

Iv.Javakhishvili Tbilisi State University
Department of Geomorphology and Geoecology
Vakhushti Bagrationi Institute of Geography

R.Gobejishvili, V. Kotlyakov

GLACIOLOGY

(Glaciers)

Tbilisi- 2006

„გლაციოლოგია“ პირველი მონოგრაფიაა ქართულ ენაზე, რომელშიც მოცემულია მყინვარების წარმოქმნის, კვებისა და ღინამიკის საკითხები. წიგნში აღწერილია, დედამიწაზე თანამედროვე მყინვარების გავრცელების კანონზომიერებები, განხილულია მყინვარების მოქმედების თავისებურებები და მისი მასშტაბები დედამიწის ზედაპირის ფორმირებაში, მყინვარების მნიშვნელობა სახალხო მეურნეობაში. სახელმძღვანელოში მოცემულია მსოფლიოს მყინვარების დარაიონება, გამოყოფილია პროვინციები და ოლქები, დახასიათებულია თითოეული ოლქის თანამედროვე მყინვარები. ცალკეა განხილული საქართველოს მყინვარები და მათი ღინამიკა. ნაშრომს თან ერთვის ცხრილები, რომლებიც ნათელ წარმოდგენას გვაძლევენ მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონებში თანამედროვე გავრცელებაზე, ტიპებზე და ზომებზე.

მადლიერების გრძნობით გვინდა ავღენიშნოთ, რომ ნაშრომის შესრულებაში დიდი დახმარება გაკვიწიეს გლაციოლოგიის ლაბორატორიის მეცნიერ თანამშრომლებმა და ასპირანტებმა: ნ. ლომიძემ, ს. ზორბალაძემ, დ. სენაძემ, გეოგრაფ. მეცნ. კანდიდატმა გ. დვალაშვილმა. წიგნი შესაძლებელია გამოყენებულ იქნეს უმაღლესი სასწავლებლების გეოგრაფიის სპეციალობის სასწავლო პროცესში. იგი დახმარებას გაუწევს გეოგრაფებს, გეოლოგებს, გეოფიზიკოსებს და სხვა დაინტერესებულ ფართო საზოგადოებას.

ნაშრომი ქართულ ენაზე პირველად დაიბეჭდა, ამიტომ შეცდომებისაგან დაზღვეული არ იქნება. ყველა შენიშვნას ავტორები მადლიერებით მიიღებენ და გაითვალისწინებენ.

რედაქტორი გ. გიგინეიშვილი - საქართველოს გეოგრაფიული
საზოგადოების პრეზიდენტი,
გეოგრაფიის მეცნიერებათა
დოქტორი, პროფესორი

რეცენზენტები ე. წერეთელი-გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი,
პროფესორი

ლ. ქალღანი - გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი

ნაშრომი დაიბეჭდა ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის
ინსტიტუტის სამეცნიერო საბჭოს დადგენილებით და ივ. ჯავახიშვილის
სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის სარედაქციო-
საგამომცემლო კოლეგიის გადაწყვეტილებით

© რ. გობეჯიშვილი, ვ. კოტლიაკოვი, 2006

გამომცემლობა „უნივერსალი“, 2006.

ISBN 99940-51-94-6

„Гляциология” – первая монография на грузинском языке, в которой рассматриваются вопросы возникновения, питания и динамики ледников. В книге даются закономерности распространения современных ледников по поверхности Земли. Рассматриваются масштабы и особенности воздействия ледников на формирование поверхности Земли. Предложена схема районирования ледников земного шара, выделены отдельные провинции и области. Дается характеристика современных ледников по областям. Отдельно рассмотрена динамика и характеристика ледников Грузии. К работе прилагаются таблицы, дающие четкое представление об их размерах и типах.

Книга предназначена для студентов географической специальности, а также для широкого круга специалистов; географов, геологов, геофизиков, экологов и др. С благодарностью отмечаем, что в работе над монографией большую помощь оказали научные сотрудники и аспиранты лаборатории гляциологии Института географии им. Вахушти Багратиони: Н.Н. Ломидзе, С.Н. Хорбаладзе, Д.Т. Сванадзе, канд. географ. наук Г.Б. Двалашвили.

Так, как монография на грузинском языке публикуется впервые, неизбежны определенные недостатки. Все замечания авторы с благодарностью примут и учтут.

Редактор: Г.Н. Гигинеишвили – Президент географического общества Грузии, доктор географ. наук, профессор.

Рецензенты: Э.Д. Церетели, доктор географ. наук, профессор.
Л.А. Калдани, доктор географ. наук

Монография напечатана по решению ученого совета Института Географии им. Вахушти Багратиони и редакционно-издательской коллегии Тбилисского Государственного Университета имени Ив. Джавахишвили

„Glaciology” is the first monograph in Georgian language on origin, alimentation and dynamics of glaciers. The regularities of present-day glacier expansion, peculiarities of their dynamics and their role in formation the earth’s surface and their significance in national economy is considered in the book. The

world’s glaciers have been arranged per zones; provinces and regions have been singled out and given characteristics of modern glaciers of each region. Glaciers of Georgia have been separately deliberated. The table with present-day expansion of glaciers, their types and volume in different regions of the earth is enclosed to the text-book.

We would like to express our thanks for the rendered assistance to the scientific workers and post graduates of glaciological laboratory: N. Lomidze, S. Khorbaladze, D.Svanadze, Cand. of Geogr.Sc. G. Dvalashvili. The book is recommended to Higher Educational Institutions teaching geography.

It will be of service to geographers, geologists, geo-physicians and wide range of concerned public

We will gratefully welcome and take into account criticism.

Editor: G. Gigineishvili - President of Geographical Society of Georgia;
Dr. of Geographical Science; Prof.

Reviewers: - E. Tsereteli, Dr. of Geographical Science; Prof.
L.Kaldani, Dr. of Geographical Science.

The book has been published through the resolution of Scientific Board of Vakhushti Bagrationi Institute of Geography and decision of editorial-publishing board of Iv. Javakhishvili Tbilisi State University.

© R. Gobejishvili, V. Kotlyakov. 2006

ISBN 99940-51-94-6

ნაწილი I

გლაციოლოგიის ზოგადი საკითხები

თავი I. გლაციოლოგიის შესავალი

1. გლაციოლოგია, საგანი და ამოცანები

გლაციოლოგია ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს Glacies—
ყინული, LOGOS – მოძღვრება. გლაციოლოგია მეცნიერებაა ბუნებრივი
სისტემების შესახებ, რომლის თვისება და დინამიკა ყინულითაა გან-
საზღვრული. მისი კვლევის ობიექტს წარმოადგენს ჰიდროსფეროში,
ატმოსფეროსა და ლითოსფეროში არსებული ბუნებრივი ყინულები,
მათი განვითარების დინამიკა და რეჟიმი, გარემოსთან ურთიერთკავში-
რი, ყინულის რეჟიმი და მათი როლი დედამიწის ბუნებრივი გარემოს
ევოლუციაში.

გლაციოლოგიის კვლევის ერთიან ბუნებრივ ობიექტს გლაცი-
ოსფერო და მისი შემადგენელი ნივალურ-გლაციალური სისტემა
წარმოადგენს.

გლაციოსფერო პლანეტარული სისტემის - ლითოსფერო, ჰიდ-
როსფერო, ატმოსფერო – დამოუკიდებელ ნაწილს წარმოადგენს და
გამოირჩევა სპეციფიური თვისებებით: წყლის მყარ მდგომარეობაში
არსებობით, მასის შენელებული ცვლით, არეკვლის მაღალი თვისებე-
ბით, ფაზებში გადასვლისას დიდი რაოდენობით სითბოს დახარჯვით,
ხმელეთზე ზემოქმედების გამორჩეული მექანიზმით და სხვა. გლაცი-
ოსფერო განსაზღვრავს გარკვეულწილად თანამედროვე განედურ და
ვერტიკალურ ზონალობას, განედებს შორის ჰაერის მასების ცვლას,
გავლენას ახდენს მსოფლიო ოკეანის დონეზე. დროში ის ძალზე
ცვალებადია და შესაძლებელია დედამიწის განვითარების რომელიმე
ეპოქაში სრულიად გამქრალიყო.

გლაციოსფერო კლასიკური სფერო არ არის, მაგრამ მისი მნიშვნე-
ლობა იმდენად დიდია დედამიწის ერთიან სისტემაში, რომ თავისუფ-
ლად შეიძლება იგი გავათანაბროთ ხმელეთთან, ზღვასთან, ატმოსფე-
როსთან. თოვლის და ყინულის სფერო მეტად მნიშვნელოვან ბუნებ-
რივ თვისებებს ფლობს, რომლებიც ასეთი შეთანაწყობით დედამიწის
არც ერთ სხვა სფეროში არ მეორდება. წლის უმეტეს დროს წყალი

მყარ ფაზაშია; მასათა ცვლა, ყველა ბუნებრივი პროცესისათვის არის დამახასიათებელი, აქ იგი ძალზე ნელა მიმდინარეობს. დედამიწის ზედაპირზე მოსული მზის ენერგიის დიდ ნაწილს თოვლი და ყინული აირეკლავს, რაც ხელს უწყობს გარემოს გაცივებას. თოვლი და ყინული აქტიურად მოქმედებენ ხმელეთზე და დედამიწის ზედაპირზე; დროის დიდ პერიოდში ის ცვლის რელიეფს და ზოგჯერ კონტინენტებისა და ოკეანეების მოხაზულობასაც კი. დედამიწის ზედაპირზე ტემპერატურა 0° -ის სიახლოვეს ცვალებადობს, ამიტომ თოვლი და ყინული ხან დნება, ხან ხელახლა იყინება, რის შედეგადაც გლაციოსფეროს ზომები გამუდმებით იცვლება. უკანასკნელ გეოლოგიურ პერიოდში და დღესაც კი გლაციოსფეროს როლი დედამიწის ევოლუციაში ძალზე მნიშვნელოვანია. იგი გარკვეულ წილად განსაზღვრავს თანამედროვე ჰორიზონტალურ და ვერტიკალურ ზონალობას, აძლიერებს ჰაერის მასების ცირკულაციას, გავლენას ახდენს მსოფლიო ოკეანის დონეზე. წარმოიდგინეთ: ნოტიო ეკვატორული ჯუნგლები, ცხელი უდაბნოები, მინდვრები, პლანტაციები და ბაღები, ცხოველთა და მცენარეთა სამყარო იმაზე ორჯერ მეტ სითბოს საჭიროებს, რაც იზარჯება თოვლისა და ყინულის დნობაზე ან რაც წყლის გაყინვის დროს გამოიყოფა. დედამიწის სფეროზე მოქმედებს კოლოსალური ბუნებრივი მანქანა, რომლის ძირითადი ნაწილებია - ატმოსფერო, ოკეანე, ხმელეთი და გამყინვარება. ამ ცალკეული ნაწილების ურთიერთქმედება დედამიწის კლიმატს, გამყინვარებას და რელიეფის მორფოლოგიურ სახეს აყალიბებს. იწვევს მათ ცვალებადობას. ენერგეტიკის წყაროს, მზის რადიაციასთან ერთად, კოსმოსური სივრციდან მოსული უწყრილესი (კორპუსკულარული) და მეტეორული ნაკადები, დედამიწის ზედაპირის ტექტონიკური მოძრაობა, ვულკანების მოქმედებით ამოფრქვეული პროდუქტები წარმოადგენს.

წინამდებარე ნაშრომში გლაციოლოგიის ქვეშ განვიხილავთ მეცნიერებას მყინვარების შესახებ, რომელიც ხმელეთზე მყარი ატმოსფერული ნალექების აკუმულაციის და გარდაქმნის დროს წარმოიქმნება და დამოუკიდებელი მოძრაობით ხასიათდება.

მყინვარი რელიეფის და კლიმატის ურთიერთმოქმედების შედეგს წარმოადგენს. იგი იმ შემთხვევაში ფორმირდება, როცა მყარი ატმოსფერული ნალექები მრავალი წლის განმავლობაში სჭარბობს მათ მოდნობას და აორთქლებას. თუმცა უნდა ითქვას, რომ ზოგჯერ მყინვარის წრმოქმნა ხდება იმ შემთხვევაშიც, როცა ნალექები არ

აღმატება მის მოდნობასა და აორთქლებას, მაგრამ რელიეფის გარკვეულ მონაკვეთში თოვლის მასის კონცენტრაცია ხდება ბუნებაში მიმდინარე სხვა პროცესების დახმარებით — თოვლის ზევაები, თოვლის გადაქარვა და სხვა.

გლაციოლოგიის ამოცანაში შედის გამოიკვლიოს დედამიწის ზედაპირზე მყინვარების წარმოქმნის, მათი არსებობის და მოძრაობის თავისებურებანი. მათი შედგენილობა, აგებულება და ფიზიკური თვისებები, მყინვარების გეომორფოლოგიური მოქმედება, გეოგრაფიული განლაგება და სხვადასხვა ასპექტებში გეოგრაფიულ გარემოსთან ურთიერთკავშირი.

მყინვარი კვების და გასავლის არეებისაგან შედგება. კვების არეში მყინვარის მასის დაგროვება ხდება, ხოლო გასავლის არედან კი მყინვარის შემცირება. კვების არედან გასავლის არემდე ყინულის გადაადგილება ხდება, რაც სიმძიმის ძალით ხორციელდება. მყინვარში ყინულის ბმული-პლასტიკური მოძრაობისას ყინულის მოძრაობის სიჩქარე იცვლება რამდენიმე მეტრიდან ასეულ მეტრამდე წელიწადში და ბლოკური მოძრაობისას ასეულ მეტრამდე დღელამეში. მყინვარის მასის შემცირების ძირითად მიზეზს მთის მყინვარებზე მზის რადიაცია და ჰაერის სითბო წარმოადგენს, ხოლო ანტარქტიდის და გრენლანდიის მყინვარული საფარის შემცირების მიზეზს კი აისბერგების მოწყვეტა.

ფორმისა და ზომების მიხედვით არჩევენ მთის და საფარული ტიპის მყინვარებს. მყინვარები ზომების მიხედვით ძალზე ცვალებადია: 0.1 კმ²-დან (მცირე ზომის კარული მყინვარები) მილიონ კმ²-მდე. (ანტარქტიდა, გრენლანდია). მათი სისქე ათი მეტრიდან რამდენიმე კილომეტრამდეა. ტემპერატურული რეჟიმის მიხედვით გამოიყოფა მყინვარების ორი ჯგუფი: ცივი მყინვარები, რომლებიც გლაციალურ ზონაში მდებარეობენ და თბილი მყინვარები, რომლებიც სუბარქტიკულ, სუბანტარქტიკულ და ნივალურ ზონაში წარმოიქმნებიან და არსებობენ.

მყინვარები წარმოქმნის შემდეგ თვითონ ახდენენ გავლენას გარემოზე და ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან თავიანთი არსებობისათვის და განვითარებისათვის. ანტარქტიდის და გრენლანდიის მყინვარული ფარები ჩვენი პლანეტის მაცივრებს წარმოადგენენ და გლობალური მასშტაბით გავლენას ახდენენ კლიმატზე და ატმოსფეროს ცირკულაციაზე.

კლიმატის ცვალებადობის მიმართ მყინვარები ძალზე მგრძნობიარენი არიან. მყარი ატმოსფერული ნალექებით კვების გაუმჯობესებისას, ან თბილ პერიოდში ტემპერატურის დაწვეით ღნობის შემცირებისას მყინვარების ენა წინ წამოიწევს. კვების შემცირება ან ღნობის გაზრდა მყინვარის ენის უკანდახვეას იწვევს. ამ დროს მყინვარის ენის ზედაპირი მორეწული საფარით იფარება. მყინვარის გაზრდის თუ შემცირების ეფექტი დამოკიდებულია მყინვარის პარამეტრებზე, ეს კი პირდაპირ კავშირშია მყინვარში ყინულის მასის განაზღვებაზე (წრებრუნვაზე). მთის მყინვარებზე ყინულის მასის სრულ შეცვლას 20-70 წელი სჭირდება, ხოლო ანტარქტიდის მყინვარის მასის შეცვლას 500 000 წელი და მეტი. კლიმატისა და მყინვარების რყევის სინქრონიზაციას ძალზე დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. ამიტომ საუკუნეზე მეტია რაც მყინვარების რყევაზე დაკვირვებები უახლესი მეთოდებით ხდება, მათ შორის აღსანიშნავია აეროკოსმოსური გადაღება.

ამგვარად გლაციოლოგია სწავლობს გეოგრაფიული გარსის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან კომპონენტს, ჰიდროსფეროს, ლითოსფეროს და ატმოსფეროს განსაკუთრებული ფორმისა და შედგენილობის ნივთიერებას. ამიტომაც, გლაციოლოგია, შედის გეოგრაფიულ მეცნიერებათა სისტემაში.

2. გლაციოლოგიის განვითარების ისტორიიდან

ადამიანის ურთიერთობა თოვლ-ყინულოვან საფართან ცივილიზაციის გარიჟრაჟზე იწყება. ისინი ყოველთვის დიდ ინტერესს იჩენდნენ ბუნებრივი ყინულებისადმი. ანტიკური ხანის ბევრი გეოგრაფი და ისტორიკოსი თავის შრომებში აღნიშნავდნენ ატმოსფერულ ყინულზე, თოვლის ზვაებზე და მყინვარებზე. მათ შორის ავლნიშნავთ არისტოტელეს, თოკრატეს, სტრაბონს. თოვლის ზვაებთან ჰქონდა კავშირი ლაშქრობისას ალექსანდრე მაკედონელის არმიას, პამირში არმიის ნაწილი თოვლის ზვაების შეეგად დაიღუპა. პირველად ტიანშანის და პამირის თოვლის ზვაებზე წერდა ბუდისტი მღვდელი სიუან ცზიანი VII საუკუნეში ამ მხარეში მოგზაურობისას.

