები, სტალინის სახელობის თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 72, 1959.
7. ყიფიანი შ., ამტყელ-ბაგათა-წებელდის კარსტული მხარის გეომორფოლოგიური დახასიათებისათვის (მდ. კადორის ხეობის მარჯვენა მხარე). საქართველოს სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის ფონდები, 1949.
8. ჯავახიშვილი ალ., საქართველოს გეოგრაფია, ტ. I, გეომორფოლოგია, გეოგრაფიული ატლასის ცალკე დამატებთ, ტფ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, ტფილისი, 1926.
9. ჯავახიშვილი ალ., ტემპერატურული რეჟიმი და ტემპერატურული ტიპები საქარ-

თველში, გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, წიგნი I, ცალკე ამონაბეჭდი ტფილისის სსტელმწიფო უნივერსიტეტის შრომებიდან, ტფილისი, 1936.

- 9ა. Балабуев А. Г., Метеорологические наблюдения в пещерах Абхазии в 1935 г., Материалы к фауне Абхазии, Тб., 1939.
10. Бунина Н. В., Карстовые явления в отложениях визейского яруса в пределах полей шахт 6 и 15 Кизелевского каменноугольного бассейна, Тезисы докл. Пермской карстовой конференции, 1947.
11. Вардаианц Л. А., Постпалеоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области (с 7 палеогеографическими схемами), АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
12. Вардаианц Л. А., Материалы по геоморфологии Большого Кавказа, ИРГО, т. LXV, 1933, № 2—3.
13. Владимиров Л. А., О влиянии карстовых вод на режим стока рек южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Западной Грузии, Труды Института географии им. Вахушти, т. 6, 1955.
14. Владимиров Л. А., О карстовых водах Грузии и влиянии их на режим стока рек, საქართველოს სსრ გეოგრაფიული საზოგადოების შრომები, ტ. IV, 1959.
15. Владимиров Л. А., О режиме карстовых вод Западной Грузии, «Изв. Вс. Гео. гр. общ-ва.», т. 89, вып. 1, 1957.
16. Гвоздецкий Н. А., Карст, Изд. 2, Географгиз, М., 1954.
17. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, Типы рельефа и районы их распространения, Труды института Географии АН СССР и института Географии им. Вахушти АН Грузинской ССР, М.-Л., 1947.
18. Добрынин Б. Ф., Закавказье, Опыт физико-географической характеристики. Труды института Географии АН СССР, 1940.
19. Добрынин Б. Ф., Террасы Абхазии (Геоморфологический очерк), Учен. Зап. Моск. гос. унив., вып. V, География, 1936.
20. Кавришвили В. И., Ландшафтно-гидрологические зоны Грузинской ССР, АН Груз. ССР, Тб., 1955.
21. Климатический справочник СССР, Вып. 14, по Грузинской ССР, «Техника და შრომა», Тбилиси, 1949.
22. Козлов А. Л., Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г., «Изв., Всесоюз. Геолог.-развед. объединения», т. 1, вып. 68, 1932.
23. Коношевский А. К., Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губернии и Кубанской области произведенных в 1909, 1910 и 1911 году, Мат. д. геолог. Кавказа, сер. IV, кн.: 1, (1914) 1915.
24. Кочергин В., Атмосферные осадки Закавказья, Управление Закавказского Водного Хозяйства, Научно-исследовательский отдел, вып. 51, Тифлис, 1928.
25. Кузнецов С. С., Вопросы геоморфологии Закавказья, Геология СССР, том. X, Закавказье, ч. 1, Геологические описания, Редактор В. П. Ренгартен, М.-Л., 1941.
26. Кузнецов С. С., Попытка геоморфологического расчленения Закавказья, «Изв. ГГО», т. 70, № 3, 1938 г.
27. Кузнецов С. С., Максимов С. Е. и Харатишвили Г. Л., О геоморфологии Верхней Сванетии и прилегающей части Абхазии, Верхняя Сванетия и Прилегающая часть Абхазии, часть 2, Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии, АН СССР, М.-Л., 1940.
28. Марушвили Л. И., Пещера Абласкира—замечательное карстовое образование в Абхазии, «Природа», № 10, 1938.
29. Марушвили Л. И., Псевдоморена у Цебельды, Труды института географии им. Вахушти, т. VI, 1955.
30. Мгеладзе К., О подземной реке Амткели, Труды Сухумского гос. пед. института им. А. М. Горького, т. IX, 1956.
31. Миляновский Е. С., Сталактитовые пещеры Абхазии, «Природа», № 10, 1955.

32. Рейнгард А. Л., Геоморфологическое расчленение [Закавказья], Геология СССР, Закавказье, ч. 1, Геологические описания, Редактор В. П. Ренгартен, М.-Л., 1941.
33. Рейнгард А. Л., Глациально-морфологические наблюдения в бассейнах Кубани и Колора на Кавказе летом 1924 г., «Изв. Гос. Геогр. общ.», т. 58, вып. 1, 1926.
34. Рейнгард А. Л., К вопросу о делении Кавказа на морфологические области (Предварительное сообщение), «Изв. КОРГО», том. 5, 1917, № 2—3.
35. Рейнгард А. Л., Несколько слов о древней морене у Джебелды на Кавказе, Труды сов. секции, Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 5, 1941.
36. Сабашвили М. Н., Почвы Грузии, АН Груз. ССР, 1948.
37. Саваренский Ф. П., Гидрогеология, Изд. 2, М.-Л., 1935.
38. Селянинов Г. Т., Распределение температуры в зависимости от рельефа на Черноморском побережье Кавказа, Тр. Оп. Учр. Дона и Северн. Кавказа, Ростов-Дон, 1926.
39. Соколов Д. С., Карст и трещино-карстовые воды средней части Уфимского амфитеатра, Тезисы докл. [Пермской] карст. конференции, 1947.
40. Соколов Д. С., Влияние крутизны поверхности на распределение карстовых воронок, «Природа», № 1, 1948.
- 40а. Соловьев А. Н., Значение археологического метода для изучения карста северной части Черноморского побережья Кавказа, Вопросы карста на юге Европейской части СССР, АН Укр. ССР, Крымской филал., 1956.
41. Швецов М. С., Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума, их фауна и строение прилегающего к Сухуму района, Статья I, Труды Гос. Геологич. Научн. Исслед. инст. при Физ. Мат. фак., I, Моск. Гос. Универс., вып. 2, 1929.
42. Швецов М. С., Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума, Статья II-я, Фациальные изменения, Сравнение с соседними областями, Бюлл. Москов. Общ-ва Испыт. Природы, отд. Геологии, т. X, М.-Л., 1932, № 2.
43. Щукин И., Очерки геоморфологии Кавказа. Часть 1—Большой Кавказ, Труды Научно-исследовательского Института Гегорафии 1 Московского Гос. Университета, М., 1926.
44. Якушова А. Ф., Карст и гидротехническое строительство, Тезисы докл. [Пермской] карст. конф., 1947.



დ. В. ЦЕРЕТЕЛИ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АБХАЗИИ

На территории Абхазии изучение четвертичных отложений проводилось более подробно, чем в других районах, расположенных на южном склоне Кавказиони (Большого Кавказа*).

По исследованиям древне-четвертичных отложений названной территории обращают на себя внимание труды И. В. Мушкетова, А. Л. Рейнгарда, А. И. Москвитина, Л. К. Коношевского, Л. А. Вебера, Л. И. Вадаянца, Маруашвили и др.

Труды этих авторов, в основном, содержат описание ледниковых отложений в бассейнах рр. Кодори и Мзымты.

Вопросы стратиграфии четвертичных морских отложений и геоморфологии террас Черноморского побережья освещаются в трудах Н. А. Григорович-Березовского, Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, И. М. Губкина и М. И. Варенцова, В. И. Громова, А. И. Москвитинь, Е. И. Шанцера, С. И. Михайловского, А. Г. Эберзина, Л. Ш. Давиташвили и т. д.

Однако до сих пор не имеется единого мнения о границах максимального распространения древних ледниковых отложений и стратиграфической датировки четвертичных морских террас Абхазского побережья.

Четвертичные ледниковые отложения

Следы оледенения четвертичного (антропогенного) периода встречаются в верховьях ущелий почти всех рек, стекающих с южного склона Главного Кавказского хребта, охватывая территорию от истоков р. Мзымты до истоков р. Секени, а также некоторых ущелий рек, берущих начало на Гагрском, Бзыбском, Кодорском и Панавском хребтах.

Следы древнего оледенения имеют широкое распространение в тех районах, где больше всего развиты современные ледники.

По приблизительным подсчетам, общая площадь занятая современными ледниками от истоков р. Псоу до верховьев Секени, равняется 79—80 км². Из них большое количество ледников расположено в бассейне р. Кодори.

Максимальная длина современных ледников на южном склоне западной части Кавказского хребта не превышает 2—2,5 км и не спускается ниже абс. отметок 2500—2550 м.

Как известно, морены максимального распространения четвертичных ледников, вошедшие в литературу под названием «Цебельдинских мо-

* Кавказиони (Главный Кавказский хребет, Большой Кавказ).

рен». А. Л. Рейнгард отмечал по р. Кодори около устья р. Зимы на 550 м и на правобережье р. Амтели на высоте 350—400 м.

А. Л. Рейнгардом и вслед за ним В. И. Громым, Е. В. Шанцером и Л. Н. Соловьевым «Цебельдинские морены», на основе нахождения мустьерских орудий первобытного человека, датируются «рисской» ледниковой эпохой.

Другой участок максимального распространения «рисских» ледников западной части южного склона Главного Кавказского хребта подробно описан А. И. Москвитиным [15] у с. Красная Поляна на высоте 500 м над у. м.

Высказанное А. Л. Рейнгардом предположение о существовании «Цебельдинской морены» А. А. Варданияном (2, ст. 109) было поставлено под сомнение, ввиду парадоксально низкой для южного склона Кавказского хребта абс. отметки конца ледника, благодаря чему он считает их ложными «моренами».

В отношении этих морен приблизительно того же мнения придерживается Ш. Я. Кишани.

Анализируя геоморфологические условия и предполагаемые границы вечных снегов, Л. И. Маруашвили (12) в категорической форме отвергает существование «Цебельдинских морен» и считает их типичными аллювиальными отложениями, не отличающимися от современных речных наносов.

По мнению названного автора, ограничивающие долину Чхалты юго-западные склоны Главного Кавказского хребта и северо-восточные склоны Чхалтинского хребта в своей нижней части совершенно лишены признаков гляциальных обработок, и он склонен думать, что ледники не доходили до дна Чхалтского ущелья. Следы древнего оледенения по долине р. Чхалты Л. И. Маруашвили отмечает лишь на абс. высоте 1500—1600 м, у слияния р. Марух с р. Аданге, а по долине р. Кодори, в районах с. с. Ажара и Гинцвиши и во всей нижней части долины р. Секени существование ледниковых отложений Л. И. Маруашвили отрицает.

Собранные автором этих строк фактические материалы, при исследовании древне-ледниковых отложений западной части южного склона Главного Кавказского хребта, позволяют судить о мощности и границах максимального распространения ледников червертичного периода по долинам этой части Западного Кавказа, о чем речь будет ниже.

Верхне-четвертичные ледниковые отложения

Достоверные следы последнего (вюрмского или хвалынского) оледенения по долине р. Кодори встречаются в окрестностях с. Гинцвиши, на абс. отметках 720 м.

В указанном пункте, на высоте 40—50 м террас (над урезом р. Кодори) сохранились конечные морены, сложенные из громадных (сотен куб. метров) гранитных и гленисовых валунов и других кристаллических пород. Необработанные валуны, перемешанные с суглинками и песками буро-сероватого цвета, залегают над юрскими глинистыми сланцами.

Следующие мощные конечные морены представлены у слияния р. Клыч с р. Гвандрой на высоте 940—950 м. Повидимому такое громадное накопление моренных отложений на этом месте образовалось при распаде ледников Клыч и Гвандра.

Стадиальные конечные морены отступления «вюрмского» ледника по ущелью р. Кодори встречаются на абс. отметках 1080—1100 м (2,5—3 км выше моста Клухорской дороги), 1200—1250 м (около летних хижины),

1380 м и на 2000 м. Выше этих отметок конечные моренные валы относятся к стадии отступления ледника за последние 60 — 70 лет.

По ущелью р. Клыч стадияльные морены последней ледниковой эпохи наблюдаются на высоте 1100 — 1200, 1680, 1710 (у так называемого «большого камня») и 1380 м.

Конечные морены той же ледниковой эпохи хорошо выражены на обоих склонах ущелья р. Секени, выше моста, на высоте 820—840 м. Мощность моренных отложений достигает 4—5 м; они содержат большое количество кристаллических пород, достигающих в диаметре нескольких метров. Еще выше на абс. высоте 200—250 м встречаются морены и среди них 100 кубометровый гранитный валун, принесенный ледником с Главного Кавказского хребта. Дальше по направлению к с. Секени морены или размыты, или перекрыты делювием и конусом выноса. Они появляются в верховьях р. Секени на высоте 1400, 1800, 2000 и 2200 м над уровнем моря.

В окрестностях с. Ажара мореноподобные накопления с гранитовыми глыбами отмечаются на высоте 700—750 м. По долине р. Хецквара конечные морены, расположены на 1100, 1500, 2200 м абс. отметках.

Морены, оставленные ледниками четвертичного периода по долине р. Чхелта, в свое время были констатированы известным русским геологом и исследователем И. В. Мушкетовым (16).

На основе дополнительных исследований, проведенных автором этих строк в 1952 и 1958 гг., было установлено, что морены последней ледниковой эпохи в бассейне р. Чхалты встречаются по ущелью р. Птиши на высоте 850—900 м на 35—40 м террасе. Вверх по течению р. Чхалты, в окрестностях с. Ацгара, обнажаются флювиогляциальные отложения, мощностью 20—25 м, включающие в себя отдельные валуны.

Типичные морены с валунами кристаллических пород хорошо выражены на абс. отметке 925 м у устья рр. Кварош и Ацгара.

Повидимому, они представляют собой конечные морены максимального распространения последней ледниковой эпохи Чхалтинского ледника.

Остальные стадияльные конечные морены той же эпохи сохранились на отметках 1200, 1520, 1650, 1770 и 1800 м в сторону пер. Аданге.

Все морфологические признаки воздействия ледников на рельеф указывают на то, что ледники последней ледниковой эпохи, сползающие с южного склона Кавказских гор доходили до дна долины р. Чхалты, и ледниковые отложения сохранились у устья реки Чхалты на относительной высоте 35—50—60 м.

Что касается бассейна р. Амткели, то вопрос о существовании в этом районе «Цебельдинских морен» в последнее время считается спорным и его нельзя считать окончательно решенным в пользу одного или другого взгляда.

Хорошо сохранившиеся морены последнего оледенения имеются в верховьях р. р. Амткели и Уламбо. Валунно-суглинистая морена существует у слияния р. р. Амткели и Уламбо, на высоте 980—990 м. Выше по течению Уламбо конечные морены расположены на высоте 1590, 1720, 2000 — 2020 и 2220 м над у. м. На отметках 2200 морены окаймляют озерные отложения. В верховьях р. Амткели морены встречаются на высоте 1275 м (у впадения р. Дзагами), 1600 — 1850 м.).

Ниже слияния с р. Уламбо р. Амткели протекает в каньонообразном глубоком ущелье. На крутых склонах ущелья аллювиальные и, повидимому, моренные отложения смыты процессами денудации.

Следы древнего оледенения в верховьях р. Келасури еще слабо из-

учены. Сползающий с вер. Химса ледник достигал до слияния р. Схапач и Келасури на высоте 1000 м.

Более отрывочные сведения имеются о следах древнего оледенения долине р. Бзыби.

Современные ледники, спускающиеся с южного склона Кавказского, не достигают основной долины р. Бзыби; они расположены на расстоянии от 4—6 до 10—12 м от долины и оканчиваются на высоте 2600—2770 м над у. м.

Конечные морены максимального распространения последней ледниковой эпохи на р. Бауль встречаются на высоте 950 м, а в долине р. Бзыби наблюдаются на абс. высоте 1270 м. Отдельные эратические валуны ледникового происхождения разбросаны до 1000 м над у. м. Стадиальные морены оставленные при отступании «вюрмского» (хвалынского) ледника встречаются на высоте 1350, 1580 и 1800 м (у пер. Аданге).

Как явствует из фактических материалов, в верхнечетвертичное время ледники, спускающиеся с южного склона Главного Кавказского и северного склона Бзыбского хребтов, заполняли долину р. Бзыби и не распространялись ниже 950—1000 м абс. отметок, как на это указывал Л. К. Конюшевский.

Следы воздействия четвертичных ледников сохранились в верховьях р. Лашипсе, Авадхара, Мзымта и Гега в виде троговых долин, каров и озер ледникового происхождения.

Морены последнего оледенения по долине Лашипсе встречаются на абс. высоте 1380 м и 40—50 м над зеркалом реки. Громадные, 200—300 м³, валуны конечных морен представляют собой размытый вал над шоссеиной дорогой.

Следующие стадиальные морены встречаются на высоте 1470, 1580 м (мощность 10—15 м), 1650—1700 и 1850 м, а по р. Авадхара на 1550 (выше минерального источника), 1620—1650 м, 1830, 2110 и 2400 м. Стадиальные морены почти на той же высоте встречаются в верховьях р. Ахук-дара и Мзыма.

Как ледниковые формы рельефа, так и наносный материал, указывают на то, что ледники сползали с южного склона хр. Ацетука на расстоянии 5—6 км и достигали почти до котловины современного оз. Рица на абс. высоте 900 — 950 м.

По р. Гега морены древнего оледенения сохранились в окрестностях Черкезской поляны на высоте 1150—1200; по р. Жое-Квара моренные отложения встречаются на границе альпийских лугов, на высоте 1800 м, а по р. Сандриш — на высоте 1150 м.

В бассейне р. Псоу следы древнего оледенения имеются на хр. хр. Айбга и Тепе-баши, а конечные морены, находящиеся в окрестностях сел. Верхняя Айбга на высоте 800—850 м, повидимому, относятся к ледниковым отложениям.

Для бассейна р. Мзымты имеется более детальное исследование А. И. Москвитина (15) о характере следов древнего оледенения. Здесь можно только заметить, что морены древнего оледенения по долине р. Мзымты встречаются в окрестностях с. Эстон-Садик на отметках 600—650 м. Что же касается морен, описанных А. И. Москвитиним у с. Красная поляна на высоте 500 м и относимых им к отложениям рисской ледниковой эпохе, то по нашим наблюдениям, возможно, они принадлежат к моренам ледника, спускающегося со склона хр. Ачихшо по долине р. Бешенка и тянущегося 6—8 км до с. Красная поляна.

Более сложным является вопрос об установлении следов рисской и миндельской (по альпийской схеме) ледниковых эпох на Кавказе.

Как известно, доказательством максимального распространения рисских ледников на южном склоне Кавказского хребта считали Цебельдинскую и Краснополянскую морены на абс. отметках 350—400 и 500 м (А. Л. Рейнгард, А. И. Москвитин).

Остатки выветрившихся и размытых морен сохранились, и то фрагментарно, на склонах некоторых ущелий южного склона Западного Кавказа

На правом склоне долины р. Секен остатки боковых морен встречаются на относительной высоте 180—220 и 300—350 при абсолютной высоте 1000—1060 и 1150—1200. На 1—1,5 км выше секенского моста гранитовые и гнейсовые валуны в объеме в несколько десятков кубометров, сохранились на крутых лесистых склонах долины.

Мощные моренные накопления хорошо представлены на правом берегу р. Клыч, выше ее впадения в р. Гвандра. Они расположены на 150—170 и 300—320 м над урезом реки, а в окрестностях с. Гвандра морны прослеживаются на 950—1000 и 1130—1150 м абсолютной и 200 и 320 м относительной высоты. Гранитовые и гнейсовые валуны и большие глыбы на тех же относительных высотах встречаются в районе с. Хутия и даже с. Аджари на 950 и 1100 м над у. м.

Ниже указанных точек по р. Кодори несомненных морен древнего оледенения автором этих строк замечено не было. Расположение остатков морен на такой абсолютной и относительной высоте можно объяснить сводовым поднятием этой области Кавказского хребта и изменением базиса эрозии, вследствие чего в продолжении четвертичного периода произошел врез ущелья р. Кодори и его притоков на 300—350 м.

Если судить по высотным ступеням остатков морен «вюрмского» времени, то врез в ущелье определяется от 40—50 до 60 м, рисского времени — от 150—180 до 200—220, а миндельского — 300—350 м.

Что касается Цебельдинских морен, находящихся на абс. отметках 300—400 м на террасе с. Хеви (Захаровка), относимых А. Л. Рейнгардом, Е. Шанцером и В. И. Громыным к риской ледниковой эпохе, то, эти образования вряд ли можно принимать за типичные морены (по Рейнгарду) или за аллювиальные отложения (по Маруашвили).

Вероятнее всего, что галечники и валуны Хевской (Захаровской) террасы представляют собой флювиогляциальные накопления мощностью 3—5 м.

Выше с. Хеви, на абс. высоте 500—550 м, в местности Сацхунари, на денудированном гребешке обнажаются (в карьерах) буро-красные глины мощностью 4—5 м. Глины образовались вследствие разрушения сильно выветрившихся кристаллических пород. В обнажении вырисовываются очертания громадных глыб гранитов, диабазов и порфиритов, которые при ударе молотка превращаются в глинистую массу. По своему характеру эти отложения, залегающие на дислоцированных мергелистых породах, напоминают типичную, сильно выветрившуюся морену. Однако, вверх по течению р. Амткели и р. Джампала, на склонах ущелий до сих пор не установлено более древних, сильно выветрившихся морен предпоследней ледниковой эпохи. Что мореноподобные отложения местности Сацхунари на правом склоне р. Амткели на высоте 500—550 м являются более древними, чем последняя ледниковая эпоха, подтверждается находками на поверхности этих образований остатков кремневых орудий мустьерского типа. Но вместе с тем остается невыясненным вопрос ледником какого ущелья и когда были оставлены эти отложения.

Кроме бассейна р. Кодори, морены предпоследнего оледенения более или менее хорошо сохранились по ущелью р. Лашипсе, на высоте 1000—1100 м над у. м. В 2—3-х км выше оз. Рица над тальвегом р. Лашипсе 100—150 м, обнажаются моренные образования в полтора десятка метров мощностью. Среди несортированных суглинков и песков и необработанных валунов встречаются громадные глыбы кристаллических пород. Структура и расположение этих глыб на склоне не вызывает сомнения в том, что они принадлежат к ледниковым отложениям.

Таким образом, если не считать долины Мзымты, на южном склоне Западного Кавказа следы двух- и трехкратного оледенения четвертичного периода встречаются в бассейне р. Кодори и в ущелье Лашипсе. Причем, исходя из фактических материалов, можно заключить, что ледники последнего оледенения по ущелью р. Кодори, повидимому, не распространялись ниже 700—720 м, по р. Чхалте—900—995 м и по р. Джампала — 850 м, по Бзыби — 950—1000, по бас. оз. Рица — 950—1380 м, Псоу — 800—900 м. Ледники рисской и миндельской эпохи оканчивались в еще не углубленных эрозией ущельях соответственно на 900 и 1100 м над у. м.

Флювиогляциальные и аллювиальные отложения

Ввиду того, что в среднем и верхнем течениях рек террасы большей частью размыты, водноледниковые и аллювиальные отложения сохранились на отдельных участках ущелий фрагментарно.

Последниковые флювиогляциальные и аллювиальные отложения приурочены к I—II надпойменным террасам. 3—4—5 и 15—20 м террасы хорошо прослеживаются по долинам р. р. Секени и Гвандра, по Кодори, у с. с. Гвицвиши, Аджара и Чхалта. У с. Амазара эти же террасы понижаются до 2—3 и 10—12 м. Приблизительно та же самая относительная высота флювиогляциальных и аллювиальных террас наблюдается в верховьях рек, берущих начало на южном склоне западной части Кавказского хребта.

Флювиогляциальные накопления, перекрытые пролювиальными наносами, мощностью до 8—10 м, встречаются у с. Секени, Омаршени и на левобережье Гвицвиши. Они хорошо выражены между с. с. Гвицвиши и Аджара, около с. Чхалта. Ниже с. Чхалта соответствующие террасы размыты и галечники встречаются лишь иногда на денудированных склонах ущелья.

По долине р. Кодори флювиогляциальные галечники еще слабее сохранились на относительных высотах 150—200 и 300—350 м, связанных с размытом древних морен. В окрестностях с. Аджара остатки галечников встречаются на 180 и 300 м над урезом реки. Ниже по течению р. Кодори древние флювиогляциальные отложения почти не сохранились. Они хорошо развиты около с. Чини (левобережье р. Амткели) на террасе 150—200 м относительной высоты. Мощность галечников, примыкающих к озерным отложениям, достигает 4—5 м. Флювиогляциальные отложения, включающие в себя и гранитовые валуны, покрывают широкую террасу 180—200 м относительной высоты у с. Хевн (быв. Захаровка), вдоль правого берега р. Амткели до с. Пали. На левом берегу р. Кодори галечники встречаются в окрестностях с. Амзара на 150—200 м и 300 м над урезом реки.

Аллювиальные террасы от 3-х до 4—5 ступеней хорошо выражены в разных частях предгорной зоны при выходе рек к берегу Черного моря.

К западу от с. Верхняя Наа, по нижнему течению р. Кодори, имеется 5 террасовых ступеней I—2—3, II—10—15 (около с. Ганахлаба), 40—

50, 70—80 и 100—120 м относительной высоты. При этом на первых 3-х террасах мощность аллювиальных отложений достигает от 5—10 до 15 м.

На высоких террасах 70—80 и 100—120 м (с Черниговка) галечники размыты и перекрыты делювиальными суглинками и глинами. Еще выше на высоте 200—300 м встречаются денудированные поверхности, по-видимому, плиоценового возраста, на которых аллювиальные галечники не встречаются. Почти на таких же отметках и на таком же количестве ступеней аллювиальные террасы встречаются по долинам р. р. Маджарка, Келасури и Белая. Мощное накопление аллювиальных галечников и отчасти булыжников больших размеров встречается на правобережье р. Келасури на 2—3, 10—12, 30—40 и 70—80 м террасах.

В низовьях р. р. Бзыби и Псоу аллювиальными галечниками сложены 3—4, 25—30 и 40—50 м террасы. Вверх по течению р. Бзыби более высокие террасы размыты и речные наносы не сохранились. Южнее р. Кодори, в предгорной зоне, прослеживается до трех ступеней речных террас. По р. Гализга 5—6, 18—25, 40—50, по р. Мокви 8—10, 20—25 и 40—50, по Окуми 6—8, 20—25 и 35—40, Эрисцкали 4—5, 20—25 и 40. Аллювиальные отложения на этих террасах достигают от 3—5 м до 10—12 м мощности. Все эти террасы постепенно переходят в приморскую Колхидскую равнину.

Четвертичные морские отложения и террасы

Вопрос стратиграфии четвертичных морских отложений и морфологии террас на восточном и северном побережье Черного моря, в частности на Абхазском побережье, освещается в трудах известных русских исследователей: Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, С. И. Михайловского, А. Г. Эберзина, В. И. Громова, Е. В. Шанцера, Л. А. Варданянца, Л. Н. Соловьева и др.

Однако, можно отметить, что мнения исследователей в отношении количества и возраста террас расходятся.

В окрестностях г. Гагры Б. Ф. Добрыниным отмечаются морские террасы 4—5, 12—14, 37, 130 и на 200 м над у. м. причем, первые три он считает морскими, а остальные скульптурными террасами.

По мнению того же автора, у Нового Афона морские террасы встречаются I—3—6, II—70, III—120 и IV—210—215 м над у. м., а в районе г. Сухуми на 8—10, 20—24, 40—48, 110 м высоте. По Е. В. Шанцеру, в окрестностях Сухуми морские террасы встречаются: I—4—8, II—12—17, III—33—40, IV—60—70 и V-я 80—130 м над у. м.

Л. Н. Соловьев в том же районе отмечает до 9 морских террасовых ступеней и 10-ую денудационную поверхность, с другими морфометрическими показателями.

Сложность установления относительных и абсолютных морфометрических показателей, а также порядкового расположения морских террас, обуславливается расчлененностью рельефа и интенсивностью денудационных процессов. Разность высотных отметок на одних и тех же порядковых террасах Черноморского побережья Абхазии (от 4-х до 20 м, Д. Ц.) большинство исследователей объясняют эпейрогенетическими движениями суши. Хотя здесь же можно отметить, что на сравнительно коротком расстоянии Абхазского побережья нигде не замечается поднятия или погружения одних и тех же порядковых террас на значительную высоту, как это установлено на Средиземноморском побережье (Тирренская терраса).



Если не считать прибрежную полосу, на высоте 1—3 м непосредственно переходящую в пляж, то высота 1-й террасы колеблется от 4—6 до 8—10 м.

Здесь мы не будем приводить литологического описания всех террас. Отметим только, что на Абхазском побережье морская фауна на первой террасе в современных отложениях встречается очень скудно.

Фаунистически охарактеризованные морские террасы в северной и северо-восточной частях побережья Черного моря известны в нескольких местах.

Чаудинские отложения, содержащие фауну, установлены на Таманском полуострове на 50 м высоте (1) и между р. р. Натанеби и Супса (В. Е. Ливенталь) на отметках 160 м над у. м.

По данным С. И. Яковлева, чаудинские отложения в окрестностях Туапсе встречаются на 180 м террасе. Л. А. Варданыц предполагает, что чаудинские отложения можно обнаружить в районе Сочи на террасах высотой 140 м и, по его мнению, к этим же отложениям надо отнести дислоцированные террасы на отметках 110—160 м, где А. А. Козловым была собрана чаудинская фауна.

К древнеэвксинскому возрасту А. Д. Архангельский и Н. М. Стахов относят террасу высотой 50 м между Геленджиком и Джигуби. На территории между Джигуби и Туапсе из отложений 40—50 м террасы Л. Ш. Давиташвили была описана древнеэвксинская фауна. *Didacna ex gr. crassa* Eichw., *Monodacna* sp., *Dreissensi polymorpha* Pall., *Cardium edule*, *Dreissensia* cf. *caspia*, *Dr. it. celekenica* Andr., *Neritina* sp., *Ninia*, *Hydrobia*.

Фаунистически охарактеризованы древнеэвксинские отложения между Сочи и Сухуми. Л. А. Варданыц считает возможным нахождение этих отложений на террасах 50 — 60 м (Сочи) и 60 — 100 м (район Сухуми).

Более или менее хорошо изученными являются террасы, содержащие карангатскую фауну.

И. М. Губкин и М. И. Варенцов карангатские отложения в районе Туапсе отмечают на высоте 4—7 м. Западнее этого места А. Д. Архангельский и И. А. Страхов находили те же самые осадки на 15 м террасе, а Л. Ш. Давиташвили описаны типичные карангатские формы *Cardium tuberculatum*, *Venus gallina* и др. в отложениях 20—25 м террасы.

Обращает на себя внимание тот факт, что в районе Сочи карангатские отложения с *Cardium tuberculatum* были описаны А. Н. Григорьевым-Березовским на 15 м террасе А. Д. Козлов к ним относит отложения 30 м террасы. Более детальное описание карангатской фауны окрестностей г. Сочи на 24—28 террасе дается в работе А. Г. Эберзина и П. И. Ивченко (27).

В районе Сухуми, в черте города и по долине р. Гумисты, в слабо дислоцированных отложениях террасы высотой 30—40 м. С. Соловьевым была собрана фауна *Cardium edule*, *Mytilus galonprovincialis*, *Tapes* sp.

В. И. Громовым дополнительно собрана фауна той же террасы (III—30—40 м), относящаяся к карангатскому веку.

Из отложений III террасы Гумисты А. Г. Эберзин выделяет два горизонта: нижний, сложенный из плотных известняков и песков с *Cardium edule*, *Syndesmia ovata* Phyll и *Mytilus lincaetis*, считая их узун-

ларскими, и верхний с *Cardium edule*, *L. Didacna et baieri-crassa* A. Pavl., *Monodacna* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Poll., *Veritina*, которые считает карангатскими.

К узунларским отложениям Г. А. Эберзин относит фауну, собранную из конгломератовой толщи на высоте 8—10 м над у. м. *Cardium edule* L., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *D. ex protoracta* Eichw., *Monodacna* sp., *Corbicula fluminalis* Müll., *Dreissensia polymorpha* Poll., *Syndesmia ovata* Phyll., *Corbacula maeotica* Mil., *Mytilaster lineotus* Gm., *Hydrobia* sp., *Neritina* sp., *Ninia* sp.

Перекрывающие эти отложения глины он считает континентальными образованиями карангатского века (28).