XIII საუკუნის სკანდინავიურ საგებში ხშირად არის ნახსენები

ისლანდიის მყინვარებზე და ვულკანის ამოფრქვევისას მათ კატასტროფულ დნობაზე. ცნობებს ალპების მყინვარების შესახებ ეხვდებით წიგნში „კოსმოგრაფია“ – 1544 წ. კავკასიის თოვლ-მყინვარული საფარის შესახებ პირველ ცნობებს გვაწვდის ქართველი გეოგრაფი და ისტორიკოსი ვახუშტი ბაგრატიონი თავის უბადლო შრომაში „საქართველოს გეოგრაფია“ (1745 წ.) და „საქართველოს ატლასი“ (1735-1745 წ.). ვახუშტი თავის შრომებში თოვლ-ყინულოვანი საფარის უბრალო აღწერით არ კმაყოფილდება და იძლევა მოვლენათა ოდენობრივ და თვისობრივ დახასიათებას. იგი ასევე გვაძლევს ინფორმაციას კავკასიონის მყინვარების ენების სისქესა და ფერზე, თოვლის საფარის ხანგრძლივობაზე.

გლაციოლოგია, როგორც მეცნიერება, სათავეს ევროპაში იღებს და მის პიონერად შვეიცარიელი ბუნებისმცოდნე ბენედიქტე დე სოსიური ითვლება (1760 წ.), როცა იგი პირველად ავიდა ალპების უმაღლეს მწვერვალ – მონბლანზე (4807 მ) და გამოვიდა მისი შრომა - “მოგზაურობა ალპებში“ (1779-1780).

გლაციოლოგიის განვითარებაში პირობითად სამი ეტაპი გამოიყოფა: პირველი ეტაპი მოიცავს XIX საუკუნეს. ეს ეტაპი ხასიათდება უპირატესად მთის მყინვარების და მისი ფორმების შესწავლით. ძირითდი ყურადღება ეთმობოდა მყინვარების ენების გამოკვლევას. განიხილავდნენ მთის მყინვარების გავრცელების კანონზომიერებას, ადგენდნენ მყინვარების ტიპებს. ამ პერიოდში ხდება მასალის სისტემატიური დაგროვება ყინულის ფიზიკის შესასწავლად, თუმცა ზოგიერთი ფიზიკოსი საკმაო ყურადღებას უთმობდა ამ საკითხს. (ტინდალი, გელმონტი, ტომპსონი). კავკასიაში მყინვარებს სწავლობდნენ გეოგრაფები, კარტოგრაფები, გეოლოგები და გეოდეზისტები.

მეორე ეტაპი მოიცავს XX საუკუნეს. ეს პერიოდი ხასიათდება პოლარული გამყინვარების გავრცელების კანონზომიერებების დადგენით, კონტინენტური და მთის გამყინვარების კავშირით და დედამიწაზე მათი მოქმედებით. ამავე დროს ხდება კვლევების ჩატარება მთის მყინვარების ფირნის აუზში (იქ სადაც უშუალოდ ხდება მყინვარების ფორმირება, ჩასახვა). კვლევის ტრადიციული მეთოდების გვერდით გამოჩნდა ახალი მეთოდები და ხელსაწყოები – ფოტოგრამეტრიული, გეოფიზიკური, სეისმური ზონდირება, თერმული ბურღვა, მტვრის ანალიზი და სხვა. მარშრუტული დაკვირვება და აღწერითი სამუშაოები შეიცვალა სტაციონალური და ნახევრადსტაციონალური დაკვირვებე-

ბით, თუმცა მათი სრულიად შეცვლა თითქმის შეუძლებელია.

გლაციოლოგიის განვითარებაში დიდი როლი ითამაშა პირველმა (1882-83), მეორე (1932-33) „საერთაშორისო პოლარულმა წლებმა“ და მესამე (1957-58 დამატებით 1959) „საერთაშორისო გეოფიზიკურმა წელმა“. ამ წლებში ხდებოდა დაკვირვება მყინვარების უკან დახევის სიჩქარეზე, აბლაციაზე და კვების არეებში მასის დაგროვების პროცესებზე.

მესამე ეტაპი პირობითად არის გამოყოფილი და მოიცავს პერიოდს 1960 წლიდან დღემდე. ამ პერიოდში საფუძველი ჩაეყარა ახალ გამოკვლევებს, „საერთაშორისო ჰიდროლოგიურ ათწლეულთან“ დაკავშირებით. შერჩეული იქნა (მსოფლიოს ყველა მხარეში) სამოდელო მყინვარები სტაციონალური დაკვირვებებისათვის – მათზე წარმოებს როგორც მყინვარის ენის, ასევე ფირნის ზედაპირზე კომპლექსური დაკვირვება-შესწავლა. საქართველოში ასეთი მყინვარებია ბუბა და თბილისა.

ამ პერიოდში მთავრდება მყინვარების კატალოგიზაცია, სადაც მოცემულია უახლესი ცნობები მყინვარების შესახებ. საქართველოში მყინვარებს მრავალი მეცნიერი იკვლევდა – დ. წერეთელი, თ. დავითაია, მ. სანებლიძე, გ. კურდღელაძე, ვ. ცომაია, რ. შენგელია, გ. აბულაძე, რ. ხაზარაძე, რ. გობეჯიშვილი და სხვები.

გამოიკა ატლასი „მსოფლიოს თოვლ-მყინვარების რესურსები“ 1997 წ. ეს ატლასი ერთგვარ შემაჯამებელ ფუნდამენტურ ნაშრომს წარმოადგენს დღევანდელ ეტაპზე. ანტარქტიდაში და გრენლანდიაში გაიბურღა მყინვარული ფარი 3.5 და 4.0 კმ-ის სიღრმეზე. ამოღებულია ყინულის ნიმუშები და შესწავლილია იზოტოპური მეთოდით, რომლის საფუძველზე დადგენილია პლეისტოცენური გამყინვარების და გამყინვარებათშორისი პერიოდების ხანგრძლივობა და მათი მონაცვლეობა. გლაციოლოგიურ კვლევებში ფართოდ გამოიყენება თანამედროვე კოსმოსური საშუალებები, რადიო და ელექტრონული მეთოდები, გეოინფორმაციული სისტემები და სხვა.

3. ბუნებრივი ყინულების გავრცელება დედამიწაზე

მყინვარები და მათ მიერ დაკავებული ფართობები დედამიწის ლანდშაფტის განუყოფელ ნაწილს წარმოადგენენ. ისინი ყოველთვის დიდ როლს თამაშობდნენ ბუნებრივი პირობების და აქედან გამომდინარე, ბიოსფეროს ევოლუციაში. მყინვარების როლი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ხდება ბოლო პერიოდში. XXI-საუკუნეში მყინვარები უდიდეს როლს ითამაშებენ ადამიანის ცხოვრებაში. მაღალმთიანი და პოლარული რაიონების ინტენსიურმა ათვისებამ გაამძაფრა ნივალურ-გლაციალური პროცესების აქტივობა და მოითხოვა მათი განვითარების კანონების კვლევა. მოსაზრების მზარდი განვითარება დღის წესრიგში აყენებს სასმელი წყლის მოძიების პრობლემას, რაც პირდაპირ კავშირშია საუკუნეების განმავლობაში მყინვარებში დაგროვილი წყლის მარაგების ათვისებასთან, ეს კი ბუნებრივია გამოიწვევს უარყოფით მოვლენებს ბუნების კონვეირულ ფუნქციონირებაში.

გამყინვარების ქვეშ ჩვენ უფრო ხშირად გვულისხმობთ მყინვარების გავრცელებას: 1). საფარისებრ გამყინვარებას ე.ი. მყინვარული ფარების კომპლექსი, გუმბათები, შელფური და გამომტანი მყინვარები; 2). მთის - საფარისებრ გამყინვარებას ე.ი. გამომტანი მყინვარების, ფარების და გუმბათების შეთანაწყობას, ხეობის და მთის წინა დიდ მყინვარებთან; 3). მთის გამყინვარებას ე.ი. მთაში სხვადასხვა ტიპის მყინვარების შეთანაწყობას, პირველ რიგში ხეობის და კარული. უფრო ფართო გაგებით მყინვარები ეს არის განსხვავებული წარმოშობის ბუნებრივი ყინულების ერთობლიობა მათი ხანგრძლივი დროით არსებობის პირობებში.

მყინვარები მაღალ განედებში და მის მოსაზღვრე ტერიტორიებზე წარმოქმნიან პოლარულ უდაბნოებს. მათთვის დამახასიათებელია მთელი წლის განმავლობაში ჰაერის დაბალი ტემპერატურები, თოვლის საფარის ხანგრძლივობა, მარადმზრალი მთის ქანების ფართო გავრცელება, ინტენსიური ფიზიკური (ყინვითი) გამოფიტვა, ნიადაგ-წარმოქმნის სუსტი პროცესი, ძალზედ ღარიბი მცენარეული საფარი და ცხოველთა სამყარო. პოლარული უდაბნოები ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სამხრეთის მიმართულებით თითქმის ჩრდილო განედის 74°-მდე ვრცელდება, გრენლანდიის მყინვარული საფარის რაიონში ჩრდილო განედის 61°-მდეც კი ჩამოდის. სამხრეთ ნახევარსფეროში

მათ უკავიათ მთელი ანტარქტიდის კონტინენტი და მისი მიმდებარე კუნძულები, სამხრეთი განედის 63⁰-მდე.

დედამიწაზე ღლეისათვის, ყინულოვან საფარს 30 მილიონი კმ² ფართობი უკავია - და შეიცავს მთელი მტკნარი წყლის მოცულობის თითქმის ორი მესამედს, ეს კი იმდენია რაც 700 წლის განმავლობაში ხმელეთიდან მდინარეთა ჩამონადენი. ბუნებრივ ყინულებს დედამიწის ზედაპირზე და მიწის ქერქის ზედა ფენებში საშუალოდ უკავია 72.4 მლნ. კმ², რაც შეადგენს მთელი პლანეტის საერთო ფართობის 14.2 % და მთელი ხმელეთის თითქმის ნახევარს. თოვლის საფარისა და ყინულების ფართობი წლიდან-წლამდე ცვალებადობს 53.6-დან 99.2 მილიონ კმ²-მდე. თუ ამას დავუმატებთ აისბერგების გავრცელების ფართობს მაშინ დედამიწაზე ყინულების გავრცელების საშუალო ფართობი 100 მლნ. კმ² იქნება.

ცხრილში 1 მოცემულია ბუნებრივი ყინულის ძირითადი სახეები, ცხრილში 2 მოცემულია მათი გავრცელების ფართობი და საშუალო არსებობის ხანგრძლივობა. მეტად საინტერესო მონაცემებია მოტანილი ცხრილში 3, სადაც მოცემულია ყინულების გავრცელება განედების მიხედვით.

ბუნებრივი ყინულის ძირითადი სახეები

ცხრილი № 1

ატმოსფერული	ხმელეთის		მცურავი	მიწისქვეშა	
სეზონური	მრავალწლიური	სეზონური	მრავალწლიური	სეზონური	მრავალწლოური
თოვლი ჭირბილი თრთილი ხეტყვა ლოყინული	მყინვარები ნალექები თოვონარები	თოვლის საფარი ნალექი	აისბერგები	ზღვის ყინულები, ტბორი და მდინარე ული ყინულები	მიწისქვეშა ყინულები

დედამიწის ზედაპირზე განლაგებული ყინულების მასა მყინვარებს და მყინვარულ საფარებს წარმოქმნის. მათში თავმოყრილია მთელი ყინულების მასის თითქმის 99%, რაც ზედაპირული წყლების მასას

32-ჯერ აღემატება. მცინვარების საშუალო სისქე დაახლოებით 1.7 კმ-ს შეადგენს, ხოლო გაზომილი მაქსიმალური სისქე 4 კმ-ს აღემატება. ყინულის ჯამური ჩამონადენი 14-ჯერ ნაკლებია მდინარისაზე, მიუხედავად იმისა რომ მცინვარების მასა 20-ათასჯერ მეტია მდინარის წყლის მასაზე. ამის ახსნა ძნელი არ არის, თუ გავითვალისწინებთ ყინულის ძალზე ნელ მოძრაობას წყალთან შედარებით. ამიტომ ნივთიერებათა საერთო წრებრუნვაში მცინვარული ყინულის შეცვლას საშუალოდ 10 000 წელი სჭირდება, ცენტრალურ ანტარქტიდაში კი 500 ათას წელზე მეტი. ახალი მონაცემები თანამედროვე მცინვარების ფართობზე და მოცულობაზე კონტინენტების მიხედვით მოცემულია ცხრილში 4.

ბუნებრივი ყინულების გავრცელება დედამიწაზე
ცხრილი №2

ყინულის სახე	მასა		ფართობი მლნ. კმ ²	არსებობის საშუალო დრო, წლები	ფართობის წილი
	ტონა	%			
1. მცინვარები და მცინვარული საფარი	73×10^{16}	98.2	16	10 000	11% ხმელეთის
2. მიწისქვეშა ყინულები	5×10^{14}	1.6	32	30-75	22% ხმელეთის
3. ზღვიური ყინულები	4×10^{13}	0.1	26	1.05	7% ოკეანის
4. თოვლის საფარი	1×10^{13}	0.03	42	0.35-0.52	14% პლანეტის
5. აისბერგები	8.10^{12}	0.03	63	3	19% ოკეანის
6. ატმოსფერული ყინული	2.10^{12}	0.01	510	4.10^{-3}	100% პლანეტის

ბუნებრივი წინაშეების გავრცელება განედების მიხედვით
ცხრილი №3

გეოგრაფიული განედი	მყინვარი, % ხმელეთის ფართობიდან	ბინისქვეშა წინაშეები, %- ხმელეთის ფართობიდან	ზღვიური წინაშეები %-ოკეანის ფართობიდან	ყველა ერთად, %- დღეიანის საერთო ფართობიდან
90-80 ჩრდ.	68.5	31.5	92.5-97.3	93.2 - 97.6
80-70	35.8	64.2	66.1-86.9	79.1 - 90.8
70-60	4.5	80.3	22.8-65.2	67.7 - 79.0
60-50	0.30	45.3	7.6-35.1	29.3 - 41.1
50-40	0.07	5.7	4.1-13.1	5.0 - 9.3
40-25	0.47	1.7	0	0.91
ჩ.გ. 25-30 ს.გ.	0.00	0.00	0	0.00
30-35	0.08	0.01	0	0.01
35-50	0.84	0.1	0	0.04
50-60	10.89	0.8	0.1-11.1	0.19-17.8
60-90 სამხრ.	99.93	0.07	24.5-84.2	55.2 - 90.6

მყინვარების განაწილება კონტინენტების მიხედვით
ცხრილი №4

კონტინენტი	ფართობი კმ ²	მოცულობა კმ ³
ანტარქტიდა	13 979 000	23 296 750
ჩრდილოეთი ამერიკა (გრენლანდიით)	2 076 550	2 431 770
ევრაზია	ევროპა	92 140
	აზია	136 760
სამხრეთი ამერიკა	32 300	12 690
ავსტრალია-ოკეანეთი	825	550
აფრიკა	20	6
სულ	16 317 595	25 779 149

თავი II

ყინულის ზოგიერთი ფიზიკური თვისებები

1. ყინულის კრისტალოგრაფიული თვისებები

ყინულის რვა კრისტალური სახესხვაობა არის ცნობილი. აქედან ჩვეულებრივი ყინული, ანუ ყინული 1 შეიძლება დედამიწის ზედაპირზე ბუნებრივ პირობებში არსებობდეს, დანარჩენები კი ლაბორატორიულ პირობებშია მიღებული და გლაციოლოგიისათვის არსებით ინტერესს არ წარმოადგენს. ქვემოთ მოკლედ განვიხილავთ ბუნებაში ყველაზე მეტად გავრცელებული მინერალის – ყინულის ზოგიერთ თვისებებს.

1.1. ყინულის წარმოქმნა (ბუნებაში წყლის ცვალებადობა)

ბუნებაში წყალი სამ აგრეგატულ მდგომარეობაშია: გაზობრივ მდგომარეობაში – ორთქლის სახით, თხევად მდგომარეობაში – წყლის სახით და მყარ მდგომარეობაში – ყინულის სახით. მათი ერთმანეთში გადასვლის მექანიზმი განსხვავებულია; ერთმანეთში გადასვლისას არა მარტო მათი სახე იცვლება, არამედ ფიზიკური თვისებებიც. განვიხილოთ ეს მექანიზმი ყინულის წარმოქმნასთან კავშირში.

ორთქლის წყალში გადასვლისას მისი მოცულობა მცირდება და გამოიყოფა ორთქლში არსებული ფარული ტემპერატურა (ორთქლის არსებობისათვის აუცილებელია სითბოს გარკვეული რაოდენობა). კონდენსაციის ტემპერატურად და აორთქლების სითბოდ მიღებულია 100° – წყლის დუღილის ტემპერატურა.

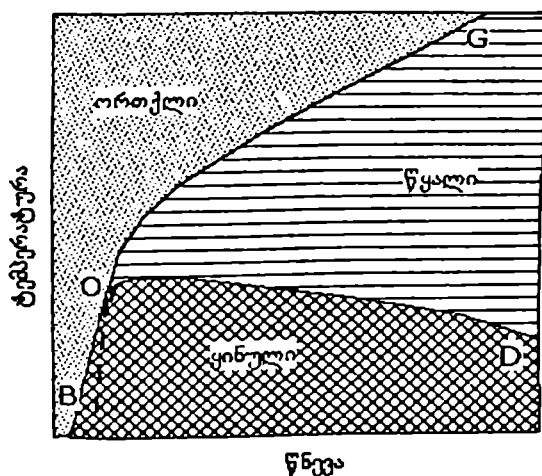
წყალი ყინულში გადასვლისას კარგავს სითბოშემცველობას, მოცულობაში მცირდება, გამოიყოფა დნობის ფარული ტემპერატურა. ამ შემთხვევაში 0° -იან წერტილს უწოდებენ გაყინვის წერტილს.