В западной части г. Сухуми, выше жел/дорожной станции у подошвы 40—50 м террасы обнажаются желтоватые пески и глинистые пески; там нами были собраны растительные остатки и плохо сохранившаяся карангатская фауна.

Продолжение Сухумской 40—50 м террасы встречается у с. Личкопи. Между Эшери и Гумиста обнажаются глины и пески в обрыве 40—50 м террасы, содержащие отдельные створки скудной фауны *Dreissensia* sp., *Didacna* sp.

Таким образом можно считать более или менее точно установленным карангатский возраст Сухумской 40—50 м террасы и с ним можно синхронизировать террасы между Псоу и Кодори, высота которых колеблется от 35 до 50 м над у. м. Южнее Очамчире она (III терраса) снижается до 20—25 м.

Менее ясным остается вопрос о стратиграфии и возрасте отложений и террас более древних и более молодых, чем карангат.

Фаунистической охарактеризованная отложений, находящихся на территории между р.р. Псоу и Ингури и относимых к древнеэвксинскому, новозэвксинскому и древнечерноморскому бассейнам, до сих пор не имеется.

Для выяснения возраста и морфологических взаимоотношений четвертичных террас Черноморского побережья Абхазии за опорную точку можно принять террасы Сухумского района.

В окрестностях г. Сухуми, выше хорошо изученной 40—50 м карангатской террасы, встречаются более высокие морские террасы на отметках 70—75 (IV — 60—70 м терраса по Е. В. Шанцеру) и 100—120 м.

На IV-й 70—75 м террасе найдены (*in situ*) остатки мустьерской, а на 100—120 м-й террасе — ашельской культуры. Еще выше, на высоте 140 м (Нижний Яштух) Н. З. Бердзенишвили обнаружил шельские и ашельские орудия.

Здесь же можно отметить, что кремневые орудия мустьерского человека В. И. Громов отмечает в отложениях III-й 40—50 м террасы карангата (тоже в *in situ*); в районе Гудаута на поверхности 40—50 м террасы нами было собраны отдельные отщепки кремневых орудий мустьерского типа.

Ниже Сухумской карангатской террасы морфологически выделяются террасы высотой 8—10 и 2—4 м.

В виду того, что фаунистически охарактеризованных террас древнечерноморского, новозэвксинского, древнеэвксинского и, частично, чаудинского времени на Абхазском побережье пока не выявлено, в отношении их возраста приходится опираться на морфологический анализ террас.

Так как порядковые IV-я 70—75 м и V-я 100—120 м террасы в районе Сухума морфометрически расположены выше 40—50 м III-ей карангатской террасы, то естественно их можно отнести к древнеэвксинскому и чаудинскому веку.

Кроме морфометрического расположения на древнеэвксинский возраст IV-й и 70—75 м террасы указывает нахождение в отложениях этой террасы остатков мустьерской культуры, которые по времени В. И. Громов сопоставляет с рисской и миндельрисской эпохами. IV-я 70—75 м терраса морфологически хорошо выделяется около Гагры и Мюсера на 60—70 м, у Афона на 50—60 м, Эшери — 70—75 м, Келасури—70—80 м, Агудзера — 70 м над у. м.

Как известно, к западу от Сочи, как и на юге от Кодори, происходит постепенное понижение морфометрических показателей террас и погружение древнечерноморских и частично новозэвксинских отложений под современный уровень моря. Исходя из этих соображений, можно полагать, что не исключена возможность увязки Сухумской IV—70—75 м древнеэвксинской террасы с фаунистически изученной 40—50 м террасой, расположенной между Геленджиком и Туапсе.

Более высокая V-я 100—120 м терраса (80—130 по Е. В. Шанцеру) морфологически хорошо выражена у с. Верхняя Личкопия и у с. Нижний Яштух; она перекрыта красноватыми делювиальными глинами. Западнее, на соответствующих террасах, высота которых колеблется от 140 м (Сочи) до 180 м (Туапсе), найдена чаудинская фауна и остатки ашельской и шельской культуры. Южнее р. Кодори соответствующие чаудинскому веку отложения, повидимому, надо отнести к террасам, сложенным преимущественно желтоватыми или красноватыми глинами с остатками плохо сохранившейся флоры; эти отложения обнажаются на высоте 80 м (с. Киндиг), а дальше прослеживаются по водоразделам между р.р. Гализга, Тамыш, Мокви, Окуми и Эрисцкали на 50 м изогипса.

Волнистая поверхность этой террасы большей частью используется совхозами и колхозами под чайные плантации и под другие субтропические культуры.

Большинство из исследователей Черноморского побережья придерживается мнения, что новозэвксинские и тем более древнечерноморские террасы погружены под уровнем современного моря.

Фаунистически охарактеризованные террасы новозэвксинского века имеются лишь на Таманском полуострове на высоте 1 м над у. м. (И. М. Губкин и М. И. Варенцов), а также в окрестностях г. Сочи; из этих отложений (2,4 м над у. м.) А. Г. Эберзин и П. И. Ивченко (27) приводят список фауны: *Dreissensia polymorpha* Pall., *Teodoxus et. fluviatites* L., *Didacna noribunda* (28) Andr., *Celessonela et. varibulus* Eich., *Cardium edule* L., причем отмечают очень мелкие и тонкостенные формы последнего.

Морфологическое изучение террас Абхазского побережья между Псоу и Кодори показывает, что ниже Сухумской и Гумистинской карангатской III—40—50 м террасы выделяются более низкие террасы, которые по своим относительным и порядковому расположению, повидимому, относятся к новозэвксинскому времени.

Западнее Сухумской ж/д. станции имеется сложенная из слабосцементированных конгломератов 8—10 м терраса, четко отделяющаяся от карангатских террас.

Террасы с аналогичными морфометрическими показателями встречаются между Гаграми и Псоу на 10—12 м, между Бзыби и Гагра-

ми 8—12 м, у Гудаути и Келасури 10—12 м, а в окрестностях Очамчире на 6—8 м высоте. К сожалению в отложениях этих террас редко содержатся фаунистические остатки. В этом отношении представляет интерес 8—10 м терраса, сложенная рыхлыми конгломератами с редкими прослойками песков, находящаяся к востоку (1,5—2 км) от г. Гудаута, где автором этих строк собрана фауна *Dreissensia polymorpha* Pal и *Corbicula fluminalis* Müll., а также мелкие тонкостенные ракушки *Cardium edule*.

Как было отмечено, А. Г. Эберзин указывает на нахождение узунларской фауны на 8—10 м террасах вышеуказанных местностей.

Не исключена возможность, что собранная нами у подошвы террасы на 8 м высоте и Г. А. Эберзиним на 8—10 м терраса фауна является характерной только для ниже узунларского, но и для новоэвксинского опресненного бассейна озера-моря.

К этому выводу привидит морфологический анализ террас и наличие в этих отложениях *Corbicula fluminalis* и мелких форм *Cardium edule*, напоминающих формы, описанные при рассмотрении отложений 2—4 м террасы Сочинского района, что позволяет отнести Гудаутские 8—10 м террасы к новоэвксинскому веку.

Исходя из вышеприведенных соображений, можно считать, что отложения террас, находящихся между р. Псоу и г. Очамчире, в среднем на высоте 2—4 м, могут быть отнесены к более молодым древнечерноморским отложениям.

В некоторых местах морские воды перекрывают древнечерноморские террасы и размывают новоэвксинские отложения (Мюсера).

При суждении об интенсивности погружения древнечерноморских террас и продвижения современного моря на сушу, можно опираться на тот факт, что развалины древнего города Диоскурия находятся на глубине 10 м под водой Черного моря. Археологические памятники бронзового века из окрестностей г. Сухуми Л. Соловьев и С. Козлов находили на глубине 9 м ниже уровня моря, а у г. Очамчире остатки позднеэнеолитического и ранебронзового века раскопаны на глубине в 3—4 м ниже у. м. Памятники, относящиеся к III—IV тысячелетиям до н. э., Н. В. Хоштария обнаружила около Кулеви ниже уровня моря. Также самая картина наблюдается на р. Супса, Малтаквы и в др. местах.

Вместе с тем, все эти археологические данные указывают на масштаб новейших тектонических движений и на эвстатические поднятия уровня Черного моря в исторический период. По сведениям Страбона, г. Диоскурия на Абхазском побережье существовал в начале нашего летоисчисления — 2000 лет тому назад. Надо предполагать, что город был построен на террасе не ниже 3—4 м, наподобие набережной части современного города Сухуми. Так как развалины г. Диоскурия находятся на глубине 10 м под водой, то общую амплитуду погружения надо считать равной 12—14 м.

Общая тенденция погружения, начавшаяся в 3—5 тысячелетии, на Черноморском побережье не прекращается и по сей день. Ярким примером наступления Черного моря является набережная г. Очамчире. По сведениям местных жителей, за последние 30 лет море продвинулось на 250—300 м. Море размыло часть шоссеиной дороги и угрожает разрушением домиков, расположенным у вновь образованного галечного вала на окраине города.

Из материалов геодезических измерений и наблюдений колебаний уровня моря, проведенных в г. Поты (Зунтуриди), выясняется, что од-



новременно происходит как погружение суши, так и повышение уровня моря, причем на данном этапе компонент эвстатического поднятия уровня преобладает над эпейрогенетическими движениями (16).

Одним из сложных вопросов является вопрос сопоставления и синхронизации морских и речных террас горных долин и ледниковых отложений.

Некоторыми исследованиями (5, 17) морские террасы Абхазского побережья сопоставляются с речными террасами и ледниковыми отложениями Кодори и Мзымты.

По мнению Е. В. Шанцер 1-ая 4—6 м морская терраса соответствует 12—15 м (Чхалта) террасе, расположенной по течению р. Кодори, II-ая морская 12—15 м, III—30—35 м, IV—60—70 м и V—80—130 м террасы сопоставляются с 25, 50—60 м, 145—150 и 225—250 м с речными террасами верховьев Кодори.

Морские террасы хорошо увязываются с террасами нижнего течения р. Кодори и других рек. Увязка между собой морских террас с террасами среднего и верхнего течения горных рек осложняется в связи с неравномерностью поднятия предгорной и горной частей Кавказского хребта. Поэтому, при сопоставлении морских и речных террас, они могут быть синхронизированы лишь по их порядковому расположению над тальвегом рек.

I-ая морская терраса, высотой 3—5 и 4—8 м, перекрытая новейшими отложениями, датируется находками бронзовой культуры и относится к историческому времени, но по нашему мнению, она является частью погружающейся до глубины 4—12 м послеледниковой древнечерноморской террасы. Эта терраса увязывается с аккумулятивной террасой, высотой от 4 до 8—10 м, низовий Кодори и других рек. Такая же связь устанавливается между II, III, IV и V морскими террасами и речными террасами по нижнему течению Кодори.

В верхнем течении р. Кодори I-ая терраса возвышается на 2—3 м, II—10—12 м. Террасу эту можно сопоставить с 4—6 м-вой террасой побережья. III-ю 20—25 м — с 10—12 м морскими террасами. Первые три террасы верховье в Кодори являются стадийными террасами послеледниковой эпохи и они хорошо выражены ниже устья р. Секени.

На 40—50 м террасе выше с Гинцвиши имеются конечные морены последнего оледенения; их, по видимому, можно сопоставить с 8—10 м террасой, морского побережья, а высокие ледниковые и флювиогляциальные террасы, расположенные на 150—200 и 300 м над урезом реки и постепенно снижающиеся вниз по течению реки—с соответствующими террасами побережья моря, возвышающимися на 70—75 и 100—120 м, возможно, 100—130 м.

Восстановление палеогеографической истории черноморского бассейна четвертичного периода является делом более сложным, чем аналогичная история замкнутого Каспийского бассейна. Но не вызывает сомнения тот факт, что четвертичная история обоих морей тесно связана с ледниковыми и межледниковыми эпохами антропогена.

Большинство советских ученых справедливо придерживается взгляда, что трансгрессии и регрессии Каспийского моря были связаны с ледниковыми и межледниковыми эпохами четвертичного периода.

Существующие фактические палеонтологические материалы морфологические и морфометрические данные подтверждают связь колебаний уровня бассейна Черного моря с общими колебаниями уровня океанов в ту или иную сторону, в связи с таянием или с развитием чет-

вертикальных континентальных ледниковых покровов и горных ледников.

На Черноморском побережье, между р.р. Супсой и Цкалминда, в нижних слоях чаудинских отложений встречаются остатки флоры смешанного типа, носящие более умеренно холодолюбивый характер, чем типичная теплолюбивая флора (*Tsuga* sp., *Alnus barbota* C. A. M., *Caprinus betulus* L., *Fagus orientalis* Lipsky, *Castaneu sativa* Mill, *Quercus* sp., (*B. Hartwisiana*) *Ulmus* et *elliptica* C. Koch., *Typha latifronis* L. (Флору любезно определила К. Чочиева).

Повидимому, в конце плиоцена и в начале четвертичного периода начинается ухудшение климата. Если чаудинские отложения принять синхроничными отложениям конца апшерона и начала баку, то они совпадают (по принятому взгляду) с миндель-лихвинским оледенением. Так как миндельское оледенение имело более локальное развитие на равнинах и в горах, то оно не вызвало существенных изменений климата и растительного покрова на южном склоне Кавказского хребта и тем более на Черноморском побережье Кавказа.

Соответствующие чаудинским террасам (высота которых колеблется от 100 до 160 м) ледниковые отложения находили в верховьях долин Риони, Ингури и Кодори на высоте 300—350 м над тальвегом рек.

Во второй половине чаудинского века уровень моря поднимается. Фаунистически охарактеризованные отложения чаудинского бассейна известны на сев. побережье Черного моря, в Абхазии и Гурии.

В бассейне Каспия с этим временем совпадает трансгрессия Бакинского моря. Так как бакинскую трансгрессию приурочивают миндельской ледниковой эпохи, к миндель-рисской межледниковой эпохе совпадает повышение уровня чаудинского моря.

Древнеэвксинское море, оторванное от средиземноморского бассейна, по данным Л. А. Вardanьянца, представляло собой замкнутый опресненный бассейн. Древнеэвксинские отложения, содержащие характерную для этого моря фауну, известны к западу от Туапсе на 50 м террасе. К востоку на территории Абхазии фаунистически охарактеризованных отложений известно мало, но по морфологическим данным, по нашему мнению, к ним относятся 70—75 м террасы Абхазского побережья, понижающиеся на западе от р. Кодори до высоты 25—30 м.

Повидимому, образование опресненного бассейна древнеэвксинского моря связано с уменьшением стока воды во время максимального оледенения рисс-днепровской ледниковой эпохи.

На южном склоне Главного Кавказского хребта соответствующие морены рисской эпохи встречаются по рр. Кодори, Ингури и Риони на 150—200 м над урезом реки.

Древнеэвксинский бассейн постепенно сменяется еще более опресненным узунларским бассейном, превратившимся, в связи с соединением с Средиземноморским морским бассейном через Босфорский пролив, в солоноватое карангатское море. Одновременно устанавливается связь с хозарским морем через Манычский пролив. Трансгрессия и установление связи с карангатского бассейна со Средиземноморским бассейном совпадает с поднятием уровня океанов при таянии ледникового покрова т. н. максимального оледенения рисс-вюрмского междуледниковья.

Развитие ледникового покрова последней (вюрм-валдайской) эпохи вызвало понижение уровня океанов и в связи с этим прекращение стока средиземноморских вод в карангатский бассейн. На месте него образовалось новозвксинское озеро-море, с характерной фауной опресненных



бассейнов. Соответствующие ледниковые отложения вюрмской эпохи по р. Кодори и Ингури встречаются на террасах 40—50—60 м над урезом рек.

Таяние вюрмского ледникового покрова вызвало новое поднятие уровня океанов. Проникновение вод Средиземного моря через Босфорский пролив способствует образованию древнечерноморского бассейна.

Результаты прохождения буровыми скважинами в Колхидской низменности 2—3 торфяных горизонтов между древнечерноморскими отложениями и кровлей новоэвксинских осадков, а также погребенные под водой археологические памятники и русла рек, указывают на трехкратные колебания древнечерноморского бассейна в послеледниковое время, что совпадает со схемой Блинта и Сериадера о колебании климата послеледникового времени.

В заключение можно сказать, что принятая схема сопоставления регрессии Каспийского и Черного морей с ледниковыми эпохами оледенения и трансгрессией межледниковых эпох, логически не вызывает никаких возражений.

Однако изучение морфологии и статиграфии четвертичных морских террас и сопоставление их с ледниковыми эпохами, позволяет выдвигать соображения о том, что трансгрессии Черного и Каспийского морей не могут быть в точности приурочены к совпадающим с ними во времени и пространстве межледниковым эпохам четвертичного периода.

Принимая совокупность физико-географических процессов того времени, можно предполагать, что трансгрессии охватывают промежуточный период, включающий в себя время с конца максимального развития ледникового покрова соответствующей эпохи до конца полного или почти полного их исчезновения.

Регрессия морей, наоборот, приурочивается к моменту последующего постепенного ухудшения климатических условий, накопления твердых атмосферных осадков и начала оледенения до максимального развития ледникового покрова соответствующей ледниковой эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. и Страхов Н. М., Геологическое строение и история Черного моря, 1938.
2. Варданянц Л. А., Постпалеоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области.
3. Горецкий Г. И., О возрастных соотношениях осадков узунгарской и карангатской трансгрессий, Бюлл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геологии, т. XXX(2), М., 1955.
4. Громов В. И., Итоги изучения геологических условий нахождения палеолита на Кавказе и его значение для четвертичной стратиграфии, Бюлл. комиссии по изучен. четверт. периода, М.-Л., 1940, № 6—7.
5. Громов В. И., Некоторые итоги полевых исследований в 1935 г., в районах Сухума, Пятигорья и Ростова. Тр. Советск. секц. Междуна. Ассос. по изучен. четверт. периода (JNQUA), вып. II, М.-Л., 1938.
6. Добрынин Б. Ф., Террасы Абхазии (Геоморфологический очерк). Уч. записки МГУ, вып. № 5, М., 1936.
7. Ильин С. И. и Эберзин А. Г., Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Тр. Нефт. геол. Разв. Инст. сер. Б, вып. 54, 1935.

8. Козлов А. Л., Предварительный отчет о геологических исследованиях б. Сухумского уезда в 1929 г. Изв. Всес. Геол. разв. Объед. (ВГРО), т. 51, вып. 68, Л., 1932.
9. Лалиев А. Г., К вопросу о геотектонической природе и истории геологического развития Колхидской низменности (доклад на геологич. конф. Закавказья в 1955 г. г. Тбилиси).
10. Михайловская О. Н., Четвертичные террасы Абхазии, Тр. Первого Всесоюз. Геогр. Съезда, вып. 3, Л., 1935.
11. Михайловский С. Н., О некоторых современных отложениях, террасах и ракушниках Черноморского побережья Кавказа и Крыма, Изв. Геол. Ком., т. 46, 1927, № 9.
12. Москвитин А. И., Ледниковые образования Красной Поляны, террасы Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. Комисс. по изуч. Четв. периода, М.-Л., 1938, № 4.
13. Рейнгард А. Л., Четвертичная система (Закавказья) геология СССР, том X, Закавказье, М.-Л., 1941.
14. Соловьев Л. Н., К вопросу о геологической датировке Абхазского палеолита.
15. Соловьев Л. Н., Археологические раскопки близ г. Очамчиры в Абхазии. Советская археология, IV. М.-Л., 1937.
16. Церетели Д. В., Рельеф и четвертичные отложения левобережья р. Риони (в пределах Колхидской низменности). Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. X, Тбилиси, 1958 (на груз. языке, резюме на русском языке).
17. Шандер Е. В., Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. Тр. Советск. Сек. Между. Асс. по изучению Четв. периода, вып. IV, М.-Л., 1939.
18. Шандер Е. В., Условия залегания и геологическая датировка Абхазского палеолита. Бюлл. Комисс. по изуч. Четв. Периода, М.-Л., 1940, № 6—7.
19. Эберзин А. Г. и Ивченко П. И., Карагандская и Новоаксинская террасы г. Сочи и его окрестностей. Докл. АН СССР, т. 56, М., 1947, № 5.
20. Эберзин А. Г., О фауне и морских террасах Абхазии. Бюлл. комисс. по Изуч. Четв. периода, М.-Л., 1940, № 6—7.



მ. კორძინია, შ. ჯავახიშვილი

აფხაზეთის კლიმატი

შესავალი

მეტეოროლოგიური სადგურების ტერიტორიული განაწილება არ არის რაციონალური. სადგურების დიდი უმრავლესობა განლაგებული იყო ზღვის სანაპირო ზონაში, მხოლოდ 4 სადგური მდებარეობდა ზ. დ. 500 მ და 2 სადგური (ნათში ერთი წვიმსაზომი პუნქტი) 1000 მ ზევით, ხოლო 1644 მ ზემოთ არც ერთი სადგური არ მუშაობდა. ამრიგად, მხარის ტერიტორიის ზემო ნაწილი სადგურების მონაცემებით სრულებით არ არის გაშუქებული.

შრომაში განხილულია ცალკეული კლიმატური ელემენტების ტერიტორიული განაწილება და მოცემულია მხარის კლიმატური დარაიონება.

წინამდებარე ნაშრომში შ. ჯავახიშვილის მიერ შესწავლილია ძირითადი ატმოსფერული პროცესები, მასთან დაკავშირებული ამინდის ხასიათი და ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიული განაწილება მხარეში.

მზის რადიაცია

აფხაზეთი მდებარეობს სუბტროპიკული ზონის ჩრდილო საზღვარზე, ჩრდილო განედის $43^{\circ}25'$ და $42^{\circ}25'$ შორის; ასე, რომ მზე შუადღისას ზამთრის თვეებშიაც პორიზონტიდან საკმაოდ მაღლა დგას და მზის რადიაციის სითბოს ჯამი ზამთრის თვეებშიაც მნიშვნელოვანია. ამიტომ მზის რადიაციას განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს აფხაზეთის (ისე, როგორც მთელი საქართველოსათვის) კლიმატის ფორმირებაში.

სოხუმში მზე ანათებს 2125 საათს წელიწადში, ზამთრის თვეებში—საშუალოდ $3\frac{1}{2}$ —4 საათს, ზაფხულში კი 8—9 საათს დღეში. სოხუმში მზის ნათების ხანგრძლივობა წელიწადში თითქმის იმდენივეა, რამდენიც თბილისში (თბილისში 2150 საათი). სრულიად უმზეო დღეთა რიცხვიც 64 უდრის წელიწადში (თბილისში 53); ზაფხულის თვეებში 1—2 დღეა უმზეო, ზამთარში 9—10 დღე თვეში (თბილისში 8—9 დღე).

მზის ფაქტიური ნათების ხანგრძლივობა შეადგენს წლის განმავლობაში შესაძლებელ ხანგრძლივობის დაახლოებით 48%.

მზის ნათების რეალური ხანგრძლივობის შეფარდება შესაძლებელ ხანგრძლივობასთან მნიშვნელოვნად იცვლება სეზონების მიხედვით, ძირითადად ღრუბლიანობის რაოდენობის ცვლილებასთან დაკავშირებით.

საშუალო წლიური ღრუბლიანობა (63%) და უკანასკნელის წლიური მსვლელობა აფხაზეთის ყველა დანარჩენ სადგურზე თითქმის ისეთივეა, როგორც სოხუმში. მოღრუბლული ან კიდევ მოწმენდილი ღღებების რიცხვებს შორისაც არ არის თვალსაჩინო სხვაობა. მხოლოდ ნისლიან ღღეთა რიცხვი გარკვევით და შესამჩნევად იზრდება ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით.

აქედან შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ აფხაზეთის მთელ სანაპირო ზონაში მზის ნათების ხანგრძლიობა წლიური და თვეების მიხედვით, იმდენივეა, როგორც სოხუმში; შუა და ზემო ზონისაკენ იგი თანდათან მცირდება, განსაკუთრებით დილის საათებში, რადგანაც ამ საათებში უფრო ხშირია ნისლი.

სოხუმში ზამთრის თვეებში დილის 9 საათიდან 15 საათამდე, ხოლო ზაფხულის თვეებში 7—8 საათიდან 17 საათამდე მზის პირდაპირი რადიაციის ძაბვა

სხივებისადმი პერპენდიკულარულ ზედაპირზე აღემატება 1 $\frac{\text{გრ. კალ.}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$. ზამ-

თარში შუადღის საათებში უდრის საშუალოდ 1,25—1,27 $\frac{\text{გრ. კალ.}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$. ზაფ-

ხულში წყლის ორთქლის შემცველობა ჰაერში ამ საათებში აღწევს მაქსიმუმს, რის გამო რადიაციის ინტენსივობა პერპენდიკულარულ ზედაპირზე რამდენიმედ

მცირდება ზამთართან შედარებით და უდრის 1,23—1,24 $\frac{\text{გრ. კალ.}}{\text{სმ}^2 \text{ წთ.}}$. რადი-

ციული ბალანსი უარყოფითია მარტო დეკემბერში და ისიც მხოლოდ 0,8 კგ. კალ. სმ²-ით ნაკლებია 0-ზე. ზამთრის დანარჩენ თვეებში დადებითია, ისე რომ საშუალოდ ზამთარში გამოდის დადებითი (0,8 კგ კალ/სმ²); რადიაციული ბა-

ლანსი საშუალო თვიური მაქსიმუმს აღწევს არა ივნისში, როდესაც სუპარული

რადიაცია უფიქსია, არამედ ივლისში (11,5 $\frac{\text{კგ. კალ.}}{\text{სმ}^2}$). შთბნთქმული რა-

დიაციის გადიდების შედეგად სოხუმში რადიაციული ბალანსი თითქმის ყველა თვეში მეტია, ვიდრე თბილისში.

წლიური რადიაციული ბალანსი სოხუმში (67 კგ კალ სმ⁻²), მისი განედისათვის შესამჩნევად მაღალია (სოხუმის განედისათვის რადიაციული ბალანსის საშუალო წლიური შეადგენს არა უმეტეს 55 კგ. კალ. სმ⁻²). ეს აიხსნება ძირითადად ეფექტური გამოსხივების შემცირებით ნოტიო სუბტროპიკულ ზონაში. სამხრეთ-დასავლეთ ევროპასა და ამერიკის დასავლეთ სანაპიროებზე, სადაც ზღვის გავლენით სინოტივე მაღალია, წლიური რადიაციული ბალანსი ჭარბობს 60 კგ კალ. სმ⁻².

ორთქლის მნიშვნელოვანი რაოდენობა ჰაერში აქ აღიღებს ე. წ. შემხვედრ რადიაციას და ამით ამცირებს ეფექტურ გამოსხივებას.

რადიაციული ბალანსიდან (რჩენილი რადიაციიდან) სოხუმის მიდამოებში ნიადაგის ზედაპირიდან წყლის ასაორთქლებლად იხარჯება წელიწადში დაახლოებით 45,5 კგ კალ. სმ⁻² და 21,5 კგ კალ. სმ⁻² მოდის ჰაერის გასათბობლად [6].

მ. ბუდიკოს [3] ფორმულის მიხედვით, იქ სადაც ნალექების წლიური რაოდენობა 1400 მმ-ია (რამდენიცაა მაგალითად სოხუმში) ნიადაგის 1 სმ²-დან წყლის ასაორთქლებლად იხარჯება 48 კგ კალ.

სიტობოს ბალანსი სოხუმისათვის ორი სხვადასხვა მიდგომით გამოყვანილი ძლიერ უახლოვდება ერთმანეთს, რაც გვაძლევს ერთგვარ საბუთს დავუშვათ მათი სისწორე.

ამრიგად, სოხუმისათვის სითბოს ბალანსის განტოლებაში

$$R = Lv + M$$

ნიადაგის რადიაციული ბალანსი $R = 67$ კგ კალ. სმ⁻².

წყლის ასაორთქლებლად დახარჯული სითბო $Lv = 46$ კგ კალ სმ⁻²; ხოლო ჰაერში გადაცემული სითბო $M = 22$ კგ კალ. სმ⁻².

მიუხედავად იმისა, რომ სოხუმში რადიაციული ბალანსი წლის ცივ პერიოდში (ზამთარში) დადებითია, ასაორთქლებლად და შემოჭრილი ცივი ჰაერის გასათბობად იმდენ სითბოს ხარჯავს ნიადაგის ზედაპირი, რომ საბოლოოდ ამ სეზონში იგი მეტ სითბოს კარგავს, ვიდრე იღებს და ცივდება; შედეგად ამ სეზონში ნიადაგის ზედა ფენის ტემპერატურა უფრო დაბალია, ვიდრე ქვედა ფენების.

სოხუმის რაიონისათვის მიღებული ნიადაგის რადიაციული ბალანსი შეიძლება თავისუფლად გავავრცელოდ აფხაზეთის მთელ სანაპიროზე, ვინაიდან როგორც მზის სუმარული რადიაციის, ისე გამოსხივების ფაქტორები მთელ სანაპიროზე თითქმის ერთნაირია.

ძიკითადი აბმოსფერული პროცესები და მასთან დაკავშირებული ამინდის ხასიათი

საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის მასების შემოჭრები დაკავშირებულია შემდეგ სამ ძირითად პროცესთან:

1. აღმოსავლეთის პროცესი,
2. დასავლეთის პროცესი,
3. სამხრეთ-დასავლეთის პროცესი.

თითოეული პროცესის დროს ამინდის ზოგადი ხასიათი დასავლეთ საქართველოში თითქმის ერთნაირია, მაგრამ აფხაზეთში მისი ჩრდილო-დასავლეთით მდებარეობისა და რელიეფის ფორმების გავლენით იგი ერთგვარი თავისებურებით გამოირჩევა.

აღმოსავლეთის პროცესს, რომელიც ძირითადად შეპირობებულია აზიის (ციმბირის) ანტიციკლონით, ადგილი აქვს წლის ცივ პერიოდში. აღმოსავლეთიდან შემოჭრა აფხაზეთში ისე როგორც დასავლეთ საქართველოს სხვა რაიონებში იწვევს ფიონური ხასიათის ქარს, მაგრამ მისი სიჩქარე მნიშვნელოვნად ნაკლებია, ვიდრე რაიონის ხეობაში.

აღმოსავლეთის ქარის გაძლიერებას უფრო ხშირად ადგილი აქვს აფხაზეთის უკიდურეს ჩრდილო-დასავლეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში; აღმოსავლეთის შემოჭრას ადგილი აქვს აგრეთვე აზორის კუნძულებიდან ან კიდევ პოლარული აუზიდან გადმონაცვლებული ანტიციკლონების მოქმედებით. ამ შემთხვევაშიც საკვლევ მხარეში ქარის ფიონური ქარები.

აღმოსავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრა ზამთარში და შემოდგომის ბოლოს შეიძლება მოხდეს ულტრაპოლარული შემოჭმედების დროსაც. ამ შემთხვევაშიც საკვლევ რაიონის ტერიტორიაზე დგას მშრალი ამინდი, ქარის აღმოსავლეთის ფიონური ქარი, მაგრამ დიდ სიძლიერეს ვერ აღწევს.

საკვლევ რაიონის ამინდის შექმნაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს დასავლეთის პროცესი. ეს პროცესი აპირობებს საკვლევ რაიონის ტერიტორიაზე დრუბლიან და ნალექიან ამინდს. ნალექები ყოველთვის დიდი სიუხვით არ გამოირჩევა. უხვი ნალექი მოდის იმ შემთხვევაში, როდესაც ცივი ფრონტის ან ოკლუზიის ფრონტის გავლამდის საქართველოში არის უმდგრადი ჰაერის მასა.

უმნიშვნელო ნალექი მოდის იმ შემთხვევაში, როცა ფრონტის გავლის მომენტში აქ იმყოფება მდგრადი ჰაერის მასა. დასავლეთიდან შემოჭრა იწვევს ჰაერის ტემპერატურის მნიშვნელოვან დაცემას, როგორც ზამთარში, ისე წლის თბილ პერიოდში. ზამთარში ხშირად ჰაერის ტემპერატურა ეცემა 10—12°-ით, ზაფხულში 6—7°-ით.

დასავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრა ხორციელდება: პოლარული, ულტრაპოლარული ღერძებით და აზორის ანტიციკლონის ზემოქმედებით.

იმ შემთხვევაში, როცა შემოჭრა ხორციელდება ულტრაპოლარული ღერძით, საკვლევი მხარის ტერიტორიაზე მოდის ნალექი და იწვევს ტემპერატურის მნიშვნელოვან დაწევას, მაგრამ ნალექები დიდი სიუხვეით არ გამოირჩევა, რადგან ამ შემთხვევაში ძირითადად იჭრებიან კონტინენტალურ-არქტიკული ან კონტინენტალურ-პოლარული ჰაერის მასები, რომლებიც მცირე სინოტივით ხასიათდებიან; იმდენად მშრალია ეს ჰაერის მასები, რომ შავ ზღვაზე გამოვლისას შექმნილი სინოტივე საკმარისი არ არის მათი დანესტიანებისათვის იმ ზომამდის, რომ გამოიყოს უხვი ნალექი, საერთოდ დასავლეთ საქართველოში, განსაკუთრებით მის ჩრდილო ნაწილში. აფხაზეთში ულტრაპოლარული ზემოქმედება მეტად იშვიათია და მას ადგილი აქვს ჩვეულებრივად ზამთარში.

ჩვეულებრივ დასავლეთის პროცესი წლის თბილ პერიოდში შეპირობებულა აზორის ანტიციკლონის აღმოსავლეთით გადმონაცვლებით. ასეთ შემთხვევაში დასავლეთ საქართველოში იჭრება საკმარისად ნოტიო პოლარული ჰაერის მასები. შავ ზღვაზე მოძრაობის შედეგად მათი ნოტიო არამდგრადი მდგომარეობა კიდევ უფრო იზრდება, რაც თავის მხრივ ხელს უწყობს უხვი ნალექების გამოყოფას, რომელიც ხშირად კოკისპირული ხასიათისაა. პროცესის დამთავრების შემდეგ აზორის ანტიციკლონის თხემი რამდენიმე დღით იკავებს ამიერკავკასიას, პოლარული ჰაერის მასა გარდაიქმნება ტროპიკული ჰაერის მასად, რის გამოც ჰაერის ტემპერატურა ზოგჯერ 38—40-მდე იზრდება, ხოლო შეფარდებითი სინოტივე 15—20%-მდე ეცემა.

ზოგჯერ აზორის ანტიციკლონის ზემოქმედებასთან ერთად ვითარდება პოლარული ზემოქმედებაც, ასეთ შემთხვევაში პროცესი უფრო რთულდება, ციკლონები ღრმავდებიან, რის გამოც მათ ზურგში წარმოებს ინტენსიური ცივი ჰაერის მასების შემოჭრა. ასეთ შემთხვევაში ადგილი აქვს მთელ დასავლეთ საქართველოში ჰაერის ტემპერატურის განსაკუთრებულ დაწევას და უხვ ნალექებს.

მართალია ატლანტიკური წარმოშობის ციკლონები არ აწარმოებენ უშუალო გავლენას ამიერკავკასიაში მიმდინარე ატმოსფერულ პროცესებზე, მაგრამ ისინი ხშირად გამოყოფენ შავი ზღვის მიმართულებით დაბალი წნევის ღარს, რომელშიც ზოგჯერ წარმოიშობა კერძო ციკლონები, რომლებიც გარკვეულ გავლენას ახდენენ ატმოსფერულ პროცესებზე საქართველოში და მით უფრო საკვლევი რაიონის ტერიტორიაზე. აქ ეს პროცესი იწვევს მნიშვნელოვანი ნალექების მოსვლას და ჰაერის ტემპერატურის საგრძნობ დაწევას. ხოლო იმ შემთხვევაში თუ ღართან დაკავშირებულია ორი ფრონტი და ორივემ გაიარა ამიერკავკასიაში, მეორე ფრონტის გავლის შემდეგ ჰაერის ტემპერატურა მატულობს, რადგანაც ამ შემთხვევაში ადგილი აქვს თბილი ჰაერის მასის შემოსვლას.

სამხრეთ-დასავლეთის პროცესისათვის დამახასიათებელია ან ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების გამოსვლა საქართველოზე ან ციკლონების წარმოშობა უშუალოდ შავ ზღვაზე. ლიტერატურაში ეს ციკლონები ცნობილია სამხრეთის ციკლონების სახელწოდებით. ზახაშვილის [4] მონაცემებით სამხრეთის ციკლონების ხშირ გამეორებას, რომლებიც ინაცვლებენ სამხრეთ-დასავლეთიდან ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე, ადგილი აქვს წლის ცივ პერიოდში (იანვარ-მარტი); შემდეგ გაზაფხულზე (აპრილი, მაისი) და წლის მეორე ნახევარში (აგვისტოს მეორე ნახევარი, სექტემბერი).

ციკლონების მოძრაობის ტრაექტორიები ზამთარში და შემოდგომაზე მიმართული არის განედურად ხმელთაშუა ზღვის ცენტრალური რაიონებიდან კასპიის ზღვისაკენ. ამ ტრაექტორიით სამხრეთის ციკლონები დასავლეთ საქართველოს გავლით მოძრაობენ აღმოსავლეთით ან იქვე ქრებიან. დასავლეთ საქართველოში ნალექების სიუხვე ზამთარში და შემოდგომაზე ამ პროცესთან არის დაკავშირებული. ზაფხულში კი სხვაგვარ სურათს აქვს ადგილი. ციკლონების ტრაექტორია უფრო სამხრეთულია, რადგანაც ამ შემთხვევაში ციკლონები მოძრაობენ ხმელთაშუა ზღვის აღმოსავლეთ რაიონებიდან. ისინი უმთავრესად აღმოსავლეთ საქართველოს ამინდის შექმნაში იღებენ მონაწილეობას, რაც შეეხება დასავლეთ საქართველოს ამინდზე მათი გავლენა შესუსტებულია.

სამხრეთის ციკლონები აღმოსავლეთით, ზღვაზე მოძრაობისას გაღრმავებას განიცდიან, ხოლო ხმელეთზე გადასვლისას იწყებენ შეესებას და ოკლუდირებას, რაც შეპირობებულია დასავლეთ საქართველოს თავისებური რელიეფით. ეს პროცესი ხშირად დასავლეთ საქართველოში მთავრდება, ზოგ შემთხვევაში ინაცვლებს აღმოსავლეთ საქართველოში. არის ისეთი შემთხვევებიც, როდესაც სამხრეთის ციკლონები შავი ზღვის აღმოსავლეთ რაიონებზე გავლით ინაცვლებს ჩრდილოეთით და ჩრდილო კავკასიაზე გავლით მოძრაობს აღმოსავლეთით ან ჩრდილო-აღმოსავლეთით. ასეთ შემთხვევაში ამიერკავკასიაში გადის აღნიშნულ ციკლონთან დაკავშირებული ცივი ფრონტი, რაც იწვევს ღრუბლიან და ნალექიან ამინდს საკვლევი რაიონის ტერიტორიაზე.

საკვლევი რაიონის ტერიტორიაზე ხანგრძლივი და უხვი ნალექების მოსვლა დაკავშირებულია სამხრეთის ციკლონებთან, ამ ციკლონებთანვეა დაკავშირებული აფხაზეთში თბილი და ცივი დღეების ხშირი შორიგეობა.

ისეთ შემთხვევაში როდესაც ადგილი აქვს შავ ზღვაზე ციკლონის ოკლუდირებას, რამდენიმე დღე დგას ღრუბლიანი და ნალექიანი ამინდი, მთელ დასავლეთ საქართველოში მოდის მნიშვნელოვანი ნალექი.

სამხრეთ-დასავლეთის პროცესისათვის დამახასიათებელია ამიერკავკასიის და შავი ზღვის სამხრეთით განვითარებული ტალღური აღრევები, რომელნიც შემდგომში ვრცელდებიან საქართველოზე. საქართველოს სხვა ადგილებთან შედარებით საკვლევი რაიონის ამინდზე ეს პროცესი ნაკლებ გავლენას ახდენს.

ნიადაგის ტემპერატურა

ნიადაგის ტემპერატურაზე ცოტად თუ ბევრად საიმედო და ხანგრძლივი დაკვირვებები აფხაზეთში აქვს მხოლოდ სოხუმს (ბოტანიკური ბაღი).

სოხუმში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა წლის ცივ პერიოდში, ოქტომბრიდან მარტამდე (ჩათვლით), უფრო დაბალია, ხოლო თბილ პერიოდში უფრო მაღალი, ვიდრე პაერის ტემპერატურა, მიუხედავად იმისა, რომ ყველა

თვეში. როგორც ზევით დავინახეთ, რადიაციული ბალანსი დადებითია, გარდა დეკემბრისა.

აქედან ჩანს, რომ სოხუმში წლის ცივ პერიოდში ნიადაგი მეტ სითბოს ხარჯავს აორთქლებისათვის, ვიდრე ის იღებს რადიაციული ბალანსის სახით. თბილისში წლის ცივ ნახევარშიაც, იანვრის თვის გამოკლებით, ნიადაგის ტემპერატურა მაღალია ჰაერის ტემპერატურაზე, განსაკუთრებით დიდი სხვაობაა თბილისში ნიადაგის ზედაპირსა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის ზაფხულს

ცხრილი 1

ნიადაგის ტემპერატურა სოხუმში (ბოტანიკური ბაღი)
 წაბლა, თიხნარი და თიხა ნიადაგები

სიღრმე მეტრებში	თ ვ ე ე ბ ი											წლიური	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		XII
0,00	4,8	5,9	8,0	13,4	19,7	25,2	27,0	26,1	21,7	15,4	10,1	5,9	15,3
0,25	6,4	6,6	9,2	9,2	12,5	18,8	23,0	25,7	26,3	23,0	17,4	8,9	16,0
0,5	8,6	8,1	10,2	13,5	17,8	21,6	24,3	25,4	23,1	18,9	14,8	10,9	16,4
1,0	9,3	8,3	9,4	12,5	15,8	19,3	22,1	23,6	22,8	19,4	15,8	11,9	15,8

თვეებში (6,5—7°), მაშინ როდესაც სოხუმში ის 2—3° უდრის. შედეგად, თბილისში ამ სეზონში ნაშუადღევის საათებში, ხშირად მყარდება ატმოსფეროს უმდგრადი მდგომარეობა, წარმოიშობა ჰაერის აღმავალი დენა, კონვექციური ღრუბლები, რასაც სოხუმში და საერთოდ აფხაზეთის სანაპიროზე თითქმის სრულებით არ აქვს ადგილი.

საშუალო წლიური ტემპერატურა ნიადაგში ყველა სიღრმეზე სოხუმის მონაცემებით თითქმის თანაბარია და მხოლოდ უმნიშვნელოდ მცირდება სიღრმის ზრდასთან ერთად.

წლის ცივ პერიოდში ნიადაგის ზედაფენა უფრო ცივია ვიდრე ქვედა ფენა (ცხრილი 1). თბილ პერიოდში კი, განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებში, პირიქით ნიადაგის სიღრმის გადიდებით ტემპერატურა კლებულობს.

ამრიგად, მიუხედავად იმისა, რომ წლის ცივ პერიოდშიაც მზის დასხივნობა მნიშვნელოვანია, გამოსხივებული და ასაორთქლებლად დახარჯული სითბო მაინც სჭარბობს მზისგან მიღებულ სითბოს, რის გამო ნიადაგის ზედაპირი ცივდება და სითბო მიიმართება ნიადაგში ქვევიდან ზევით, ზაფხულობით კი—ზედაპირი ძლიერ თბება და იქიდან სითბო თანდათან გადადის ქვემო ფენებში.

წლიურ მსვლელობაში ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურა სოხუმში უდიდესია ივლისში 27°,0 და უმცირესია იანვარში 4°,8; წლიური ამპლიტუდა უდრის 22,2° (ცხრილი 1).

ნიადაგის ზედა შრიდან ქვევით, 10—20 სმ სიღრმიდან, სოხუმში ზაფხულის თვეებში ტემპერატურა რამდენადმე მაღალია, ვიდრე თბილისში, რაც აიხსნება ნოტიო ნიადაგის ცუდი გამტარებლობით. ამავე მიზეზით ზამთარში გაცივებული ზედაპირიდან დაბალი ტემპერატურა ნიადაგში ღრმად არ იჭრება და ისეთ ცივ ზამთარშიც (1950 წელი), როდესაც ნიადაგის ზედაპირზე ტემპე-

რატურა $-18^{\circ},3$ -მდე დაეცა, ნიადაგის გაყინვა (0° -ზე დაბალი ტემპერატურა) მხოლოდ 5 სმ სიღრმემდე გავრცელდა.

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის მაქსიმუმს ადგილი აქვს დღის 13 საათზე და უდრის ივლისში საშუალოდ $44^{\circ},6$, იანვარში $12^{\circ},3$. მინიმუმს ივლისში აქვს ადგილი 5 საათზე და უდრის $18^{\circ},4$, იანვარში კი 7 საათზე უდრის $0^{\circ},9$.

ამრიგად, ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა ივლისში $26^{\circ},2$, ხოლო იანვარში $11^{\circ},4$ (მაისინ, როდესაც ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა თბილისში უდრის საშუალოდ ივლისში $29^{\circ},3$, ხოლო იანვარში $10^{\circ},6$).

თუმცა სოხუმში მხოლოდ 1 მ სიღრმემდე გვაქვს დაკვირვებითი მონაცემები, მაგრამ ამ მონაცემებიდან გარკვევით ჩანს, რომ ნიადაგის სიღრმის გადიდებასთან ერთად ტემპერატურის ამპლიტუდა მცირდება და მაქსიმუმის დადგომის დროს აგვიანებს (ცხრილი 1).

თუ როგორ მცირდება ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა ნიადაგში სიღრმის ზრდასთან დაკავშირებით ამის დასადგენად დაკვირვებითი მონაცემები არა გვაქვს.

მე-2 ცხრილში მოყვანილია ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა სხვადასხვა სიღრმეზე სოხუმში და თბილისში.

ცხრილი 2

სოხუმში

სიღრმე მ-ში	0,00	0,25	0,5	1,0
ამპლიტუდა	22 ^o ,2	19 ^o ,3	15 ^o ,0	11,1

თბილისში

სიღრმე მ-ში	0,00	0,05	0,20	0,40	0,84
ამპლიტუდა	32 ^o ,5	29 ^o ,1	26 ^o ,0	20 ^o ,7	13 ^o ,9

როგორც მოსალოდნელი იყო სოხუმში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად ნაკლებია, ვიდრე თბილისში, სადაც ნიადაგი უფრო მშრალია.

ბუნებრივია, რომ მუდმივი ტემპერატურის შრეც ნაკლებ სიღრმეზე იქნება.

ჰაერის ტემპერატურა

რადიაციული ბალანსის მნიშვნელოვანი სიდიდე, შავი ზღვის გავლენა და კავკასიონის მაღალი მთაგრებილების მიერ ჩრდილოეთიდან ცივი ჰაერის მასების შემოჭრისაგან დაცვა განაპირობებენ აფხაზეთში ამავე განედის საშუალო ტემპერატურაზე უფრო მაღალ ტემპერატურას.

ზღვის სანაპირო ნაწილში დაახლოებით 100 მ სიმაღლემდე საშუალო წლიური ტემპერატურა მერყეობს 15° — $14^{\circ},5$ შორის, მასთან მისი ტერიტორია გეოგრ. ინსტ. შრ., ტ. XIV

რიული განწილება აქ დამოკიდებულია უფრო რელიეფის ფორმაზე, ვიდრე ზღვის სანაპიროდან დაშორებაზე და ადგილის სიმაღლეზე. განსაკუთრებით მაღალი წლიური ტემპერატურით გამოირჩევა გავრა (ქალაქი) და ახალი ათონი ($15^{\circ}, 1$).

საერთოდ, აფხაზეთის სანაპიროზე, განსაკუთრებით მის ჩრდილო ნაწილში (გავრა, ახალი ათონი), საშუალო წლიური ტემპერატურა უდიდესია მთელ საბჭოთა კავშირში; უფრო მაღალია, ვიდრე მის სამხრეთით მდებარე შავი ზღვის სანაპიროზე. ასეთი მაღალი წლიური ტემპერატურა შედარებით აჭარის სანაპიროსთან აქ მიღებულია უმთავრესად ზაფხულის მაღალი ტემპერატურის გავლენით; გავრაში აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა უდრის $24^{\circ}, 5$, ბათუმში კი $23^{\circ}, 2$. ამის მიზეზია თბილი ფიონური ქარების მეტი სიხშირე და განსაკუთრებით ის გარემოება, რომ აქ აჭარის სანაპიროსთან შედარებით, ნალექიანობა და ღრუბლიანობა ნაკლებია, მზის ნათების ხანგრძლივობა მეტია. აფხაზეთის სანაპიროს სამხრეთი ნაწილი (მდ. კოდორის სამხრეთით) ხმელეთისაკენ უფრო გამოილია, ნალექების რაოდენობა მეტი, რის გამო ტემპერატურა წლის ყველა სეზონში უფრო დაბალია და საშუალო წლიური ტემპერატურა მნიშვნელოვნად უფრო დაბალია, ოჩამჩირეში იგი უდრის მხოლოდ $13^{\circ}, 6$.

100 მეტრის ზევით, სიმაღლის გადიდებასთან ერთად დაახლოებით ერთნაირი რელიეფის პირობებში მდებარე სადგურების მონაცემების მიხედვით, წლიური ტემპერატურა ყოველ 100 მეტრის სიმაღლეზე $0^{\circ}, 7$ — $0^{\circ}, 6$ ეცემა.

თუ ამ ვერტიკალურ თერმულ გრადიენტს გავავრცელებთ კავკასიონის ქედის თხემამდე, გამოდის, რომ აფხაზეთის ტერიტორიაზე ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა მერყეობს დამრგვალებით 15° -დან 7° -მდე.

უცივესი თვე თითქმის მთელ მხარეში იანვარია, გამონაკლის შეადგენს მხოლოდ ზღვისპირა სადგურები, სადაც ზღვის გავლენის შედეგად იანვრის და თებერვლის ტემპერატურა თანაბარია. უთბილესი თვეა მთელ მხარეში აგვისტო. მზარის ქვედა ზონაში, 300 მეტრის სიმაღლემდე ზღვის დონიდან, ზამთარი მეტად რბილია. ამ ზონის უმეტეს ნაწილში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 4° -ზე მეტია და მერყეობს რელიეფის ფორმის და ზღვის დაშორების მიხედვით 7° და 4° შორის, მხოლოდ ღრმა და შედარებით ჩაკეტილ ხეობებში ის ეცემა $2^{\circ}, 5$ -მდე (ლათი).

უთბილესი თვის აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა ზღვისპირა ზონის უმეტეს ნაწილში $23^{\circ}, 5$ — $24^{\circ}, 0$ ფარგლებში მერყეობს, მხოლოდ ზოგიერთ მაღლებულ ადგილებში (ბაღნარი, დურიბში) რამდენიმე მეათედით ნაკლებია 23° -ზე. ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდა ზონაში $18^{\circ}, 5$ — $17^{\circ}, 5$ უდრის; იგი 1° — $1^{\circ}, 5$ -ით მეტია აქ ვიდრე აჭარის სანაპიროზე, რაც მიუთითებს აქაურ კლიმატის მეტ კონტინენტურობაზე, ვიდრე აჭარის სანაპიროზე; ოქტომბერი იბილია აპრილზე 4° — 5° -ით.

ზონის უმეტეს ნაწილში ყველაზე დაბალი აბსოლუტური მინიმუმი თებერვალში -11° , -14° . აბსოლუტური მინიმუმების ტერიტორიული განწილება დამოკიდებულია უმთავრესად რელიეფის ფორმაზე. ოჩამჩირეში, სოხუმის საცდელ მინდორზე და გუდაუთში, რომელნიც ზღვის პირა დაბლობზე მდებარეობენ, აბსოლუტური მინიმუმი იმდენივეა რამდენიც დურიბში და კვეზანში (-14°), თუმცა უკანასკნელი ზღვის ნაპირიდან რამდენიმე კილომეტრით არიან დაშორებულნი და ზღვის დონიდან 250 მეტრის სიმაღლეზე მდებარეობენ.

შედარებით დაბალი მინიმალური ტემპერატურით ხასიათდება სანაპიროს ზღვისპირა დაბლობი (გუდაუთა -14° , გალი -15°), მაგრამ ასეთი დაბალი მინიმუმები იშვიათია. მაგალითად, სოხუმში 50 წლის განმავლობაში ოთხი წელი იყო ისეთი, როდესაც მინიმუმი დაეცა -9° , -12° -მდე. ამავე დროს ამ ხნის განმავლობაში დაახლოებით ამდენჯერვე აბსოლუტური მინიმუმი 0° , -1° -ზე დაბალი არ ყოფილა.

საშუალო აბსოლუტური მინიმუმი ზონის უმეტეს ნაწილში -4° უდრის.

პროფ. სელიანინოვის მიხედვით საშუალო აბსოლუტური მინიმუმი -4° წარმოადგენს სითბოს მოყვარული ციტრუსების გავრცელების ჩრდილო საზღვარს. ამრიგად, ეს ზონა წარმოადგენს ციტრუსების გავრცელების ჩრდილო საზღვარს. ამიტომ ზონის მეტი ნაწილი დაფარულია ციტრუსებით, რომელიც დროგამოშვებით ზიანდება ყინვებისაგან.

დღის ყინვები ზონაში იწყება საშუალოდ დეკემბრის შუა რიცხვებში და მთავრდება მარტის ბოლო რიცხვებში. ნაადრევ ყინვებს შეიძლება ადგილი ჰქონდეს ნოემბრის შუა რიცხვებში, ხოლო უკანასკნელ ყინვას—აპრილის შუა რიცხვებამდე. ყინვიან დღეთა რიცხვი (მინიმალური ტემპერატურით $\leq 0^{\circ}$) უდრის 40—45 დღეს წელიწადში.

უღელმო დღეთა რიცხვი (როდესაც მთელი დღის განმავლობაში ჰაერის ტემპერატურა $\leq 0^{\circ}$) შეადგენს მხოლოდ 2—3 წელიწადში.

სავეგეტაციო პერიოდი, საშუალო დღელამური ტემპერატურით $> 10^{\circ}$, გრძელდება საშუალოდ მარტის მესამე დეკადიდან ნოემბრის მესამე დეკადამდე (240 დღე). 6 თვე წელიწადში ჰაერის ტემპერატურა 15° -ზე მაღალია, ხოლო 4 თვე 20° -ზე მაღალი. ყველაზე უფრო ცხელია ზაფხულში გაგრა-ქალაქი, ავვისტოს საშუალო ტემპერატურა აქ მაღალია; ვიდრე თბილისში (გაგრაში $24^{\circ}, 5$, თბილისში კი $24^{\circ}, 2$, ბათუმში 23°). ჰაერის სინოტივე გაგრაში მნიშვნელოვნად მეტია, ვიდრე თბილისში (70% გაგრაში, 40% თბილისში). რის გამო თერმორეგულაცია ადამიანის ორგანიზმში გაგრაში რამდენიმედ გაძნელებულია ამ თვეში (განსაკუთრებით ვინც ზღვის აბაზანებს არ იღებს); ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურა 39° — 38° აღწევს. თუ ცხელ დღედ ჩავთვლით ისეთ დღეს, როდესაც ჰაერის საშუალო ტემპერატურა 25° -ზე მეტია, ასეთ ცხელ დღეთა რიცხვი აფხაზეთის სანაპიროზე უდრის 15—20-ს წელიწადში.

არის ისეთი ცხელი დღეებიც, როდესაც საშუალო ტემპერატურა 30° აღემატება, მაგრამ მეტად იშვიათად. ივლის-აგვისტოში საშუალო ტემპერატურა 13 საათზე 26° — 28° უდრის, მაშინ როდესაც აჭარის სანაპიროზე ამ თვეების საშუალო ტემპერატურა 13 საათზე 24° — 25° არ აღემატება. მიუხედავად ამისა, ექვივალენტური ტემპერატურა აფხაზეთის სანაპიროზე ზაფხულის მეორე ნახევარში და შემოდგომის დასაწყისში იმდენივეა, რამდენიც აჭარის სანაპიროზე.

მთათაწინეთში ადგილის სიმაღლის გადიდებასა და ზღვის დამორებასთან დაკავშირებით საშუალო თვიური ტემპერატურა საერთოდ ეცემა. ზამთრის თვეებში ვერტიკალური თერმიული გრადიენტი უდიდესია (1° — $1^{\circ}, 5$), ზაფხულის თვეებში მინიმუმია ($0^{\circ}, 5$ — $0^{\circ}, 4$), ზაფხულში რამდენიმედ ისევ იზრდება, მაგრამ ნაკლებია, ვიდრე ზამთარში ($0^{\circ}, 6$). ასეა დაახლოებით 300 მეტრის სიმაღლემდე. შემდეგ, უფრო მეტ სიმაღლეზე და ზღვიდან კიდევ უფრო დამორებით გრადიენტი სეზონების მიხედვით თანასწორდება და უდრის $0^{\circ}, 7$ — $0^{\circ}, 6$.

ჰაერის ტემპერატურის დღელამური მერყეობა აფხაზეთში რამდენადმე მეტია, ვიდრე აჭარასა და სამეგრელოში, მაგრამ აქაც მეტად ზომიერია: აფხაზეთის სანაპიროზე ჰაერის ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა (13 საათის საშუალო ტემპერატურას გამოკლებული საშუალო მინიმუმი) ზამთრის თვეებში უდრის ზღვის სანაპირო ზონაში 6° , ზაფხულში 7° — 8° , ზღვიდან დაშორებით, მიუხედავად ადგილის სიმაღლის გადიდებისა, ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა რამდენადმე იზრდება—ზამთარში 7° — 8° -მდე, ხოლო ზაფხულში 10° (აქარა), 13° -მდე (გაგრის ქედი).

300—500 მ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან იანვრის საშუალო ტემპერატურა უდრის 3° — 2° და მხოლოდ საშუალოდ 800 მ სიმაღლიდან ეცემა 0° -მდე. ამ სიმაღლიდან ტემპერატურა ყოველ 100 მ სიმაღლეზე ეცემა $0^{\circ},6$ -ით და საშუალოდ 1400 მ სიმაღლეზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა — 3° - უდრის. ჰაერის ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი ამ ზონის ქვემო წელში (300—500 მეტრის სიმაღლეზე) — 13° — 14° უდრის, ზემო ნაწილში (1000—1400 მეტ. სიმაღლეზე) — 20° , — 23° . საშუალო აბსოლუტური მინიმუმი ზონის ქვემო ნაწილში — 7° , — 10° უდრის. ზედა ნაწილში — 12° -ს. ყინვა იწყება ქვემო ნაწილებში ნოემბრის შუა რიცხვებიდან და გრძელდება აპრილის დაწყებამდე, ზემო ნაწილში კი იწყება იქტომბრის დასაწყისში და მთავრდება მაისის პირველ რიცხვებში. უთბილესი თვის ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა მერყეობს ზონაში სიმაღლის მიხედვით 22° — 20° -დან (300—500 მ სიმაღლეზე) 17° — 16° -მდე 1400 მეტრის სიმაღლეზე. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა ამ ზონაში მეტია, ვიდრე სანაპიროზე და უდრის 18° — 19° . ზონის ქვემო ნაწილში 7 თვე (IV—X), ხოლო ზედა ნაწილში 6—5 თვე საშუალო ტემპერატურა 13 საათზე ივლის-აგვისტოში 26° — 25° უდრის ზონის ქვემო ნაწილში, ხოლო ზემო ნაწილში 18° — 19° . ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმი 36° — 31° უდრის.

1400 მეტრიდან იწყება ზონა, რომელშიაც ზამთარი ცივია და ხანგრძლივი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა დაბალია — 3° -ზე, ზაფხულის კი თანდათან მცირდება უა უახლოებით 2100 მ სიმაღლიდან უთბილესი თვის ტემპერატურა 10° -ზე ნაკლებია, ხოლო 3400 მ-დან დაბალია 0° -ზე.

ქ ა რ ი

აფხაზეთის ტერიტორიაზე გაბატონებულია აღმოსავლეთის რუმბების ქარი (ხმელეთიდან). მეორე ადგილი უჭირავს დასავლეთის რუმბების ქარებს (ზღვიდან). მაგრამ, როგორც საერთოდ მთებით დასერილ მხარეში, ქარის მიმართულებაზე და სიჩქარეზე ძლიერ მოქმედებს რელიეფის ფორმა; ქარი—ჩვეულებრივად ქრის ხეობების ვასწვრივ.

წლის სეზონების მიხედვით ქარის მიმართულება იცვლება, ისე როგორც ეს ხდება დასავლეთ საქართველოს სხვა რაიონებში. წლის ცივ პერიოდში, იქტომბრიდან მარტ-აპრილამდე გაბატონებულია ჩრდილოეთის და აღმოსავლეთის რუმბების ქარები (ხმელეთიდან), წლის თბილ პერიოდში კი დასავლეთის რუმბების ქარები (ზღვიდან), მხოლოდ სადგურ ფსხუში, რომელიც მდებარეობს ბზიფის ქედის ჩრდილოეთით ამავე სახელობის ხეობის განედურად მიმართულ ნაწილში მდ. ბაეიუს ნაპირზე, დასავლეთ რუმბის ქარები იღებენ სამხრეთ-აღმოსავლეთის და სამხრეთის მიმართულებას.

ხმელეთის (მთიდან დაშვებულ ქარებს) ჩვეულებრივად ფიონური ხასიათი

აქვს. ამ ქარების დროს ტემპერატურა ხშირად იზრდება, ხოლო სინოტივე მცირდება. მაგრამ ფიონური ქარების სიმძლავრე (სიჩქარე) აფხაზეთში მნიშვნელოვნად ნაკლებია, ვიდრე რიონის ხეობაში, მხოლოდ აფხაზეთის სანაპიროს სამხრეთ ნაწილში, გალის რაიონში, აღმოსავლეთის ძლიერი ქარი ხშირად გადმოდის რიონის ხეობიდან.

განედურად გაჭიმული აფხაზეთის, ბზიფის და კოდორის ქედები აბრკოლებენ კავკასიონის მთავარ ქედიდან დაშვებული ჰაერის გავრცელებას ზღვის სანაპიროსაკენ. ფიონური ქარები აქ არ არის ისე ძლიერი, როგორც რიონის ხეობაში. ამავე დროს ფიონურ ხასიათს ატარებს აფხაზეთში ზოგჯერ სამხრეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარები.

ფიონური ქარების სიხშირე აფხაზეთში იმდენად დიდია, რომ ის შესამჩნევად ზრდის ჰაერის ტემპერატურას და ამცირებს სინოტივეს, მაგრამ აქ ფიონის დროს, როგორც ზევით ვთქვით, ქარი ჩვეულებრივად სუსტია და ზომიერი, ამიტომ ფიონი ზამთარში მხოლოდ დადებითი კლიმატური ფაქტორია აფხაზეთში, ზაფხულში კი ის ადიდებს ისედაც მაღალ ტემპერატურას და ანტიკომფორტულ ამინდს ქმნის ზღვის სანაპირო კურორტებზე.

აფხაზეთის სანაპიროზე წლის ყველა სეზონში და განსაკუთრებით ზაფხულში მკვეთრად გამოისახება ქარების დღეღამური ცვლა.

ზამთრის თვეებშიც დილას და საღამოს გაბატონებულია ხმელეთის ქარი, შუა დღის საათებში კი—ზღვის.

სოხუმის ავიომეტეოროლოგიური სადგურის ყოველ საათიანი დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ბრიზული ამინდის დროს ზღვის ბრიზი, როგორც წესი, წარმოიშობა დილის საათებში და ქრის 4—5 მ/წმ სიჩქარით ნაშუადღევს 4—5 საათამდე. შემდეგ 1—2 საათის განმავლობაში მყარდება სიწყნარე და საღამოს 5—7 საათზე წარმოიშობა ხმელეთის ქარი, რომელიც ქრის 1—2 მ/წმ სიჩქარით მეორე დღის 7—8 საათამდე. 8 საათიდან 10 საათამდე, სიწყნარის დროს, ჰაერის ტემპერატურა 1°—2° ზევით იწევა და ზღვის ბრიზის წარმოშობასთან დაკავშირებით ტემპერატურის ზრდა წყდება; ასეთი ტემპერატურა არ იცვლება საღამომდის, სანამ ზღვის ბრიზი არ შესუსტდება. ზღვის ბრიზის ვერტიკალური სიმძლავრე (სიმალღე) საკმაოდ მნიშვნელოვანია (1,5—2 კმ), განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებში.

აფხაზეთში საერთოდ ქარი არ არის ძლიერი, მისი საშუალო სიჩქარე მეტეოროლოგიური სადგურების ჩვენებით, ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში 1,5—2 მ/წმ ფარგლებში მერყეობს; ჩაკეტილ ხეობებში იგი უდრის დაახლოებით 1 მ/წმ, მთის ქედების ზედა ნაწილებში უფრო ძლიერია, გაგრის მთის ქედზე ქარის საშუალო სიჩქარე 3 მ/წმ უდრის.