ორთქლს შეუძლია გამოტოვოს წყლის თხევადი ფაზა და უშუალოდ გადავიდეს ყინულში – ამ მოვლენას სუბლიმაცია ეწოდება. სუბლიმაციის დროს ორთქლიდან გამოთავისუფლდება სითბოს ის

რაოდენობა, რომელიც მის წარმოქმნაზე დაიხარჯა.

ბუნებაში ყინულის “გადახურება” შეუძლებელია, რადგან იგი 0° -ზე ღნობას იწყებს. წყლის “გადაცივება” კი შესაძლებელია, იგი 0° -ზე დაბლა შეიძლება დარჩეს თხევად მდგომარეობაში, მაგრამ მისი მდგომარეობა არამყარია — საცმარისია მცირე იმპულსიც (წყლის შერხევა, ელექტრონაპერწყალი, მყარი სხეული), რომ იგი მთლიანად გადადის ყინულში. წყლის გადაცივება დამოკიდებულია წვეთებში სითხის მასაზე. 10^{-7} რადიუსის წვეთები -50° ტემპერატურაზე და უფრო ქვევითაც კი საერთოდ არ იყინება. ორთქლის წყალში გადასვლას არ სჭირდება სპეციალური პირობები. ყინულად გადაქცევისთვის სპეციალური იმპულსის გარეშე დაბალი ტემპერატურაა საჭირო (-72°).

წყლის ტემპერატურაზე გავლენას ახდენს ატმოსფერული წნევა. წყალი მით უფრო სწრაფად დუღს, რაც ნაკლებია ატმოსფერული წნევა. მთაში უფრო სწრაფად დუღს წყალი, ვიდრე დაბლობში. ყინული ნორმალურ პირობებში 0° -ზე ღნება. ატმოსფერული წნევის გაზრდით ყინულის ღნობა მცირდება (1ატმ. — 0.007°). 2200 ატმოსფერული წნევის დროს ყინული ღნება 22° ტემპერატურაზე, მაგრამ ეს უკვე ბუნებრივი ყინული არ არის, იგი ლაბორატორიულია. წყალი ყველა მდგომარეობაში შეიძლება გამოვსახოთ ფაზური დიაგრამით (ნ.ხ. №1).



ნახ № 1. წყლის ფაზური დიაგრამა

აბცისის ღერძზე წნევაა გამოსახული მმ-ში, და იზრდება მარცხნიდან მარჯვნივ. ორდინატთა ღერძზე ტემპერატურაა მოცემული გრადუსებში, იზრდება ქვემოდან ზემოთ. BO - წონასწორობის მრუდია ორთქლსა და ყინულს შორის, OG - წონასწორობის მრუდია ორთქლსა და წყალს შორის, ხოლო OD - წონასწორობის მრუდია ყინულსა და წყალს შორის.

1.2. მყარი ატმოსფერული ნალექი

მყინვარის წარმოქმნაში მთავარ როლს მყარი ატმოსფერული ნალექი თამაშობს. ადრე ფიქრობდნენ, რომ ღრუბლებში არსებული წყლის ორთქლი, უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში, პირდაპირ გადადიოდა ყინულში სუბლიმაციის ბირთვის მეშვეობით. უახლესმა გამოკვლევებმა გვიჩვენა, რომ დასაწყისში წყლის ორთქლში არსებული კონდენსაციის ბირთვის მეშვეობით პირველად თხევადი წვეთები გროვდებიან, ისინი მაგრდებიან და მასზე სუბლიმაციის მეშვეობით წარმოიქმნება ყინული. ვინაიდან წარმოქმნის მექანიზმი განსხვავებულია, მივიღებთ სხვადასხვა სახის მყარ ატმოსფერულ ნალექს: ყინულოვანი მტვერი, თოვლის ხორხოშელა, სეტყვა, თოვლი და სხვა. თუ სეტყვის მარცვლების დიამეტრი 5-მმ-ზე ნაკლებია ყინულის ხორხოშელა წარმოიქმნება. მყარი ნალექების ჩვეულებრივ სახეს თოვლი წარმოადგენს-მოთეთრო-რბისფერი ყინულის უწყრილესი კრისტალები.

ცალკეული ფიფქების ფორმა საოცრად განსხვავებულია. ბენიტელის კოლექცია, რომელიც ერთ-ერთი საუკეთესოა მსოფლიოში, 5300 მიკროფოტოგრაფიულ სურათს ითვლის (ფიფქების მიკროფოტოგრაფიული კოლექცია შეაგროვეს გ. ნორდენშელდმა, ფ. გელბერმა, ა. სიგსონმა, უ. ნაკაიამ და სხვ). თოვლის კრისტალების ფორმა და ზომები დამოკიდებულია იმ ტემპერატურაზე, რომელზეც ისინი წარმოიქმნებიან. (ყინვის დროს წვრილი კრისტალები წარმოიქმნება — შედარებით სითბოში კი მსხვილი, სქელი ფანტელები).

1.3. ბუნებრივი წინაშეების კლასიფიკაცია

ბოლო დრომდე წინაშეის განიხილავდნენ, როგორც მინერალს. ცნობილია, რომ დედამიწაზე მინერალების ერთობლიობა წარმოქმნის მთის ქანს. აქედან გამომდინარე, წინაშეების ნებისმიერი დაგროვებაც მთის ქანს წარმოადგენს. წინაშეების სისქე ზოგჯერ ისეთია, რომ ზოგიერთი ლითოლოგიური კომპლექსიც ვერ შეედრება – გრენლანდიისა და ანტარქტიდის წინაშეოვანი ფარები (სისქე 3400 მ. 4300 მ.) დღეს ბუნებაში ხშირად გვხვდება ვულკანური პროდუქტების და წინაშეების მონაცვლეობა, ან მიწისა და წინაშეის მონაცვლეობა (პამირი, ახალი ციმბირის კუნძულები).

წინაშეის, როგორც პეტროგრაფიულ ობიექტს ყურადღება მიაქცია ა. დობროვოლსკიმ (1923-1931). მან ასეთი განსაზღვრება მოგვცა – წინაშეი არის მონომინერალური მთის ქანი, კრისტალური, ძლიან სუფთა, ყველაზე ზედაპირული, ძალიან არამდგრადი და ყოველთვის მეტნაკლებად მეტამორფიზირებული. წინაშეების მრავალი კლასიფიკაცია არსებობს. ბ. ვეინბერგი ფიზიკურ-გენეზისური პრინციპის მიხედვით არჩევს: 1) სუბლიმაციური წინაშეი (წყლის ორთქლის გადასვლა მყარ მდგომარეობაში), 2. კონჟელაციური წინაშეი (წყლის გაყინვით წარმოქმნილი), 3. რეჟელაციური წინაშეი (კონჟელაციური და სუბლიმაციური წინაშეების შეყინვით). პ. შუმსკიმ შეცვალა ბ. ვაისბერგის ზოგადი სქემა და წინაშეის 28 სახე გამოყო, რომლებიც შემდგომ დააჯგუფა და მოგვცა წინაშეების კლასიფიკაცია გენეზისის მიხედვით: კონჟელაციური წინაშეები, დანალექი წინაშეები, მეტამორფული წინაშეები.

კონჟელაციური წინაშეი – მსგავსად მაგმური ქანებისა თხევადი ან თხევადი-ნაწვეთი წყლის გაყინვით წარმოიქმნება. იგი მეტად ფართო გავრცელებით და ფორმათა მრავალფეროვნებით გამოირჩევა. გვხვდება ცალკეული წინაშეის მარცვლების სახით-სეტყვა, ხოშაკაქა, წინაშეის წვიმა, მარცვლოვანი ჭირხლი; წინაშეოვანი ქერქით-ლიჰინული; წინაშეის დიდი მასივებით – მდინარეული, ტბიური, ზღვის წინაშეები, ნალექი და სხვა.

დანალექი წინაშეები – დანალექი წინაშეის მიეკუთვნება თოვლის საფარი ე.ი. წინაშეისა და ჰაერის ნარევი. ახალი თოვლის სიმკვრივე (0.06) 15-ჯერ ნაკლებია წინაშეისაზე. ამრიგად ადვილი მისახვედრია თუ რამდენად ბევრი ჰაერია თოვლში. ახლად მოსულ თოვლს

რამდენიმე სახე აქვს: მშრალი თოვლი, ფაფუკი თოვლი, სველი თოვლი.

მეტამორფული ყინულები — ბუნებაში ყველაზე მეტად მეტამორფული ყინული გვხვდება. ყინული მეტამორფიზმს განიცდის შინაგანი და გარეგანი ფაქტორებით.

შინაგანი ფაქტორების გავლენით ყინულის მეტამორფიზმის ძირითადი გზებია: რეკრისტალიზაცია (უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში), სუბლიმაციური რეკრისტალიზაცია და რეჟელაციური რეკრისტალიზაცია — ყინული დადებითი ტემპერატურის დროს (ან წნევით უარყოფითი ტემპერატურის დროს) დნება ერთ ადგილას, წყალი ჩაიფონება ქვემოთ და სიცარიელეში ხელახლა გაიყინება.

გარეგანი ფაქტორების გავლენით ყინულის მეტამორფიზმის ძირითადი გზებია: გარეგანი სითბური ან მექანიკური მოქმედება, ერთი მიმართულებით წნევის ზრდა, ყინულის მასის ხახუნით გამოყოფილი სითბოთი მისი გადნობა და ხელახლა გაყინვა.

თოვლის საფარის დიაგენეზში ძირითადი როლი ეკუთვნის: 1). სუბლიმაციურ გადაკრისტალებას (რეკრისტალიზაციას). 2). თოვლის დაჯდომას 3.) რეჟელაციას. დიაგენეზის განვითარებებში უნდა აღვნიშნოთ ნესტიანი მეტამორფიზმი — რეჟელაცია და მშრალი მეტამორფიზმი-სუბლიმაცია და დაჯდომა.

2. ფირნის და ყინულის წარმოქმნა

ფირნი გერმანული სიტყვაა — ნიშნავს შარშანდელს, დაგროვებულს და შემორჩენილ თოვლს. ფირნის ტერმინის ქვეშ იგულისხმება სახეშეცვლილი თოვლი, რომლის შემადგენლობაში ყინული და დიდი რაოდენობით ჰაერია, მისი სიმკვრივეა 450-800 გრ/მ³. ფირნი წარმოიქმნება ისეთ მთიან ოლქებში და პოლარულ მხარეებში, სადაც ატმოსფერული ნალექები უპირატესად მყარი სახით მოდის და ზაფხულის პერიოდში გადნობას ვერ ასწრებს.

2.1. თოვლის გარდაქმნა ფირნად

თოვლის გარდაქმნას ფირნად ფირნიზაცია ეწოდება. ბუნებაში არჩევენ ფირნიზაციის ორ გზას:

1. მშრალი მეტამორფიზმი, როცა ხდება თოვლის გარდაქმნა ფირნად უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში – რეკრისტალიზაციის გზით. ასეთი ფირნის სიმკვრივეა 0.49-დან 0.80 გრ/სმ³-მდე. რეკრისტალიზაციური ფირნი დამახასიათებელია გლაციალურ ზონაში მოქცეულ ტერიტორიებისათვის (კავკასიონზე რეკრისტალიზაციური ფირნი 4300 მეტრზე მაღლა მდებარე მყინვარებისთვის არის დამახასიათებელი, ანტარქტიდაში ასეთი ფირნის სიმძლავრე 100 მეტრს აღწევს, მთებში კი 10-15 მ).

2. სველი მეტამორფიზმი, როცა თოვლის გარდაქმნა ფირნად ხდება რეჟელაციის გზით ე.ი. უშუალოდ თოვლის გადნობით და თოვლის ფენაში ნადნობი წყლების ხელახალი გაყინვით. ამ გზით წარმოქმნილი ფირნის სიმკვრივე 0.45-0.50 გრ/სმ³. სველი მეტამორფიზმით კავკასიონის უამრავი მყინვარებია წარმოქმნილი.

ფირნიზაციის შედეგად თოვლი სრულად კარგავს თავის პირვანდელ სტრუქტურას და მარცვლოვანი აგებულებისა ხდება. ბუნებრივია დაიბადება კითხვა - რა დროა საჭირო თოვლის ფირნად გარდაქმნისათვის? ბუნებრივია, ფირნის წარმოქმნის დრო დამოკიდებულია მეტამორფიზმის პროცესზე, რომელიც თავის მხრივ კლიმატზეა დამოკიდებული. ჩილეს ანდებში ფირნის წარმოქმნას სჭირდება 4 თვე, ალპებში, კავკასიაში და ტიანშანში - 1 წელი, სამხრეთ ალასკაში - 4 წელი, გრენლანდიაში - 20 წელი, ანტარქტიდაში კი 50-70 წელი

2.2. ფირნის გარდაქმნა ყინულად

ფირნის გარდაქმნა ყინულად დამთავრებულად ითვლება, როცა ფირნში ფორები იკარგება, ხოლო დარჩენილი ფორები გადაიქცევა ჰაერის ბუშტებად.

ყინულის წარმოქმნა ხდება მშრალი და ნოტიო მეტამორფიზმის საშუალებით. მშრალი მეტამორფიზმის დროს ფირნის შემჭიდროვება ხდება ახლად დაგროვილი ფირნის ფენებით. იზრდება ზემოდან დატვირთვა, ყინულის სიმკვრივე 0.83 გრ/სმ³. - ამ დროს ცივი ფირნი გადადის ყინულში. ანტარქტიდაში (შელფურ მყინვარ

მოდპეიმზე) ფირნის ყინულად გარდაქმნა ხდება 60-65 მ. სიღრმეზე ამ დროს ფირნის სიმკვრივეა 0.83 გრ/სმ³ (შუტი, 1958).

მშრალი მეტამორფიზმის გზით მივიღებთ პირველად რეკრისტალიზაციურ ყინულს, რომელიც ფირნისაგან განსხვავდება ფორების არ არსებობით, ბუშტულებში ჰაერის უფრო დიდი წნევით, მდიდარია ჰაერით და შედარებით წვრილფრაქციულია. ფირნის რეჟელაციის (ნოტიო მეტამორფიზმი) დროს წარმოებს: 1). ფირნის დაჯდომა და პარატექტონიკური გადაკრისტალება. 2). ნაღობი წყლების ინფილტრაცია და გაყინვა. რეჟელაციური ფირნი დასაწყისის აძლევს ყინულის ორ სახეს: ინფილტრაციულს და რეკრისტალიზაციურს — შედარებით წვრილმარცვლოვანს (10 მმ), 0.82-0.84 გრ/სმ³ სიმკვრივით, სხვადასხვა ფორმის ჰაერის მრავალი ბუშტი და კრისტალები ორიენტირებულია უწესრიგოდ და ინფილტრაციის მარცვლების ძირითადი ღერძი მიმართულია ფენების ზედაპირის პერპენდიკულარულად. ფირნის ყინულად გარდაქმნის პროცესის ხანგრძლივობა დამოკიდებულია ტემპერატურულ პირობებზე და თოვლის დაგროვების სიდიდეზე. ჩვეულებრივ, მთიან ადგილებში ყინულის წარმოქმნას 20-30 წელი სჭირდება, ხოლო პოლარულ მხარეებში კი უფრო მეტი - 60-100 წელი.

3. მინარევები მყინვარულ ყინულში

მყინვარული ყინული აბსოლუტურად სუფთა ნივთიერება არ არის. მასში ჩართულია მინერალური და ორგანული მინარევები, ისინი განლაგებული არიან კრისტალების გულში ან მათ შორის. უხსნადი მყარი ჩანარები წარმოდგენილია მტვრით (მათ შორის კოსმოსური) და მსხვილი მინერალების ნატეხებით. ვინაიდან ისინი მზის სხივურ ენერგიას უფრო ძლიერ შთანთქავენ, ვიდრე ყინული, ამიტომ ყინულის ღნობის ცენტრებს წარმოადგენენ.

ორგანული ჩანარებიდან ძირითადია მცენარეული მტკერი. მათი დალექვა ხდება ფირნის აუზში და ხასიათდება წლიური რიტმით, რაც საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ თოვლის წლიური ფენები. უფრო მსხვილი ორგანული ჩანარები, რაც იშვიათია, საშუალებას გვაძლევს რადიონახშირბადის მეთოდით განვსაზღვროთ ყინულში მისი მოხვედრის დრო.

დანალექი წარმოშობის ყინულში გვაქვს მარილები. წყალი მარილების გამხსნელია. წვიმის წყალი იქნება თუ თოვლი ძალიან მცირედ, მაგრამ მაინც შეიცავს იონებს (NH_4 , SO_4 , Cl , Na , NO_3 , Ca , Mg) ისინი ამ გზით ხვდებიან მყინვარში. მიუხედავად იმისა, რომ მარცვლები ძალიან მცირეა, მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ ფირნის და ყინულის ასაკის დასადგენად. მარილებში გვხვდება რადიოაქტიური იზოტოპები (Cz_{137} , St_{90} , Cl_{35} , Br_{10} და სხვა).