ქარის სიჩქარე წლიურ მსვლელობაში ყველგან უდიდესია წლის ცივ პერიოდში 4—2 მ/წმ; უმცირესია ზაფხულის თვეებში—უმეტეს ნაწილში 2—1 მ/წმ. დღის განმავლობაში ქარის სიჩქარე შუადღის საათებში მეტია, თითქმის ყველა სადგურზე, მხოლოდ გაგრის ქედზე შუადღის საათებში ქარი უფრო სუსტია, ვიდრე სხვა დროს. ზღვისპირეთში ზღვის ქარი საშუალოდ უფრო ძლიერია, ვიდრე ხმელეთის; მხარის შიდა ნაწილებში კი ხმელეთის ქარი უფრო ძლიერია, ვიდრე ზღვის. მხარის უმეტეს ნაწილში ძლიერ ქარიან (> 15 მ/წმ სიჩქარით) დღეთა რიცხვი 5—10 უდრის წელიწადში. ასეთ დღეთა რიცხვი მეტია მხარის ჩრდილო ნაწილებში. ზღვის პირას (ლესელიძე, სიხარული) ძლიერ ქარიანია დაახლოებით 20 დღე წელიწადში, მთის ქედებზე 25—30

დღე (გაგრის ქედზე 26). ძლიერი ქარი ყველგან უფრო ხშირია ზამთარში, ვიდრე წლის სხვა სეზონში.

ჰ ა მ რ ი ს ს ი ნ ო ტ ი ვ ე

ჰაერში მოთავსებული წყლის ორთქლის რაოდენობა აფხაზეთის ტერიტორიაზე საკმაოდ დიდია წლის ყველა სეზონში, მიუხედავად იმისა, რომ აქ აღმოსავლეთის რუმბების მშრალი ქარის სიხშირე მნიშვნელოვნად მეტია, ვიდრე დასავლეთის ნოტიო ქარების.

საშუალო წლიური აბსოლუტური სინოტივე აფხაზეთის სანაპიროზე მერყეობს 13,5—13 მმ ფარგლებში. იგი დაახლოებით იმდენივეა, რამდენიც კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ნაწილებში, მხოლოდ უმნიშვნელოდ ნაკლებია, ვიდრე აჭარის სანაპიროზე და შესამჩნევად მეტია, ვიდრე საბჭოთა კავშირის ყველა დანარჩენ რაიონში. ადგილის სიმაღლის ზრდასთან დაკავშირებით ორთქლის რაოდენობა ჰაერში, როგორც ყველგან, აქაც მცირდება და დაახლოებით 700 მ სიმაღლეზე უდრის დამარგვალეობით 10 მმ, ე. ი. იმდენივეა რამდენიც თბილისში (400 მ სიმაღლეზე) და 1600 მეტრის (გაგრის ქედი) სიმაღლეზე იმდენივეა, რამდენიც ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის 1400 მ სიმაღლეზე (7,3 მმ). აბსოლუტური სინოტივის წლიური მსვლელობა შეესაბამება ტემპერატურის წლიურ მსვლელობას; მინიმუმს ადგილი აქვს იანვარ-თებერვალში, სანაპიროზე 7—6,5 მმ. მაქსიმუმია ივლის-აგვისტოში; სანაპიროს სამხრეთ ნაწილებში, სადაც ზღვის ბრიზები უფრო ხშირია, საშუალო აბსოლუტური სინოტივე ივლისში 23 მმ-ია, ხოლო ჩრდილო ნაწილში 22 მმ. აბსოლუტური სინოტივის დღელამურ მსვლელობაში მინიმუმია დილის საათებში და მაქსიმუმია ნაშუადღევს, ე. ი. ამ ელემენტის დღელამური მსვლელობაც ისეთივეა, როგორც ზღვიური ტიპის კლიმატს შეესაბამება.

სინოტივის საშუალო წლიური დეფიციტი 500—600 მეტრის სიმაღლემდე მერყეობს 5—4 მმ ფარგლებში. სიმაღლის გადიდებით მცირდება და 1600—1700 მ სიმაღლეზე 2 მმ უდრის.

საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე მთელ მხარეში დაახლოებით 75% უდრის. შეფარდებითი სინოტივის ტერიტორიული განაწილება თითქმის თანაბარია; გარკვევით ემჩნევა წლიური შეფარდებითი სინოტივის რამდენიმე დამეცირება მხოლოდ სანაპიროს ჩრდილო ნაწილში. ნაპირიდან დაშორების და ადგილის სიმაღლის ზრდასთან დაკავშირებით შეფარდებითი სინოტივის სიდიდეს ცვლილება არ ემჩნევა. შეფარდებითი სინოტივის წლიური მსვლელობა აფხაზეთში, როგორც საერთოდ დასავლეთ საქართველოსათვის, დამახასიათებელია მუსონური ხასიათის კლიმატისათვის; უფრო მაღალია შეფარდებითი სინოტივე ზაფხულის თვეებში (სანაპიროზე 76—80%), უმცირესია ზამთრის თვეებში (70—75%).

მხარის უფრო მაღალ ადგილებში შეფარდებითი სინოტივე ზამთარში რამდენიმედ იზრდება და სხვაობა ზაფხულის და ზამთრის შეფარდებით სინოტივს შორის კიდევ უფრო მცირდება.

13 საათის საშუალო წლიური შეფარდებითი სინოტივე მხარის უმეტეს ნაწილში საკმაოდ მაღალია და დაახლოებით 65% უდრის და არსად არ არის 60%-ზე ნაკლები. მხარის უმეტეს ნაწილში წლის თვეების მიხედვით 13 საათის საშუალო შეფარდებითი სინოტივე უდიდესია ზაფხულის თვეებში, დაახლოებით 73—70% და უმცირესია ზამთარში 65—

60%. მხოლოდ მაღალ მთებზე იგი ზაფხულის თვეებში მეტია, ვიდრე ზამთარში; ვაგრის მთაზე ივლისში 13 საათზე საშუალო შეფარდებით სინოტივე უდრის 85%, ხოლო დეკემბერში 70%. აღმოსავლეთის ფიონური ქარების დროს შეფარდებითი სინოტივე მნიშვნელოვნად ეცემა, ზოგჯერ 20%-ზე დაბლა, მაგრამ ასეთი შემთხვევა იშვიათია.

ატმოსფერული ნალექები

როგორც ატმოსფეროს ცირკულაციური პირობების განხილვიდან დავინახეთ ნალექების სიუხვე შეპბრობებულია გაბატონებული ცირკულაციური პირობებით და რელიეფის თავისებურებით.

აფხაზეთის სანაპირო ზოლში საშუალო წლიური ნალექების ჯამი 1300—1500 მმ ფარგლებში მერყეობს. რელიეფის სირთულის გამო, სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ნალექების რაოდენობა არათანაბრად იზრდება.

ვაგრასა და ვაგრის ქედს შორის ნალექების რაოდენობის ზრდა ყოველ 100 მ სიმაღლეზე საშუალოდ 28 მმ შეადგენს (ვაგრა—1400 მმ, ვაგრის ქედი—1840 მმ).

მდ. ბზიფის ხეობაში ადგილის სიმაღლის მიხედვით ნალექები ჩვეულებრივ იზრდება, მაგრამ აქაც ჭრელ სურათთან გვაქვს საქმე. ბიჭვინთას (7 მ. ზ. დ.) მიდამოებში მოდის 1400 მმ, გეგაში (128 მ. ზ. დ.)—1957 მმ, ავადხარაში (1.000 მ. ზ. დ.)—2190 მმ, აქ ბევრად მეტი ნალექია, ვიდრე ვაგრის ქედზე, მიუხედავად იმისა, რომ სიმაღლე თითქმის თანაბარია. უფრო მეტიც, ბზიფის ხეობაში ზღვის დონიდან 668 მ სიმაღლეზე მდებარე ფსხუში ნალექების წლიური რაოდენობა 2272 მმ უდრის.

ნალექების ასეთი განაწილება ძირითადად დამოკიდებულია სადგურების ადგილმდებარეობაზე. მდ. ბზიფის ხეობაში ნალექების რაოდენობა ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად მნიშვნელოვნად იზრდება; ეს შეპირობებულია ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ჰაერის მასების ხეობაში კონვერგენციის გაძლიერებით. ფსხუსა და ავადხარაში წლიური ნალექების რაოდენობათა შორის სხვაობა შეიძლება მიეწეროს იმ გარემოებას, რომ ავადხარას მიდამოები ჰაერის მასების კონვერგენციისათვის ნაკლებ ხელსაყრელია ფსხუსთან შედარებით, ვარდა ამისა დაკვირვების მასალები არ არის სავსებით საიმედო.

მდ. ბზიფის აღმოსავლეთით ნალექების წლიური რაოდენობა სიმაღლეზე მნიშვნელოვნად იზრდება (გუდაუთა—1417 მმ, დუროში—1921 მმ, სოხუმი—1472 მმ, ახალშენი—1844 მმ). ეს ზრდა ზედა ნაწილშია ც ბზიფის ქედის სამხრეთ ფერდობის თხემურ ნაწილამდის უნდა მიმდინარეობდეს. ამაზე მიუთითებს ერთი მხრივ ქედის ფერდობის მიმართულება და აგრეთვე ჩამონადენის მოდული. მდ. გუმისთას ზემო წელის ჩამონადენის მოდულის მიხედვით ნალექების რაოდენობა 2500 მმ-ზე ნაკლები არ უნდა იყოს.

კოდორის ხეობაში ნალექები სიმაღლეზე ჯერ იზრდება (აძიუბე—1425 მმ, განახლება—1503 მმ, ლაითი—1808 მმ); შემდეგ ზემო წელისაკენ მცირდება (ჩხალთა—1518 მმ, გენცვისი—1436 მმ). ამის მიზეზია ის, რომ სამხრეთ-დასავლეთის პროცესის დროს კოდორის ქედის ჩრდილო ფერდობზე ჰაერის დინება დაღმავალ ხასიათს იღებს და ნალექები მცირდება. შემდეგ კავკასიონის თხემურ ნაწილისაკენ ნალექები ისევ იზრდება, რადგან ჰაერის მასები ხელახლა აღმავალ ხასიათს იღებს. ნალექების ზრდაზე მიუთითებს ჩამონადენის მოდულის სიდიდეც, რომელიც მდ. კოდორის მარჯვენა შენაკადის ჩხალთას სათავეებში,

პროფ. ზაიკოვისა და ლ. ვლადიმეროვის [1] რუკების მიხედვით, უდრის 100 ლ/წმ კმ²-დან, რის მიხედვითაც ნალექების რაოდენობა აქ 3000 მმ ჰარბოზს წლიურად.

მდ. ლალიძგას ხეობაში ზემო წელისაქენ ნალექების წლიური რაოდენობა აფხაზეთის სხვა ადგილებთან შედარებით ყველაზე მეტად იზრდება, აქ 255 მ სიმაღლეზე მდებარე კვეზანის მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემებით ნალექების წლიური რაოდენობა 2161 მმ-ია, მაშინ როდესაც ზღვის სანაპიროზე მდებარე ოჩამჩირეში მოდის მხოლოდ 1315 მმ. ამის მიზეზი უნდა იყოს ჰაერის ნასების სამხრეთ-დასავლეთის დინება. იმის გამო, რომ ლალიძგას ხეობა მდებარეობს კოდორის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობის გასწვრივ, სამხრეთ-დასავლეთიდან შემოჭრილი ჰაერის მასები უშუალოდ ამ ფერდობს ხედებიან და გამოიყოფა უხვი ნალექი.

ამრიგად, შეიძლება დავასკვნათ, რომ აფხაზეთში სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ნალექების საერთო რაოდენობა იზრდება (კოდორის შუა და ზემო წელის გამოკლებით), მაგრამ პლუვიომეტრიული გრადიენტების სიდიდე მეტად მტრყვეია. ნალექების წლიური რაოდენობის ტერიტორიული განაწილების შესახებ წარმოდგენას იძლევა თანდართული რუკა.

მხარის ტერიტორიაზე, განსაკუთრებით მის მაღალმთიან ნაწილებში, ნალექების განაწილების გასაშუქებლად საკმაო დაკვირვებითი მონაცემების უქონლობის გამო იზოჰიფების გატარების დროს მხედველობაში ვიღებდით ქედების მიმართულებას, ფერდობის ექსპოზიციას გაბატონებული ნოტიო ჰაერის მასების გადანაცვლების მიმართ, მცენარეულობის ხასიათსა და ზედაპირული ჩამონადენის მოდულს. ვინაიდან აღნიშნული ფაქტორების გავლენა ნალექების რაოდენობაზე რიცხვობრივად ვერ ხერხდება, ამიტომ რუკა მხოლოდ მიახლოებით იძლევა წარმოდგენას ნალექების განაწილებაზე მხარის ზემო ზონებში.

საკვლევ მხარეში წლის თბილ პერიოდში (აპრილიდან-ოქტომბრამდე) მოსული ნალექების რაოდენობა 100—200 და მეტი მილიმეტრით აღემატება წლის ცივ პერიოდის (ნოემბრიდან—მარტამდე) ნალექებს.

აფხაზეთის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში (ლესელიძე, ბაღნარი, ვაგრა, ბიკვინთა, დუჩიპში, გუდაუთა და სხვ.) ზამთარში მეტი ნალექი მოდის სხვა სეზონებთან შედარებით. ახალი ათონის აღმოსავლეთით მდ. მოქვის ხეობამდის (ახალი, ათონი, სოხუმი, აძიუბჯა, აყარა და სხვ.) შემოდგომის სეზონში მეტი ნალექი მოდის, ხოლო მის აღმოსავლეთით (ოჩამჩირე, კვეზანი, გალი და სხვ.), კოლხეთის მსგავსად, ზაფხულის სეზონში.

ნალექების სიუხვე ტერიტორიის დიდ ნაწილში ზამთარში და შემოდგომაზე დაკავშირებულია სამხრეთის ციკლონებთან.

მართალია, აფხაზეთში ნალექების მეტი რაოდენობა თბილ პერიოდში მოდის, მაგრამ წლის მანძილზე საშუალო თვიური ნალექების უდიდესი რაოდენობა რაიონის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში თითქმის ყველგან იანვარშია, ამ მხრივ აქაური კლიმატი უახლოვდება ხმელთაშუა ზღვის ტიპს. რაც შეეხება მხარის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილს, აქ მაქსიმუმი თბილ პერიოდზე მოდის.

ნალექიან დღეთა რიცხვი, დღე-ღამური ნალექებით ≥ 0.1 მმ, სანაპირო ზონაში 140—160-ს უდრის, უდიდესია ცივ პერიოდში (15—20), უმცირესია თბილ პერიოდში (10—12), ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ასეთ დღეთა რიცხვი საერთოდ მატულობს, ფსხუში ის 183-ია, ხოლო ვაგრის ქედზე 171 უდრის.

წვიმიან დღეთა რიცხვი წელიწადში საშუალოდ უდრის 170 (ქვედა ნაწილებში) და 90 (1600 მ სიმაღლეზე). ნალექების თოვლის სახით მოსვლა მხარის დაბალ ზონაში მოსალოდნელია ნოემბრის მეორე ნახევრიდან აპრილის მეორე ნახევრამდის; საშუალო სიმაღლის ზონაში (250—500 მ ზ. დ.) სექტემბრის მეორე ნახევრიდან, მაისის მეორე ნახევრამდე; მაღალმთიან ზონაში დაახლოებით 2000 მ სიმაღლემდე თოვლი არ მოდის მხოლოდ ივლისსა და აგვისტოში, რაც შეეხება 2000 მ ზევით მდებარე ადგილებს ნალექები მყარი სახით შეიძლება გამოიყოს ყოველთვის.

თოვლიან დღეთა რიცხვი ზღვის დონიდან დაახლოებით 500 მ სიმაღლემდე წელიწადში საშუალოდ 10—23 აღწევს, 500—2000 მ სიმაღლემდე კი 56—90-ს.

თოვლის საფარი სანაპირო ზონაში საშუალოდ ჩნდება დეკემბრის პირველ დეკადაში და ქრება მარტის მესამე დეკადაში; საშუალო სიმაღლის მქონე ადგილებში—ჩნდება ოქტომბრის პირველ დეკადაში და ქრება აპრილის პირველ დეკადაში, მაღალ ნაწილში (2000 მ სიმაღლემდე) თოვლი დევს სექტემბრის მესამე დეკადიდან მაისის მესამე დეკადამდე.

თოვლი დევს დაბალ ნაწილში 6—30 დღე წელიწადში, საშუალო სიმაღლის ადგილებში 31—100 დღე, მაღალ ნაწილში მისი ხანგრძლიობა 160 დღეს ქარბობს.

თოვლის საფარის სიმაღლე ქვედა ნაწილში საშუალოდ 10 სმ არ აღემატება, საშუალო სიმაღლის ნაწილში აღწევს 50 სმ-მდე, ხოლო ზედა ნაწილში 2 მ-ს ქარბობს. საკვლევე რაიონის ფარგლებში თოვლის ხაზი მდებარეობს 2700—2900 მ სიმაღლეზე.

ქარბუქი. ქარბუქი აფხაზეთის ქვედა ნაწილში მეტად იშვიათ მოვლენას წარმოადგენს, მას მხოლოდ ზოგიერთი წლების ცივ პერიოდში აქვს ადგილი, საშუალოდ 3—4 წელიწადში 1 დღეა ქარბუქიანი.

ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით ქარბუქი ხშირდება და ქარბუქიანი დღეების საშუალო წლიური რაოდენობა გაგრის ქედზე 21-ს აღწევს.

სეტყვა. მართალია საკვლევ მხარეში სეტყვა ხშირად არ იცის, მაგამც მხარის არც ერთი რაიონი არ არის თავისუფალი სეტყვისაგან. ქვემო ნაწილში სეტყვიანი დღე საშუალოდ 1 არ აღემატება (სოხუმი 1, გალი 0,8, ბარმიში 0,7 და სხვ.), ზემო ნაწილში უფრო ხშირია, მაგალითად, გაგრის მთაზე ის 4 დღეს აღწევს.

სეტყვა შეიძლება მოვიდეს წლის ყველა სეზონში, შედარებით ხშირია წლის თბილ პერიოდში. სეტყვის მარცვალი მსხვილი არ იცის, ამის გამო მის მიერ მიყენებული ზარალიც უმნიშვნელოა.

ელჰქი. სეტყვასთან შედარებით ელჰქი საკმაოდ ხშირია, წელიწადში საშუალოდ 27—50 დღეა ელჰქით. ამ მოვლენას შეიძლება ადგილი ჰქონდეს ყველა სეზონში, განსაკუთრებით ხშირია ზაფხულის თვეებში, 5—10 დღე წელიწადში.

ნისლი. ნისლიან დღეთა რიცხვი მხარის ზღვისპირა ნაწილში 5-დან 9 დღემდე მერყეობს წელიწადში. სიმაღლის მატებასთან ერთად ნისლიან დღეთა რიცხვი საგრძნობლად იზრდება. ასე მაგალითად, ზღვისპირა სადგურებში (გალი, სოხუმი, ლესელიძე და სხვ.) ნისლიან დღეთა რიცხვი წელიწადში 5—8 უდრის, დურიძეში (250 მ ზ. დ.) 17-ს, ფსხუში (668 მ ზ. დ.) 50, ხოლო გაგრის ქედზე (1644 მ ზ. დ.) 185 აღწევს.

ა ლ ლ მ ლ ზ ა

წყლის ზედაპირიდან საშუალო წლიური შესაძლებელი აორთქლება (აორთქლებლობა) ივანოვის ფორმულით [5] გამოანგარიშებული აფხაზეთის ტერიტორიაზე 1600 მეტრის სიმაღლემდე მერყეობს დამრგვალებით 1000—550 მმ ფარგლებში.

სანაპირო ზონაში აორთქლებლობა უდიდესია და უდრის 1000—800 მმ წელიწადში, მასთან სანაპიროს სამხრეთ ნაწილში ნაკლებია და ჩრდილოეთისაკენ რამდენიმედ იზრდება. სანაპიროდან დაშორებით და ადგილის სიმაღლის ზრდასთან დაკავშირებით აორთქლება თანდათან კლებულობს, რაც აიხსნება ძირითადად ჰაერის ტემპერატურის შემცირებით. ნიადაგიდან აორთქლება აფხაზეთის სანაპიროზე, ბუდიკოს ფორმულით [3] გამოთვლილი, დაახლოებით იმდენივეა, რამდენიც აორთქლებლობა.

სანაპიროდან დაშორებით და ადგილის სიმაღლის გადიდებასთან დაკავშირებით ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლება კი არ მცირდება, როგორც აორთქლებლობა, არამედ რამდენიმედ იზრდება კიდევაც (ცხრილი 3).

ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების საშუალო წლიური სიდიდე გამოთვლილი ბუდიკოს [3] ფორმულის მიხედვით (მმ-ში)

ცხრილი 3

სოხუმი 760 მმ	წებელდა	825 მმ
აძიუბეა 750 მმ	ჩხალთა	875 მმ
გუმისთა 750 მმ	რიცა	857 მმ
აჟარა 835 მმ	გაგრის ქედი	877 მმ

დანესტიანების კოეფიციენტი

დანესტიანების საშუალო წლიური სიდიდე (წლიური ნალექის შეფარდება აორთქლებლობასთან) აფხაზეთის მთელ ტერიტორიაზე 1,5-ზე მეტია, ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში იგი მერყეობს 2 და 3 შორის, მხოლოდ მხარის ზემო ნაწილებში 3-ს აღემატება. წლის განმავლობაში ყველაზე მშრალი სეზონია ზაფხული. ამ სეზონში აფხაზეთის სანაპიროზე საშუალო თვიური დანესტიანების კოეფიციენტი 1—1,5 შორის მერყეობს.

ასე, რომ დანესტიანების მაჩვენებლების მიხედვით აფხაზეთს, ისე როგორც აჟარის სანაპიროს, ანასიათებს ნოტიო კლიმატი, სადაც არც ერთი თვე წელიწადში არ არის გვალიანი. მაგრამ ამავე დროს აფხაზეთის სანაპიროზე, როგორც საშუალო წლიური, ისე ყველაზე მშრალი თვის დანესტიანების კოეფიციენტები შესამჩნევად ნაკლებია, ვიდრე აჟარის სანაპიროზე. ამრიგად შედარებით აჟარის სანაპიროსთან აფხაზეთის სანაპირო ნაკლებად ნოტიოა.

კლიმატური ტიპები და მათი საწარმოო მნიშვნელობა

ზემოთ ცალკეული კლიმატური ელემენტების განხილვისას დავინახეთ, რომ მზის რადიაციის, ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციისა და დანესტიანების მიხედვით აფხაზეთის მთელ ტერიტორიაზე ზღვის ნოტიო სუბტროპიკული კლიმატია. ამავე დროს მხარე ძირითადად ვერტიკალური სიმაღლის მიხედვით იყოფა კლიმატურ ზონებად, ხოლო რელიეფის ფორმის სხვადასხვაობის შედეგად ზონა იყოფა კლიმატურ რაიონებად (იხილეთ რუკა).

I ზონა. თბილი ნოტიო ჰავა, თბილი, რბილი ზამთრით, ცხელი ზაფხულით და ნალექის საკმაო რაოდენობით, წლის ყველა სეზონში.

ზონა ვრცელდება ზღვის სანაპიროზე ზ. დ. 250 მ სიმაღლემდე.

მზის რადიაცია, ჰაერის ტემპერატურა და დანესტიანება ამ ზონაში საკლებით საკმარისია სითბოსა და სინოტივის მოყვარული სუბტროპიკული მცენარეულობისათვის. ზონაში წამყვანი სამეურნეო მნიშვნელობა ენიჭება ჩაის, ციტრუსებისა და თამბაქოს კულტურებს.

ზონა შეიძლება გაიყოს ორ კლიმატურ რაიონად.

პირველი რაიონი მოიცავს მდინარე კოდორის შესართავის სამხრეთით მდებარე სანაპირო ტერიტორიას.

კლიმატური ელემენტების რეჟიმი, ნიადაგი და მცენარეულობა აქ თითქმის ისეთივეა, როგორც რიონის დაბლობის სანაპირო ზონაში. რაიონის ქვედა ნაწილში წამყვანია სიმინდის, ზედა ნაწილში კი—ჩაის კულტურა.

მეორე რაიონი უშუალოდ ეკვრის შავი ზღვის კავკასიის სანაპიროს ჩრდილო ნაწილს, სადაც ტიპური ხმელთაშუა ზღვის კლიმატია. ამიტომ ამ რაიონის კლიმატი ნოტიო სუბტროპიკულია, მაგრამ გარკვევით ემჩნევა ხმელთაშუა ზღვის კლიმატის ზოგიერთი დამახასიათებელი ნიშანი.

II ზონა. ჰარბად ნოტიო ჰავა ზომიერად თბილი ზამთრით და თბილი ხანგრძლივი ზაფხულით.

ზონა ვრცელდება 250 მეტრის სიმაღლიდან 600—700 მ სიმაღლემდე. ზონა იყოფა ორ კლიმატურ რაიონად.

პირველი კლიმატური რაიონი მოიცავს ზონის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილს, ნალექების რაოდენობა აქ განსაკუთრებით უხვია ზაფხულის სეზონში და დანესტიანების კოეფიციენტიც ამ სეზონში 2 აღემატება. შედეგად, აქ გავრცელებულია თითქმის მთლიანად კოლხეთის დაბლობის და წინამთების მცენარეულობა მარადმწვანე ქვეტყით.

მეორე კლიმატური რაიონი, რომელიც კოდორის ქვედა წელიდან ჩრდილო-დასავლეთით ვრცელდება შედარებით ნაკლებად არის დანესტიანებული, განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებში, რის გამო აქ უფრო ხშირად გვხვდება ხმელთაშუა ზღვის კლიმატისათვის დამახასიათებელი მცენარეულობა.

III ზონა. ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით.

ზონა ვრცელდება საშუალოდ 600 — 700 მეტრიდან 1500—1600 მეტრ სიმაღლემდე. იანვრის საშუალო ტემპერატურა ზონის უმეტეს ნაწილზე მერყეობს 0°-დან 3°-მდე, უთბილესი აგვისტო-ივნისის—19°-დან 15,5°-მდე. ნალექის წლიური რაოდენობა ზონის უმეტეს ნაწილზე მერყეობს 1800—2200 მმ-ის ფარგლებში.

ზონაში ოხაჩქუეს კარსტული მასივი თვალსაჩინოდ გამოიყოფა სხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებთან ერთად კლიმატური პირობებითაც. რელიეფის ურყოფითი ფორმა ოფუჯეს მიდამოებში (პოლიებზე) ხელს უწყობს აქ ტემპერატურული ინვერსიების განვითარებას, რის გამო აქ ჰაერის ტემპერატურა უფრო დაბალია მოსალოდნელი, ვიდრე გარშემო უფრო მაღალ ადგილებში.

ნალექების რაოდენობა აქ საკმაოდ უხვია და თოვლის საბურველის სიმაღლეს მნიშვნელოვანია. ჰაერის დაბალი ტემპერატურისა და მზის რადიაციის სიმცირის გამო წლის ცივ პერიოდში დაგროვილი თოვლი ძალიან გვიან დნება, განსაკუთრებით ჩრდილოეთით მიმართულ ფერდობებზე, ასე რომ აქ ზაფხული

მოკლე და შედარებით გრილია. ეს უნდა იყოს ერთ-ერთი მთავარი მიზეზი იმისა, რომ ოფუჯე (1400—1700 მ სიმაღლეზე) სუბალპური მცენარეულობით არის დაფარული, მაშინ როდესაც მასზე ზევით ფერდობი დაფარულია ჭერ წიწვნარით და შემდეგ მუხის ტყით, ე. ი. მცენარეულობის ინვერსიას აქვს ადგილი [7].

ეს საკითხი მოითხოვს სპეციალურ გამოკვლევას, სათანადო დაკვირვებების მასალებზე დაყრდნობით.

IV ზონა. ჭარბად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით.

ზონა ვრცელდება 1600 მეტრის სიმაღლიდან 1800—1900 მ სიმაღლემდე. უცივესი თვის იანვრის ტემპერატურა -3° , -5° შორის მერყეობს. ზამთარი ხანგრძლივია, 4 თვე წელიწადში. საშუალო ტემპერატურა 0° -ზე დაბალია. უობილესი თვეების ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა $15,5^{\circ}$ — $14,5^{\circ}$ უდრის.

ამრიგად, ზაფხულის ხანგრძლიობა და სვეტეტიაციო პერიოდის ტემპერატურათა ჯამი ზონაში საკმარისია ფოთლოვანი ტყისათვის (ოფუჯეს გამოკლებით), მაგრამ არ არის საკმარისი მარცვლეულისათვის და ბოსტნეულ-ბალახეულ კულტურებისათვის.

ნალექის რაოდენობა ზონაში ყველაზე მნიშვნელოვანია, მაგრამ ტერიტორიულად მეტად დიდ ფარგლებში მერყეობს.

V ზონა. ჭარბად ნოტიო ჰავა ცივი ხანგრძლივი ზამთრითა და მოკლე გრილი ზაფხულით.

ზონა ვრცელდება 1800—1900 მ სიმაღლიდან 1900—2100 მ სიმაღლემდე. იანვრის საშუალო ტემპერატურა მერყეობს ზონაში ტერიტორიულად -5° და -7° შორის. 4 თვე საშუალო ტემპერატურა 0° -ზე დაბალია, უყინვო პერიოდი წელიწადში 1 თვეს არ აღემატება. 10° -ზე მაღალი ტემპერატურა გრძელდება 1—3 თვე. უთბილესი თვეების ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 12 — 13° უდრის. ნალექების წლიური რაოდენობა აღემატება 2000 მმ, მდ. ღვანდრას ხეობაში 3000 მმ აღწევს. ნალექი მოდის უმთავრესად თოვლის სახით. ზონა 3—4 თვეს თოვლის საბურველიდან თავისუფალია. ზონა სრულებით არ არის გაშუქებული მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემებით.

VI ზონა. მაღალმთის ჭარბად ნოტიო ჰავა, ნამდვილ ზაფხულს მოკლებული, ხანგრძლივი და მძლავრი თოვლის საბურველით (ალპური ზონა). ვრცელდება 2100 მეტრიდან 2700—2900 მ სიმაღლემდე. უთბილესი თვეების ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 10° -ზე დაბალია. წელიწადში არც ერთი თვე არ არის უყინვო. იანვრის ტემპერატურა -7° , -9° უდრის. ნალექის წლიური რაოდენობა ზონის უმეტეს ნაწილში 3000 მმ აღემატება. თოვლის საბურველიდან თავისუფალია ზონის ტერიტორია წელიწადში 2—3 თვეს. ზაფხულის სითბო ზონაში საკმარისია წლის ცივ პერიოდში დაგროვილი თოვლის დასადნობად, მაგრამ არ კმარა ხე-ტყის აღმოსაყენებლად. ზონის ქვედა ნაწილი დაფარულია მაღალი ბალახეულითა და ყვავილებით (ქოლგოსნები, რთულ ყვავილოვან განიერ ფოთლოვანი მცენარეებით).

VII ზონა. მაღალმთის ნოტიო კლიმატი მუდმივი უხვი თოვლით და უინვარებით. ზონა იწყება 2700—2900 მ სიმაღლიდან.

ზონის უმეტეს ნაწილზე ზაფხულის სითბო არ კმარა წლის განმავლობაში დაგროვილი თოვლის დასადნობად.

М. О. КОРДЗАХИЯ, Ш. И. ДЖАВАХИШВИЛИ

КЛИМАТ АБХАЗИИ

Резюме

Абхазия расположена на южном склоне Большого Кавказа, в северо-западной части Западной Грузии, в связи с чем по режиму солнечной радиации, характеру атмосферной циркуляции, а также по влажности воздуха и количеству осадков здесь, как вообще в западной Грузии, климат влажный субтропический. Но в отличие от остальной части побережья Грузии, климат Абхазии носит ясно выраженные черты средиземноморского климата.

Основными показателями климата Абхазии являются: положительный радиационный баланс и за зимний период, небольшая амплитуда температуры, обилие осадков и преобладание влажных воздушных масс субтропических широт в течение всего года. Несмотря на ясно выраженный муссонный характер ветров, влажность здесь повышена во все сезоны года и годовой коэффициент увлажнения больше 2-х.

Большие различия в высотах местности над ур. м., значительная неровность горными хребтами (Абхазским, Бзыбским, Кодорским) и неодинаковая удаленность от берега моря обуславливают на территории страны большие различия в величинах климатических элементов.

На территории Абхазии выделяются следующие климатические зоны и районы:

I зона. Морской влажный субтропический климат, с мягкой теплой зимой и жарким летом. Зона занимает приморскую полосу до 200—250 м высоты над ур. м.

Зона делится на 2 климатических района:

а) избыточно влажный район с максимумом осадков летом и осенью. Степень увлажнения в летние месяцы колеблется в пределах от 1.5 до 2-х.

в) влажный район со сравнительно сухим и жарким летом. Степень увлажнения в летние месяцы колеблется в пределах от 1 до 1.5.

II зона. Морской избыточно влажный субтропический климат с умеренно теплой зимой и теплым продолжительным летом.

Зона занимает предгорную полосу от 200—250 м до 600—700 м высоты над ур. м.; делится на 2 климатических района.

а) район с чрезмерно влажным летом; степень увлажнения в летние месяцы больше 2-х.

в) район с избыточно влажным летом, степень увлажнения летом меньше 2-х.

III зона. Влажный климат с умеренно-холодной зимой и продолжительным летом. Зона распространяется от 600—700 м до 1500—1600 м высоты над ур. м. (за исключением района Охачкуе).

IV зона. Избыточно влажный климат с холодной зимой и продолжительным прохладным летом. Зона расположена в пределах высоты от 1600 м до 1800—1900 м над ур. м. (в районе Охачкуе с 1400 м).

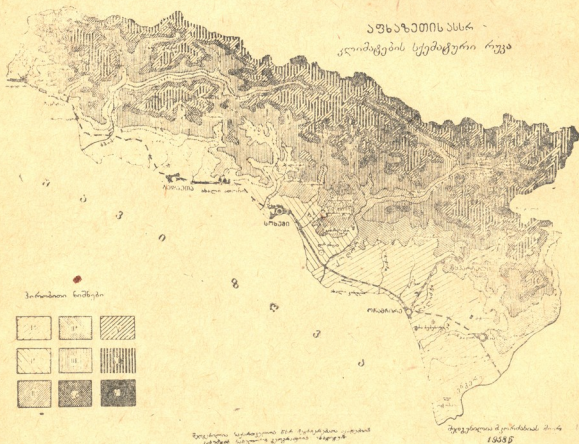
V зона. Избыточно-влажный климат с холодной продолжительной зимой и коротким прохладным летом; распространяется от 1800—1900 м до 2000—2100 м высоты над ур. м.

VI зона. Избыточно влажный высокогорный климат без настоящего летнего периода (альпийская зона). Распространяется от 2100 до 2700—2900 м высоты над ур. м.

VII зона. Высокогорный, избыточно влажный климат вечных снегов и ледников.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ვლადიმირ თვილ., საქართველოს მდინარეთა ჩამონადენის რეჟიმი, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. III (ნაკვეთი 2), 1948.
2. ნაფეტვარიძე ვ., "ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები საქართველოს ტერიტორიაზე, როგორც მისი კლიმატური ფაქტორი, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია, ტ. III (ნაკვეთი 1), საქ. სსრ მეცნ. აკად. გამომცემლობა, 1948.
3. Будыко М. И., О климатических факторах стока. Проблемы физической географии, XVI, изв. АН СССР, 1951.
4. Захашвили М. А., Основные типы тректорий южных циклонов, перемещающихся в сторону Закавказья. Тр. Тбил. НИГМИ, вып. 2, Гидрометеоздат, 1957.
5. Иванов Н. И. Ландшафтно-климатические зоны земного шара, Записки географического общества, том. I, новая серия, АН СССР, М.-Л., 1948.
6. Мосидзе Ш. В., Радиационный и тепловой балансы Сухуми и его окрестностей, Труды Тбил. НИГМИ, вып. 2, Гидрометеоздат, Л., 1957.
7. Сохадзе Е. В., Ботанико-географический очерк Абхазии, Рукопись, 1959.



სანაპირო წიგნი ჯამბოის
ბანანოვსკამ პუნჯითში

მერიტობისა ნაკვეთი 6.15



Л. А. ВЛАДИМИРОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТОКА В БАССЕЙНАХ РЕК АБХАЗИИ

Географическое распределение стока

Опыт исследования географического распределения стока в горных областях [1, 3, 5, 6, 8, 9] показывает, что наиболее приемлемым и испытанным методом исследования является установление зависимости между средним многолетним модулем стока и средней высотой бассейна.

Из общего количества 24 станций для установления зависимости стока от высоты использованы данные по 18-ти станциям (табл. 1). Не использованы стокосые данные по карстовым речкам Беслети и Речхи, где подземный водообмен сильно отражается на водоносности. Данные по Мал. Кодори-Ноуши и по Сакени-Гвандра не использованы вследствие их сомнительности. По р. Брамбе имеющиеся двухлетние наблюдения не удалось привести к длительному периоду, поэтому и они не использованы при установлении связи.

На основании анализа физико-географических условий и характера расположения точек (Н. М.) на графике (рис. 1) намечаются по территории Абхазии три кривые связи между модулем среднего стока и средней высотой бассейна.

Первая кривая относится к северо-западной части Абхазии от республиканской границы до бассейна Кодори, включая его нижнюю часть (точки 1—13).

Вторая кривая характеризует бассейн Кодори (точки 15—19 и 21).

Третья кривая относится к территории, расположенной между бассейнами Кодори и Ингури (точки 22 и 23).

При построении кривых внесены в данные по Келасури—Александровка и Джампали—Амткели коррективы на подземный водообмен.

На стокосые данные по Келасури — Александровка внесен приближенный корректив на основании имеющихся измерений расходов р. Келасури выше и ниже поглощающей поноры. В результате средний многолетний расход р. Келасури у Александровки увеличен на 2,5 м³/сек.

По Джампали—Амткели модуль стока подсчитан путем отнесения стока в створе станции к бассейну Джампали до створа станции без площади бассейна Амткели до створа поноры, поглощающей Амткельскую воду.

Вычисленный таким образом модуль стока р. Джампали получается, по-видимому, несколько завышенным, а средняя высота бассейна, наоборот, занижена, так как при очень высоких уровнях воды на озере часть Амткельской воды течет по поверхностному руслу Амткели и сливается с водами Джампали выше створа станции.

Средние многолетние

№ п.п.	РЕКА-ПУНКТ	Площадь водосбора км ²	Средняя выгода бассейна м	
			Площадь водосбора км ²	Средняя выгода бассейна м
1	Бамб—выше впадения Решая	333	1950	
2	Бамб—выше впадения Гег	901	1670	
3	Бамб—Джирха	1430	1630	
4	Гег—устье	418	1680	
5	Зап. Гумиста—Сукум ГЭС	241	1000	
6	Вост. Гумиста—выше платины	114	1900	
7	Вост. Гумиста—Дерекей	174	1420	
8	Гумиста—Ачадара	547	1088	
9	Цукура—устье	414	1260	
10	Дерекей—Дерекей ¹	378	900	
11	Бегдети—Лидзла	655	327	
12	Келасури—Александровка	190	1430	
13	Маджара—Мармули	76,0	490	
14	Мал. Колори—Ноуш	12,0	500	
15	Колори—Дати	1230	1900	
16	Колори—Ганахлеба	6990	1700	
17	Гванра—Гванра	204	2160	
18	Сакелл—Гванра	231	2120	
19	Чалата—Чалата	200	2020	
20	Браба—Браба	174	1910	
21	Даманал—Амтеки	270	1500	
22		223	1280	
23	Галига—Хухуна	243	1470	
24	Окуми—Гудана	244	560	
24	Рехи—Рехи	42,6	810	
1	Л а т и		410	
2	Квезани		213	
3	Окуми		100	
4	Гали		6	
5	Анакани		10	
6	Сукуми		39	
7	Гумиста		37	
8	Альбоки		100	

Во всех случаях, где указана станция, по которой сделано приведение, последнее выполнено по связи между средними годовыми расходами и только по Келасури-Александровка приведение выполнено по связи между средними месячными расходами.

¹ С учетом отрицательного водоземного водозабора в размере 2,5 м³/сек.

² С учетом водоземного водозабора.

Таблица 1

расходы и модуль стока		Средние многолетние				По какой станции сделано приведение
Период наблюдений	Число лет наблюдений	Средний расход за период наблюдений м ³ /сек.	Среднее многолетние			
			Расход м ³ /сек.	Модуль стока л/сек.		
1915—1930	6	27,6	25,8	77,5	По Бамб—Джирха	
1930—1932, 1936—1939	7	(37,6)		(64,0)		
1932—1934, 1944, 1946—1955	23	95,6	95,6	66,3		
1930—1932, 1937—1942	21	28,1	26,1	67,2		
1941—1955						
1935—1940, 1944—1947	11	13,9	13,9	57,8		
1931—1947, 1952—1955	21	8,20	8,20	71,8		
1930—1940	11	10,9	10,9	27,7		
1935, 1938, 1939, 1941, 1942—1949, 1951—1953	17	28,0	28,0	54,3		
1931—1941, 1946, 1947	13	2,26	2,26	19,8		
1940—1950, 1952—1955	9	0,35	(0,35)	(8,8)		
1930—1932	3	4,70				
1930—1934	5	17,0	12,4 ²	65,3		
			9,90	52,1		
1940—1947, 1949—1955	13	3,44	3,44	45,1		
1946—1949, 1951—1957	7	(0,221)		(18,3)		
1931—1955	23	86,9	86,9	62,1		
1931—1932, 1934—1935	2	121	121	60,8		
1931, 1936—1939, 1945—1951, 1953—1955	13	16,9	17,4	85,4		
1931, 1933, 1936—1939	6	14,0		(60,6)		
1930—1932, 1934—1935	24	100,8	100,8	88,5		
1931—1932	2	(14,9)		(35,2)		
1931—1933, 1936—1942, 1944	18	7,5	11,5	66,6 ²		
1946, 1948, 1950—1955, 1955	15	17,5	17,5	72,0		
1937—1945, 1947—1955	14	14,6	14,6	60,0		
1937—1934, 1943, 1946—1957, 1953—1955	14	4,37	4,37	102		
1941—1945, 1947—1950, 1952—1955	11	4,37	4,37	27,6		
				39,8		
				21,9		
				22,2		
				21,1		
				20,1		
				18,0		
				16,0		

² В отношении р. Дерекей, по-видимому, имеет место несогласование, что указывает сток р. Дерекей, а площадь бассейна принималась р. Бешбараш, которая впадает в него ниже Дерекей и имеет значительно больший бассейн. До выяснения этого вопроса данные по Дерекее не следует использовать.

По пунктам 1—8 сток определен по расходам на метствах по формуле Бункина при R=60 б. км³/м³/год.

По обеим станциям при построении кривых связи использованы стокосые данные, полученные с учетом подземного водообмена.

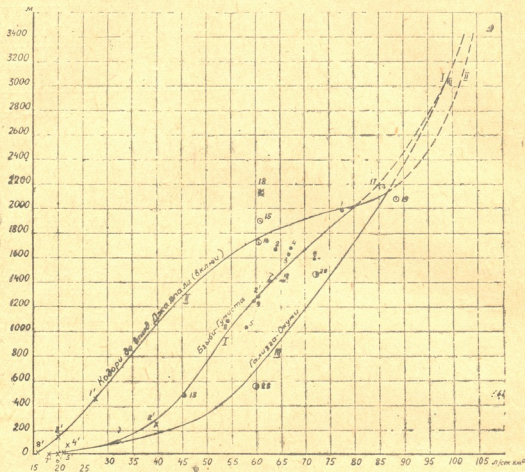


Рис. 1. График связи между модулем среднего стока и средней высотой бассейна по рекам Абхазии

Кривые связи в верхней части приближенно экстраполированы с учетом общего направления кривых и уменьшения градиента стока в высокогорной области, по сравнению с среднегорными зонами.

В нижней части кривые ориентированы на стокосые данные, полученные по ф-ле М. И. Будыко (2).

Экстраполяции кривых с применением коэффициента стока в условиях Абхазии не может быть осуществлена из-за невозможности определить среднее по бассейну количество осадков даже по невысоким бассейнам, вследствие слабой изученности Абхазии в отношении географического распределения осадков и по среднегорной зоне.

Сопоставление стока по замыкающим створам на крупнейших реках Абхазии — Бзыби и Кодори, наблюдаемого и подсчитанного по высотным зонам и кривой зависимости стока от высоты обнаруживает расхождение порядка 5%, что свидетельствует об удовлетворительности зависимостей:

	Расход наблюдений	Подсчитано по кривой
Бзыби—Джирхва	95,6 м ³ /сек.	100 м ³ /сек.
Кодори—Ганахлаба	121 "	128 "

С помощью графиков связи между модулем среднего стока и высотой бассейна составлена по территории Абхазии на гипсометрической основе карта изолиний стока.

Изолинии, проведенные с помощью экстраполированных частей кривых показаны на карте пунктирной линией.

Территории с подземным водообменом на карте оконтурены. Изолинии по этой территории показывают теоретический сток, который имел бы место при отсутствии подземного водообмена.

Очертание кривых, их взаимное расположение и показанное на карте географическое распределение стока на территории Абхазии хорошо согласуется с физико-географическими условиями трех выделившихся по Абхазии районов.

В нижних и средних зонах наиболее многоводной является юго-восточная часть Абхазии, затем северо-западная. Наиболее маловодной частью Абхазии является бассейн среднего течения Кодори.

Южные склоны Бзыбского и Кодорского хребтов, расположенных почти перпендикулярно к направлению движения влагоносных воздушных масс, характеризуются большим стоком.

За Кодорским же хребтом в бассейне среднего течения Кодори сток резко уменьшается.

Так, например, на высоте порядка 500 м модуль стока в юго-восточной части составляет 55 л/сек. км², в северо-западной—45 л/сек., а в бассейне Кодори — около 30 л/сек; на высоте 1000 м относительная водоносность соответственно составляет 65 л/сек., около 55 л/сек. и менее 40 л/сек., а на высоте 1500 м — более 75 л/сек., 65 л/сек. и около 50 л/сек.

Таблица 2
Кoeffициенты вариации годового стока по рекам Абхазии

№ п. п.	Река - пункт	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота бассейна в м	Число членов ряда	Cv
1	Бзыби-Джирхва	1430	1630	22	0.16
2	Гега-устье	418	1680	17	0.19
3	Зап. Гумиста—СухумГЭС	241	1040	11	0.15
4	Вост. Гумиста—выше плотин	114	1590	20	0.14
5	„ „ —Дерекей	174	1420	10	0.15
6	Гумиста—Ачадара	547	1090	12	0.19
7	Цумур—устье	41.4	1260	13	0.17
8	Маджара—Мерхеули	76.0	490	12	0.38
9	Кодори—Лати	1420	1900	23	0.106
10	„ —Ганахлаба	1990	1720	19	0.16 ¹
11	Гвандра—Гвандра	204	2160	12	0.14
12	Чхалта—Чхалта	460	2070	20	0.16 ²
13	Джампали—Амтели	376	1500	13	0.27
14	Гализга—Хухуна	243	1470	15	0.15
15	Окуми—Гудава	244	560	13	0.38
16	Речхи—Речхи	42.6	810	10	0.13

¹ Коэффициент вариации подсчитан без 1941 г.

² „ „ „ „ 1945 г.

Таким образом величина модуля стока изменяется в пределах одной высотной зоны в 1,5—2 раза.

Слабая освещенность территории Абхазии наблюдениями над атмосферными осадками не позволяет произвести достаточно полное сравнение между собой трех районов Абхазии в отношении их увлажнения. Однако некоторые сопоставления все же можно сделать.

На станции Ткварчели, расположенной в юго-восточной части на высоте 418 м выпадает осадков 2108 мм в год, на станции Псху, расположенной в северо-западной части на высоте 568 м, выпадает осадков 2272 мм, а в бассейне Кодори на станции Лати (450 м) значительно меньше — 1808 мм.

Такое же различие наблюдается и по более низко расположенным станциям: Квезани (255 м, юго-вост. часть)—2161 мм, Дурипш (250 м северо-западная часть) — 1921 мм, Амтели (320 м, бассейн Кодори)—1691 мм.

Наблюдается различие в количестве атмосферных осадков и в прибрежной части Абхазии: в Гагре и Сухуми выпадает за год соответственно 1477 мм и 1473 мм, а на станции Гудава, расположенной в юго-восточной части, годовое количество осадков составляет 1564 мм.

В высокогорной зоне Абхазии (выше 2000 м) различие в относительной водоносности между районами сильно сглаживается. Модуль стока в этой зоне составляет 80—85 л/сек. на высоте 2000 м, и увеличиваясь с высотой достигает, по-видимому, 100 л/сек. и более в самой высокой пригребневой части Главного хребта.

Наибольший градиент увеличения стока с высотой наблюдается в предгорьях юго-восточной части Абхазии (10 л/сек. на 100 м), а также в бассейне Кодори (8 л/сек. на 100 м) при переходе от сравнительно маловодной среднегорной зоны к многоводной высокогорной зоне (в диапазоне высот 1600—2100 м).

Самый низкий градиент увеличения стока с высотой наблюдается в том же бассейне Кодори в зоне 600—1000 м, где он составляет всего 2 л/сек. на 100 м.

Представляет интерес отметить большую относительную водоносность р. Чхалты и верхнего течения р. Бзыби, несмотря на закрытость обоих бассейнов с юга хребтами. Последнее, по-видимому, компенсируется большой высотой Главного хребта.

Всего с территории Абхазии площадью 8650 км² стекает в Черное море в среднем 475 м³/сек. или 14,95 км³ за год. Две крупнейшие реки Абхазии — Кодори и Бзыби — сбрасывают свыше 45% суммарного стока с территории Абхазии.

Средний по территории Абхазии модуль стока составляет 55 л/сек. км², а слой стока 1730 мм.

Изменчивость годового стока

В горных областях изменчивость годового стока зависит, главным образом, от высотного положения бассейна, что установлено многими исследованиями (1, 3, 5, 6). В одних случаях эта зависимость носит приближенный характер, в других же случаях она отличается большой отчетливостью и распространяется на значительную территорию (5).

В районах с подземным водообменом естественная зарегулированность стока колеблется в значительных пределах, что нарушает связь между изменчивостью годового стока и средней высотой бассейна.

Коэффициенты вариации годового стока по рекам Абхазии приводятся в таблице 2.

По этим данным составлен график связи между коэффициентом вариации годового стока и средней высотой бассейна (рис. 2).

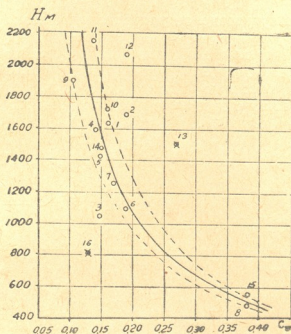


Рис. 2. График связи между коэф. вариации годового стока и средней высотой бассейна.

На территории Абхазии наблюдается приближенная связь между изменчивостью годового стока и средней высотой бассейна.

Значительное отклонение точек 13-ой (Джампали-Амткели) и 16-ой (Речхи-Речхи) от общего расположения остальных точек объясняется следующим.

Р. Джампали в створе станции не дренирует стока со всего бассейна, т. к. воды р. Амткели выходят из пещеры ниже створа станции, во время же больших подъемов на оз. Амткели часть Амткельской воды течет по поверхностному руслу ниже завала, что увеличивает изменчивость годового стока р. Джампали.

Повышенную изменчивость имеют, повидимому, р. Келасури и подобные ей реки, в бассейне которых имеет место подземный перехват из русла реки или отрицательный подземный водообмен.

Р. Речхи получает питание с бассейна, который по своим размерам и средней высоте превосходит бассейн оконтуренный по поверхностному водоразделу. Источники Речхи отличаются большей, по сравнению с поверхностными водотоками, естественной зарегулированностью, что в совокупности обуславливает меньшую изменчивость стока р. Речхи. Пониженную изменчивость имеют, по-видимому, р. Беслети и др. реки, получающие зарегулированное питание из бассейна.

Нельзя найти удовлетворительного объяснения большой изменчивости годового стока р. Чхалты, которая имеет высоко расположенный бассейн и обильное ледниковое питание.

На основании полученной зависимости величина коэффициента вариации годового стока колеблется от 0,40 при средней высоте бассейна 350—400 м до 0,10—0,14 при средней высоте бассейна порядка 2200 м.

Внутригодовое распределение стока

В зависимости от высотного положения бассейна и характера распределения осадков в году выделяется режим рек Абхазии.

Высокогорные бассейны Абхазии характеризуются непропорционально, по сравнению с восточнее расположенными более холодными бассейнами, зимней меженью.

Средние месячные расходы рек Абхазии и

	Измер.	С р е			
		I	II	III	IV
1. Бзыби — выше Решева	м ³ /сек. %	6,39 3,1	6,47 3,0	3,04 2,6	3,41 10,8
2. Бзыби — выше впадения р. Гега	м ³ /сек. %	16,3 3,1	18,9 3,5	18,5 3,7	33,0 17,1
3. р. Бзыби — с. Джархал	м ³ /сек. %	3,3 18,9	3,4 11,5	3,1 57,2	13,1 141,7
4. Гега — устье	м ³ /сек. %	13,5 4,1	13,8 3,8	18,9 5,7	44,7 13,0
5. р. Зап. Гуишта — ниже Суаум ЭС4	м ³ /сек. %	11,4 7,9	17,8 9,9	18,2 13,1	28,6 16,9
6. Пост. Гуишта — выше платоим	м ³ /сек. %	3,2 3,6	4,12 3,8	6,19 6,4	12,3 12,3
7. Пост. Гуишта — с. Деревей	м ³ /сек. %	3,4 2,9	6,0 1,1	8,91 6,7	30,0 14,5
8. Гуишта — Ачалара	м ³ /сек. %	24,7 7,3	32,1 8,6	35,8 10,5	48,8 13,9
9. Цумур — устье	м ³ /сек. %	1,3 1,3	2,01 6,1	2,52 8,8	4,69 15,7
10. Деревей — с. Деревей	м ³ /сек. %	0,23 8,5	0,52 11,5	0,56 13,6	0,84 12,7
11. Кеаури — Александровка	м ³ /сек. %	4,0 3,4	4,75 3,7	7,23 6,2	18,3 15,3
12. Маджара — с. Меркуле	м ³ /сек. %	3,41 11,7	5,26 11,8	18,3 15,7	3,8 9,1
13. Малый Колори — с. Ноуша	м ³ /сек. %	0,393 17,5	0,850 8,7	0,258 11,0	0,186 6,1
14. Колори — с. Лат	м ³ /сек. %	28,6 2,8	29,2 2,8	42,6 4,2	92,8 8,7
15. Колори — с. Гахалба	м ³ /сек. %	45,2 9,2	39,1 4,3	65,0 6,8	139,0 14,8
16. Гвацара — с. Гвацара	м ³ /сек. %	4,35 2,1	4,31 1,9	6,35 3,0	8,3 7,0
17. Сакени — Гвацара	м ³ /сек. %	3,6 2,3	3,46 1,8	4,29 2,6	12,2 7,7
18. Чхалта — с. Чхалта	м ³ /сек. %	12,4 2,6	11,6 2,5	14,8 3,1	37,4 7,8
19. Дамшани — с. Антхел	м ³ /сек. %	8,18 5,3	8,08 5,2	12,7 8,0	26,7 12,8
20. Гвацара — с. Хуауа	м ³ /сек. %	8,8 4,5	10,9 6,3	18,7 6,2	25,5 10,0
21. Окуки — Гуауа	м ³ /сек. %	11,99 6,9	14,60 7,7	14,9 8,6	17,5 9,9
22. Реция — Реция	м ³ /сек. %	4,21 8,3	5,61 7,8	4,39 9,1	13,6 13,6

Половое здесь отличается большей продолжительностью в связи со снеговым и ледниковым питанием. В это время наблюдаются, накапливающиеся на сток талых вод, дождевые пики, которые захватывают обычно и осень.

В среднегорных бассейнах зимняя межень отличается меньшей устойчивостью, чем в высокогорье. Половое здесь проходит весной, т. е. к началу лета сезонный снег уже сходит, летом же нередко ясно выражена межень. Значительную часть года наблюдают дождевые паводки.

временное распределение стока по месяцам

Таблица 3

	д н е р а с х о д ы в о д ы											
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Σ	100		
62,0	57,5	96,0	22,5	15,3	26,8	17,35	12,5	25,8				
20,7	18,3	13,1	7,3	4,9	8,8	5,5	3,1					
45,4	11,2	72,6	42,4	35,0	59,8	48,5	34,9				57,6	
19,7	16,4	10,7	6,3	5,1	7,5	6,1	5,1					
235,0	196	177	166,7	144,8	71,8	74,7	53,5				95,6	
30,8	46,6	10,4	5,9	4,7	6,3	0,4	4,7					
72,2	55,7	29,8	17,0	14,3	19,4	21,9	17,6				48,1	
21,8	18,2	9,0	5,5	4,2	5,7	8,4	5,3					
17,9	11,4	8,25	4,79	6,2	14,4	14,4	13,1				13,9	
11,0	6,7	5,7	2,9	3,7	8,8	8,5	8,0					
17,4	14,8	10,1	6,15	6,73	6,70	6,26	4,93				8,20	
18,1	14,8	10,7	6,4	5,7	6,9	6,2	5,8					
23,5	18,1	13,7	7,3	7,84	9,29	7,98	7,19				11,3	
17,7	13,1	8,9	5,8	5,0	7,3	5,7	8,0					
26,6	23,2	13,4	13,8	10,6	18,8	20,1	21,5				10,9	
13,7	9,2	7,5	4,7	4,7	5,5	7,5	6,0					
4,12	3,0	2,10	1,40	1,29	2,22	2,07	2,09				2,45	
14,3	11,1	7,3	4,7	4,7	7,7	6,9	7,3					
0,40	0,24	0,23	0,25	0,12	0,35	0,32	0,35				0,27	
9,7	5,9	2,6	1,6	1,8	5,8	7,8	6,2				6,0	
22,3	19,3	11,5	5,0	6,5	8,5	6,5	6,0				9,90	
19,2	13,5	9,9	5,8	5,4	7,3	5,7	5,7					
2,38	2,08	1,97	2,04	1,89	2,85	2,82	4,66				3,44	
8,4	5,0	4,0	2,4	4,5	7,1	7,2	11,5					
0,149	0,153	0,149	0,161	0,161	0,238	0,248	0,253				0,223	
5,7	5,0	5,6	6,7	8,7	11,0	9,3	11,0					
106,7	133,8	153,5	106,9	73,9	85,2	98,1	105					
16,6	17,4	14,0	10,4	7,0	6,4	5,8	3,5					
2,40	2,40	194,4	137,2	97,8	95,1	84,1	64,8				120,6	
18,9	16,1	13,6	9,7	6,6	6,3	5,7	4,6					
33,5	19,9	11,3	34,6	17,9	13,0	10,2	12,1				17,3	
16,1	19,4	15,4	12,1	8,5	6,5	4,8	3,5					
28,9	29,7	27,7	19,9	15,1	8,7	8,4	6,70				13,99	
7,84	9,9	8,9	73,1	8,9	5,1	4,7	4,3					
17,4	17,4	16,8	12,1	10,8	10,8	10,8	10,8					
16,0	18,8	16,5	11,2	7,3	6,4	5,7	16,3				40,6	
20,1	24,6	13,5	8,2	7,98	10,1	10,7	9,68				13,5	
18,4	15,0	8,5	3,0	6,4	6,5	8,1	6,5					
39,4	31,2	20,3	12,8	12,3	15,5	14,6	10,8				17,5	
17,7	14,0	9,8	6,1	5,8	7,5	6,85	5,2					
18,2	16,2	19,2	14,9	13,7	11,4	13,0	11,8				14,6	
1,0	0,1	11,2	8,7	7,7	6,7	7,3	6,9					
5,85	4,05	4,34	3,59	3,70	5,27	4,13	3,21				4,37	
11,0	7,0	8,4	6,8	6,2	7,0	7,9	8,4					

Низкие бассейны получают главным образом дождевое питание; поэтому для них характерен круглогодичный паводочный режим.

Исследования внутригодового распределения стока в горных областях показали, что наибольшую четкость и определенность приобретает характеристика внутригодового распределения стока, когда она увязана с высотным положением бассейна [1, 3, 4, 9].

Для характеристики внутригодового распределения стока на территории Абхазии использованы данные по средним месячным расходам рек Абхазии, на основании которых составлена таблица многолетних средних месячных расходов и процентное распределение годового стока по месяцам (табл. 3).

По последним данным построен график зависимости месячного стока (в % от годового) от средней высоты бассейна (рис. 3).

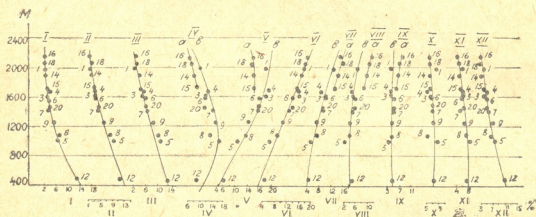


Рис. 3. График связи между месячным стоком (в % от годового) и средней высотой бассейна по рекам Абхазии

Расположение точек на графике позволяет наметить кривые зависимости месячного стока (в % от годового) от средней высоты бассейна. В зоне выше 1700 м в месяцы с апреля по октябрь (за исключением июня) намечаются две кривые.

Наличие двух кривых является вполне закономерным, т. к. кривая «в» относится к бассейнам, лишенным ледникового питания или получающим очень небольшое ледниковое питание, а кривая «а» относится к бассейнам, получающим сравнительно значительное ледниковое питание.

В группу «а» входят бассейны Кодори и его притоков Гвандры и Чхалты, а в группу «б» все остальные изученные бассейны рек Абхазии, — кроме Окуми и Речхи. В группе «б» верхняя часть кривой ориентирована на точки, относящиеся к бассейну Бзыби.

Ниже приводятся площади оледенения в бассейнах рек Абхазии².

Относительное оледенение, показанное в таблице 4, подсчитано по площадям оледенения, определенным по карте.

² Определение площадей оледенения по картам крупного масштаба выполнено Р. Г. Шенгелия.

Таблица 4

Площади оледенения

№№ п/п	Река—пункт	Площ. водосбо- ра км ²	Средняя высота бассейна м.	Площадь оледенен.		Относи- тельное оледене- ние в %
				По подо- зерскому	По карте масштаба 1 : 50000	
1	Бзыби—Решевая	333	1900	3,89	9,45	2,8
2	" — до впад. Гегни	901	1670	"	"	1,0
3	" — Джирхва	1430	1630	"	"	0,66
4	Гвандра—Гвандра	204	2160	23,6	16,9	8,3
5	Чхалта—Чхалта	460	2070	33,4	32,7	7,3
6	Кодори—Лати	1420	1900	75,3	68,2	4,8
7	" — Ганахлаба	1990	1720	75,3	68,2	3,4

Из этой таблицы видно, что в бассейне Кодори и его притоков оледенение значительно более развито, чем в бассейне Бзыби.

Наблюдающееся расхождение между данными Подозерского [7] и определенными по карте площадями оледенения объясняется в некоторых случаях тем, что у Подозерского не отмечены существующие ледники, как, например, ледник Псырс в бассейне Бзыби площадью 1,42 км², или же даны преуменьшенные размеры ледников: в бассейне Чхалты ледники Марухи №№ 16 — 24 по Подозерскому имеют площадь 5,88 км², в бассейне Бзыби площадь правого ледника в истоках р. Скеу по Подозерскому (№ 6) составляет 0,59 км².

Большое расхождение наблюдается и в бассейне Клыча (приток Гвандры): площадь оледенения по Подозерскому — 16,1 км², карте масштаба. Такие значительные расхождения между площадями оледенения в обе стороны указывают на то, что результаты сравнения данных Подозерского и полученных по картам масштаба не показательны для суждения об изменении ледникового покрова, тем более, что общая площадь ледников Абхазии по Подозерскому составляет 79,3 км².

По кривым связи между месячным стоком (в % от годового) и средней высотой бассейна составлена таблица 5 процентного распределения годового стока по месяцам для различных высотных зон Абхазии.

Кривые связи хорошо иллюстрируют более низкий относительный сток в апреле и мае в бассейнах с ледниковым питанием, по сравнению с бассейнами, лишенными ледникового питания, и более значительный сток в бассейнах с ледниковым питанием в июле, августе и сентябре.

Очертание кривых наглядно отражает вертикальную зональность внутригодового распределения стока.

С января по март относительный месячный сток уменьшается с высотой, в связи с понижением температуры воздуха с высотой.

В апреле до высоты 1000 м относительный месячный сток увеличивается с высотой, т. к. в это время снеготаянием охватываются бассейны со средней высотой ниже 1000 м, а в более высоких бассейнах относительная площадь одновременного снеготаяния уменьшается.