ძალზე საინტერესოა გაზუნი ჩანარები მყინვარში (ჰაერის ბუშტები). მათი თანხვედრილია წყალბადი (H), დეიტრიუმი (D , ^2H), ტრიტიუმი (T , ^3H), ჟანგბადი (^{18}O) და ნახშირბადი (^{14}C). ეს გაზები საშუალებას იძლევა დიდი სიზუსტით განვსაზღვროთ მყინვარში ყინულის წარმოქმნის დრო. 1-კგ მყინვარულ ყინულში 11% ჰაერია (შუმსკი, 1960). სხვების მონაცემებით 1კგ ყინულში 50-100 მილილიტრი ჰაერია (რენაულდი, 1958). დღეს გრენლანდიის (2.5-3.0კმ) და ანტარქტიდის (3.5-4.0 კმ) დიდი სისქის მყინვარული პლატოები გაბურღულია და ჰაერის ბუშტებში მოთავსებული მინარევებით დადგენილია მათი წარმოშობის ასაკი. ანტარქტიდაში 2.5კმ-დან ამოღებული ყინული 120 000 წლისაა, ხოლო 4.0 კმ. სიღრმიდან ამოღებული ყინული 400 000 წელზე ძველია. აქედან დღემდე ყველა ფენის ასაკი განსაზღვრულია, რაც საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ დედამიწის პალეოკლიმატური და პალეოგეოგრაფიული პირობები.

4. ყინულწარმოქმნის ზონები

თოვლის გარდაქმნა ფირნად და ყინულად ძალზე რთული პროცესია და სხვადასხვა კლიმატურ პირობებში განსხვავებულად მიმდინარეობს. თოვლი, ფირნი, მყინვარული ყინული - წარმოადგენენ ყინულს და ჰაერს სხვადასხვა შედგენილობით. მოსული თოვლი შედგება თოვლის ფიფქის სხვადასხვა ფორმისა და ზომის კრისტალებისაგან, რომელთა შორის ადგილი შევსებულია ჰაერით. თოვლის 0.10 გ/სმ³ სიმკვრივისას ჰაერს საერთო მოცულობის 88% უჭირავს, ხოლო 0.45 გ/სმ³ სიმკვრივისას - დაახლოებით ნახევარი. ზომიერად ცივ, წყნარ ამინდში შეიძლება წარმოიქმნას ძალზე ფხვიერი

თოვლის საფარი, ხოლო ძალზე დაბალი ტემპერატურის და ძლიერი ქარისას იგი მკვრივდება. თოვლის საფარის შემდგომი გამკვრივება ხდება დალექვისა და ხელახალი რეკრისტალიზაციის შედეგად, მანამ სანამ თოვლი არ გარდაიქმნება ფირნად. თოვლსა და ფირნს შორის მკვეთრი საზღვარი არ არსებობს. „ფირნი“ – ეს არის „შარშანდელი თოვლი“, რომელმაც განიცადა დნობა, შემჭიდროვება, გამოიარა ზაფხული, მაგრამ არ გარდაქმნილა ყინულად. ფირნი მხოლოდ დნობის შედეგად არ წარმოიქმნება. მისი ასაკი შეიძლება იყოს ერთ წელზე ბევრად მეტი (ანტარქტიდაზე – 2500 წლამდე). ამიტომ ფირნს უწოდებენ ძველ თოვლს (1 წელზე მეტი), მიუხედავად იმისა, მან განიცადა თუ არა დნობა. პირობით საზღვრად თოვლსა და ფირნს შორის სიმკვრივის ცვლილება ითვლება. თოვლის სიმკვრივე მერყეობს 0.05-0.45 გრ/სმ³, ხოლო ფირნისა სიმკვრივე – 0.40-დან 0.83 გრ/სმ³-მდე.

საზღვარი ფირნსა და ყინულს შორის უფრო მკვეთრია. 0.83 გრ/სმ³ სიმკვრივისას ფირნის მარცვლებს შორის ჰაერით დაკავებული სივრცე იკუმშება და ფირნი ყინულად გარდაიქმნება. ყინულში ჰაერი რჩება მხოლოდ ბუშტების სახით. ყინულის შემდგომი შემჭიდროვება მის თეორიულ ზღვარამდე (0.9168 გრ/სმ³) მხოლოდ ამ ბუშტულებში ჰაერის კუმშვის ხარჯზე მიმდინარეობს, მანამდე, სანამ ყინული პრაქტიკულად შეკუმშვადია. რამდენიმე კილომეტრის სიღრმეზე წნევა ამ შეკუმშულ ჰაერის ბუშტუკებში რამდენიმე ასეულ ატმოსფეროს აღწევს. ანტარქტიდაზე ცნობილია შემთხვევები, როდესაც გამაყრუებელი ხმაურით იმსხვრეოდა აისბერგები, რომელშიც ჰაერის წნევა გაცილებით აღემატებოდა ჩვეულებრივ ატმოსფერულ წნევას. ამის მიზეზი კი აისბერგების ამგებელი ყინულია, რომელიც სანაპიროზე ანტარქტიდის მყინვარული შუაგულიდან არის გამოტანილი. მყინვარულ რეგიონში, ან ცალკეულ მყინვარზე თოვლისა და ფირნის ყინულად გარდაქმნის მექანიზმი და სიჩქარე კლიმატური ზონების და ვერტიკალური სარტყლების მიხედვით იცვლება. ყინულ წარმოქმნის ზონები სხვა მეცნიერებსაც აქვს გამოყოფილი. (ცხრ. №5)

ყინულწარმოქმნის ზონები სხვადასხვა ავტორების მიხედვით
ცხრილი 5

პ. შუმსკი	ა. ქოურთი	ჩ. ბენსონი	ფ. მოულერი
თოვლის ზონა	მყინვარები დნობის გარეშე	მშრალი თოვლის ფაციესი	მშრალი თოვლის ზონა
თოვლ-ფირნული ზონა	მყინვარები ზედაპირული მოღწობითა და ნადნობი წყლის ხელ-აზალი გაყინვით	ჩაჯონვის ფაციესი	ინფილტრაციული ზონა A (ჩაჯონვის ზონა)
ცივი ფირნული ზონა	მყინვარები ნადნობი წყლის გაერტვლებით მთელ ფენაში	გაულებთის ფაციესი	ინფილტრაციული ზონა B (თოვლ-ჭყაპის ზონა)
თბილი ფირნული ზონა		წყალ-ფირნული ქვეზონა ჩამონადენით	
ფირნულ-ყინულოვანი ზონა			ზედნადები ყინულის ზონა
ყინულის კვების ზონა			
აბლაციის ზონა		აბლაციის ფაციესი	

რუსმა გლაციოლოგმა – პ. შუმსკიმ შეიმუშავა ყინულწარმოქმნის ზონების სისტემა, რომელიც შემდგომ იქნა დაზუსტებული. სულ გამოყოფილია ყინულწარმოქმნის 6 ზონა და აბლაციის ზონა.

1. თოვლის (რეკრისტალიზაციის) ზონა. ამ ზონაში დნობა წლის თბილ დროსაც კი არ ხდება. ყინულწარმოქმნა მთლიანად რეკრისტალიზაციისა და დაღეპვის გზით ხდება, ძალზე დაბალი უარყოფითი ტემპერატურის დროს (საშუალო ტემპერატურა არის - 25° და დაბალა, ზაფხულის საშუალო ტემპერატურა არაუმეტეს - 9°-ისა). ყინულწარმოქმნის პროცესი მიმდინარეობს ძალზე ნელა. იმისათვის, რომ ფირნი გარდაიქმნას ყინულად, თოვლისა და ფირნის სისქე 100-მ-დან 150-მ-მდე უნდა იყოს. ამ ზონას განეკუთვნება: ანტარქტიდის შიდა რაიონები, რომელთა სიმაღლე აღემატება 900-1350 მ. ზღვის დონიდან; გრენლანდიის ყინულოვანი საფარი 2000-3000 მეტრზე მაღლა; ალასკის მთის ყველაზე მაღალი მწვერვალები, იუკონის, ჰიმალაის, ყარაყორუმის, პამირის და ტიანშანის მაღალმთიანი ტერიტორიები. კავკასიონზე ეს ზონა 4300-4500 მ-ზე მაღლა მდებარეობს.

2. თოვლ-ფირნული ზონა (რეკრისტალიზაციურ-რეჟენ-
ლაციური). ამ ზონაში დნობა უმნიშვნელოა (მთელი წლის განმავლობაში
დალექილი თოვლის 0.1 ნაწილზე ნაკლები). ნაღობი წყალი მთლიანად
იყინება წლიური ფენის შიგნით. ყინულწარმოქმნა მიმდინარეობს
ძირითადად დალექვის და რეკრისტალიზაციის გზით. თოვლის
ტემპერატურა იზრდება თოვლის ფენაში წყლის გაყინვისას
გამოყოფილი სითბოს ხარჯზე. თოვლისა და ფირნის სისქე აღწევს
20-100 მ. ამ ზონას ეკუთვნის: ანტარქტიდის ყინულოვანი საფარის
პერიფერია – 500-1100 მეტრს შორის ზღვის დონიდან; გრენლანდიის
ყინულოვანი საფარის ნაწილი: ჩრდილოეთში 1000-2000 მეტრს
შორის; სამხრეთში – 2000-3000 მეტრს შორის. ის გავრცელებულია
არქტიკაში ზოგიერთ მყინვარულ გუმბათებზე და მთებში მაღალ
მწვერვალებზე, თოვლის ზონის ქვემოთ.

3. ცივი ფირნული ზონა (ცივი ინფილტრაციულ-
რეკრისტალიზაციური). ამ ზონაში დნობა თოვლის წლიური
აკუმულაციის 0.1-0.5 ნაწილს მოიცავს. ნაღობი წყალი თოვლის
წლიურ ფენას ასველებს, უფრო ღრმა ფენაში ჩაიჭონება და იყინება.
ამ მომენტში თოვლის და ფირნის ტემპერატურა შესამჩნევად
მატულობს. ყინულწარმოქმნის $\frac{2}{3}$ ინფილტრაციის გზით ხდება, ხოლო
 $\frac{1}{3}$ დალექვისა და რეკრისტალიზაციის მეშვეობით. ფირნის სისქე
მსხვილმარცვლოვანი ყინულოვანი ფენებით 10-20 მეტრს შეადგენს.
ცივი ფირნული ზონა ფართოდაა გავრცელებული კონტინენტური
კლიმატის მთიან რეგიონებში, აგრეთვე არქტიკის მყინვარულ
გუმბათებზე, ანტარქტიდისა და გრენლანდიის მყინვარული საფარის
პერიფერიებში ვიწრო ზოლის სახით.

4. თბილი (ინფილტრაციულ-რეკრისტალიზაციური) ზონა.
ამ ზონაში თოვლის წლიური აკუმულაციის 0.4-0.7 ნაწილი დნება.
ნაღობი წყლის ინტენსიური ჩამოდენა წარმოებს. ყინულწარმოქმნა
ინფილტრაციული გაყინვისა და რეკრისტალიზაციური დალექვის
გზით თანაბრად ხდება. ყინულის ტემპერატურა 0° -ია. ფირნის
სისქე ყინულიანი ფენებით 20-40 მეტრია. ზონა გავრცელებულია
ისეთ მყინვარულ რაიონებში, სადაც ზღვიური კლიმატია
დამახასიათებელი.

5. ფირნულ-ყინულოვანი (ინფილტრაციული) ზონა. ამ
ზონაში მყინვარები თავისი არსებობის ზღვარზე დგანან. მთელი
წლის განმავლობაში დარგოვებული თოვლის ნახევარი დნება.

ყინულწარმოქმნა ინფილტრაციულია. ფირნი შემოინახება, მხოლოდ წინა წლებში დაგროვილის ხარჯზე. იგი მრავალ მყინვარულ რაიონშია გავრცელებული.

6. ყინულოვანი კვების (ინფილტრაციულ-კონჟელაციური) ზონა. ამ ზონაში დარჩენილი თოვლის ფორები მთლიანად ინფილტრაციული წყლით ივსება. აქ დნობა აჭარბებს აკუმულაციას. ზონაში სიცივის მარაგი საკმარისზე მეტია იმისათვის, რომ დარჩენილი თოვლის ფორების მთელ ფენაში ინფილტრაციული გაყინვა მოხდეს. ყინულწარმოქმნა მთლიანად ინფილტრაციული გზით მიმდინარეობს. ეს ზონა ფირნის ხაზსა და მყინვარის საზღვრობის საზღვარს შორის მდებარეობს. ზონის არსებობისათვის აუცილებელი პირობებია: ზედაპირის ოდნავი დახრილობა, მცირე აკუმულაცია და მყინვარში ყინულის დაბალი სიჩქარე. ასეთი პირობები კონტინენტური კლიმატის მყინვარებისათვის არის დამახასიათებელი.

7. აბლაციის ზონა. აბლაციის ზონა მყინვარის ის ნაწილია, სადაც ყინულის დნობის შედეგად მყინვარის მასა მცირდება. აბლაციის ზონის შევსება ხდება მყინვარის აკუმულაციის ზონიდან ყინულის ახალი მასის გადმოადგილებით.

თავი III

ჰიონოსფერო, თოვლის ხაზი, ფირნის ხაზი

1. ჰიონოსფერო

ჰიონოსფერო ტროპოსფეროს ნაწილია. მის ფარგლებში, რელიეფის ხელსაყრელი პირობების შემთხვევაში, შესაძლებელია წარმოიქმნას და იარსებოს მრავალწლიურმა თოვლნარებმა და მყინვარებმა. ჰიონოსფეროში სითბოსა და სინოტივის ისეთ შეთანაწყობა არის, რომლის დროსაც რელიეფის პორიზონტალურ და დაუფარავ ზედაპირზე, მთელი წლის განმავლობაში მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექები ჭარბობს მის გასავალს. ჰიონოსფეროს ზედა საზღვარი ყველაზე მაღალ მწვერვალების ზემოთ მდებარეობს და ამიტომ მისი ფიქსირება დედამიწის ზედაპირზე არ გვაქვს. ჰიონოსფეროს ქვედა საზღვარი ხმელეთთან შეხებისას წარმოიქმნის თოვლის ხაზს.

ჰიონოსფერო დედამიწას გარს აკრავს 10 კმ სიმძლავრის გარსით. მაღალ განედებში ჰიონოსფერო დედამიწის ზედაპირზე ჩამოდის (ზღვის დონეზე), ხოლო ეკვატორულ სარტყელში 5-კმ-ის სიმაღლიდან იწყება. მთებში დიდი მყინვარების ენები ჰიონოსფეროს ქვემოთ ჩამოდიან. დიდი რაოდენობით თოვლის დაგროვების შემთხვევაში მცირე ზომის მყინვარები მის ქვემოთ წარმოიქმნიან.

ატმოსფეროს ფენას, სადაც გაბატონებულია ისეთი პირობები, როცა წყალი მყარ ფაზაში არსებობს მ. ლომონოსოვმა „ატმოსფეროს ყინვიანი ფენა“ უწოდა, ე. გერნეტიმ კი „ატმოსფეროს თოვლით-გაჯერებული ფენა“. ცნება ჰიონოსფერო მეცნიერებაში პირველად ს. კალესნიკმა შემოიტანა და ჩამოაყალიბა მისი განმარტება.

2. თოვლის ხაზის განსაზღვრის მეთოდები

თოვლის ხაზი დედამიწის ზედაპირზე წარმოადგენს ღონეს, რომლის ზემოთ მყარი ატმოსფერული ნალექების დაგროვება ჭარბობს მის ღნობას და აორთქლებას. თოვლის ხაზი წარმოიქმნება მოცემუ-

ლი ტერიტორიის კლიმატური პირობების თავისებურებებით და რელიეფით. დედამიწის ზედაპირზე რელიეფის ტოპოგრაფიის რეალურ პირობებში იგი ჰიონოსფეროს ქვედა საზღვრის ანაბეჭდს წარმოადგენს. თოვლის ხაზი დაბლა ჩამოდის ცივ და ნოტიო რაიონებში, ხოლო მაღლა ადის თბილ და მშრალ რაიონებში. ანტარქტიდაში თოვლის ხაზი, შედარებით დაბალ განედებში, ზღვის დონეზე ჩამოდის,

გლაციოლოგიურ და საერთოდ გეოგრაფიულ ლიტერატურაში თოვლის ხაზის შემდეგ სახეებს არჩევენ: კლიმატური ანუ თეორიული თოვლის ხაზი – როდესაც მყარი ატმოსფერული ნალექი წელიწადის ნებისმიერ დროს მყარი სახით მოდის და ჰორიზონტალურ, დაუფარავ ზედაპირზე შემოინახება. კლიმატური თოვლის ხაზი ჰიონოსფეროს ქვედა საზღვარს წარმოადგენს. ბუნებაში კლიმატური თოვლის ხაზი სეზონების მიხედვით ცვალებადია და იგი ორი სახით არის მუდმივი და სეზონური. მუდმივი თოვლის ხაზის ზემოთ რელიეფის ჰორიზონტალურ და დაუფარავ ზედაპირზე თოვლი მთელი წლის განმავლობაში, მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექების რაოდენობის მიუხედავად შემოინახება. ბუნებაში მუდმივი თოვლის ხაზის სიმაღლე უნდა განისაზღვროს ზაფხულის ბოლოს. ამ დროს კლიმატური პირობების და რელიეფის ურთიერთობა აფიქსირებს მუდმივი თოვლის ხაზის მდებარეობას. ვინაიდან თოვლის ხაზი ჰიონოსფეროს ქვედა საზღვარს წარმოადგენს, ხოლო ჰიონოსფერო ტროპოსფეროს ნაწილია, მას უნდა ახასიათებდეს გარკვეული კლიმატური მაჩვენებელი (მისი ქვედა საზღვრის მდებარეობის განსასაზღვრად უნდა გამოვიყენოთ რომელიმე კლიმატური მაჩვენებელი). ამ შემთხვევაში ყველაზე რეალურია ნულოვანი იზოთერმა, რომელიც წელიწადის განმავლობაში ცვალებადია. მის ზემოთ ნალექი ყოველთვის მყარი სახით მოდის. ამიტომ მუდმივი თოვლის ხაზის (ჰიონოსფეროს ქვედა საზღვრის) დასადგენად საჭიროა განესაზღვროთ თავისუფალ ატმოსფეროში ნულოვანი იზოთერმის მდებარეობა წელიწადის ყველაზე თბილი თვის პერიოდისათვის – (საშუალო თვიური ტემპერატურა – უკეთესი იქნება დეკადური). თუ რელიეფის სიმაღლე ისეთია, რომ იგი უთბილესი თვის 0°-იანი იზოთერმის საშუალო სიმაღლეზე ზემოთ ადის, მაშინ მის ზედაპირზე მუდმივი თოვლის ხაზი წარმოიქმნება. მუდმივი თოვლის ხაზის წარმოქმნა კლიმატისა და რელიეფის ურთიერთქმედებით ხდება. მუდმივი თოვლის ხაზის ქვემოთ ნივალურ ზონაში მცირე დროით წელიწადის ნებისმიერ დროს წარმოიქმნება

თოვლის ხაზი. მისი გავრცელების ქვედა საზღვარს სეზონური თოვლის ხაზი ეწოდება.

მუდმივი თოვლის ხაზის განსაზღვრა შეიძლება დონე 365-ით. ეს ისეთი სიმაღლეა, როცა დედამიწის ზედაპირზე თოვლი მთელი წლის განმავლობაში დევს. დონე 365-ის განსაზღვრა ხდება ინტერპოლაციის გზით – ვიღებთ სხვადასხვა სიმაღლეზე მდებარე ორ-სამ მეტეოსადგურის მონაცემებს თოვლის საფარის ხანგრძლივობაზე. თოვლნარების გავრცელების ქვედა საზღვარს ხშირად თანფერულ თოვლის ხაზს უწოდებენ. მისი მდებარეობა დამოკიდებულია რელიეფის თავისებურებაზე და ნაქარ-ნახვავი თოვლის კონცენტრაციაზე. როგორც წესი ოროგრაფიული თოვლის ხაზი გაცილებით დაბლა მდებარეობს თოვლის ხაზთან შედარებით. თოვლის ხაზის შესწავლაში დიდი როლი მიუძღვით ა. ჰუმბოლტს, ა. ალმანს, ს. კალენსიკს, მ. ტრონოვს, ვ. კოტლიაკოვს.

საინტერესო მეთოდს წარმოადგენს (ახალ მეთოდი) თავისუფალ ატმოსფეროში მთელი წლისათვის და განსაკუთრებით თბილი თვეებისათვის საშუალო თვიური 0° -იანი იზოთერმის სიმაღლე. ამ მონაცემებით ცალკეული მერიდიანებისათვის თავისუფალ ატმოსფეროში 0° -იანი იზოთერმის სიმაღლითი მდებარეობის მრუდი აგებულია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ივლის-აგვისტოს და სამხრეთ ნახევარსფეროში იანვარ-თებერვლის საშუალო მონაცემების მიხედვით, რადგანაც ამ დროსაა დაფიქსირებული 0° -იანი იზოთერმის მაქსიმალური მდებარეობა. ამავე მერიდიანების მიმართულებით აგებულია დედამიწის ტოპოგრაფიული ზედაპირის პროფილები (1: 2500000 მასშტაბის რუკებიდან) და ნივალურის ზონის ქვედა ხაზის მრუდები. (ნახ. 2)

კვლევისთვის შერჩეულ იქნა ის მერიდიანები, რომლებიც კვეთენ მნიშვნელოვან მთიან სისტემებს. აღმ. ნახევარსფეროში 10° - ალპები, 45° - აღმოსავლეთ კავკასიონი და ანატოლიის მთიანეთი (მცირე აზია), 90° - ალტაი, ტიან-შანი, კუნლუნი, ტიბეტი, ჰიმალაი. დას. ნახევარსფეროში 140° - ალასკა, 70° - ანდეზი, 40° . გრენლანდია. პროფილების აგების დროს გათვალისწინებული იყო ქვეყნული ზედაპირის თავისებურებები.

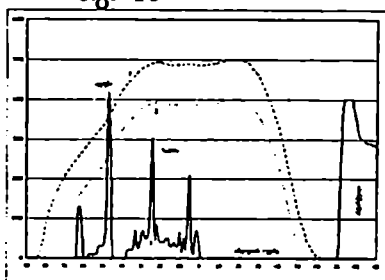
შედგენილი გრაფიკული მასალის ანალიზმა კარგად დაგვანახა, რომ 0° იზოთერმის მრუდს ერთნაირი სახე აქვს ყველა მერიდიანზე. 0° იზოთერმა სამრეთ ნახევარსფეროში 60° - 65° განედზე ზღვის დონიდან იწყება და თანდათან მაღლდება, ტროპიკებთან კი 4800მ

5000 მეტრ სიმაღლეს აღწევს. ზოლო ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში დაახლოებით 85° განედზე იწყება და ასევე ტროპიკებისაკენ მალდება.

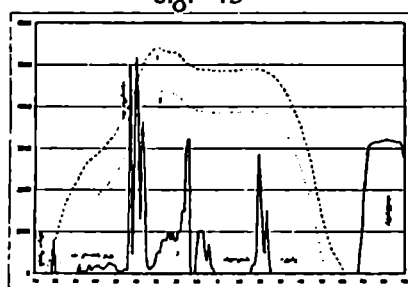
ტროპიკულ სარტყელში 0° იზოთერმის მრუდს აღმოსავლეთ ნახევარსფეროში მკვეთრად გამოხატული პიკები აქვს, ზოლო დასავლეთ ნახევარსფეროში მრუდებს პიკები არ გააჩნიათ. მაღალი ტემპერატურების ასეთი განაწილება განპირობებულია ქვეფენილი ზედაპირის თავისებურებებით — ჰიფსომეტრული მდებარეობით და განფენილობით. ზოლო დასავლეთ ნახევარსფეროს 40 და 140 პერიდიანების ქვეფენილ ზედაპირს ოკეანეები წარმოადგენს, ამიტომაც მისი მრუდი ერთგვაროვანია — იგი პოლარული მხარეებიდან ეკვატორისაკენ თანდათან მალდება, მაქსიმუმს ეკვატორულ ზონაში 4900-5000 მ. აღწევს.

ნახ. 2 ნულოვანი იზოთერმისა და დედამიწის ზედაპირის პრო-

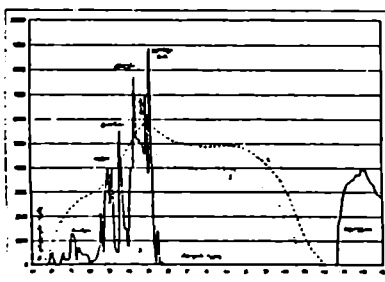
ა.გ. 10°



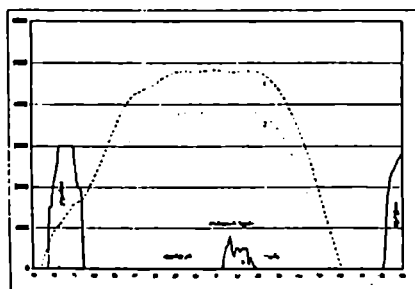
ა.გ. 45°



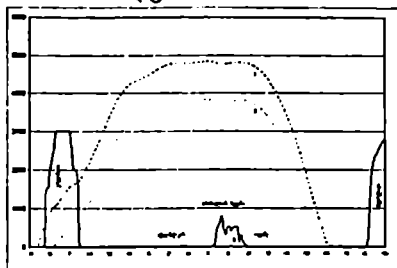
ა.გ. 90°



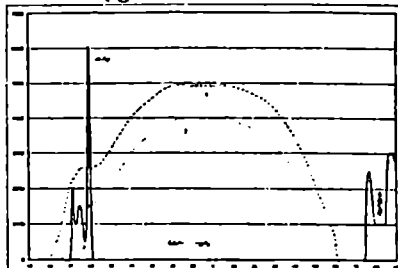
დ.გ. 40°



დ.გ. 70°



დ.გ. 140°



ფილი მსოფლიოს სხვადასხვა პერიდიანების გასწვრივ

- 1 - 0°-იზოთერმის მდებარეობა თავისუფალ ატმოსფეროში
- 2 - ნივალური ზონის ქვედა საზღვარი
- 3 - რელიეფის პროფილი
- V - ფირნის ხაზი

ტროპიკულ სარტყელში მრუდი გამოირჩევა ერთნაირი მოხაზულობით, ზოგან მცირედ ამოზნექილი ფორმით, ზოგან კი 100-200მ. ჩაზნექილი, განსაკუთრებით ეკვატორის თავზე. აღმოსავლეთ ნახევარსფეროს 40°-100° პერიდიანებზე და ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს 25°-35° განედებზე 0° იზოთერმა თითქმის 800-1000 მეტრით მაღლა მდებარეობს, ვიდრე ამავე განედების სხვა ადგილებში. ამ მოვლენას მკვლევარები პასატების მოქმედებით ხსნიან, რაც ჩვენი აზრით სრულად ვერ ასახავს მოვლენის არსს. ჩვენს მიერ შედგენილი ტოპოგრაფიული ზედაპირის პროფილების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ამ განედებზე 0° იზოთერმის ქვეფენილი ზედაპირის რელიეფი მორფოლოგიური და მორფომეტრიული თავისებურებებით გამოირჩევა, კერძოდ რელიეფის მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობა, ვრცელი განფენილობა და მშრალი ჰავა დამახასიათებელია აქ განლაგებული არაბეთის, ანატოლიის, ირანის, ტიბეტის ზეგნებისათვის. ზაფხულში ხმელეთის გადახურების გამო იქმნება ჰაერის აღმავალი დინებები, რაც 0° იზოთერმის აწევას განაპირობებს. სხვა პერიდიანებისათვის შედგენილ მრუდებზე მსგავსი პიკები არ შეიმჩნევა, კერძოდ დასავლეთ ნახევარსფეროს 40° და 140° პერიდიანებზე, რომლის ქვეფენილი ზედაპირი ოკეანით არის წარმოდგენილი.

ერთი და იგივე პერიდიანისათვის აგებული დედამიწის ზედაპირის პროფილის და ნულოვანი იზოთერმის მრუდის ანალიზი გვიჩვენებს,

რელიეფშიც მკვეთრად არის გამოსახული. მიღებული მასალების საფუძველზე დაეადგენთ ფირნის ხაზის მოხაზულობას და სიმაღლეს. ამ გზით მივიღებთ დოკუმენტურად სრულყოფილ მასალას, თანაც დიდი ტერიტორიისათვის. გეოდეზიურად მეთოდით ფირნის და თოვლის ხაზების სიმაღლის განსაზღვრა პირდაპირი გადაკვეთის ხერხით ხდება.

$$h=Ltg\alpha$$

სადაც: h - არის შეფარდებითი სიმაღლე ბაზისსა და წერტილს შორის

L - მანძილი ბაზისიდან წერტილამდე

$tg\alpha$ - კუთხე ბაზისსა და წერტილს შორის

ველზე განვსაზღვრავთ - ბაზისის სიგრძეს, შიდა და დახრის კუთხეებს, ამ გზით ვიგებთ მანძილს დასაკვირვებელ წერტილამდე. ზემოთ განხილული მეთოდები წარმოადგენს ფირნის ხაზის განსაზღვრის პირდაპირ მეთოდებს.

ფირნის ხაზის განსაზღვრის არაპირდაპირი მეთოდები დამუშავებული აქვთ: კუროვსკის, გეფერს, გესს, რეიდს და სხვა. განვიხილოთ ზოგიერთი მათგანი. ყველა ამ მეთოდებით ფირნის ხაზის დადგენა ეფუძნება ტოპოგრაფიულ რუკებს.

1. კუროვსკის მეთოდით თოვლის აკუმულაცია და მისი დნობა წარმოადგენენ სიმაღლის ხაზობრივ ფუნქციას. აკუმულაცია იზრდება სიმაღლის ზრდის პროპორციულად, ხოლო აბლაცია მცირდება. იქ სადაც აკუმულაცია და აბლაცია ტოლია, მდებარეობს მყინვარის საშუალო სიმაღლე. ეს ხერხი საკმაოდ რთულ მათემატიკურ ოპერაციას მოითხოვს. მყინვარი იყოფა თანაბარი სიმაღლის მონაკვეთებად, ვიგებთ თითოეული მონაკვეთის ფართობს და ამ ფართობების საშუალო სიმაღლეს.

2. გეფერის მეთოდი - ფირნის ხაზის სიმაღლე არის საშუალო არითმეტიკული ფირნის აუზის შემომფარგვლელი რელიეფის საშუალო სიმაღლისა და მყინვარის ენის ბოლო სიმაღლეს შორის. ვინაიდან პრაქტიკაში ამ მეთოდს ხშირად იყენებენ, საჭიროა მის განსაზღვრაზე უფრო დაწვრილებით შევჩერდეთ ნახაზზე მოცემული ხეობის ტიპის მყინვარის აუზში.

მყინვარის აუზის გარშემო ვიღებთ ყველაზე მაღალ რამდენიმე წერტილს (3300, 3550, 3461, 3840, 3669) და ორ ჩადაბლებას (გადასასვლელს), ვითვლით მათ საშუალო სიმაღლეს 3560 მ., მას

რომ ღედამიწის სხვადასხვა განედზე რელიეფის მხოლოდ ცალკეული რეგიონები აღის 0⁰-იანი იზოთერმის მრუდის ზემოთ და მათზე გლაციალური ზონა წარმოიქმნება. ანტარქტიდის კონტინენტი მთლიანად ამ ზონაშია და სწორედ მისი გავლენაა რომ ზაფხულში ნულოვანი იზოთერმა სამხრეთის 60⁰ განედზე იძირება. გლაციალურ ზონაში იჭრება გრენლანდია, ჰიმალაი, კუნლუნი, ჰაიმირი, ტიანშანი, ალტაი, კაკკასიონი, ალპები, ალასკის მთები, ანდების სამხრეთი და სხვა. ყველა ამ რეგიონში გლაციალური ზონის განსხვავებული ფართობის გამო, სხვადასხვა ზომის და ფორმის მყინვარებია განვითარებული.

თოვლ-მყინვარული საფარის განვითარებაში დიდია ატმოსფერული ნალექების როლი. ფირნის ხაზი წარმოიქმნება მყინვარის ზედაპირზე რელიეფის, კლიმატის და მყინვარის ურთიერთქმედებით, ცნობილია, რომ მყინვარები გარდა გლაციალური ზონისა, წარმოიქმნება ნივალურ ზონაში უხვი ატმოსფერული ნალექების შემთხვევაში. ამიტომ შედგენილ მრუდეებზე ფირნის ხაზები აღნიშნულია მხოლოდ იმ მთიან რეგიონებში, სადაც ნივალურ-გლაციალური ზონები და მყინვარები არსებობს.

ალპებს 10⁰ მერიდიანი კვეთს, რომელიც ცენტრალურ ევროპის ვრცელ მთიან სისტემას წარმოადგენს. აქ ფართოდაა წარმოდგენილი ხეობის, კარული და დაკიდული ტიპის მყინვარები. ალპების კლიმატი განისაზღვრება მისი განედური მდებარეობით თბილ და ტენიან ატლანტის ოკეანესთან, სადაც ნალექები არათანაბრადაა განაწილებული. მთების დასავლეთ კალთები უფრო მეტ ტენს იღებს, ვიდრე აღმოსავლეთი. დასავლეთის ტენიანი ჰაერის მიმართ განსაკუთრებით ხელსაყრელი მდებარეობა უკავია ალპების დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ კალთებს. ნალექების კანონზომიერი შემცირება შეინიშნება დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. ამავე მიმართულებით კლიმატის კონტინენტურობაც ძლიერდება. ამიტომაც ფირნის ხაზი დასავლეთით უფრო ქვემოთ მდებარეობს, ვიდრე ალპების აღმოსავლეთ და ცენტრალურ ნაწილზე. ჩრდ. აფირნის ხაზი, ზღვისპირა ალპებში ვრცელდება 2800-2900 მ-ზე, ცენტრალურ რაიონებში და აღმოსავლეთ ალპებში 3000-3200 მ-მდე. ზოგიერთ ცალკეულ მყინვარებზე კვების საზღვრის სიმაღლე ძლიერ მერყეობს ადგილობრივი პირობების მიხედვით, მაგრამ იგი ახლოსაა ფირნის ხაზის საერთო მდებარეობასთან.

კერძოდ აღმ. კავკასიონი და ანატოლიის მთები. კავკასიონი გადაჭიმულია სუბპერიდიანული მიმართულებით შავი ზღვიდან კასპიის ზღვამდე. რეგიონში კლიმატის ჩამოყალიბებაზე დიდ გავლენას ახდენს შავი ზღვიდან და ატლანტის ოკეანიდან შემოჭრილი ციკლონები; ასევე აზიის ანტიციკლონის განშტოება, რომელიც ვრცელდება ჩრდილოეთ-აღმოსავლეთიდან. ამ პროცესებისათვის დამახასიათებელია უხვი ატმოსფერული ნალექები, რომელიც ძირითადად კავკასიონის დასავლეთ და ცენტრალურ ნაწილში გამოიყოფა, აღმოსავლეთით კი ის ტენით გაღარიბებული გადმოდის. ამიტომაც აღმოსავლეთ კავკასიონზე, მიუხედავად მისი მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობისა (4200-4500მ), შედარებით მცირე ზომის მყინვარები გვაქვს. გრაფიკიდან ჩანს, რომ თოვლის ხაზი 4400 მეტრზე მდებარეობს, ხოლო ფირნის ხაზი 3500-3600 მ-ზე.