Таблица 5
 Процентное распределение годового стока по месяцам на территории Абхазии

Высоты	Ветви кривых	М е с я ц ы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2200	а	2,2	1,8	2,6	6,7	15,8	20,4	16,8	12,1	7,8	6,2	4,6	3,3
	в				8,4	22,9		14,4	8,2	5,1			
2000	а	2,5	2,3	3,3	7,8	16,3	18,6	15,6	11,0	7,2	6,4	5,4	4,0
	в				10,2	21,8		13,0	7,4	5,0			
1800	а	3,0	3,0	4,2	8,9	16,8	16,6	13,9	9,9	6,7	6,8	5,9	4,6
	в				12,0	20,5		11,6	6,6	4,8			
1600		3,6	3,8	5,4	13,5	19,4	14,4	10,2	5,9	4,7	7,1	6,5	5,4
1400		4,7	5,1	6,8	15,0	17,4	12,4	8,8	5,2	4,6	7,3	7,0	6,0
1200		5,6	6,8	8,1	16,2	15,0	10,4	7,3	4,6	4,5	7,5	7,4	6,8
1000		7,3	8,4	9,6	16,3	12,2	8,5	6,0	4,2	4,4	7,6	7,8	7,7
800		9,2	10,0	11,3	15,4	9,9	6,4	6,0	4,3	4,4	7,6	7,8	7,8
600		11,5	11,6	12,7	13,4	7,0	4,6	4,6	4,1	4,5	7,6	8,2	10,0
400		14,4	13,2	13,9	11,0	4,7	3,0	4,2	4,2	4,5	7,5	8,2	11,6

В мае снеготаяние происходит уже в более высоких бассейнах, но в самой высокогорной зоне процессы снеготаяния еще не получают развития и поэтому в высоких бассейнах с ледниковым питанием относительный сток за май с высотой убывает.

В апреле и мае в бассейнах с ледниковым питанием, по-видимому, оказывается охлаждающее влияние высокорасположенной ледниковой и снежной поверхности на нижележащие площади.

В июне бассейны высокогорных рек также охвачены снеготаянием, что обуславливает непрерывное увеличение относительного месячного стока с высотой.

При этом, в связи с тем, что в низких бассейнах в мае и в июне относительный месячный сток сильно снижается, а в высоких бассейнах достигает максимума, имеет место наиболее интенсивное увеличение относительного месячного стока с высотой.

В июле и в августе сезонный снег уже не принимает участия в питании рек. Сравнительно небольшое увеличение относительного месячного стока с высотой имеет место в эти месяцы за счет более обильных в верхних зонах осадков и незначительных ледников.

Бассейны Кодори и его притоков, получающие более значительное ледниковое питание, и в эти месяцы имеют еще достаточно высокий относительный месячный сток.

В сентябре сток с высотой увеличивается только за счет ледникового питания, а в октябре и последующих месяцах, когда в верхних зо-

нах уже происходит снегонакопление, а в нижних зонах осадки выпадают в виде дождя, относительный месячный сток от октября к декабрю все сильнее уменьшается с высотой.

Как это видно на графике и из таблицы 8, изменение относительного месячного стока с высотой в Абхазии очень хорошо выражено.

Так, например, в январе-марте относительный сток уменьшается от 13,2—14,4% в зоне 400 м до 1,8—2,6 в зоне 2200 м.

В июне месяце относительный месячный сток, наоборот, увеличивается от 3% на высоте 400 м до 20,4% на высоте 2200 м.

Выше было указано, что от установленной по Абхазии закономерности внутригодового распределения стока резко отличается распределение стока в году по бассейнам рек Окуми у сел. Гудава и Речхи у сел. Речхи.

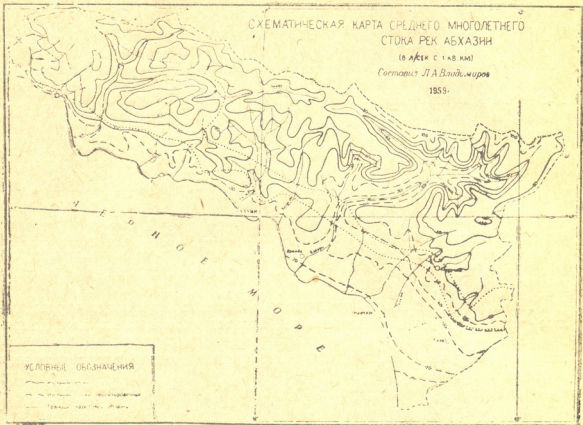
Значительно более выравненное по сравнению с другими бассейнами внутригодовое распределение стока в бассейне Речхи объясняется питанием этой реки мощными карстовыми источниками, которые характеризуются большей, по сравнению с реками той же зоны, естественной зарегулированностью стока.

Подобным режимом, по-видимому, характеризуются и другие малые реки, образуемые мощными карстовыми источниками, как, например, Беслети. Бассейны же с отрицательным подземным водообменом, например, Келасури, отличаются менее равномерным распределением стока в году.

Внутригодовое распределение осадков в юго-восточной части Абхазии, подобно прилегающей к ней Мегрелии, характеризуется максимумом осадков в летний сезон и минимумом в осенний и зимний сезоны. В остальной же части Абхазии максимум приходится на зимний сезон, а минимум на весенний или летний. Поэтому в бассейне Окуми относительный месячный сток в летний сезон выше, а в зимний ниже, чем в других низких речных бассейнах Абхазии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алюшинская Н. М., Вертикальная зональность в распределении стока на территории Алтая. Учен. записки Ленингр. ун-та, № 199, 6.10.1955.
2. Будыко М. И., О климатических факторах стока. Пробл. физич. географ., 1951, XVI.
3. Важинов А. Н., Средний многолетний сток рек Армянской ССР и его внутригодовое распределение. Ереван, 1956.
4. Владимиров Л. А., О вертикальной зональности внутригодового распределения стока в горных районах Грузии. Мет. и гидр., 1948, № 5.
5. Владимиров Л. А., Закономерности стока в бассейне р. Алазани. Сообщ. АН Груз. ССР, 1957, № 2.
6. Зайков Б. Д., Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа, Тр. НИУ ГМС, сер. IV, в. 40, 1940.
7. Подозверский К. И., Ледники Кавказского хребта. Зап. КО РГО, кн. XXIX, в. 1, Тф., 1911.
8. Шульц В. Л., Реки Средней Азии, М., 1949.
9. Spillman Walter G. Der natürliche wasserhaushalt im oberen Aaregebiet. wasserkraft und wasserwirtschaft. № 17—23, München.



Е. В. и М. Е. СОХАДЗЕ

К БОТАНИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ АБХАЗИИ

Богатому и разнообразному растительному покрову Абхазии посвящено множество ботанических работ, в том числе и сводных, обобщающих, а также историко-географического и ботанико-географического характера [1, 11, 14, 16, 17, 21, 22, 23 и др.]. В связи с этим, для маршрутных исследований нами были избраны объекты оставшиеся менее изученными и могущие, как казалось, пролить свет на некоторые вопросы, возникшие у нас в предыдущие годы изучения Горной Колхиды. Такими объектами являлись: массивы Охачкуе и Бзыбский, гора Чумкузба, бассейн р. Сакени, а также, частично, ущелье р. Геги. Степень детальности обследования и описания растительности находилась в зависимости от полноты имеющихся литературных материалов.

Наиболее детально был обследован известняковый массив Охачкуе, пограничный с Мегрелией и, по свидетельству Н. М. Альбова [2, 3], флористически близкий к ней. После Н. М. Альбова, побывавшего на этом массиве в 1893—94 гг. и оставившего описания и анализ его высокогорной известняковой флоры, Охачкуе посещался некоторыми другими ботаниками, не опубликовавшими, однако, результатов своих исследований. Географические сведения о массиве имеются как в настоящем сборнике [4, 18, 29], так и в некоторых других работах [6, 7, 26 и др.].

Массив Охачкуе расположен в полосе известнякового карста Западной Грузии в междуречьи Ингури—Окуми. Сложен он в основном меловыми известняками, образующими сильно закарстованные куэсты с типичным среднегорным рельефом. Наибольшая высота массива — 2156 м [4]. Наши маршруты проходили здесь в период с 26/VI по 7/VII 1958 г. От сел. Гумурши по юго-западному склону массива поднялись до местности с названием «Очаке» или «Аэро» (на карте не обозначено!), где у источника был основан многодневный лагерь, от которого, совместно с географами Н. Е. Астаховым, Л. И. Маруашвили и Д. Б. Уклеба, был совершен ряд радиальных маршрутов, как-то: на гребневую часть массива и вершину Охачкуе, на плато Нузони, в урочище Опудже, Отиपुरе, Гвархале и др.

На основании проделанных маршрутов, растительность западной и центральной части массива может быть охарактеризована вкратце следующим образом:

В поясе от 200 до 400 м над ур. моря естественная растительность почти не встречается, сменившись культурными угодьями или лесными дериватами. Сохранившиеся участки лесной растительности представлены на склонах в основном дубово-грабниковыми лесами, а по затененным ущельям — смешанными с участием в них самшита, грабни-



ка, хурмы, липы, инжира, ольхи и др. и с обилием лиан. От 400 м и до 800 м распространены лиственные леса нижнегорного пояса, главным образом, грабово-грабнищниковые и грабово-буковые, с подлеском из орешника, азалеи, боярышника, зверобоя, мушмулы. Роль дуба и каштана в составе этих лесов ничтожна. На вторичных местах характерны ольховые леса, а в тенистых ущельях — самшит. Выше 800 м на более крутых южных и ю. з. склонах широтного хребта Ойсире, до высоты 1200 — 1400 м, преобладают грабово-буковые и буковые леса, с подлеском из зверобоя, азалеи, лавровишни, кавказской черники, понтийского рододендрона, падуба иглицы. В травянистом покрове характерны виды молочая: крупнорожковый, чешуйчатый, миндалевидный, а также ясеник душистый, овсяница горная и папоротники. Этот пояс, также как и выше лежащий (1400—1900 м) пояс буково-темнохвойных и темнохвойных лесов отличается богатством колхидскими элементами подлеска, в связи с чем остановимся на них несколько подробнее.

Леса с наиболее богатым колхидским подлеском в почти нетронутым виде произрастают на плато Нузони (1300—1500 м), расположенном в центральной части массива и являющимся наиболее характерной по рельефу его частью. Местность эта представляет собой понижение между двумя грядами — Гвалайя на юге и невысокой безымянной грядой на севере. Все плато изрыто массой воронок различных глубин и диаметров, причем большей частью без выравненных поверхностей между ними. Преобладающим типом растительности здесь являются буково-темнохвойные леса с примесью явора, высокогорного клена, рябины, вяза. Леса эти высокоствольные, сомкнутые, высокобонитетные. В подлеске господствуют вечнозеленые кустарники — понтийский рододендрон, лавровишня, падуб и иглица, образующие в разреженных частях леса на больших площадях совершенно непроходимые многоярусные заросли. Реже встречаются листопадные кустарники — кавказская черника, ежевика, орешник и др. В травяном ярусе обычен пеон Виттмана, являющийся вообще одним из наиболее характерных травянистых растений массива Охачкуе и образующий в период цветения весьма декоративные заросли. Возобновление всех древесных пород в этих лесах хорошее, но всходы и подрост обильны лишь вне зарослей «покровных» [27] кустарников.

В целом леса среднего и верхнего лесного пояса южного макросклона массива поражают обилием понтийского рододендрона, несомненно преобладающего здесь (несмотря на известняковый характер субстрата!) над лавровишней и другими вечнозелеными кустарниками, что противоречит общепринятым представлениям и указывает на высокую влажность почв. Представлен понтийский рододендрон не только своей обычной формой, но и субальпийской (см. ниже). Во впадинах произрастает также и рододендрон кавказский.

Среди лесов с богатым колхидским подлеском встречаются и участки леса, под пологом которых понтийский рододендрон отсутствует, заменяясь, в зависимости от условий, более холодостойкими или ксерофильными кустарниками, как: азалея, падуб, кавказская черника, имеретинский жостер, волчегодник понтийский и др.

Более того, в пределах рассматриваемого пояса, на южных каменистых склонах имеются и совсем обезлесенные места. Таков, например, южный, сильно каменистый склон гряды (западнее гряды Отипуре, абс. высота 1650 м), покрытый на 50% стелющимися подушкообразными кустами волчегодника ложношелковистого. Между кустар-

никами — виды манжетки, вороновия, осоки и др., или же растительности вообще нет.

В пределах рассматриваемых лесных поясов, на южном и юго-западном макросклонах массива, встречаются ориентированные широтно обширные карстовые впадины, которые, в отличие от остальных впадин, лишены древесной растительности. Все они по днищам и нижним частям их бортов покрыты травянистой растительностью субальпийского и даже альпийского характера, окаймленной по верхней границе инверсионно расположенными поясами верхней лесной опушки. Так, в больших полях — Малая и Большая Опудже, расположенных у южного подножья хребта Ойсире на абс. высоте 1400—1500 м (подробно см. 4, 29), внизу произрастает выбитая высокогорная травянистая растительность, в составе которой участвуют: вороновия, осока понтийская, костер пестрый, мятлик альпийский, овсяница джимильская, виды манжетки, истод альпийский, горечавка угловатая и др. Выше, начиная со средней части бортов впадин (а также в воронках в пределах полей), произрастают холодостойкие кустарники — ива, азалея, орешник и др., сменяющиеся еще выше поясом низкорослой ели, а затем уже зональным буково-темнохвойным лесом.

Выше по склону, в других впадинах, в поясе кустарников произрастает и кавказский рододендрон, имеющий хорошую жизнеспособность, несмотря на известняковый субстрат, небольшую высоту местности и общую южную экспозицию склона. Так, например, в котловине лежащей юго-западнее источника в местности «Очаке» на абс. высоте 1650 м, он образует широкую полосу в средней части крутого борта северной экспозиции, сочетаясь здесь мозаично с субальпийской формой понтийского рододендрона (*Rhododendron ponticum* L. v. *subalpinum* Kvačatz., по «Флоре Абхазии» А. А. Колаковского, т. III, 1948, стр. 259). Форма эта является очевидно гибридом между рододендронами кавказским и понтийским, на что указывал Н. И. Кузнецов [20], не выделивший ее, однако, как самостоятельную. Экологически она весьма сходна с рододендром кавказским, систематически же стоит ближе к рододендрону понтийскому. Цвет венчика розовый, некоторые другие признаки также имеют промежуточный характер¹.

Ниже зарослей кустарников — высокий покров из вороновии и манжетки, выше — зональный буково-темнохвойный лес с подлеском из понтийского рододендрона, прекрасно гармонирующего своими лиловыми цветами с бело-розовым ковром высокогорных рододендронов. Факт гибридизации и формообразования здесь рододендронов, также как и наличие под зарослями торфянистых почв, типичных для «декиани» [12], а в зарослях — верных спутников (черника, высокогорные папоротники, мхи), указывает на древность существования здесь этих зарослей, позволяя предположить об их реликтовом происхождении. Аналогичные сниженные заросли описаны И. И. Тумаджановым в Горной Тушетии [28].

Кроме описанной котловины кавказский рододендрон был встречен нами в котловине Очаке близ источника, а также на северном склоне гряды Отиपुरе к котловине с озером (1700—1750 м). Здесь он произрастает в смешанных зарослях с другими кустарниками, ниже которых лежит субальпийская растительность, а выше — зональный лес.

¹ Подробное описание этой формы составляет предмет особой статьи.

Общей причиной безлесности рассмотренных впадин и субальпийского характера их растительности очевидно являются микроклиматические условия, вызванные рельефом впадин и их местоположением. Большие навалы здесь снега и позднее его таяние исключают возможность произрастания лесной растительности и допускают лишь распространение высокогорных кустарников, которое в значительной мере ограничивается также выпасом, интенсивным во всех рассмотренных впадинах.

Наряду с безлесными впадинами на массиве Охачкуе имеются в том же поясе обширные и глубокие впадины, покрытые лесом (например, на плато Нузони). Мелкие же воронки бывают облесенные, заросшие кустарником сплошь, или же частично. В последних растительность обычно распределяется так: на южных и восточных стенках воронок, где снег сходит раньше, произрастают единичные деревья и обильны кустарники, а на северных и западных — преобладает субальпийская травянистая растительность и лишь изредка встречаются и более холодостойкие кустарники.

Таковы особенности растительности лесного пояса. Верхняя граница леса на южном склоне проходит на высоте 1800—1900 м над ур. моря, образуя довольно резкий переход от елового леса с подлеском из азалеи, имеретинского жостера и волчегодника Альбова к травянистой растительности. Единичные же деревья и кустарники встречаются на южном склоне вплоть до гребня массива, указывая на искусственное снижение лесной границы. На северном макросклоне массива верхняя лесная граница имеет иной характер. Верхний предел ее здесь (на абс. высоте 1850—1900 м) образуют заросли кустарников, в составе которых преобладают кавказский рододендрон и субальпийская форма понтийского рододендрона, мозаично сочетающиеся с азалией, лавровишней, ивой, кавказской черникой и др. В результате такого смешения эти заросли представляют собой пестрый ковер, резко отличающийся от обычных для всего Западного Закавказья монотипных «декиани» [12]. Под пологом зарослей обычны черника, мужской папоротник, волчегодник головчатый. Почвы не торфянистые, а бурые лесные на известняках. Полоса кустарников имеет ширину около 100 м. Ниже ее произрастает буково-темнохвойный лес с обычным подлеском.

Таким образом, зональное место кавказский рододендрон занимает на верхней лесной опушке северного склона массива Охачкуе. Однако, произрастание его здесь в смешанных зарослях крайне интересно, указывая или на наступление его на другие кустарники (доказательством чему может служить отсутствие торфянистых почв [5], или, наоборот, на вытеснение его ими. Выше лесной границы растительность луговая, сильно выбитая. Травостой низкий, разраженный, злаково-разнотравный. В составе его преобладают: мятлик альпийский, колподиум, veinик, осоки Гуэта и понтийская, вороновия, лютики, истод альпийский, шалфей мутовчатый, чебрец. Местами попадаются и более высокорослые представители субальпийского разнотравья — лен зверобоелистный, буквица крупноцветная и др. На каменистых местах характерны виды колокольчика, цикламен, кавказская дриада, проломник опушенный, а около снежных пятен — лютик Елены, кавказская анемона, птицемлечники. Из кустарников выше леса на южном склоне наиболее обычны волчегодники — головчатый и ложношелковистый, лавровишня и азалея, а на северном — можжевельник прижатый.

Такова в основных чертах богатая и своеобразная растительность обследованной нами части массива Охачкуе.

Вторым из обследованных нами объектов был известняковый Бзыбский хребет. Растительность его подробно изучена, в особенности же детально описаны А. А. Колаковским высокогорья [13]. Целью нашего маршрутного исследования являлось: ознакомление с лесной зоной (слабее описанной в литературе) и сопоставление ее с альпийской, а также с лесной зоной массива Охачкуе. Маршрут проходил 9—12/VII. 1958 г. (совместно с географами Д. Б. Уклеба, С. Н. Неманишвили и Г. З. Чангашвили) от сел. Блабурхва вверх по южному склону до гребня, через который перевалили южнее горы Чипшира, спустившись обратно к ущелью р. Бзыби.

Во время беглого маршрутного исследования были сделаны следующие наблюдения: 1. Растительность лесного пояса (за исключением части его непосредственно прилегающей к ущелью р. Бзыби) в значительной степени обеднена мезофильными колхидскими элементами подлеска. Наиболее редки здесь понтийский рододендрон и лавровишня, несколько шире распространены падуб и азалея. В нижнем горном поясе большую роль играют дуб грузинский и грабинник. В верхнем лесном и субальпийском поясах южного склона очень широко распространена ива копьевидная, почти не встречающаяся на южных же склонах известняковых массивов Мигария, Асхи, Хвмали и др. 2. В то время, как растительность лесного пояса хребта сильно обеднена колхидскими элементами, высокогорная растительность, наоборот, значительно богаче ими, чем высокогорья Мегрелии, Лечхуми, Имеретии (Охачкуе занимает промежуточное место). 3. Снеговой покров играет очень большую роль на Бзыбском хребте, отражаясь на составе и распределении растительности, в частности обуславливая широко распространенные инверсии растительности как в лесном, так и в альпийском поясах. 4. На северном склоне хребта у верхней лесной опушки произрастают береза Литвинова и кавказский рододендрон, не встреченные нами на южном склоне.

Следующим объектом маршрутного ознакомления являлась гора Чумкузба (2080 м), расположенная на меридиональном водораздельном хребте в междуречьи Восточной Гумисты и Келасури. Сложена она мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями и линзами известняков и мергелей верхнего лейаса. Один из прослоев известняковых пород выходит на поверхность, образуя отчетливо выраженную гряду, проходящую с запада на восток с верхней границей по линии 900—1000 м над ур. моря [25]. Ботанических сведений о горе Чумкузба нами в литературе найдено не было. Географические же имеются [24, 25, 29]. Маршрут наш проходил (совместно с Д. Б. Уклеба и С. Н. Неманишвили и их группой) от сел. Мтисубани вверх по юго-западному склону и обратно тем же путем.

Растительность горы Чумкузба типичная горно-колхидская. Представлена она на юго-западном склоне следующими вертикальными поясами: до 700 м — разреженные дубово-грабовые леса, в подлеске которых на влажных местах много самшита, а в остальных наряду с ним участвует лещина, грабинник, жасмин, зверобой и др. Каштан встречается единично и в виде угнетенных деревьев. От 700 до 900 м — буково-грабовые леса более высокого бонитета, с подлеском из орешника, кавказской черники, азален, а местами — понтийского рододендрона и лавровишни. От 900 до 1200—1300 м, где известняки сменяются сланцами, характерны каштаново-буковые леса и, реже, кашта-

новые высокогорного бонитета. В подлеске азалея и кавказская черника, а местами — понтийский рододендрон и лавровишня. От 1200 — 1300 до 1700 м буковые леса с тем же подлеском. От 1700 до 1900 м — буковые леса с понтийским дубом, образующим вместе с азалеей заросли на окнах. От 1850—1900 м и до вершины — субальпийские, сильно деградированные белоусовые, сиббальпийские и манжетковые луга, а также кустарники: азалея и виды волчегородника.

На северном склоне горы на верхней лесной границе произрастает береза, а также имеются заросли кавказского рододендрона, растущего комплексно с субальпийской формой понтийского рододендрона. Ниже северный склон нами обследован не был.

Следующий проделанный нами маршрут был к озеру Рица и в долину реки Уадхара. Растительность ущелий рек по этому маршруту изучена достаточно подробно. Опишем лишь один участок, дающий наглядное представление о ее своеобразии. Расположен участок в правобережье реки Геги на абс. высоте около 700 м, выше впадения ее в Юшару, близ дороги, на ЮВ склоне 30°. Почвы скелетные известняковые, местами с выходом коренных пород. Растительность представляет собой комплексное сочетание зональных мезофильных лесов с участками аazonальных ксерофильных, приуроченных к осветленным, сухим местам. Древесный полог зональных лесов образован в основном буком, тиссом и пихтой. В подлеске — самшит, падуб, лавровишня, кавказская черника и др. На открытых же местах леса разрежены и низкоствольны. В древесном пологе их господствуют дуб грузинский и сосна Сосновского, а в подлеске скумпия. Обильно встречается также волчегородник ложношелковистый, меньше — ирга, боярышник, крушина и др. В травяном покрове растения ксерофильные и петрофильные: колокольчик длинноостробковый, вязель восточный, душица и др.

Последний наш маршрут проходил в бассейне р. Кодори (20/VII—5/VIII—58 г.). Растительность этого бассейна нашла отражение в ботанической литературе. Однако, верховья реки обследованы неравномерно. В частности, в литературе отсутствуют описания растительности бассейна р. Сакени, которая и была избрана нашим объектом.

Из безглых сведений, которые нам удалось получить наблюдая растительность в основном лишь вдоль дороги (более детальному исследованию помешал продолжающийся несколько дней сильный дождь), все же видно, что основной чертой лесной растительности бассейна р. Сакени является значительная обедненность мезофильными колхидскими элементами, что отличает ее от растительности бассейнов рек Чхалты (10, 15) и, в особенности, Клыча (8, 9) и приближает к Сванетии. Причиной этого, очевидно, является более восточное положение долины реки Сакени, а также загороженность ее от доступа черноморской влаги.

Закключение

Прделанные нами маршрутные исследования позволяют отметить следующее:

1. Известняковый массив Охачкуе является крайне интересным ботанико- и историко-географическим объектом. Особенности его растительности, наиболее резко выраженными в пределах среднего и верхнего горнолесных поясов, являются: а) богатство вечнозеленого подлеска; б) наличие безлесных впадин, покрытых инверсионной высокогорной растительностью; в) широкое распространение на известня-

ках кавказского рододендрона, произрастающего в смешанных зарослях с другими кустарниками и занимающего не только свое зональное положение (северный макросклон), но и спускающегося в лесной пояс по бортам северной экспозиции впадин (южный макросклон); г) преобладание в составе подлеска, несмотря на известняковый характер субстрата, понтийского рододендрона, представленного здесь как своей обычной формой, так и субальпийской. Все перечисленные особенности растительности Охачкуе могут быть увязаны с его современными условиями, очевидно близкими к древним, в связи с чем изучение этих условий представляет интерес и в свете исторической географии растений. Однако, оно крайне затруднено отсутствием на массиве метеорологических станций.

2. Несомненным, на наш взгляд, является существование в природе особой гибридной формы понтийского рододендрона, описанной Кварацхелия под названием «субальпийской» — *Rhododendron ponticum* L. v. *subalpinum* Kvaratz. приводимой А. А. Колаковским во «Флоре Абхазии» (14, т. III) и отсутствующей в остальных «Флорах» — Грузии, Кавказа, СССР. Ареал ее не ограничен Бзыбским хребтом [14], а значительно шире: так, имеются сведения о произрастании ее не только в других частях Абхазии, но и в Мегрелии, Аджарии, Турецком Лазистане, Краснодарском крае [20].

3. Лесная растительность Бзыбского известнякового хребта, по сравнению с массивом Охачкуе, а также с лесами горной Мегрелии, сильно обеднена мезофильными колхидскими элементами подлеска (за исключением части, непосредственно прилегающей к ущелью р. Бзыби). В то же время, высокогорья этого хребта изобилуют древними травянистыми растениями, более обильными и флористически разнообразными здесь, чем в соответствующих поясах других частей горной Колхиды. Такой контраст в растительности различных поясов Бзыбского хребта, не подчеркнутый до сих пор в литературе, указывает на разницу в количестве и сезонном распределении осадков, требующих детального изучения.

4. Растительность горы Чумкузба, не описанная в литературе, может служить, благодаря своей доступности и удобному расположению близ г. Сухуми, прекрасным объектом для ознакомления с горноколхидской растительностью. Особенности ее являются: а) наглядное изменение в составе растительности при смене известняков сланцами; б) отсутствие на южном склоне темнохвойных пород; в) произрастание у верхней лесной границы понтийского дуба; г) произрастание в совместных зарослях с кавказским рододендроном субальпийской формы понтийского рододендрона.

5. Лесная растительность бассейна р. Сакени, благодаря более восточному положению, ориентировке долины и загороженности от влажных ветров, значительно беднее колхидскими элементами, чем в бассейнах других рек системы верховий Кодори—Чхалты [10], Гвандры и, в особенности, Клыча [8, 9].

6. Ознакомление с различными частями Абхазии, позволяет констатировать высокое разнообразие ее условий и растительности, что подчеркнуто В. П. Малеевым [22], в качестве характерного признака Абхазского флористического округа. Вместе с тем отсутствие точных климатических данных, в особенности в горных частях района, очень ограничивает возможности познания ее природы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абхазия, Геоботанический и лесоводственный очерк, М.-Л., 1936.
2. Альбов Н. М., Ботанико-географические исследования в Западном Закавказье в 1893 г., Зап. Кавк., отд. РГО, 16, 3, 1894.
3. Альбов Н. М., Ботанико-географические исследования в Зап. Закавказье в 1894 г., Зап. КО РГО, 18, 2, 1896.
4. Астахов Н. Е., К геоморфологии и палеогеографии части Юго-Восточной Абхазии, Тр. Ин-та Геогр. АН ГССР, т. XIV.
5. Буш Н. А. и Е. А., Растительный покров Восточной Юго-Осетии и его динамика. Сб. Произв. силы Юго-Осетии, V, 1936.
6. Гвоздецкий Н. А., Особенности ландшафтов известняковых карстовых областей, Вопр. географии, сб. 16, 1949.
7. Гвоздецкий Н. А., Карст, Москва, 1954.
8. Дик Э., Абхазский первобытный лес, Зап. Кавк. отд. РГО, XVI, 1893.
9. Динник А. Б., Ущелье Кодора, Изв. Кавк. отд. РГО, XVI, 1903, № 3.
10. Долуханов А. Г., Геоботанический очерк лесов ущелья реки Чхалты, Тр. Тбил. Бот. Ин-та, V, 1938.
11. Заклинский Н. С., Леса Абхазии, Изд. журн. Лесн. Хоз-ва и Лесн. пром., 1931.
12. Кецхели Н. Н., Основные типы растительного покрова Грузии (на груз. яз.), Изд. Тиф., Гос. Ун-та, 1935.
13. Колаковский А. А., Растительность Бзыбского известнякового хребта, как кормовая база для животноводства, Изд. ИАК АН СССР, Сухуми, 1937.
14. Колаковский А. А., Флора Абхазии, Т. I—IV, 1938—1949.
15. Колаковский А. А., Растительность альпийского пояса хребтов Теймас и Эрдог в Абхазии, Тр. Тбил. Бот. Ин-та, VII, 1940.
16. Колаковский А. А., Фито-ландшафты Абхазии и история их развития, Тезисы диссертации, Изд. АН ГССР, 1947.
17. Колаковский А. А., Закономерности экотопологического размещения основных фитоландшафтов Абхазии в кватере, Тр. Сухумск. бот. сада, в. VI, 1951.
18. Кордзая М. О., Джавахишвили Ш. И., Климат Абхазии (на груз. яз.), Тр. Ин-та Геогр. АН ГССР, т. XIV.
19. Кузнецов Н. И., Элементы Средиземноморской области в Западном Закавказье, Зап. Имп. Русск. Геогр. Общ., т. XXIII, 1891.
20. Кузнецов Н. И., Буш Н., Фомин А., Материалы для Флоры Кавказа, в. I—2, 1901.
21. Кутырева Н. С., Почвенно-растительный покров Абхазской АССР, Уч. Зап. Моск. Обл. Пед. Ин-та, т. 47, 1956.
22. Малеев В. П., Флора и растительность Абхазии, Сб. Абхазия, 1936.
23. Малеев В. П., Растительность Причерноморских стран и ее происхождение и связи, Тр. Бот. Ин-та АН СССР, Сер. III, 4, 1938.
24. Мгеладзе К. Г., К физико-географической характеристике центральной части горной Абхазии, Автореф., канд. дис. геогр. Тб. Ун-т, 1955.
25. Неманишвили С. Н., Краткий геоморфологический очерк южного склона Бзыбского хребта и прилегающей части Черноморского побережья, Тр. Ин-та Геогр. АН ГССР, т. XIV.
26. Подозерский К. И., В Мингрелии, Изв. КО РГО, т. XV, 1902, № 4.
27. Синская Е. Н., Основные черты эволюции лесной растительности Кавказа в связи с историей видов, Бот. журн. СССР, т. XVIII, 1933, № 5—6.
28. Тумаджанов И. И., Леса Горной Тушетии, Тр. Тбил. Бот. Ин-та, т. V, 1938.
29. Уклеба Д. Б., К физико-географическому районированию Абхазии (на груз. яз.), Тр. Ин-та геогр. АН ГССР, т. XIV.

დ. უკლება

აფხაზეთის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისათვის

აფხაზეთის ასსრ მდებარეობს საქართველოს ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში, ჩრდ. განედის $42^{\circ}25'$ — $43^{\circ}34'$ და აღმ. გრძედის $40^{\circ}0'$ — $42^{\circ}8'$ შორის. მას უკვე აფხაზეთის კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი, მისი სამხრეთი განტოტვებით და კოლხეთის დაბლობისა და წინამთების ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილი.

აფხაზეთი მოიცავს რამდენიმე ლანდშაფტურ რეგიონს, რომელნიც მისი საზღვრების გარეთაც გრძელდებიან. აფხაზეთი უმეტესად მთიანი ქვეყანაა, კარგად გამოხატული ბუნებრივი ლანდშაფტების ვერტიკალური ზონალობით. ჩრდილოეთიდან მას აკრავს კავკასიონის ჩრდილო ფერდობის დასავლეთი ოლქი, სამხრეთ-აღმოსავლეთით—ნოტიო სუბტროპიკული კოლხეთის დაბლობისა და წინამთების ლანდშაფტური ოლქი, რომლის ნაწილიც აფხაზეთშია მოქცეული; სამხრეთით აფხაზეთის ტერიტორიას ეკვრის ვრცელი, გაუყენავი შავი ზღვა, რომელიც დიდ ვავუნას ახდენს როგორც ტერიტორიის ბუნებრივი, ისე კულტურული ლანდშაფტების ხასიათზე.