მცირე აზიის მთიანეთში მყინვარები გვხვდება ანატოლიის ზეგანზე, პონტოს და ტავრის მთების მაღლა აზიდულ მწვერვალებზე. აქ თოვლის ხაზი 4500-4700 მ. სიმაღლეზეა. მიუხედავად ამისა აქ მცირე ზომის მყინვარებია განვითარებული ატმოსფერული პროცესებისა და რელიეფის ხელსაყრელი პირობების გამო. მ. არარატზე (5156 მ.) კი მყინვარული ქუდი გვაქვს. ფირნის ხაზი მცირე აზიის მთიანეთში 3700-3800 მ-ზე მდებარეობს.

90° პერიდიანზე 0°-იანი იზოთერმის მრუდის, რელიეფის პროფილის და ფირნის ხაზის მდებარეობის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ 0°-იანი იზოთერმის ზემოთ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში რამდენიმე მთიანი სისტემა აღის: ტიბეტის მთიანეთი, კუნლუნი, ალთაი, ტიანშანი, ჰიმალაი, ხოლო ნივალური ზონა განვითარებულია ჩრდილოეთის მიწის კუნძულებზე და ტიბეტის მთიანეთზე. 0°-იანი იზოთერმას გამოკვეთილად მაღალი მდებარეობა უჭირავს ტიბეტის მთიანეთისა და ჰიმალაის თავზე, სადაც მისი სიმაღლე 6000 მ-ს აღწევს თითქმის. ამავე სიმაღლეზე მდებარეობს ფირნის ხაზი ჰიმალაის ჩრდილო ფერდობზე, ხოლო სამხრეთ ფერდობზე მისი სიმაღლე 5400-5600 მ-ია. 0°-იანი იზოთერმის ასეთი მდებარეობა განპირობებულია ტიბეტის მთიანეთის გადახურებით ზაფხულში. ამ მხარისათვის დამახასიათებელია მუსონური ჰავა. ნალექების დიდი რაოდენობა მოდის ქედის სამხრეთ ფერდობის კალთებზე. ჩრდილოეთის ექსპოზიციის ფერდობი შედარებით ნაკლებ ნალექს იღებს, ამიტომაც თოვლისა და ფირნის ხაზებს შორის სწვაობა ყველაზე მცირეა დაახლოებით 0-

ტიანშანის მთიანეთში, რომელიც კაკასიონის განედზე მდებარეობს, ფირნის ხაზი 4200-4400 მ. მდებარეობს, ხოლო ცენტრ. კაკასიონზე 3200-3300 მ.-ზე, რაც გამოწვეულია ატმ. ნალექების რაოდენობით. ტიანშანი ხასიათდება კონტინენტური ჰავით, ხოლო ცენტრალური კაკასიონი - ზღვიური კლიმატით.

ჩატარებულმა გამოკვლევამ გვიჩვენა, რომ თავისუფალ ატმოსფეროში 0°-იანი იზოთერმის სიმაღლე ზაფხულის ყველაზე თბილი თვისათვის წარმოადგენს თოვლის ხაზს-გლაციალური ზონის ქვედა საზღვარს. ამ მეთოდით შესაძლებელია თოვლის ხაზის სიმაღლე განესაზღვროთ რეგიონალურ და გლობალურ მასშტაბში. 0°-იანი იზოთერმის მრუდის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ სამხრეთ ნახევარსფეროში მრუდებს ერთნაირი სახე აქვთ, ხოლო ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში 20-35° განედებსა და 45-90° მერიდიანებზე. მრუდს მკვეთრად ამოზნექილი ფორმა აქვს (800-1000 მ), რაც გამოწვეულია ქვეფენილი ზედაპირის მაღალი ჰიფსომეტრიით, დედაპირის ზედაპირის მორფოლოგიური და მორფომეტრიული თავისებურებებით. აქ განლაგებულია მსოფლიოში ყველაზე მაღალი ზეგნები: ტიბეტის, ირანის, მცირე აზიის, არაბეთის.

თოვლისა და ფირნის ხაზების მდებარეობას შორის სხვაობა არაერთგვაროვანია და დამოკიდებულია ატმოსფერული ნალექების განაწილებაზე. სხვაობა დიდია ზღვიური კლიმატის რეგიონებისათვის (დასავლეთი ალპები, ცენტრალური კაკასიონი, ალასკა, ჰიმალაის სამხრეთ ფერდობი) და მცირეა კონტინენტური კლიმატის მთებისათვის (ცენტრ. და აღმოსავლეთი ტიანშანი, აღმოსავლეთ პამირი, ჰიმალაის ჩრდილოეთი ფერდობი და დასავლეთი ტიბეტი).

3. ფირნის ხაზი და მისი განსაზღვრის მეთოდები

გლაციოლოგიურ პრაქტიკაში ფირნის ხაზს უფრო ხშირად განსაზღვრავენ, ვიდრე თოვლის ხაზს. ამას თავისი მიზეზები აქვს: ბუნებაში ფირნის ხაზი უფრო მყარია, ვიდრე თოვლის ხაზი; თანაც გლაციოლოგების უმრავლესობა ერთმანეთთან აიგივებს ამ ორ ცნებას.

ფირნის ხაზი მყინვარზე ფირნული კვების ოლქის ქვედა საზღვარს წარმოადგენს, უფრო ზუსტად – ძველი ფირნის გავრცელების საზღვარს. იგი ზაფხულის ბოლოს ფირნით დაფარულ მყინვარის ზედაპირს (აკუმულაციის ზონა) გამოყოფს მყინვარის გაშიშვლებული ზედაპირისაგან (აბლაციის ზონა). ზოგჯერ იგი ემთხვევა მყინვარის კვების საზღვარს, მათ შორის ხშირად ყინულიანი კვების ზონა მდებარეობს. ამრიგად ბუნებაში ფირნის ხაზი წარმოიქმნება რელიეფის, კლიმატის და მყინვარის ურთიერთქმედების შედეგად.

მყინვარზე ფირნის ხაზის მდებარეობა დამოკიდებულია მყარი ატმოსფერული ნალექების რაოდენობაზე. ზღვიური ნოტიო ჰავის უხვნალექიან რეგიონებში ფირნის ხაზი დაბლა მდებარეობს, ხოლო კონტინენტური ჰავის რეგიონებში მაღლა. დასავლეთ და ცენტრალურ ტიბეტში, ჰიმალაის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობზე ფირნის ხაზი ძალზე ახლოს მდებარეობს მუდმივ თოვლის ხაზთან. დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონზე და ალპებში უხვი ნალექის გამო ფირნისა და თოვლის ხაზებს შორის სხვაობა 1000-1200 მეტრია. ფირნის და თოვლის ხაზების მდებარეობას შორის ყველაზე დიდი სხვაობა ალასკის მთებშია. ფირნისა და თოვლის ხაზების მდებარეობაზე და მათ შორის სხვაობაზე ნათელ წარმოდგენას გვაძლევს გრაფიკული მასალა. (ნახ. 2) ერთი და იგივე რეგიონების შიგნით ფირნის ხაზის მდებარეობაზე დიდია ფერდობების ექსპოზიციის როლი. მსგავსი კლიმატური პირობების შემთხვევაში, როგორც წესი ფირნის ხაზი სამხრეთი ექსპოზიციის მყინვარებზე 100-200 მეტრით მაღალია. ცხრილში ფირნის ხაზი თითქმის ყველგან სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე უფო დაბალია, რაც ნალექების განაწილებით არის განპირობებული. (ცხრ. 6)

მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონებში ფირნის ზაზის სიმაღლე
ჩრდილოეთ და სამხრეთ ექსპოზიციების ფერდობებზე
ცხრილი 6

მთები	ფირნის ზაზის სიმაღლე მ.	
	ჩრდილოეთ ფერდობი	სამხრეთ ფერდობი
ალეუტის ქედი	1200-1500	900-1100
ალასკის ქედი	2500	1300-2000
ერანგელის მთები	1950-2100	1650-1800
წმ. ილიას მთები	2300	1500
კენაის მთები	750-1100	450-750
სანაპირო ქედი	1500-2000	1250-1500
ბრუკსის ქედი	1250-2250	
პინდიფუში	5000-5200	4300-4900
ყარაყორუმი	5000-6000	4600-5000
ნანშანი	5020	5140
პიმალაები	5800-6000	4700-4800
კოლიმანჯარო	4800-5200	
კენა	4680-4750	
რუკენზორი	4570-4750	
ალპები	2900-3000	3000-3100
ცენტრ. კავკასიონი	3600	3200-3400
ალპონტო	3600-3700	
არარატი	4000-4200	
პამირი	4000-5000	
ტიანშანი	4400-4500	
შპიცბერგენი	200-300	
ჩრდილოეთის მიწა	300-600	
სკანდინავია	900-1900	

გლაციოლოგიაში ფირნის ზაზის განსაზღვრის მრავალი მეთოდია ცნობილი. პირდაპირი მეთოდით ფირნის განსაზღვრა ზდება უშუალოდ ველზე, შემდეგი გზით: ზაფხულის ბოლოს მყინვარის ზედაპირს

რომ ავუყვებით დასაწყისში შიშველი მყინვარი გვაქვს. ზემოთ და ზემოთ მყინვარის ზედაპირზე ჯერ გამოჩნდება თოვლის ლაქები, სიმაღლის ზრდასთან ერთად მათი რაოდენობა იზრდება და ერთმანეთის ახლოსაც არიან, შემდეგ კი ისინი მყინვარის ზედაპირზე ერთიან საფარს ქმნიან. სწორედ აქ უნდა განვსაზღვროთ სიმაღლე, რომელიც იქნება ფირნის ხაზი. ფირნის ხაზის განსაზღვრის სრულყოფილ მეთოდებს წარმოადგენს: ფოტოგრაფირება, აეროკოსმოსური სურათები და გეოდეზიური მეთოდი. ფოტო და აეროკოსმოსური სურათების გადაღება უნდა ჩავატაროთ ზაფხულის ბოლოს. ამ დროს ფირნის და თოვლის მდებარეობა მაქსიმალურ სიმაღლეს აღწევს და რელიეფშიც მკვეთრად არის გამოსახული. მიღებული მასალების საფუძველზე დავადგენთ ფირნის ხაზის მოხაზულობას და სიმაღლეს. ამ გზით მივიღებთ ლოკუმენტურად სრულყოფილ მასალას, თანაც დიდი ტერიტორიისათვის. გუდადგმულ მეთოდით ფირნის და თოვლის ხაზების სიმაღლის განსაზღვრა პირდაპირი გადაკვეთის ხერხით ხდება.

$$h=Ltg\alpha$$

სადაც: h – არის შეფარდებისთი სიმაღლე ბაზისსა და წერტილს შორის

L – მანძილი ბაზისიდან წერტილამდე

$tg\alpha$ – კუთხე ბაზისსა და წერტილს შორის

ველზე განვსაზღვრავთ - ბაზისის სიგრძეს, შიდა და დახრის კუთხეებს, ამ გზით ვიგებთ მანძილს დასაკვირვებელ წერტილამდე. ზემოთ განხილული მეთოდები წარმოადგენს ფირნის ხაზის განსაზღვრის პირდაპირ მეთოდებს.

ფირნის ხაზის განსაზღვრის არაპირდაპირი მეთოდები დამუშავებული აქვთ: კუროვსკის, გეფერს, გესს, რეიდს და სხვა. განვიხილოთ ზოგიერთი მათგანი. ყველა ამ მეთოდებით ფირნის ხაზის დადგენა ეფუძნება ტოპოგრაფიულ რუკებს.

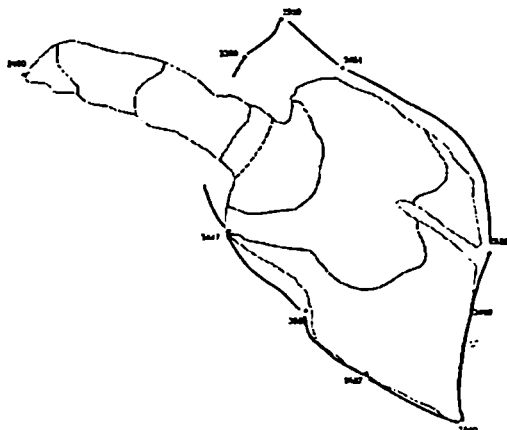
1. კუროვსკის მეთოდი თოვლის აკუმულაცია და მისი დნობა წარმოადგენენ სიმაღლის ხაზობრივ ფუნქციას. აკუმულაცია იზრდება სიმაღლის ზრდის პროპორციულად, ზოლო აბლაცია მცირდება. იქ სადაც აკუმულაცია და აბლაცია ტოლია, მდებარეობს მყინვარის საშუალო სიმაღლე. ეს ხერხი საკმაოდ რთულ მათემატიკურ ოპერაციას მოითხოვს. მყინვარი იყოფა თანაბარი სიმაღლის მონაკვეთებად, ვიგებთ

თითოეული მონაკვეთის ფართობს და ამ ფართობების საშუალო სიმაღლეს.

2. გეფერის მეთოდი – ფირნის ხაზის სიმაღლე არის საშუალო არითმეტიკული ფირნის აუზის შემომფარგვლელი რელიეფის საშუალო სიმაღლისა და მყინვარის ენის ბოლო სიმაღლეს შორის. ვინაიდან პრაქტიკაში ამ მეთოდს ხშირად იყენებენ, საჭიროა მის განსაზღვრაზე უფრო დაწვრილებით შევჩერდეთ ნახაზზე მოცემული ხეობის ტიპის მყინვარის აუზში.

ყინვარის აუზის გარშემო ვიღებთ ყველაზე მაღალ რამდენიმე წერტილს (3300, 3550, 3461, 3840, 3669) და ორ ჩადაბლებას (გადასასვლელს), ვითვლით მათ საშუალო სიმაღლეს 3560 მ., მას ეუმატებთ მყინვარის ენის ბოლოს სიმაღლეს 2480 მ. და ვყოფთ ორზე. მივიღებთ მყინვარის საშუალო სიმაღლეს 3050 მ. – ეს არის ფირნის ხაზის სიმაღლე. (ნახ. 3)

3. გესის მეთოდი – მას ხშირად მორფოლოგიურ მეთოდსაც უწოდებენ. იგი ძირითადად გამოიყენება მთის მყინვარებისათვის. თუ ნახაზზე მოცემულ მყინვარის ზედაპირზე გატარებულ ჰორიზონტალების ანალიზს ჩავატარებთ, დავინახავთ, რომ მყინვარის ენაზე აბლაციის ზონაში ჰორიზონტალები მყინვარის მოძრაობის მიმართულებით არიან ამოხნეჭილი, ხოლო ფირნის აუზში ჰორიზონტალები ჩაზნეჭილია. უნდა მოვძებნოთ ისეთი ჰორიზონტალი, რომელიც მათ შორის შედარებით სწორი ხაზით იქნება წარმოდგენილი. ასეთი ხაზი მყინვარის ზედაპირზე ფირნის ხაზს წარმოადგენს.



ნახ. 3 ფირნის ხაზის განსაზღვრის გეფერისა და გესის მეთოდი

4. რეიდის მეთოდი – ამერიკელი გლაციოლოგის რეიდის მეთოდი ძალზე მარტივია და მისი არსი შემდეგში მდგომარეობს. მყინვარის ფირნში მოვებნით ბერგშრუნდს და განვსაზღვრავთ მის ყველაზე დაბალ სიმაღლეს. შემდეგ დავადგენთ მყინვარზე ზედაპირული მორენის გამოჩენის ყველაზე ზედა სიმაღლეს. ამ ორი სიმაღლის საშუალო მაჩვენებელი ფირნის ხაზს წარმოადგენს. რეიდის მეთოდი შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც ველზე, ასევე კამერალურ პირობებში. ეს მეთოდი ხშირად გამოიყენება ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარებისათვის.

4. საქართველოში თოვლისა და ფირნის ხაზების მდებარეობა და დინამიკა

თოვლისა და ფირნის ხაზების შესწავლა გეოგრაფიული მეცნიერების მრავალი დარგის ინტერესს წარმოადგენს. მათი მდებარეობით ნათელი წარმოდგენა გვეძლევა ნებისმიერი რეგიონის გამყინვარების ხასიათზე. ამ ხაზების მდებარეობის ცვლილება გავლენას ახდენს მდინარეთა მყინვარულ ჩამონადენზე, ნივალურ-გლაციალური პროცესების ხასიათზე. ზოლო თავის მხრივ მისი მდებარეობა დამოკიდებულია კლიმატის ცვლილებებზე. თოვლის ხაზი წარმოადგენს დედამიწის ბუნებრივი ზონის საზღვარს ვერტიკალურ და ჰორიზონტალურ განფენილობაში. აქედან გამომდინარე, ამ საკითხის გამოკვლევას აქვს თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა.