აფხაზეთი ფიზიკურ-გეოგრაფიული (ლანდშაფტური) თვალსაზრისით მრავალი მკვლევარის [21, 29, 30, 31, 19, 16, 26, 24, 9, 10] კვლევის ობიექტს წარმოადგენდა. მას სწავლობდნენ როგორც სპეციალურად, ასევე კავკასიის, ამიერკავკასიისა და საქართველოს მთელი ტერიტორიის ფონზე. მიუხედავად ამისა მეტად რთული და მრავალფეროვანი ბუნებრივი კომპლექსების არსებობის გამო, იგი კვლავ ხანგრძლივ და დეტალურ გამოკვლევას საჭიროებს.

წინამორბედ მკვლევართა [26, 31, 21, 20, 9, 10 და სხვ.] შრომებზე დაყრდნობით, წინამდებარე ტომში გამოქვეყნებული შრომებისა და აგრეთვე სავლუკვლევითი მუშაობისას პირადად შეგროვილ მასალების ანალიზის საფუძველზე აფხაზეთის ასსრ ტერიტორიის ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტური დარაიონება ასეთი სახით წარმოგიდგება (იხ. სქემა 168 გვერდზე).

მოყვანილი სქემა ახლოს დგას დარაიონების იმ სქემებთან, რომელნიც შედგენილია ა. ჯავახიშვილის [19], ბ. დობრინინის [21], კ. მეგლაძის [30, 31], შ. ლაშხიასა [26] და სხვ. მიერ.

გარდა ფიზიკურ-გეოგრაფიული რეგიონებისა, აფხაზეთის ტერიტორიაზე გამოიყოფა სიმაღლითი ლანდშაფტური ზონები (ტიპოლოგიური ერთეულები). განვიხილოთ მოკლედ აფხაზეთის ფიზიკურ-გეოგრაფიული რაიონები ცალკე.

ა. ნოტიო სუბტროპიკული კოლხეთის დაბლობისა და ბორცვიანი წინამთების ჩრდილო-დასავლეთი ქვეოლქი წარმოადგენს კოლხეთის დაბლობს და ბორცვიანი წინამთების უშუალო გაგრძელებას ჩრდილო დასავლეთით. ქვეოლქ-

ში ორი საკმაოდ მკვეთრად განსხვავებული რაიონი გამოირჩევა, რომელთაგან ერთი (სამურძაყანოს რაიონი) მოთავსებულია მდ. ენგურსა და მდ. კელასურს შორის და ხასიათდება ჭაობების ფართო გავრცელებით, ჭარბად ნოტიო კლიმატით, ყვითელმიწებით, მცირედ წითელმიწებით, ალუვიური და ეწერი ნიადა-

სქემა 1

ოლქი	ქვეოლქი	რაიონი	ქვერაიონი
კოლხეთის დაბლობის და წინამთების	ა. ნოტიო სუბტროპიკული კოლხეთის დაბლობისა და ბორცვიანი წინამთების ჩრდილო-დასავლეთი	I. სამურძაყანოს	1. ლალიძგა-ენგურის 2. ოჩახორე-კელასურის
		II. კელასურ-ფსოუს	3. სოხუმის 4. გაგრა-ახალი ათონის 5. ლესელიძის
დასავლეთ კავკასიონის	ბ. აფხაზეთის კავკასიონის სამხრეთ ფეოდალების	III. ოხაჩქუეს კირქვიან-კარსტული მასივის	6. კოდორის ქედის სამხრეთი ფერდობის
		IV. აფხაზეთისა და კოდორის ქედების	7. აფხაზეთის ქედის სამხ. ფერდობის
		V. მდ. კოდორის ზემო წელის აუზის	8. აღმოსავლეთი (სეკენის) 9. დასავლეთი (ჩხალთის)
		VI. ბზიფის მასივის	10. დასავლეთის კირქვიან-კარსტული 11. აღმოსავლეთის
		VII. ბავიუ-გეგას	12. ბავიუს
		VIII. გაგრის მასივის	13. გეგა-ლაშიფსეს

გებით. მეორე რაიონი (კელასური-ფსოუს) მდ. კელასურის დასავლეთით მდებარეობს. აქ დაბლობი შედარებით ვიწროა და წყვეტილი. ჭაობები მცირედაა გავრცელებული. თუმცა ეს რაიონიც ნოტიოა, მაგრამ სამურძაყანოსთან შედარებით უფრო მშრალია და ცხელ ზაფხულიანი. ამასთან დაკავშირებით მცენარეულობაც რამდენადმე განსხვავებულია. სჭარბობს ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები; მცირე ფართობი უკავია ყვითელმიწებსა და ყომრალ ნიადაგებს. ალუვიური ნიადაგები გვხვდება მდინარეთა დელტებზე.

I. სამურძაყანოს რაიონი საქართველოს ისტორიული პროვინციის სამურძაყანოს დაბლობ და გორაკ-ბორცვიან ნაწილს მოიცავს და აღმოსავლეთით ვრცელდება მდ. ენგურამდე, დასავლეთით—კელასურამდე (აქ იგი ოდნავ შორდება სამურძაყანოს ფარგლებს), სამხრეთ-დასავლეთით და დასავლეთით იგი შავ ზღვას ეკრის. ჩრდილოეთით კი დაახლოებით 500 მ სიმაღლემდე ვრცელდება. სამურძაყანოს რელიეფი გამოიმუშავებულია ძირითადად

მეთხეულისა და ნაწილობრივ მესამეულის ნალექებზე. აქ რელიეფის ორი ტიპი გამოიყოფა: 1. მთისწინა ბორცვიან-სერებიანი ვაკის ეროზიულ-აკუმულაციური რელიეფი და 2. მდინარეთა ქალების, ძველი დელტების და ზღვისპირა დაჭაობებული ვაკის რელიეფი [14, 28, 4]. მთისწინა ბორცვიან-სერებიანი რელიეფი გამოხატულია მობრტყელებული წინამთების სახით, რომელიც დანაწევრებულია მდ. მდ.: ოლორით, ერისწყლის ზემო წელით და მისი მარჯვენა მცირე შენაკადებით, მდ. რეჩხით და სხვ. ჰიფსომეტრულად რელიეფის ეს ტიპი ვრცელდება დაახლოებით 200 მ-დან 450-500 მ-მდე. ვრცელი ფართობი უკავია მდინარეთა ქალების, ძველი დელტების და ზღვისპირა დაჭაობებული ვაკის რელიეფს, რომელიც ჰიფსომეტრულად 100 მ არ აღემატება.

სამურძაყანოს დაბლობი ნაწილი ხასიათდება თბილი, ნოტიო კლიმატით, ცხელი ზაფხულით, ხოლო უფრო მაღლა მდებარე ზონა—განსაკუთრებით ნოტიო, თბილი ხანგრძლივ ზაფხულიანი კლიმატით [2]. უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა რაიონში 4°-დან 6°-მდეა, უთბილესი თვის 22°,5-ზე ნაკლები და 24°-ზე მეტი არაა. წლიური საშუალო ტემპერატურა ყველგან 13°,5-ზე მეტია. რვა თვის (IV—XI) საშუალო ტემპერატურა წელიწადში 10°-ზე მეტია, 6 თვეს 15°-ზე, ხოლო 4 თვეს 20°-ზე მაღალია. აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურები შეიძლება დაეცეს მინუს 14°, მინუს 15°-მდე; ოქტომბერი დაახლოებით 3°,5-ით თბილია აპრილზე.

ნალექების უფრო მეტი რაოდენობა მოდის გორაკ-ბორცვიან-ტერასებიან მთისწინებზე. ნალექების წლიური ჯამი ყველგან მეტია 1300 მმ-ზე და ზოგან 1800 მმ აღწევს. დიდა დანესტიანებაც (საშუალო წლიური დანესტიანების კოეფიციენტი 2,0 აღემატება).

200—250 მ-დან 500 მ-მდე ზონაში უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა 2°, 2, 4°,5-ის ფარგლებში მერყეობს, ხოლო უთბილესის 20°—21°-ია. წლიური საშუალო ტემპერატურა 11°,5-დან 13°,3-მდეა. საშუალო თვეური ტემპერატურა $\geq 10^\circ$ წლიურად 7 თვეს გრძელდება, ოთხ თვეს წელიწადში საშუალო ტემპერატურა 15°-ს აღემატება, ხოლო ორ თვეს 20°-ზე მეტია. ოქტომბრის ტემპერატურა 2°—2°,5-ით მეტია აპრილის ტემპერატურაზე. აბსოლუტური მინიმუმი შეიძლება —19°-მდე დაეცეს. ნალექების წლიური რაოდენობა 1500 მმ-დან 2100 მმ-დეა.

ატმოსფერული ნალექების სიუხვე აპირობებს აქ ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელის წარმოქმნას. მდინარეთა მეტი წილი ტრანზიტულია (ენგური, ოქუმი, ლალიძგა, მოქვი, კოდორი, კელასური და სხვ.). სწორედ ეს მდინარეებია აქ წყალუხვი. ისეთი მდინარეები კი, რომელიც ბორცვიანი წინამთების ზონაში იღებენ სათავეს ან კიდევ დაბლობზე იზადებიან, წყალმცირენია. მდინარეები უდიდესი მონაკვეთით დაბლობის ტიპურ მდინარეებს მიეკუთვნებიან. შედარებით მცირე მდინარეებიდან აღსანიშნავია: სიდა, ვაგიდა, ერისწყალი, ოხუჯა, ოხური, ცხენისწყარი, დღამიში, ფშაპი და მაჰარკა. ეს მდინარეები ძირითადად წვიმის წყლით საზრდოობენ. რაც შეეხება ტრანზიტულ მთავარ მდინარეებს, მათ საზრდოობაში, გარდა წვიმის წყლისა, მონაწილეობს ყინულისა და თოვლის ნაღობი წყლები, აგრეთვე გრუნტის წყალი. მცირე მდინარეებზე წყალდიდობა ძლიერი წვიმების დროსაა.

სამურძაყანო, განსაკუთრებით კი ენგურ-ლალიძის წყალშუეთი, შეიძლება იწოდოს ტბიან-ჭაობებიან რაიონად, რადგანაც აქ უზვადაა გავრცელებული ჭაობები და მცირე ტბები.

სამურძაყანოს დაბლობ ნაწილში გავრცელებულია სხვადასხვაგვარი ალუვიური ნიადაგები. დაბლობის ამაღლებულ, უფრო დრენირებულ ნაწილში სუბტროპიკული ეწერი ნიადაგებია, გორაკ-ბორცვიანი წინამთების ზოლში კი—ფითელმიწები და ყვითელმიწები; ეს უკანასკნელი ყომრალ ნიადაგებთან კომპლექსში. სამურძაყანოს ნიადაგებზე აშენებენ ჩაის, სიმინდს, თამბაქოს, ციტრუსოვან კულტურებს და სხვ.

სამურძაყანოში გაბატონებულია კოლხეთის ტიპის ტყეები. დაბლობის ტყეთა ძირითად ელემენტს წარმოადგენს მურყანი, მასთან ერთად რცხილა, უფრო დრენირებულ ადგილებზე უკვე რცხილნარ-მუხნარი ბატონდება, კიდევ უფრო ზემოთ რცხილნარ-წიფლნარია. მურყნიან ტყეებში გარდა დასახელებულისა ვხვდებით თელას, იფანს, ნეკერჩხალს. უზვადაა გავრცელებული ლიანები და ქვეტყეში მარადმწვანე მცენარეულობა. კოლხეთის ტიპის ტყე კარგადაა გამოხატული ბორცვიან წინამთების ზოლში. აქ ტყის შემადგენლობაში წამყვანია: მუხა, რცხილა, მურყანი, წაბლი, წიფელი. შენარევის სახით მონაწილეობენ: ცაცხვი, კოპიტი, ნეკერჩხალი, ჯაგრცხილა და სხვ., ქვეტყეში გავრცელებულია შქერი, ბაძგი, წყავი, ბზა, თავისიარა და სხვ. საერთოდ რაიონში ბუნებრივი მცენარეულობა ძალიან სახეშეცვლილია და ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი კულტურულ ლანდშაფტს უკავია.

განხილული რაიონი მთლიანად შეიძლება დახასიათდეს ასე: სამურძაყანოს დაბლობი (ნაწილობრივ დაჭაობებული) და ბორცვიან-ტერასებიანი წინამთების რაიონი, ზღვის ნოტიო სუბტროპიკული კლიმატით, თბილი, რბილი ზამთრით; ალუვიური, სუბტროპიკული ეწერი, ყვითელმიწა და წითელმიწა ნიადაგებით, კოლხეთის ტიპის ტყით, დაბლობ ნაწილში ჭაობიანი ტყეებით. რაიონი იყოფა ორ ქვერაიონად: 1. ლალიძა-ენგურის ქვერაიონი ტბიან-ჭაობიანი ვაკე-დაბლობის და ბორცვიან-წინამთების ლანდშაფტით; ქარბად ნოტიო, ზღვიური სუბტროპიკული კლიმატით, ალუვიურ-დაჭაობებული და სუბტროპიკული ეწერი ნიადაგების სიჭარბით, კოლხეთის ტიპის ტყით, წყალ-ჭაობის მცენარეულობით. ქვერაიონში ლანდშაფტის ორი ტიპი გამოიყოფა: ა) დაბლობ-ტბიან-ჭაობიანი ლანდშაფტი და ბ) ბორცვიან-ტერასებიანი წინამთების ლანდშაფტი; 2. ოჩამჩირე-კელასურის ქვერაიონი, შედარებით დრენირებული დაბლობის და ბორცვიანი წინამთების ლანდშაფტით, ზღვის ნოტიო სუბტროპიკული კლიმატით, სუბტროპიკული ეწერი და ყვითელმიწა ნიადაგების სიჭარბით, კოლხეთის ტიპის ლიანებიანი ტყით. ამ ქვერაიონშიც შესაძლებელია გამოიყოს მიკროლანდშაფტური უბნები.

II. კელასურ-ფსოუს რაიონში დაბლობი ზონა სუსტადაა გამოხატული, ძალზე ვიწროა და თანაც ზოგან დაწყვეტილი. თუ სამურძაყანოს რაიონში ფართოდაა გავრცელებული ჭაობები, აქ მხოლოდ აქა-იქაა და ისიც მცირე მასივებად. კელასურ-ფსოუს რაიონი განსხვავებულია პირველისაგან აგრეთვე ნიადაგსაფარით და კლიმატური პირობებითაც. მაგ., აქ კლიმატი ნო-

ტიოა (არა ჭარბად ნოტიო, როგორც პირველში იყო), შედარებით უფრო მშრალი და ცხელი ზაფხულით.

კელასურ-ფსოუს რაიონი წარმოდგენილია რელიეფის ორი ტიპით: ძველი და ახალგაზრდა ალუვიური ნალექებით აგებული ზღვის სანაპირო აკუმულაციური ვაკე-დაბლობის რელიეფით და ეროზიით ძლიერ დანაწევრებული გორაკბორცვიანი წინამთების რელიეფი [4, 28].

რაიონში კლიმატი უფრო მშრალია და იგი უფრო მეტ მსგავსებას იჩენს ხმელთაშუა ზღვის კლიმატთან. წლიური საშუალო ტემპერატურა 14° უდრის. ზოგან კი მეტიცაა. იანვრის საშუალო ტემპერატურა ტერიტორიის უდიდეს ნაწილში 5° -ზე ძირს არ ეშვება. ყველაზე თბილი თვის ტემპერატურა 22° , 24° -ის ფარგლებში მერყეობს. ტემპერატურა 15° წელიწადში 6 თვესაა, ხოლო 20° ოთხ თვეს. ოქტომბერში ჰაერის ტემპერატურა 3° , 4-ით მეტია აპრილის საშუალო ტემპერატურაზე. აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურა -15° -მდეა. ნალექების წლიური ჯამი 1270—2190 მმ ფარგლებში მერყეობს, მაქსიმუმით ზამთრის პერიოდში. შედარებით მშრალია ზაფხულის სეზონი. დანესტიანების კოეფიციენტი ზაფხულის თვეებში 1—1,5 უდრის. თავისი კლიმატური პირობებით კელასურ-ფსოუს ფიზიკურ-გეოგრაფიული რაიონი ერთ-ერთი საუკეთესო საკურორტო ტერიტორიაა.

კლიმატური და რელიეფური პირობების შესატყვისად რაიონში ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელია, თუმცა ამ მხრივ იგი ჩამორჩება სამურძაყანოს. რაიონის მნიშვნელოვანი მდინარეები ტრანზიტულია (გუმისთა, აფსთა, ხიფსთა, ბზიფი, ყოვეკვარა, ფსოუ). დაბლობის ტიპური მდინარეები აქ არ არის, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ მდ. ბზიფისა და მდ. გუმისთის ქვემო წელს. მდინარეები ძირითადად იკვებებიან წვიმის წყლით. ბზიფის, გუმისთას და სხვ. საზრდობაში მონაწილეობს, გარდა ამისა, თოვლის და ყინვარების ნაღობი წყალი.

რაიონის მდინარეთა შესართავებთან და, საერთოდ, დაბლობზე გავრცელებულია ალუვიური ნიადაგები, რომელიც აქა-იქ დაჭობებულია. ამალეხულ ვაკე-დაბლობზე სუბტროპიკული ეწერი ნიადაგებია. შედარებით მცირე ადგილი უკავია ყვითელმიწებს და წითელმიწებს. კირქვების გამოსავლელეზე ნე-შომპალა-კარბონატული ნიადაგებია. ეს უკანასკნელნი, აგრეთვე ყვითელმიწები და წითელმიწები იკავებენ რაიონის შედარებით მაღალ ზონას—ბორცვიანი წინამთების ზონას [5, 32].

კელასურ-ფსოუს რაიონში სამურძაყანოსთან შედარებით ფართოდაა წარმოდგენილი ხმელთაშუა ზღვის ფლორის წარმომადგენლები დაბლობის მცენარეულობის ძირითად ტიპად ითვლება ჭაობის მურყნიანი ტყეები წყალ-ჭაობის მცენარეულობასთან კომპლექსში. მურყნიანი ტყეები უფრო მაღალ, მშრალ ადგილებში იცვლება მუხნარ-რცხილნარით და რცხილნარ-წიფლნარით. ტიპური კოლხეთის ტყეები უფრო კარგადაა გამოხატული ბორცვიანი წინამთების ზოლში.

ზღვის სანაპიროზე გაგრის რაიონში, ბიჭვინთის კონცხის და მიუსერის მიდამოებში შემონარჩუნებულია ხმელთაშუა ზღვის მცენარეულობის უბნები. ისინი უმეტესად წარმოდგენილი არიან წიწვიანი ტყეებით, რომელთა ქვეტყეში ჭარბობს ხმელთაშუა ზღვის ქსეროფიტული სახეობები. ასეთი მცენარეულობის გავრცელების უნიკალურ ადგილად ითვლება ბიჭვინთის კონცხი, ბიჭვინთის ფიჭვის ტყით, რომელიც ითვლება ბუნებრივ უნიკალურ ძეგლად არა მარტო

ჩვენში, არამედ მსოფლიო მასშტაბითაც [25, 17].

ამრიგად, კელასურ-ფსოუს რაიონი შეიძლება ასე განვსაზღვროთ: კელასურ-ფსოუს დაბლობის და წინამთების რაიონი, ნოტიო, მშრალ და ცხელზაფხულიანი (ხმელთაშუა ზღვის ჰავის მსგავსი ნიშნებით) კლიმატით, ხმელთაშუა ზღვის მცენარეულობის შერევივით, ალუვიური, სუბტროპიკული ეწერი და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების გაბატონებით. რაიონში გამოიყოფა ქვერაიონები: 3. ბორცვიან-სერებიანი წინამთების და დაბლობის (ნაწილობრივ დაჰაობებულ) სოხუმის ქვერაიონი, კარსტული და მეწყერული ფორმებით, ყვითელმიწა და ეწერი ნიადაგების სიჭარბით; დაბლობში ალუვიური და წინამთებში ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების მონაწილეობით, კოლხეთის ტიპის ტყით, ხმელთაშუა ზღვის ფლორის ელემენტების შერევივით. სოხუმის ქვერაიონში რელიეფური და ჰოდრო-კლიმატური ნიშნების მიხედვით შეიძლება რამდენიმე მიკროლანდშაფტური უბნები გავარჩიოთ, 4. გავრა-ახალი ათონის ფრაგმენტებად გამოხატული დაბლობის და ბორცვიან-სერებიანი წინამთების ქვერაიონი, რელიეფის კარსტული ფორმებით და მეწყერებით, შედარებით კარგად გამოხატული ხმელთაშუა ზღვის კლიმატის ნიშნებით, კოლხეთის ტიპის ტყეში ხმელთაშუა ზღვის ფლორის ელემენტების მომეტებული შერევივით. ნეშომპალა-კარბონატული და ალუვიური ნიადაგებით. ბიჭვინთის კონცხი რელიქტული ფიჭვივით, დაჰაობებული ადგილებით თავისებურ ლანდშაფტს ქმნის, რაც მას განასხვავებს ქვერაიონის დანარჩენი ტერიტორიის ლანდშაფტიდან, რისთვისაც იგი როგორც მიკრო ლანდშაფტი შეიძლება მსხვილმასშტაბიანი კვლევისას ცალკე გამოვყოთ, 5. ლესელიძის ამაღლებული ვაკე-დაბლობისა და ბორცვიანი წინამთების ქვერაიონი, კოლხეთის ტიპური ტყით, სუბტროპიკული ეწერი და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით.

ბ. აფხაზეთის მეორე ფიზიკურ-გეოგრაფიული ქვეოლქი მთლიანად მოიცავს აფხაზეთის კავკასიონის სამხრეთ ფერდობს და იყოფა რამდენიმე ფიზიკურ-გეოგრაფიულ რაიონად. ასეთებია.

III. ოხაჩქუეს მასივი ტექტონიკური და ლითოლოგიური აგებულებით. მორფოლოგიური თავისებურებით და ლანდშაფტების შეთანაწყობით ერთიან, მთლიან რეგიონს წარმოადგენს. მორფოგრაფიულად იგი გამოხატულია ძირითადად ოსირეს, გვალაიას და ოხაჩქუეს ქედების სახით. მასივი აგებულია თითქმის მთლიანად ცარცის კირქვებით. ოსირეს ქედის ციცაბო სამხრეთ ფერდობზე მდებარეობს ძლიერ დაკარსტული, უტყეო, დასშული პოლიები—პატარა ოფუჯე და დიდი ოფუჯე. პატარა ოფუჯე სიგრძით ერთი კილომეტრია, ხოლო სიგანით 150—200 მ აღწევს. იგი გაწოლილია დასავლეთიდან აღმოსავლეთით, ოსირეს ქედის თხემის თითქმის პარალელურად. პატარა ოფუჯეს ფსკერზე რამდენიმე დაკორდებული კარსტული ძაბრია მოთავსებული, თითოეული მათგანის სიღრმე 8—10 მეტრია. ძაბრის ფსკერი წვრილმიწებით არის ამოვსებული.

პატარა ოფუჯეს აღმოსავლეთით მდებარეობს აგრეთვე უტყეო, ძლიერ დაკარსტული დიდი ოფუჯე. ეს უკანასკნელი პატარა ოფუჯესაგან გამოყოფილია 70—80 მ სიმაღლის ბეჭობით. დიდი ოფუჯე სიგრძით 2,5—3 კმ აღწევს, ხოლო მისი განი 250—300 მ ფარგლებში მერყეობს. ისიც ვრცელ პოლიეს წარმო-

ადგენს, რომლის ტერიტორიაზე მიმობნეულია მრავალი, ნიადაგ-კორდიანი კარსტული ძაბრები, რომელთა სიღრმე დაახლოებით 15—20 მ უდრის, ხოლო დიამეტრი 20—35 მ აღწევს.

ოხაჩქუეს მასივზე რელიეფის თავისებურ ტიპს ქმნის ძლიერ დაკარსტული ოჟაკეს ქვაბული. კარსტული ფორმებიდან აქ კარგადაა გამოხატული ძაბრები, რომელთა სიღრმე 30—40 მ აღწევს, ხოლო ზოგიერთი ძაბრის დიამეტრი 70—100 მ უდრის.

დამახასიათებელია, რომ კირქვიან-კარსტულ ოხაჩქუეს მასივზე წყლის ზედაპირული გამოსასვლელები საერთოდ ძალზე მცირეა. ოჟაკე კი ამით განსხვავებულია, იქ სამ ადგილას გამოდის პატარა ნაკადები, რომელნიც მოზრდილი დებიტის მქონე ღელეს ქმნიან. უკანასკნელი რამდენიმე მეტრის გავლის შემდეგ ისევ იკარგება. ოჟაკეს მახლობლად, თითქმის მის გაგრძელებაზე მდებარეობს ღვარკალეს ქვაბული (1600 მ ზ. დ.), რომლის კიდეზე გამოედინება პატარა კარსტული ნაკადული, იგი აქვე, 150—200 მ გავლის შემდეგ, კირქვებში იკარგება.

ოხაჩქუეს თითქმის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს ნუზონის პლატო. იგი შესანიშნავია იმით, რომ მთელი მისი ტერიტორია მეტისმეტად დაკარსტულია. კარსტული ძაბრების სიღრმე რამდენიმე ათეული მეტრიდან 100—150 მ-მდე მერყეობს. ძაბრების დიამეტრი ზოგჯერ 150—200 მ აღწევს.

ოხაჩქუეს მასივის ყველაზე ჩრდილო კუესტას წარმოადგენს ოხაჩქუეს ქედი, რომლის ჩრდილო ფერდობი საკმაოდ ციცაბოა, ხოლო სამხრეთი—დამრეცი-სწორედ ეს სამხრეთი ფერდობია ძლიერ დაკარსტული. აქ გვხვდება როგორც შიშველი, ისე ნიადაგ-კორდიანი კარსტული ძაბრები.

ოხაჩქუეს მასივის მნიშვნელოვან ოროგრაფიულ ელემენტს წარმოადგენს ოსირეს ქედი, რომელიც სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთით თანდათან მთლდება და ზღვის დონიდან 1837 მ აღწევს. იგი ციცაბოდ ეშვება ოქუემის ხეობისაკენ. სამხრეთი ფერდობი კი შედარებით დამრეცია. ოხაჩქუეს მასივის შემადგენლობაში შედის აგრეთვე უქესტური სერი—გვალაიას ქედი, რომლის ფერდობებზე, განსაკუთრებით დასავლეთ ნაწილში, კარგად არის გამოხატული რელიეფის კარსტული ფორმები.

ოხაჩქუეს რელიეფის თავისებურება აპირობებს აქ კლიმატის სიჭრელეს; კლიმატის ვერტიკალურ ზონალობასთან ერთად, ფერდობების ექსპოზიციისა და რელიეფის ფორმათა გავლენით თვით ზონის ფარგლებში იქმნება მიკროკლიმატური უბნები. უპირველესად ეს ითქმება ოხაჩქუეს მასივზე არსებული ქვაბულების მიმართ.

ოხაჩქუეს რაიონში სამი კლიმატური ზონა გამოიყოფა, რომელთაგან პირველი—ნოტიო ჰავის ზონა, ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით ვრცელდება 600 მ-დან 1500—1600 მ-მდე. ამ ზონაში რამდენადმე თავისებურია ადგილ ოჟაკეს, ოთიფურეს და ოფუჯეს კლიმატი, რაც ინვერსიული პროცესებითაა გამოწვეული. ამას ხელს უწყობს რელიეფის ფორმა (ქვაბულების არსებობა), სადაც ინვერსიების გამო ჰაერის ტემპერატურა დაბალია. ამიტოვად რომ ქვაბულებში განვითარებულია სუბალპური და ალპური მცენარეულობა, ხოლო ამ უკანასკნელთა ზემოთ ტყის ზონის მცენარეულობა. ინვერსიულ პროცესებს აძლიერებს ისიც, რომ ატმოსფერული ნალექების სიუხვის პირობებში ზამთრის განმავლობაში აქ თოვლის სქელი საფარი იქმნება, რომელიც ქვა-

ბულში დიდი ხნის განმავლობაში დევს. ქვაბულებში ჭარბია ნიადაგის სინესტეც: ყველაფერი ეს ხელს უწყობს ზემოთ დასახელებული ქვაბულების უტყეობას.

1600 მ-დან 1800—1900 მ-მდე ვრცელდება ჭარბად ნოტიო ჰავის ზონა, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით. უფრო მაღალი ზონა (1800 1900 მ-დან 2100 მ-მდე) ხასიათდება ჭარბად ნოტიო ჰავით, ცივი ხანგრძლივი ზამთრით და მოკლე გრილი ზაფხულით. კლიმატური პირობების შესატყვისად აქ გავრცელებულია ალპური ბალახ-მცენარეულობა და ჯუჯა ბუჩქები.

კლიმატური პირობების ზონალურმა ხასიათმა განსაზღვრა აქ მცენარეულობის ზონალური გავრცელება: ამასთანავე ოხჩქუეს რაიონში გამოხატულია მცენარეულობის აზონალური გავრცელებაც. მასივის ქვემო ნაწილში განვითარებულია რცხილნარი და ჯაგრცხილნარი ტყეები, რომელსაც წიფელიც ურევია, მცირედ აქ მუხა და წაბლიცაა. უფრო მაღლა (700—800 მ-დან 1500—1600 მ-მდე) ჭარბობს რცხილნარ-წიფლნარი და წიფლნარი ტყეები იელის, წყავის, შქერის, ჭყორისა და თავვისარასაგან შექმნილი ქვეტყით. ტყის ზონის ზედა ნაწილი შექმნილია წიფლნარ-მუქწიფვიანი ტყეებით. ქვაბულებში გავრცელებულია ინვერსიული მაღალმთის მცენარეულობა.

ოხჩქუეს ქედის ფერდობზე ტყის გავრცელების ზედა საზღვარი დაახლოებით 1900 მეტრამდე აღწევს. ჩანს, საზღვარი ხელოვნურად არის დაწეული.

ოხჩქუეს მასივის ლითოლოგიურმა აგებულებამ განსაზღვრა მისი ნიადაგების ხასიათი; მთელი ტერიტორია ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით არის წარმოდგენილი. ამასთანავე, რელიეფის ხასიათის შესატყვისად გვხვდება სხვადასხვა სისქის ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები. ოხჩქუეს მასივის მთა-მდელოს ზონაში განვითარებულია მცირე სისქის მთა-მდელოს კარბონატული კორდიანი ნიადაგები. ტყის ზონა ძირითადად ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებითაა წარმოდგენილი.

ოხჩქუეს კირქვიან-კარსტული რაიონი უაღრესად ღარიბია ზედაპირული ჰიდროგრაფიული ქსელით. მართალია ნალექები აქ საკმაო რაოდენობით მოდის, მაგრამ წვიმის შემდეგ არც ერთი წვეთი წყალი არ ჩამოედინება ზედაპირზე; ისინი კარსტულ ძაბრებში, ნაპრალებში იყონებიან და მასივის ფარგლებში ქმნიან მიწისქვეშა ნაკადულებს და მდინარეებს, რომლებიც მასივის კიდეებზე გამოედინებიან ცოტათ თუ ბევრად მნიშვნელოვანი მდინარეების სახით (მდ. ოკალმახე, ოლორი, რტომისწყალი, რეჩხი და სხვ.). ზემოაღნიშნული მდინარეები წყალუხვი არიან თოვლის ინტენსიური დნობისა და ძლიერი წვიმების დროს.

ოხჩქუეს მასივი ტყეთმოსილობის გამო მდიდარია გარეული ცხოველებით, მრავალფეროვანია ორნიტოფაუნაც.

ოხჩქუეს მასივი ფიზიკურ-გეოგრაფიულად ერთ მთლიან რეგიონს წარმოადგენს და შეიძლება დახასიათდეს შემდეგნაირად: **ო ხ ჩ ქ უ ე ს კ უ ე ს ტ უ რ ი კ ი რ ქ ვ ი ა ნ - კ ა რ ს ტ უ ლ ი რ ა ი ო ნ ი, კ ა რ ს ტ უ ლ ი ქ ვ ა ბ უ ლ ე ბ ი თ, ნ ე შ ო მ პ ა ლ ა - კ ა რ ბ ო ნ ა ტ უ ლ ი ნ ი ა დ ა გ ე ბ ი თ, გ ე რ ტ ი კ ა ლ უ რ ი ლ ა ნ დ შ ა ფ ტ უ რ ი ზ ო ნ ა ლ ო ბ ი თ.** ოხჩქუეს ფარგლებში გამოიყოფა შემდეგი ლანდშაფტური ტიპები:

1. საშუალო სიმაღლის კირქვიან-კარსტული ქედების მთის-ტყეთა ლანდშაფტი, ნოტიო ჰავით, ზომიერ ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით,

რცხილნარ-წიფლნარი ტყეებით, ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით (500—600 მ-დან 1500—1600 მ-მდე ზ. დ.); 2. საშუალო სიმაღლის კირქვიან-კარსტული ქედების მთის-ტყეა ლანდშაფტი, ჭარბად ნოტიო კლიმატით, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით, წიფლნარ-მუქწიწვიანი ტყეებით, ნეშომპალა კარბონატული ნიადაგებით; 3. კირქვიან-კარსტულ რელიეფზე განვითარებული სუბალპური ზონა, სუბალპური ბალახეულობით, მთის მდელის კარბონატული ნიადაგებით. (1800—1900 მ-დან ზევით); 4. კარსტული ძარბებით ინტენსიურად დათხრილი პლატოს ლანდშაფტი, წიფლნარი და სოქნარ-წიფლნარი ტყეებით, კარგად განვითარებული მარად მწვანე ქვეტყით, მცირე და საშუალო სისქის ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით; 5. ეროზიული კარქვიან-კარსტული ქებაულების ლანდშაფტი, სუბალპური ბუჩქნარებით და ბალახეულობით, მთის-მდელის ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით.