საქართველოში თანამედროვე გამყინვარების და მყინვარების რეჟიმის ხასიათის განსაზღვრაში დიდი მნიშვნელობა აქვს თოვლისა და ფირნის ხაზების სიმაღლით მდებარეობას. გეოგრაფიულ ლიტერატურაში თოვლისა და ფირნის ხაზების განსაზღვრაში განსხვავებული შეხედულებები არსებობს. გაანალიზა რა ყველა მოსაზრება ვ. კოტლიაკოვმა (1968. 1984) მოგვცა თოვლისა და ფირნის ხაზების სრული განსაზღვრება. მრავალი წლის განმავლობაში ჩვენს მიერ საველე პირობებში ჩატარებული დაკვირვებები თოვლისა და ფირნის ხაზების მდებარეობაზე, როგორც ცალკეული მყინვარებისათვის, ასევე მდინარეთა აუზებისათვის. სამწუხაროდ მიღებული მონაცემები არ

გვაძლევს საშუალებას მოვახდინოთ მათი განზოგადება უფრო ვრცელ ტერიტორიაზე. ამიტომ კავკასიონის ქედისა და ცალკეულ მდინარეთა აუზებისათვის თანამედროვე ფირნის ხაზის მდებარეობა ძირითადად განსაზღვრულია ტოპოგრაფიული რუკების, აეროკოსმოსური სურათებისა და ლიტერატურული წყაროების დახმარებით. ფირნის ხაზის მდებარეობა განსაზღვრულია გეფერის მეთოდით. ამ მეთოდის არჩევა გაპირობებულია ორი მიზეზით: 1). ფირნის ხაზის მდებარეობაზე მიღებული მონაცემები თითქმის არ განსხვავდება სხვა მეთოდებით მიღებული მონაცემებისაგან, 2). ფირნის ხაზის ღებრესიის გამოთვლისას იყენებენ მყინვარის მიერ წარმოქმნილ ფორმებს, სტადიალურ და მიკროსტადიალურ მორენებს. ამ შემთხვევაში აღნიშნული მეთოდი უფრო ხელსაყრელია. საქართველოს მდინარეების და მათი შენაკადების აუზებისათვის ფირნის ხაზის მდებარეობა ადრე გამოთვლილი იყო ა. რეინჰარდის (1916, 1917) მიერ ერთეერსიანი ტოპოგრაფიული რუკების მიხედვით. უკანასკნელ წლებში კი ჩვენს მიერ სხვადასხვა პერიოდის ტოპოგრაფიული რუკების გამოყენებით გამოთვლილია ფირნის ხაზის მდებარეობა 1946-1950 და 1960-1965 წლებისათვის, ხოლო ბოლო პერიოდისათვის განსაზღვრულია 1987-1989 წლების აეროკოსმოსური მასალების საფუძველზე. (ცხრილი 7)

თოვლის ხაზის სიმაღლე საქართველოში მდინარეთა აუზებში
ცხრილი 7

№	მდინარის აუზი	ფირნის ხაზის სიმაღლე (მ)
1	ბზიფი	3030
2	კოდორი	3070
3	ენგური	3320
4	რიონი	3380
5	ლიახვი	3480
6	არაგვი	3500
7	თერგი	3450
8	ასა	3460
9	არღუნი	3460
10	პირიქითა ალაზანი	3480

ფირნის ხაზის ცვლილება 1890-1960 წლებში

ცხრილი 8

მდინარის აუზი	ა. რეინარდი	რ. გობეჯიშვილი		ფირნის ხაზის დებრე-სა	
	1890-1900 წ.	1946-1950	1960-1965	1890-1960	1946-1960
ჩხალა	2890	2990	3030	140	30
კლარი	2860	3040	3070	210	30
ლანდრა	2770	2990	3040	270	40
საქარი	3090	3090	3150	60	60
კოლორი	2900	3030	3070	170	40
ნესკრა	3080	3120	3170	90	50
ნაკრა	3190	3150	3230	40	80
ლოლრა	3210	3360	3380	170	20
მულხურა	3200	3380	3400	200	20
ენგურის სათავეები	3200	3410	3450	250	40
ენგური	3175	3285	3325	150	40
ელერა	3180	3350	3370	190	10
ზოფხურა	3180	3260	3330	150	70
ჩეშურა	3140	3315	3370	230	55
ნაწარულა	3140	3305	3350	210	45
კანკახი	3370	3460	3490	120	30
რიონი	3200	3340	3380	180	40
კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი	3090	3220	3260	170	40

ცხრილის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ფირნის ხაზის სიმაღლე იზრდება. ფირნის ხაზი ყველაზე მაღლა 3450-3500 მ-ზე აღმოსავლეთ საქართველოს მდინარეთა აუზებში მდებარეობს.

ფირნის ხაზის სიმაღლითი მდებარეობა ცალკეულ მდინარეთა აუზების შიგნით არაერთგვაროვანია. (ცხრილი 8) ცენტრალური კავკასიონის ზოგიერთ მდინარეთა აუზში (ლოლრა, მულხურა, ენგურის სათავეები) ფირნის ხაზი უფრო მაღლა მდებარეობს, ვიდრე მის აღმოსავლეთით განლაგებულ მდინარეთა აუზებში (მდ. რიონის აუზი). ამის მიზეზია ამ მონაკვეთში ცენტრალური კავკასიონის მაღალი ჰიფსომეტრული მდებარეობა და მისი სამხრეთი ფერდობის დიდი დახრილობა (ფიცრულას მონაკვეთის სამხრეთი ფერდი ციცაბოა).

ერთი მდინარის აუზის ფარგლებში ფირნის ხაზის სიმაღლე მყინვარზე და თვით აუზში, სხვადასხვა სიმაღლეზე მდებარეობს. დიდი მყინვარების ზედაპირზე ფირნის ხაზის სიმაღლე ყოველთვის დაბალია ვიდრე მდინარის აუზში. მაგალითად: მდინარე ჩეშურას აუზში ფირნის ხაზის მდებარეობს 3390 მ. სიმაღლეზე, მაშინ, როცა ამ აუზის უდიდეს მყინვარ კირტიშოზე მისი სიმაღლე 3150 მეტრია. მდ. მულხურას აუზში ფირნის ხაზი საშუალოდ 3440 მ. სიმაღლეზე

მდებარეობს, ზოლო მყინვარ ლეხზირსა და ტვიბერზე კი შესაბამისად 3170 და 3250 მეტრ სიმაღლეზეა.

ფირნის ხაზის მდებარეობაზე ძალზე დიდი მნიშვნელობა აქვს მყინვარის აუზის რელიეფის მორფოლოგიურ და მორფომეტრიულ თავისებურებებს და მყინვარის მორფოლოგიურ ტიპს. დიდი ზომის მყინვარზე ფირნის ხაზი უფრო დაბლა მდებარეობს, ვიდრე მცირე ზომის მყინვარზე. დაკიდული ტიპის მყინვარზე ფირნის ხაზს ყველაზე მაღალი მდებარეობა უკავია (ხორხისა და აწუნთას ქედები).

ცნობილია, რომ მყინვარების წარმოქმნაში სხვა ფაქტორებთან ერთად დიდი მნიშვნელობა აქვს ფერდობების ექსპოზიციას. საქართველოს ისეთ ქედებზე, სადაც მყინვარები წარმოქმნილია ჩრდილოეთ და სამხრეთ ფერდობებზე ფირნის ხაზის სიმაღლე სამხრეთ ფერდობზე ყოველთვის მაღლა მდებარეობს, ვიდრე ჩრდილოეთ ფერდობზე. ასე მაგალითად: სვანეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობზე ფირნის ხაზი მდებარეობს 3260 მ-ზე, ზოლო სამხრეთზე – 3380 მ-ზე. ხორხის ქედის სამხრეთ ფერდობზე იგი 3650 მ. სიმაღლეზე მდებარეობს, ზოლო ჩრდილოეთზე – 3580 მეტრზე.

კოდორის და სამეგრელოს ქედებზე ფირნის ხაზი დაბლა მდებარეობს – 3050-3100 მეტრის სიმაღლეზე, რაც განპირობებულია ზამთარში ატმოსფერული ნალექების სიუხვით და რელიეფის ოროგრაფიული პირობებით. უკანასკნელ 100 წელიწადში (1890-1990 წწ) ფირნის ხაზის მდებარეობამ საკმაო ცვლილებები განიცადა. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე 1890 წლიდან 1990 წლამდე ფირნის ხაზმა მაღლა აიწია საშუალოდ 200 მეტრით, ე.ი. 2.0 მ-ით წელიწადში. ვინაიდან ფირნის ხაზის დეპრესია დიდ მდინარეთა აუზებში ერთნაირია, ამიტომ შეიძლება დავასკვნათ, რომ ამ პერიოდში საქართველოში ადგილი ჰქონდა ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების თანაბარ ცვალებადობას.

თავი IV

მყინვარების წარმოქმნის და კვების პირობები

1. გამყინვარების ფაქტორები

გამყინვარების ფაქტორების მკვეთრი გამოყოფა და დასაბუთება აუცილებელია სხვადასხვა რეგიონებში მყინვარების თანამედროვე მდგომარეობის ასახსნელად და ძველი გამყინვარების ისტორიის გასარკვევად. მყინვარებზე მრავალი ფაქტორი ახდენს გავლენას, ეს ფაქტორები ორ ჯგუფად იყოფა: ერთი, რომელიც კლიმატთან არიან დაკავშირებული და მეორე — რელიეფთან. რელიეფი და კლიმატი ერთობლიობაში სრულად მოიცავენ გამყინვარებაზე გარეგანი ზემოქმედების ყველა სახეს. დამატებით ფაქტორების — ეულკანური ამოფრქვევები, მიწისძვრები, დედამიწის შინაგანი სითბო და სხვა — როლი ძალზე მცირეა ან ადგილობრივი მნიშვნელობისაა. არსებითად კლიმატი და რელიეფი წარმოადგენენ ორ კატეგორიას, ორ ჯგუფს ან ფაქტორთა კომპლექსს, რომლებიც განსაზღვრავენ მყინვარების წარმოქმნას. ასე მაგალითად, მზის რადიაცია და ჰაერის ტემპერატურა ერთმანეთთან კავშირშია, მიუხედავად ამისა ისინი კლიმატის ცალკეულ ელემენტებს წარმოადგენენ და მყინვარზე მოქმედების ხასიათით დამოუკიდებელი არიან. მყინვარის კვება პირველ რიგში დამოკიდებულია ატმოსფერულ ნალექებზე. გარკვეული როლი გამყინვარებაში კლიმატის სხვა ელემენტებსაც ეკუთვნის. ამიტომ არ შეიძლება ვილაპარაკოთ გამყინვარების წარმოქმნასა და განვითარებაზე კლიმატის ერთ ფაქტორზე, არამედ კლიმატის მრავალი ფაქტორის ერთობლიობაზე, მათ ურთიერთკავშირზე.

რელიეფის ცალკეული ელემენტების ხასიათი—მორფოლოგია, მორფომეტრია, ექსპოზიცია, განფენილობა და სხვა, გავლენას ახდენს გამყინვარებაზე, მაგრამ ჩვენ რელიეფი ყოველთვის კომპლექსურად უნდა განვიხილოთ, თუმცა რელიეფის ფაქტორებიდან თითოეული ელემენტი ცალკე გამყინვარების ფაქტორების განხილვისას მნიშვნელოვანია. საერთო ჯამში ეს ორი ფაქტორი — რელიეფი და კლიმატი ერთმანეთისგან უნდა განვასხვაოთ.

1.1 კლიმატური ფაქტორი

კლიმატური თვალსაზრისით მყინვარების არსებობის აუცილებელ პირობას ზამთრის პერიოდში ან მთელი წლის განმავლობაში მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექები და დაბალი ტემპერატურები წარმოადგენს. ეს უკანასკნელი კი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ზაფხულში, იმისათვის, რომ გაუმდნარი თოვლის ფენა ყოველწლიურად დაგროვდეს.

პოლარულ მხარეში და მაღალმთიან გლაციალურ ზონაში მყინვარების ჩამოყალიბება-განვითარებისთვის ხელსაყრელ გარემოს ზამთრისა და ზაფხულის პერიოდში დაბალი ტემპერატურები ქმნის, რის საფუძველზეც ნალექი ყოველთვის მყარი სახით გამოიყოფა, ამასთან იგი თოვლის დნობასაც უშლის ხელს. დაბალი ტემპერატურის დროს აორთქლება სუსტია და ჰაერიც მშრალია, რის გამოც ნალექი მცირე რაოდენობით გამოიყოფა.

გამყინვარების განვითარებას ხელს უწყობს ოკეანური ტიპის კლიმატი. ამ ტიპის დროს ზაფხული გრილია და უხვნალექიანი. დნობის მიუხედავად ზამთარში მოსული თოვლის გარკვეული რაოდენობა მაინც რჩება. ძალზე მშრალი კონტინენტური ჰაერის პირობებში მყინვარები ნივალურ ზონაში თითქმის არ წარმოიქმნება.

ჩვენს პლანეტაზე და განსაკუთრებით მთიან რეგიონებში კლიმატი, როგორც გამყინვარების ფაქტორი, შეიძლება დაეყოს მაკროკლიმატად, მეზოკლიმატად და მიკროკლიმატად. მაკროკლიმატი გავლენას ახდენს არა მარტო რომელიმე ერთ მთიან რეგიონზე, არამედ, იგი უფრო ვრცელ ტერიტორიებს მოიცავს (გლობალურია), მაგალითად ატლანტის ზედაპირზე ფორმირებული ჰაერის მასები გავლენას ახდენენ ევრაზიის კონტინენტის ძირითად ნაწილზე და განსაზღვრავენ გამყინვარების ხასიათს მთიან რეგიონებში. გამყინვარებას სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიაში მუსონები განსაზღვრავენ.

გამყინვარების წარმოქმნაში ცალკეული მთიანი რეგიონების შიგნით, ძირითადად მეზოკლიმატი წარმოადგენს. მათ შეიძლება მივაკუთვნოთ ცალკეული ხეობების, ფერდობების, ვრცელი მოსწორებული ზედაპირების კლიმატი და სხვა. გლაციოლოგიაში მეზოკლიმატი

ქედების ფერდობზე ფირნის ხაზის საშუალო სიმაღლითი მდებარეობის მიხედვით შეიძლება დავახასიათოთ.

ფერდობზე მიკროკლიმატი რელიეფის კარულ ფორმასთანაა დაკავშირებული, რადგან ის მცირე ზომის მყინვარების წარმოქმნასა და შენარჩუნებისათვის მეტად ხელსაყრელ პირობებს ქმნის. შესაძლებელია თავად კარშიც დაბალი რანგის, მისთვის დამახასიათებელი მიკროკლიმატური სხვაობა ჩამოყალიბდეს.

დიდი მყინვარების ფირნის აუზებისათვის ტერმინი “მიკროკლიმატი” უკვე აღარ გამოიყენება, თუმცა მიკროკლიმატური თავისებურებანი დამახასიათებელია მყინვარების ცალკეული ნაწილებისათვის და ძლიერ მოქმედებს მათ განვითარებაზე.

ფერდობებზე წარმოქმნილი მიკროკლიმატური სხვაობანი ფირნის ხაზის სიმაღლის მკვეთრ მერყეობას იწვევს. ისინი მეტეოროლოგიური ელემენტების დიდი ცვალებადობით ხასიათდება: უმნიშვნელოდ იცვლება ჰაერის ტემპერატურა, ძალიან მნიშვნელოვნად მზის ჯამური რადიაცია, უფრო მეტად კი გამოყოფილი ნალექები. თოვლის გადაქარვა მიკროკლიმატის ერთერთი უმნიშვნელოვანესი გამოვლინებაა. ამრიგად გამყინვარების მაკრო, მეზო, და მიკრო კლიმატური ფაქტორები წარმოადგენენ ძირითადს რელიეფთან ერთად. ეს გარემოება გათვალისწინებულ უნდა იქნეს გამყინვარების ფაქტორების კომპლექსის შეფასებისა და მათი კლასიფიკაციის დროს. საკმე იმაშია, რომ თავად მთის კლიმატის სიჭრელე სწორედ რომ რელიეფთან არის დაკავშირებული.

სხვადასხვა მთიან ქვეყნებში ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა განსხვავებულია. ატმოსფეროს ცირკულაცია და მის მიმართ ქედების განლაგება ნალექების რაოდენობას განაპირობებს, ეს კი უშუალო გავლენას ახდენს გამყინვარების ხარისხზე. ალასკის ქედები პერპენდიკულარულად არიან განლაგებულნი წყნარ ოკეანეში ფორმირებული ნოტიო ციკლონური ჰაერის მასების მიმართ და აქ ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა მოდის უფრო ხშირად თოვლის სახით. ამიტომ ალასკის ქედების დასავლეთ ფერდობებზე მძლავრი მყინვარებია განვითარებული. ალპებში ქედის განედური მიმართულება თანხვედრილია ჰაერის მასების მოძრაობის და ნალექების რაოდენობა შედარებით მცირეა და დასავლეთიდან-აღმოსავლეთისაკენ კიდევ უფრო მცირდება.

1.2 რელიეფის ფაქტორი

მთიანი მხარის შიგნით ტერიტორიის საერთო კლიმატური მახასიათებლები რელიეფის გავლენით გარკვეულ ცვლილებებს განიცდიან. რელიეფი განსაზღვრავს მყარი ატმოსფერული ნალექების აკუმულაციას. თოვლის დაგროვება დამოკიდებულია ადგილის აბსოლუტურ სიმაღლეზე და რელიეფის მორფოლოგიურ თავისებურებაზე.

გამყინვარების წარმოქმნაში დიდი როლი მთების სიმაღლესა და თოვლის ხაზის სიმაღლეს შორის თანაფარდობას ეკუთვნის. თუ რელიეფი თავისი სიმაღლით თოვლის ხაზის ზემოთ მდებარეობს, მაშინ ნალექების სიმცირის მიუხედავად, მყინვარები წარმოიქმნება. თუ რელიეფში მყინვარები თოვლის ხაზის ქვემოთ წარმოიქმნება, მაშინ დიდი მნიშვნელობა აქვს თოვლისა და ფირნის ხაზებს შორის სიმაღლეთა სხვაობას, რომელიც ზღვიური და კონტინენტური კლიმატის პირობებში განსხვავებულია. ოკეანური კლიმატის მთებში სხვაობა 1000-1200 მეტრია, ხოლო მშრალი კონტინენტური კლიმატის რაიონებში 0-300 მეტრი. შუალედური კლიმატის შემთხვევაში სიმაღლეთა სხვაობა ადგილობრივი პირობებითაა განსაზღვრული.