IV. აფხაზეთისა და კოდორის ქედების რაიონს აღმოსავლეთიდან ესაზღვრება მდ. ენგურის აუზი და ოხაჩქუეს კირქვიან-კარსტული მასივი. დასავლეთით საზღვარი დაახლოებით მდ. აღმოსავლეთ გუმისთასა და კელასურის წყალგამყოფს ემთხვევა, ჩრდილოეთით კი აფხაზეთისა და საკუთრივ კოდორის ქედის თხემს. სამხრეთით საზღვარს წარმოადგენს ის ხაზი, სადაც ბორცვიან-სერებიანი წინამთები ჩრდილოეთით უკვე მთავრდება.

კოდორის ქედის ოროგრაფიულ ფონზე კარგადაა გამოხატული მოწინავე ქედები, რომლებიც აგებულია კირქვებით. ეს ქედები დაახლოებით 1000—1100 მ აღწევენ და გადაკვეთილი არიან მდ. მდ. კოდორის, მოქვისა და ლალიძის ხეობებით. ხასიათდებიან რელიეფის კარსტული ფორმებით. უფრო ზევით კირქვიან ზოლს მისდევს საშუალო სიმაღლის მთათა ზოლი, რომელიც აგებულია იურის ვულკანოგენური წყებით და ხასიათდება საკმაოდ კლდოვანი. გაშიშვლებული რელიეფით.

კოდორის ქედის გაგრძელებაზე, მდ. კოდორის მარჯვენა მხარეზე, მდებარეობს აფხაზეთის (ჩხალთის) ქედი, რომლის თხემი შედარებით ნაზი მოყვანილობისაა. უფრო კლდოვანი და ძნელად მისადგომია მწ. შხაპიძეა და მწ. ხოჯალი (კოდორის ქედზე). ჩხალთისა და კოდორის ქედზე გამოხატულია ძველი გაყინვარების ნიშნებიც კარების, ცირკების, მორენების, ვერძის შუბლებისა და მცირე ტროგული ხეობების სახით [28].

მთის გლაციოგენური რელიეფის სამხრეთით ვრცელდება იურული დანალექი და ვულკანოგენური წყებით, აგრეთვე იურული გრანიტიოიდებით აგებული მთის ეროზიული რელიეფი. აღწერილი რეგიონის სამხრეთით ვრცელდება კირქვიან-კარსტული რელიეფი, ტიპიურად გამოხატული კარსტული ფორმებით.

აფხაზეთისა და კოდორის ქედებზე გამოიყოფა შემდეგი კლიმატური ზონები: 1) ნოტიო ჰავა, ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით (600 მ-დან-1500—1600 მ-მდე ზ. დ.); 2) ჭარბად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით (1600 მ-დან 1800—1900 მ-მდე); 3) ჭარბად ნოტიო ჰავა, ცივი ხანგრძლივი ზამთრით და მოკლე გრილი ზაფხულით (1900 მ-დან 2100 მ-მდე); 4) მაღალმთის, ჭარბად ნოტიო ჰავა, ნამდვილ ზაფხულს მოკლებული (2100 მ-დან 2900 მ-მდე); 5) მაღალმთის ნოტიო ჰავა, მუდმივი უხვი თოვლით და ყინვარებით (2900 მ-ის ზევით) [2].

რაიონში ხშირი ჰიდროგრაფიული ქსელია, რომელსაც ქმნის მდ. კოდორი თავისი შემდინარეებით, მდ. ლალიძეა და კელასური ზემო და ნაწილობრივ

შუა წელით, აგრეთვე მდ. მდ. ლალიძგასა და კოდორს შორის მოქცეული შედარებით მცირე მდინარეების (მოქვი, დლამიში) ზემო წელი.

მდინარეებს ახასიათებთ ჩამონადენის სიჭარბე გაზაფხულზე და ზაფხულში. ზამთარში მდინარეები წყალმცირენი არიან. აფხაზეთის ქედზე და კოდორზედაც მიმობნეულია მცირე ტბები, რომლებიც ძველ ცირკებში ან კარებში მდებარეობენ.

აფხაზეთ-კოდორის რაიონში ქედის ქვემო ფერდობებზე წარმოდგენილია მთის-ტყეების ზონა, რომლის ქვემო ნაწილში გამოხატულია კირქვიან-კარსტული ლანდშაფტი, ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით. ტყის ძირითად ფონს ქმნის რცხილნარი, ჯაგ-რცხილნარი, თხილის ბუჩქები; ფართოდაა გავრცელებული ბზა უფრო ზემოთ (800—850 მ-დან) ვრცელდება ზონა წიფლის სიჭარბით, რომელშიც ურევია წაბლი, მუხა, რცხილა, ნეკერჩხალი. ფოთლოვანი ტყის ქვეშ განვითარებულია რუხი და ყავისფერი შეფერილობის ტყის ყომრალი ნიადაგები. ტყის ზონის ზედა ნაწილში წიფლნარ-სოჭნარი და სოჭნარ-ნაძენარი ტყეებია, რომელთა ქვეშ განვითარებულია გაეწერებული ყომრალი ნიადაგები, ხოლო წმინდა წიწვიანი ტყეების ზონაში გვხვდება ძირითადად მთა-ტყის ეწერი ნიადაგები. ტყის ზონა აღწევს საშუალოდ 1800—1900 მ-მდე, რომლის შემდეგ გამოხატულია (1900—2000-დან 2300—2400 მ-მდე) სუბალპური ბუჩქნარებისა და მაღალბალახეულობის, ზოგან სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების ზონა მთა-მდელოს ნიადაგებით. 2900—3000 მეტრამდე წარმოდგენილია ალპური ზონა, ალპური ბალახეულობით, მცირე და საშუალო სისქის მთის მდელოს ნიადაგებით. რაიონის უფრო მაღალი ადგილები უკავია სუბნივალურ და ნივალურ ზონას.

რაიონის ბუნებრივი კომპლექსები შემდეგნაირად გვესახება: ძირითადად ი უ რ უ ლ პ ო რ ფ ი რ ი ტ უ ლ წყ ე ბ ა ზ ე და ც ა რ ც უ ლ კ ა რ ქ ე ვ ბ ზ ე განვითარებული ჩხალთა (აფხაზეთის)-კოდორის ქედების რაიონი, მრავალსართულიანი ლანდშაფტური ზონებით (ქედების თხემურ ნაწილში გლაციალურ-ტბიური ლანდშაფტით). ეს რაიონი ორ ქვერაიონად ნაწილდება: 6) კოდორის ქედის სამხრეთი ფერდობის ქვერაიონი, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით, სუსტად გამოხატული თანამედროვე და ძველი გაყინვარების ნიშნებით, 7) ჩხალთის (აფხაზეთის) ქედის სამხრეთი ფერდობის ქვერაიონი, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით, შედარებით კარგად გამოხატული თანამედროვე და ძველი გაყინვარების ნიშნებით. განხილულ რაიონში შემდეგი ლანდშაფტური ტიპებია: 1. კარსტული ლანდშაფტი საშუალომთიან კირქვიანი (მოწინავე) მთების ზონაში, ფოთლოვანი (უმეტესად რცხილნარი და ჯაგრცხილნარი) ტყეებით, სხვადასხვა სისქის ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით; 2. საშუალო მთის ტყის ზონა, მკვეთრად დანაწევრებული მთა-ხეობათა რელიეფით, შედარებით გრილი და ნოტიო კლიმატით, ქვეზონებით: ა) ქვეზონა შერეული ფოთლოვანი ტყის (წიფლის სიჭარბით), ტყის ყომრალი ნიადაგებით, ბ) ქვეზონა შერეული ტყის, სოჭნარ-ნაძენარის სიჭარბით, მთის ეწერი და გაეწერებული ყომრალი ნიადაგებით; 3. მაღალმთის სუბალპური მდელოების ზონა, ცივი და ნოტიო კლიმატით, მთის მდელოს და მთის კორდიანი ნიადაგებით, მაღალბალახეულობით და ბუჩქნარებით; 4. ალპურ მდელოთა ზონა, კორდიანი

და კორდიან-ტორფიანი ნიადაგებით; 5. სუბნივალური და ნივალური ზონის ფრაგმენტები, ნოტიო ჰავით, მუდმივი უხვი თოვლით და ყინვარებით.

V. მდ. კოდორის ზემო წელის აუზის რაიონი თავისი მკვეთრი ტერიტორიული გამოყოფილობისა და ბუნებრივი კომპლექსების შეთანწყობის ხასიათით დამოუკიდებელ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ რეგიონს წარმოადგენს. არსად აფხაზეთში ისე მკვეთრად არაა გამოხატული თანამედროვე და ძველი გლაციური ფორმების ლანდშაფტებში, როგორც კოდორის ზემო წელის აუზში. ამ რაიონის ლანდშაფტური დარაიონება და გამოყოფილი ერთეულების მოკლე კომპლექსური დახასიათება მოახდინა ქ. ყაფრიშვილმა [9]. აღორშეველდებით მის განმეორებით დახასიათებას, აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ რაიონის შესახებ არსებული ლიტერატურის ანალიზისა და პირადი დაკვირვების შედეგად, ჩვენ მიზანშეწონილად მიგვაჩნია კოდორის ზემო წელის აუზში გამოვყოთ ორი ქვერაიონი: 8. აღმოსავლეთის (სეკენის) ქვერაიონი და 9. დასავლეთის (ჩხალთის) ქვერაიონი. სეკანის ქვერაიონი გამოირჩევა ლანდშაფტებში თანამედროვე და ძველი გლაციალური ფორმების სიუხვით.

კოდორის ზემო წელის აუზში გამოიყოფა ლანდშაფტის რამდენიმე ზონალური ტიპი; მაგ., ჩხალთის ქვერაიონში შემდეგი ლანდშაფტური ზონებია: 1) მთის ტყეთა ზონა, განვითარებული ძლიერ დანაწევრებულ მთა-ხეობათა რელიეფზე, ქვეზონებით: ა) მთის ტყის ქვეზონა წიფლის სიჭარბით და ბ) მთის ტყის ქვეზონა სოჭნარ-ნაძვნარით; 2) სუბალპური ზონა; 3) ალპური ზონა; 4) სუბნივალური ზონა; 5) ნივალური ზონა. ასეთივე ზონალობა ახასიათებს კავკასიონის სამხრეთ კალთას სეკენის ქვერაიონის ფარგლებშიაც და აგრეთვე სეან-აფხაზეთის ქედსაც. ჩხალთის ქვერაიონში, მარჯვენა მხარეზე, ყველა აღნიშნული ზონებია გამოხატული, მაგრამ იმ განსხვავებით, რომ აქ სუბნივალური და ნივალური ლანდშაფტის მხოლოდ მცირე ფრაგმენტია. რაიონის ზემოაღნიშნული მიმოხილვიდან შეიძლება იგი შემდგენიარად წარმოვიდგინოთ: კოდორის რაიონი თანამედროვე ყინვარებით და ძველი გაყინვარების კარგად გამოხატული კვალით, მრავალსართულიანი ლანდშაფტით.

VI. ბზიფის რაიონი დასავლეთიდან და ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრულია მდ. ბზიფის შედარებით ვიწრო და ღრმა ხეობით. სამხრეთით იგი გორაკ-ბორცვიან წინამთების ზონამდე ვრცელდება, ხოლო აღმოსავლეთით—მდ. აღმოსავლეთ გუმისთას ხეობამდე. ბზიფის ქედის დასავლეთი, კირქვებით აგებული რელიეფი განსხვავებულია იურული პორფირიტული წყებისა და ლეიასის ფიქლებზე გამომუშავებულ რელიეფისაგან.

ბზიფის ქედის დასავლეთ ნაწილში განვითარებულია კარსტული რელიეფი, ქედების თხემებზე ძველი გაყინვარების კვალით. დაახლოებით მწვერვალ ახობოხის მერიდიანის ცოტა აღმოსავლეთით კირქვიან-კარსტული რელიეფი მთავრდება და ადგილს უთმობს ლეიასის ფიქლებზე და ბაოსურ პორფირიტულ წყებაზე გამომუშავებულ მთა-ხეობათა რელიეფს, ძველი გაყინვარების ნიშნებით. როგორაფიულად ამ ტიპის შემადგენლობაში შედის ბზიფის ქედის აღმოსავლეთი ნაწილი.

რაიონში ზღვის დონიდან 1500 მ-მდე ნოტიო ჰავაა, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით. უფრო ზევით (1900 მ-მდე) სინოტივე მატულობს და ზაფხული გრილი ხდება. 1900—2000 მ-დან 2100 მ-მდე ჭარბად ნო-

ტიო კლიმატია, ცივი, ხანგრძლივი ზამთრით და მოკლე გრილი ზაფხულით. აღ-
პურ ზონაში. 2900—3000 მეტრამდე, ვრცელდება მაღალ მთის, ქარბად ნოტიო
პედა, რომელიც ნამდვილ ზაფხულს მოკლებულია.

ბზიფის რაიონი ჰიდროგრაფიული ქსელით ღარიბია. ქსელის სისწირის მი-
ხედვით რაიონი ორ ნაწილად შეიძლება დაიყოს—დასავლეთ ნაწილად, სადაც
კირქვიან-კარსტული რელიეფის პირობებში ჰიდროგრაფიული ქსელი ძალზე
თხელია, და აღმოსავლეთ ნაწილად, სადაც იურულ არა კირქვიან ქანებით აგე-
ბულ ძლიერ დანაწევრებული რელიეფის პირობებში ჰიდროგრაფიული ქსელი
გაცილებით ხშირია. რაიონის ერთ-ერთ დამახასიათებელ თავისებურებად ითვ-
ლება კარსტული წყლების სიუხვე.

ქედის ქვემო ფერდობზე გაბატონებულია რცხილნარი ტყეები, ზოგან
რცხილნარი ჯავრცხილნარით იცვლება. ამ ზონაში კირქვიან, შედარებით მშრალ
ადგილებში გვხვდება ძეძვი. ქვეზონის ზემო ნაწილში შერეულია წიფელი.
მთის-ტყის ზემო ზონაში (1200 მეტრიდან) წიფლნარ-რცხილნართან ერთად
გვხვდება ნაძვი და სოჭი. უფრო ზევით სოჭი და ნაძვია გაბატონებული. ქვეტყე-
ში ქარბობს წყავი და ბაძგი. ტყის ზემო საზღვარი დაახლოებით 1850 მ მდებარე-
ობს (ზ. დ.), რომლის ზემოთ წარმოდგენილია სუბალპური ბუჩქნარებისა და
მაღალბალახეულობის ზონა. ბზიფის ქედის თხემური ნაწილი აღპურ ბალახეუ-
ლობას უჭირავს. აღპურ ბალახეულობასთან ერთად ლანდშაფტის ფონს ქმნის
კირქვების ნაზევები (დასავლეთ ნაწილში), ვეებერთელა კარსტული ძაბრები,
რომელშიც თოვლი დევს; აღმოსავლეთ ნაწილში კი დაკბილული თხემი, მკაც-
რი რელიეფით, ყინვარული ფორმებით, ქვაყრილებით და ნაზევებით. ბზიფის
რაიონი მთლიანად შეიძლება ასე დავახასიათოთ: საშუალო მთიანი და
მაღალმთიანი ბზიფის ქედის რაიონი, ვერტიკალური
ლანდშაფტური ზონებით, დასავლეთ ნაწილში კარს-
ტული ლანდშაფტებით. ბზიფის რაიონი შეიძლება ორ ქვერაიონად
დავყოთ: 10. დასავლეთ ქვერაიონად, სადაც კარსტული ლანდშაფტი გამოხა-
ტული და 11. აღმოსავლეთ ქვერაიონად, სადაც კარსტული ლანდშაფტი არ
გვხვდება.

VII. ბ ა ვ ი უ გ ე ა ს რაიონი მდებარეობს მდ. ბზიფის მარჯვენა მხარეზე.
მას ჩრდილოეთიდან განსაზღვრავს კავკასიონის თხემი, სამხრეთიდან მდ. ბზი-
ფის ხეობა მდ. გეგას შესართავამდე, ხოლო დასავლეთით მდ. გეგას ხეობა;
აღმოსავლეთით მდ. ბზიფისა და მდ. ჩხალთის წყალგამყოფი. ამ ფარგლებში
ბავიუ-გეგას რაიონი კარგად გამოხატულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ერთეულს
წარმოადგენს. მიუხედავად ამისა, რაიონის შიგნით ადგილი აქვს ბუნებრივი
კომპლექსების რამდენიმე განსხვავებულ შერწყმას მის ცალკეულ მონაკვე-
თებში. რაც საშუალებას იძლევა იგი დავყოთ ორ ქვერაიონად: 12. ბავიუს ქვე-
რაიონი; მას უკავია მდ. ბავიუს აუზი და მის აღმოსავლეთით მდებარე ტერიტო-
რია, მდ. ბზიფის მარჯვენა მხარეზე. ამ ქვერაიონს კავკასიონის სამხრეთი ფერ-
დობი უჭირავს და თანამედროვე და ძველი გაყინვარების ნიშნები აქ უფრო კარ-
გადაა გამოხატული, ვიდრე რაიონის დანარჩენ ტერიტორიაზე. 13. გეგალაშიფ-
სეს ქვერაიონს უჭირავს მდ. მდ. ლაშიფსეს და იუფშარას აუზი. ძველი გლა-
ციალური ფორმები და თანამედროვე გაყინვარება აქ შედარებით სუსტად არის
გამოხატული. ქვერაიონში შესანიშნავადაა წარმოდგენილი კანიონისებური
ხეობები. განსხვავებულია ამ ორი ქვერაიონის კლიმატიც, რაც თავის მხრივ

გავლენას ახდენს ნიადაგ-მცენარეულობის საფარზე. უკანასკნელზე დაკვირვება იმას ადასტურებს, რომ გეგვა-ლაშიფსეს რაიონი უფრო ნოტიოა და თბილია, ვიდრე ბაეიუს რაიონი.

VIII. გაგარის რაიონი აფხაზეთის ფარგლებში განსხვავებულ ლანდშაფტურ რეგიონს წარმოადგენს. იგი აფხაზეთის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში მდებარეობს და თითქმის უშუალოდ შავი ზღვის ნაპირს აწყდება სამხრეთით. მისი კომპლექსური ლანდშაფტური დახასიათება აღრე ჩატარდა [24]. ამიტომ ჩვენ წინამდებარე შრომაში რაიონის კომპლექსურ აღწერილობაზე არ შევჩერდებით. აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ რაიონი შეიძლება მთლიანად ასე დახასიათდეს: გაგარის საშუალო და მაღალმთიანი კირქვიან-კარსტული რაიონი, ვერტიკალური ლანდშაფტური ზონებით და კარგად გამოხატული აზონალური მიკრო ლანდშაფტებით.

Д. Б. УКЛЕБА

К ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ АБХАЗСКОЙ АССР

Резюме

Абхазская АССР расположена в северо-западной части Грузинской ССР, между $42^{\circ}25'$ — $43^{\circ}34'$ с. ш. и $40^{\circ}0'$ — $42^{\circ}8'$ в. д. Её территория охватывает южные склоны Кавказов, северо-западную часть предгорий и часть Колхидской низменности.

Анализ природных условий Абхазии позволяет выделить физико-географические подобласти, районы и подрайоны, имеющие свои типичные черты.

На исследуемой территории выделяются две подобласти: А) Северо-запад влажно-субтропического Колхидского холмистого предгорья и низменности и Б) Южный склон Абхазского Кавказов. В пределах каждой из них выделяются районы и подрайоны: в первой подобласти выделяются: I. Самурдзаканский район с ландшафтом холмисто-террасированной предгорий и низменности, с морским влажно-субтропическим климатом, с теплой, мягкой зимой; аллювиальными, субтропическо-подзолистыми, желтоземными и красноземными почвами; колхидскими, в низменных частях болотными лесами. Подрайоны: 1. Озерно-болотный низменный и холмисто-предгорный Галидзга-Ингурский подрайон, с избыточно влажным морским субтропическим климатом; с преобладанием аллювиально-заболоченных и субтропических подзолистых почв; с колхидским типом леса, водноболотной растительностью. 2. Холмисто-предгорной и более дренированной низменной Очамчирско-Келасурский подрайон, с влажно-субтропическим климатом, с преобладанием субтропических подзолистых и желтоземных почв, с колхидскими лиановыми лесами.

II. Район Келасур-псоуйской низменности и холмистых предгорий, с влажным климатом, с сухим и жарким летом (с признаками средиземноморского климата), с преобладанием аллювиальных субтропическо-подзолистых и перегнойно-карбонатных почв. Подрайоны: 3. Сухумский, 4. Гагра—Ново-Афонский, 5. Леселидзевский.

Б. Подобласть южного склона Абхазского Кавкасион делится на следующие районы и подрайоны: III. Район Охачкуе с типами ландшафтов: 1) Ландшафт Горно-лесной средневысотных известняково-карстовых хребтов, с влажным климатом, умеренно холодной зимой и продолжительным летом, с грабово-буковыми лесами, на перегнойно-карбонатных почвах, 2) Горно-лесной ландшафт средневысотных известняково-карстовых хребтов, с избыточно влажным климатом, холодной зимой и продолжительным прохладным летом, с пихтово-еловыми и пихтово-буковыми лесами, перегнойно-карбонатными почвами, 3) Субальпийский ландшафт на известняково-карстовом рельефе, с субальпийскими кустарниками и травами, горно-луговыми карбонатными почвами, 4) Ландшафт интенсивно закарстованного плато, с буковыми и пихтово-буковыми лесами, хорошо развитыми вечнозелеными подлесками, мало и среднемошными перегнойно-карбонатными почвами, 5) Ландшафт эрозионных известняково-карстовых котловин с субальпийскими кустарниками и травами, с горно-луговыми перегнойно-карбонатными почвами.

IV. Район Чхалта-Кодорского хребтов с подрайонами: 6. Подрайон южного склона Кодорского хребта, с вертикальными ландшафтными зонами, со слабо выраженными признаками современного и древнего оледенения, 7. Подрайон южного склона Чхалтинского хребта, с вертикальными ландшафтными зонами, со сравнительно хорошо выраженными формами современного и древнего оледенения.

V. Кодорский район с современными ледниками и хорошо выраженными признаками древнего оледенения, с многоэтажными ландшафтами, подрайоны, 8. Восточный (Секенский), 9. Западный (Чхалтинский).

VI. Район средне- и высокогорного Бзыбского хребта, с вертикальными ландшафтными зонами, в западной части с известняково-карстовыми ландшафтами. Подрайоны: 10. Западный (известняково-карстовый) и 11. восточный.

VII. Район Бавю-Гегинский, с подрайонами: 12. Бавюский и 13. Гега-Лашипсейский.

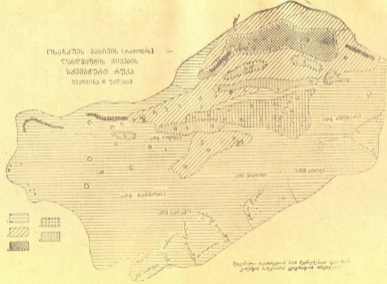
VIII. Среднегорный и высокогорный известняково-карстовый Гагринский район, с вертикальными ландшафтными зонами и хорошо выраженными аональными микроландшафтами.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. კეცხოველი ნ., საქართველოს მცენარეულობის ძირითადი ტიპები, თბ., 1935.
2. კორძაძეა მ., ჯავახიშვილი შ., აფხაზეთის კლიმატი, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. შრომები, ტ. XIV, 1961.
3. მგელაძე კ., ტბა ამტყელი და მისი მიდამოები (ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება), გორკის სახ. სოხუმის სახელმწიფო პედიინსტ. შრომები, VII, სოხუმი, 1955.
4. ნემანიშვილი ს., ზზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობის და მიმდებარე ზღვის სანაპიროს გეომორფოლოგია, ხელნაწერი, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, თბ., 1958.
5. საბაშვილი მ., ნიადაგმცოდნეობა, თბ., 1948.
6. სოხაძე ე., აფხაზეთის ასსრ მცენარეული საფარი, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, თბ., 1958.
7. ჯანაშვილი არჩ., დასავლეთ კავკასიონის ფაუნა, გეოგრ. ინსტ. ფონდები, 1944.
8. ჩანგაშვილი გ., მდინარე ზზიფის აუზის გეომორფოლოგიისათვის, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, თბ., 1958.

9. ყავრიშვილი ქ., აფხაზეთის ჩრდ.-აღმოსავლეთი მხარის რელიეფისა და ლანდშაფტური ტიპების დადგენისათვის, თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 45, 1952.
10. ყავრიშვილი ქ., ბზიფისა და აფხაზეთის მაღალმთიანი ქედების ლანდშაფტური დახასიათებისათვის, თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 50, 1953.
11. ყიფიანი შ., გაგრის ქედის კარსტული მხარის გეომორფოლოგიისათვის, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1951—52.
12. ყიფიანი შ., ბზიფის ქედის კარსტული მხარის გეომორფოლოგიისათვის, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. ფონდები, ხელნაწერი, 1950—51.
13. Абхазия, Геоботанический и лесоводственный очерк по материалам экспедиции АН СССР, 1934, Л., 1936.
14. Астахов Н. Е., Геоморфологический очерк части юго-восточной Абхазии, рукопись, ф-ды и-та Геогр. им. Вахушти АН ГССР, Тб., 1958.
15. Владимирова Л. А., Минимальный сток рек Абхазии, рукопись, ф-ды и-та географии им. Вахушти АН ГССР, 1949.
16. Гвоздецкий Н. А., Физическая география Кавказа, ч. I, М., 1954.
17. Гроссгейм А. А., Растительный покров Кавказа, М., 1948.
18. Девдариани Г. С., Геоморфологические наблюдения в окрестностях Сухуми, Тр. Кутаийского пединститута, т. 6, 1946.
19. Джавахишвили А. Н., Схема физико-географических ландшафтов Грузинской ССР, рукопись, ф-ды И-та геогр. им. Вахушти АН ГССР, Тб., 1946.
20. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы ГССР, типы рельефа и районы их распространения, М.-Л., 1947.
21. Добрынин Б. Ф., Соавторы — Карта физико-географических (ландшафтных) областей, районов и зон ГССР, рукопись, СОПС, АН ГССР, 1944.
22. Долуханов А. Г., Геоботанический очерк лесов ущелья р. Чхалты, Тр. Тифлисского бот. и-та Груз. филиала АН СССР, V, 1938.
23. Кавришвили В. И., Ландшафтно-гидрологические зоны ГССР, Тб., 1955.
24. Кавришвили К. В., К физико-географической характеристике Гагрского района, Тр. Тб. Гос. Универс., т. 58, 1956.
25. Кувтырева Н. С., Почвенно-растительный покров Абхазской АССР, Уч. записки Московского областного И-та, т. XVII, вып. 6, 1956.
26. Лашихия Ш. В., Опыт физико-географического районирования Черноморского побережья Абхазии, Тр. Сухумского гос. пед. и-та им. Горького, X—XI, Сухуми, 1958.
27. Малеев В. П., Флора и растительность Абхазии, Сб. Абхазия, АН СССР, 1936.
28. Маруашвили Л. И., Геоморфологическая характеристика бассейна р. Кодор, рукопись, ф-ды Ин-та геогр. им. Вахушти АН ГССР, Тб., 1958.
29. Матурели Н. И., К физико-географической характеристике окрестностей Сухуми, автореферат канд. диссертации, Сухуми, 1955.
30. Мгеладзе К. Г., К физико-географической характеристике центральной части горной Абхазии, Автореферат канд. диссертации, Тб., 1955.
31. Мгеладзе К. Г., Опыт физико-географического районирования Абхазской АССР, Тезисы докл. на III Всесоюз. совещании ландшафтоведов, 1958.
32. Сабашвили М. Н., Почвы Грузии, Тб., 1948.
33. Сихарулидзе Т. А., Ландшафтные зоны Абхазской АССР, Тезисы докладов на III Всесоюз. совещании по ландшафтоведению в Тбилиси, 1958.
34. Уклеба Д. Б., Ландшафтное районирование Верхней Сванетии, Тезисы докладов на III Всесоюзном совещании по ландшафтоведению в Тбилиси, Тб., 1958.
35. Уклеба Д. Б., О типах ландшафтов массива Охачкуа. Сообщ. АН ГССР, т. XXV, № 3, 1960.





Կարմիր ավազաքարի հարթավայրի հարթավայր
Կարմիր ավազաքարի լեռնալանջ
Կարմիր ավազաքարի հարթավայր

Սկզբնական քարտեզի վրա ցուցված է Կարմիր ավազաքարի հարթավայրի հարթավայրը

შინაარსი—СОДЕРЖАНИЕ

1. ლ. მარუაშვილი—კოდორის აუზის მოკლე გეომორფოლოგიური ნარკვევი	3
Л. И. Маруашвили—Краткий геоморфологический очерк бассейна р. Кодори	15
2. Н. Е. Астахов—К геоморфологии части юго-восточной Абхазии	19
3. გ. ჩანგაშვილი—მდინარე ბზიფის აუზის მოკლე გეომორფოლოგიური ნარკვევი	27
Г. З. Чангашвили—Краткий геоморфологический очерк бассейна р. Бзыби	39
4. ს. ნემანიშვილი—ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობის და მიმდებარე შავი ზღვის სანაპიროს მოკლე გეომორფოლოგიური ნარკვევი	43
С. Н. Неманишвили—Краткий геоморфологический очерк южного склона бзыбского хребта и прилегающей части черноморского побережья	54
5. შ. ყიფიანი და გ. დონდუა—აფხაზეთის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის გეომორფოლოგიური დახასიათება	57
Ш. Я. Кициани и Г. Д. Дондуа—Геоморфологическая характеристика северо-западной части Абхазии	64
6. შ. ყიფიანი და ზ. ტინტილოზოვი—ონაჩქუეს კირქვიანი მასივის კარსტული ფორმების გეომორფოლოგიისათვის	69
Ш. Я. Кициани и З. К. Тинтилозов—К геоморфологии карстовых форм известнякового массива Охачкуэ	80
7. შ. ყიფიანი და ზ. ტინტილოზოვი—წებელდის მიდამოების კარსტული გამოქვაბულების გეომორფოლოგიისათვის	83
Ш. Я. Кициани и З. К. Тинтилозов—К геоморфологии карстовых пещер в окрестностях Цебельды	102
8. Д. В. Церетели—Четвертичные отложения Абхазии	107
9. მ. კორძაძია, შ. ჯავახიშვილი—აფხაზეთის კლიმატი	123
М. О. Кордзахия, Ш. И. Джавахишвили—Климат Абхазии	141
10. Л. А. Владимиров—Закономерности стока в бассейнах рек Абхазии	145
11. Е. В. и М. Е. Сохалзе—К ботанико-географической характеристике Абхазии	159
12. დ. უკლება—აფხაზეთის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისათვის	167
Д. Б. Уклеба—К физико-географическому районированию Абхазской АССР	179

რედაქტორი ალ. ჯავახიშვილი
გამომცემლობის რედაქტორი შ. პატაშვილი
ტიპრედაქტორი ნ. ჯაფარიძე
კორექტორი რ. ფეიქრიშვილი

გადაეცა წარმოებას 7.10.1960; ანაწყობის ზომა 7×12 ; ხელმოწერილია
დასაბუქდად 19.5.1961; ქალაქის ზომა $70 \times 108 \frac{1}{16}$;
ქალაქის ფურცელი 5,75; საბუქდი ფურცელი 15,75; საავტორო
ფურცელი 14,23; სააღრიცხვო-საგამომცემლო ფურცელი 14,57;
შეკვეთა 1473; უე 02792; ტირაჟი 600
ფასი 1 მან. 22 კაპ.

საქართველოს სსრ შეცნირებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა
თბილისი, გ. ტაბიძის ქ., № 3/5