მთებში გამყინვარების საერთო ფონის შექმნაში, მსგავსი კლიმატური პირობების შემთხვევაში, მნიშვნელოვანი როლი ფერდობების ექსპოზიციას ეკუთვნის. განედური და სუბგანედური მიმართულების ქედებზე ფირნის ხაზი ჩრდილო ფერდობებზე 100-200 მეტრით დაბლა მდებარეობს, ვიდრე სამხრეთ ფერდობზე. ამის მაგალითს კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი წარმოადგენს, აგრეთვე სვანეთის და სხვა საერთო კავკასიური მიმართულების ქედები.

გამყინვარების ინტენსივობაზე არა ნაკლები მნიშვნელობა აქვს ფერდობის განფენილობას და სიმაღლეს. მაგალითად კავკასიონის ჩრდილოეთ მაკრო ფერდობი უფრო მაღალია, ვრცელია და თანდათან დაბლდება. სამხრეთ ფერდობი ციცაბოა და მოკლე პროფილით ხასიათდება. მიუხედავად იმისა, რომ ატმოსფერული ნალექები სამხრეთ ფერდობზე უფრო მეტია, ვიდრე ჩრდილოეთზე გამყინვარების ფართობი ჩრდილოეთ მაკრო ფერდობზე უფრო მეტია. ფირნის ხაზის სიმაღლე კი მცირე ატმოსფერული ნალექების გამო ჩრდილოეთ მაკრო ფერდობზე უფრო მაღალია.

იზოლირებული მწვერვალი მუდმივი თოვლით რომ დაიფაროს აუცილებელია, რომ ის თოვლის ხაზის ზემოთ მდებარეობდეს. ამავე

დროს მწვერვალის ფერდობები და რელიეფის ფორმები თოვლის დაგროვების საშუალებას უნდა იძლეოდეს. თოვლის ზაზის ზემოთ მდებარე მთის ციცაბო ფერდობებზე თოვლი ვერ ჩერდება, ქვემოთ ეშვება და შესაბამისად თოვლის მასის აკუმულაცია არ ხდება; ასეთი მწვერვალის ზედაპირი შიშველია. მთის რელიეფის ბრტყელი და ჩაღრმავებული ფორმები მყარი ატმოსფერული ნალექების აკუმულაციის ხელსაყრელ პირობებს ქმნის. ასეთი მწვერვალები თოვლმყინვარებითაა დაფარული. ქარისაგან მიმართულ მთის ფერდობებზე ატმოსფერული ნალექის დაგროვება ნაკლებად წარმოებს, რადგანაც ქარი დიდი რაოდენობით ახდენს თოვლის გადაქარვას.

რელიეფის მორფოგრაფიული და მორფომეტრიული პირობები ფირნის ზაზის ქვემოთ ფირნული ლაქების, ნაზვაკი და ნაქარი თოვლის დაგროვებისათვის ხელსაყრელ მიკროკლიმატურ პირობებს ქმნიან.

გამყინვარებაზე რელიეფის ფაქტორის მნიშვნელობა მორფოლოგიური კატეგორიისა და მოქმედების მასშტაბის მიხედვით ორ ჯგუფად იყოფა:

1. მთიანი მხარე: ტერიტორიის განფენილობა და სიმაღლე ზღვის დონიდან, ქედების ხეობებისა და ზეგნების განლაგების ზოგადი ხასიათი. მთიანი მხარის ეს ნიშნები გამყინვარების ფართობს განსაზღვრავს.

2. ქედები და ხეობები: მთიან მხარეში მათი განლაგება ფერდობების სიმაღლე და ექსპოზიცია, დახრილობა. ამ კატეგორიის შესატყვისი რელიეფის ნიშნები და მოხაზულობა ძირითადად განსაზღვრავს ცალკეულ ქედებსა და ფერდობებზე გამყინვარების გავრცელებას.

ზემოთ მოყვანილი ეს ორი ფაქტორი ბუნებაში მკვეთრად არ გამოიხატება. ხან პირველი, ხან მეორე ფაქტორი თამაშობს დიდ როლს, ამიტომაც ორივე ფაქტორი შეიძლება გავაერთიანოთ და მას ოროგრაფიული ფაქტორი ვუწოდოთ.

საერთოდ, გამყინვარების ძირითადი ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები შეიძლება შემდეგნაირად დავაჯგუფოთ: 1). მყინვარის რაიონში კლიმატის ზოგადი სახე და ცვლილება (მზის რადიაცია, ტემპერატურა, ატმოსფერული ნალექები, ატმოსფეროს ცირკულაცია); 2). მთების აბსოლუტური სიმაღლე; 3). მთების და ხეობების ურთიერთგანლაგება, რომელიც მთიან სისტემაში კლიმატის შიდა ცვლი-

ლებებს განაპირობებს; 4). ფერდობების ექსპოზიცია მზის და ქარის მიმართ 5. მცინვარული რელიეფის ფორმა და ფერდობების დანაწევრება

1.3 მცინვარის როლი გამცინვარებაში

გამცინვარების ფაქტორებში კლიმატთან და რელიეფთან ერთად მცინვარიც მონაწილეობს. მცინვარი როგორც ფაქტორი ორი მიმართულებით ვლინდება: პირველი – მცინვარის ზომებზე დამოკიდებულია გამცინვარების ხარისხი. მცინვარის ზომები მის გარშემო არსებულ ნებისმიერ ფაქტორს ცვლის. მეორე – მცინვარი თავისი მოქმედებით ცვლის რელიეფს და ადგილობრივ კლიმატს

2. მცინვარების კვების წყაროები

მცინვარზე ახალი თოვლის მასის მოსვლასა და მის ყინულად გარდაქმნას მცინვარის კვება ეწოდება. მცინვარების კვების ძირითად წყაროს წარმოადგენს: მოსული და ზრდადი ატმოსფერული ნალექები, ნაქარი თოვლი (ქაბუქით მოტანილი), თოვლის და ყინულის ზეკვები.

2.1 მყარი ატმოსფერული ნალექები

მყარი ატმოსფერული ნალექები მთავარ როლს თამაშობენ მცინვარის წარმოქმნაში. იგი იყოფა: 1). მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექი, რომელიც ჰაერში კონდენსაციის და სუბლიმაციის გზით წარმოიქმნება და დედამიწაზე თოვლის, სეტყვის, თოვლის ხორხოშელას, ყინულოვანი მტკერის სახით ეფინება; 2). ზრდადი მყარი ნალექი, რომელსაც მიეკუთვნება თრთვილი, ჭირხლი, ლიპყინული, ატმოგენური ყინული.

მოსული თუ ზრდადი მყარი ნალექები თოვლის საფარის წყაროს წარმოადგენს. ეს კი მცინვარების კვებაში ძირითადია.

მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექები და მათი დიაგენეზისი II თავშია განხილული. ქვემოთ მხოლოდ ზრდად ნალექებს განვიხილავთ.

ლიპყინული – ყინულის მკვრივი სქელი ფენაა და წარმოიქმნება იმ შემთხვევაში, როცა დედამიწის ზედაპირს ან საგნებს მიეყინება გადაცივებული წვიმის წვეთები ან ნისლი. იგი ჩვეულებრივი შემთხვევაა 0°C -დან - 3°C -მდე. იშვიათად უფრო დაბალ ტემპერატურაზე – 16°C . ლიპყინულის სისქე რამდენიმე სანტიმეტრია. ის იწვევს ელექტრო ხაზების წყვეტას, გზებზე მოძრაობის შეწყვეტას და სხვა.

თრთვილი – კრისტალური ყინულის არათანაბარი თხელი ფენაა, რომელიც წარმოიქმნება ჰაერიდან წყლის ორთქლის სუბლიმაციის გზით ნიადაგზე, ბალახულზე, თოვლის საფარზე და სხვა. ე.ი. ისეთ საგნებზე რომელთა ტემპერატურა უფრო დაბალია, ვიდრე ჰაერისა. მოწმენდილი წვნარი ღამე და უფრო დაბალი ტემპერატურის მქონე არათანაბარი ქვეფენილი ზედაპირი განსაკუთრებულად ხელსაყრელია თრთვილის წარმოქმნისათვის. საქართველოში თრთვილი ხშირად გვიან შემოდგომით აღინიშნება.

ჭირხლი – თრთვილისაგან განსხვავებით ხეებზე, მავთულებზე (ყინვიან ამინდში ნისლის მეშვეობით) წარმოიქმნება. მას ფხვიერი სტრუქტურა აქვს და ამით განსხვავდება ლიპყინულისაგან. ჭირხლი ხშირად იწვევს ხეების პატარა ტოტების მოტეხვას, მავთულების წყვეტას და სხვა. ფირნის აუზში ჭირხლი თოვლის საფარის შემადგენელი ნაწილია და ტენიანი ჰაერის სუბლიმაციის გზით ფორმირდება.

მნიშვნელოვანია ზრდადი ნალექების როლი ცენტრალური ანტარქტიდის რაიონებში, კეძოდ ჭირხლის და თრთვილის. ვ. კოტლიაკოვის მიხედვით ზრდადი ნალექების როლი კონტინენტის ოკეანისპირა ზონაში საკმაოდ დიდია. ჭირხლი მონაწილეობს ახალი მიწის, ჩრდილოეთის მიწის კუნძულების მყინვარული ფარის კვებაში.

ჭირხლი და თრთვილი მონაწილეობენ ზომიერი სარტყლის მყინვარების კვებაშიც. ალპებში 2000-3000 მეტრ სიმაღლეზე, ალასკის სანაპირო მთებში, პატაგონიაში, ჰიმალაიში, ალპებში, ტიბეტში (5800-6000 მ სიმაღლეზე), ჭირხლის ფენის სისქე სხვადასხვაა და 10-20 სმ-ის ფარგლებში მერყეობს.

2.2 ნაქარი თოვლი

ნაქარი თოვლი – დედამიწის ზედაპირზე ქარის მოქმედებით გადატანილი თოვლია. ქარის მიერ თოვლის გადატანას ქართულად ქარბუქი ჰქვია. იგი რთული ბუნებრივი მოვლენაა, რაშიც მონაწილეობს დედამიწის ზედაპირზე დაგროვილი თოვლი, რომელიც მის ზედაპირზე გადაიტანება. მაღალი და დაბალი ქარბუქი ბუნებაში ხშირად ერთდროულად ხდება. ფირნში მყინვარის ზედაპირზე ნაქარი თოვლი უშუალოდ ქარბუქის გზით ხვდება ან იგი ფირნის აუზის ფერდობზე გროვდება და შემდეგ თოვლის ზეპირის მეშვეობით მყინვარზე გადაიტანება. ნაქარი თოვლი მყინვარის ზედაპირზე ხვდება არა მარტო ფირნის აუზიდან, არამედ ფირნის გარეთა ტერიტორიიდანაც.

2.3 თოვლის და ყინულის ზეგებები

მაღალმთიან რეგიონებში ბუნებრივი პირობების შეთანწყობა – რელიეფი, მცენარეული საფარი, ნიადაგსაფარი, მყარი ატმოსფერული ნალექები გავლენას ახდენს თოვლის ზეგებების ფორმირებაზე, რომელიც თავის მხრივ განაპირობებს რელიეფში თავისებურ ფორმებს (ქარი, ღარი, კონუსი), თოვლის საფარისა და მდინარეთა ჩამონადენის თავისებურ რეჟიმს.

მყინვარების წარმოქმნასა და კვებაში დიდი როლი თოვლის და ყინულის ზეგებებს ეკუთვნის. მყინვარების კვებაში თოვლის ისეთი ზეგებები მონაწილეობენ, რომლებიც მყინვარის ფირნის აუზში წარმოიქმნება. თოვლის ზეგებების წარმოქმნას იწვევს: 1). ფერდობებზე მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა; 2). ნაქარი თოვლის დაგროვების ინტენსივობა ფერდობების გარკვეულ მონაკვეთებში; 3). თოვლის ღნობის შედეგად თოვლის ფენასა და ქვეფენილ ზედაპირს შორის წყლის ფენის გაჩენა.

პირველი და მეორე მიზეზით თოვლის ზეგებები უმეტესად ზამთრის პერიოდში წარმოიქმნება (მშრალი ზეგებები). მესამე მიზეზით თოვლის ზეგებები გაზაფხულზე წარმოიქმნება (სველი ზეგებები). ფირნის აუზში ფერდობებიდან ზეგებებით ჩამოტანილი თოვლი გროვდება ფერდობების ძირის მიდამოებში (თოვლის გადატანის სიშორე დამოკიდე-

ბულია ზეაგების ზასიათზე და სიდიდეზე), შემდეგ კი ფირნში ქარის მეშვეობით მყინვარის ზედაპირზე გადანაწილება. ზოგიერთი მთის ტიპის მყინვარის წარმოქმნა და არსებობა ძირითადად თოვლის ზეაგებით ხდება — თურქესტანული და ნაწილობრივ ჰიმალაური ტიპი.

მყინვარების კვებაში თოვლის ზეაგების მნიშვნელობას განსაზღვრავს მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა, ფირნის აუზში ფერდობების მორფოლოგია და მორფომეტრია, ჰაერის მასების ცირკულაცია. კავკასიონზე მყინვარების კვების ზონაში ზეა-



ნახ. 4 რეგენირებული მყინვარი მდ. დოღრას აუზში

გებით ჩამოტანილი თოვლის მოცულობა 200 მ³ დან 20 000 მ³ მერყეობს, ზოგჯერ ცალკეულ შემთხვევაში გროვდება 2-3 მლნ.მ³ თოვლი.

მყინვარების კვებაში გარკვეული როლი ყინულის ზეაგებს ეკუთვნით. მყინვარის ენის მექანიკური ნგრევით გამოწვეული ყინულის ზეაგების მეშვეობით წარმოიქმნება რეგენირებული (აღდგენილი) მყინვარები (ნახ. 4), ზოლო ფირნის აუზში ისინი მონაწილეობენ მყინვარების კვებაში. ციცაბო ფერდობზე ან ძლიერ დახრილ რიგე

ლიან ხეობის ძირზე მყინვარების მოძრაობისას ხდება ფირნის და ყინული მოწყვეტა და ჩამოხვევა. ზოგჯერ მყინვარული ზეგვის წარმოშობა მიწისძვრასთან არის დაკავშირებული. დაკიდული მყინვარის ენის ბოლოზე ხდება ყინულის მექანიკური მოწყვეტა (მექანიკური აბლაცია), თუ მექანიკური ნგრევით ყინული დაგროვება უფრო ინტენსიურია ვიდრე დნობა ხდება ახალი მყინვარის წარმოქმნა (ნახ.22). ყინულჩანჩქერის ზონაში მყინვარის სწრაფი მოძრაობისას მის ცალკეულ მონაკვეთებზე, განსაკუთრებით გვერდებზე ყინულის მექანიკური ნგრევა ხდება, მთლიანი მყინვარის ზედაპირზე ხდება მყინვარის შეწყვეტა გვერდიდან. ნახვაზე ყინული ფერდობის (რიგელის) ძირში გროვდება და იმავე მყინვარის ტანს შეეზრდება. ამის კარგი მაგალითია მყინვარ ადიშის ყინულჩანჩქერი.

კაკასიონზე მყინვარის ენის მექანიკური ნგრევით წარმოქმნილი მყინვარების მაგალითად გამოდგება მყინვარები: დოლრა (მდ. ენგურის აუზი) და ტანა (მდ. ურუხის აუზი). კაკასიონზე ზოგიერთი მყინვარის ფირნის აუზში მყინვარის კვებაში ყინულის ზეგვებიც მონაწილეობენ. მაგალითად შეიძლება მოვიყვანოთ “ფიცრულას” (ბეზინგის კედელი) ფერდობებზე განლაგებული მყინვარები—შხარა, ზაღდე, ბეზინგი. უშბის მასივის მყინვარები—ჭალათი, უშბა და სხვა.

მთაში ძალზე დიდ საშიშროებას მყინვარული ზეგვები წარმოადგენს. განსაკუთრებით საშიშია მიწისძვრით გამოწვეული მყინვარული ზეგვები. ამ დროს მყინვარის ფირნის ფერდობებზე დაკიდებული პატარა მყინვარები მოწყდებიან ფერდობებს, ეცემიან ფერდობების ძირზე ან აქ არსებულ მყინვარის ზედაპირზე და ეს უკანასკნელი მას მოძრაობაში მოჰყავს.

ნახვაზე ყინული და ნაშალი მასალა ერთიანი ნაკადის სახით ძალზე სწრაფად გადაადგილდება ხეობაში, რაც ხეობაში ნგრევას იწვევს, ზოგჯერ თან ახლავს მსხვერპლიც. წინმსწრები ტალღის სიჩქარე 100-150 კმ/სთ-ში შეადგენს. ყინულის ზეგვები დამახასიათებელია ყაზბეგი-ჯიშარას მასივის მყინვარებისათვის: დევლორაკი—(1780—1832 წწ), კოლკა — (1902, 1903, 1970, 2002 წწ.). საერთოდ ყინულოვანი ზეგვები სეისმოტექტონიკურად აქტიური რეგიონებისათვის არის დამახასიათებელი.

თავი V. მყინვარების მოძრაობა

1. მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე

მოძრაობა - მყინვარის არსებობის და ცხოვრების უმთავრესი პროცესია. ის მყინვარული ყინულის სტრუქტურის ცვლილების ძირითადი წყაროა, მის სითბურ მდგომარეობაზე მოქმედებს, აკუმულაციის არეს ყინულისაგან განტვირთავს და მყინვარქვეშა რელიეფის ეგზარაცის აწარმოებს.

მყინვარში ყინულის გადაადგილება ხდება ბლანტი პლასტიკური დინებით ფსკერზე, ან შიდა ფენებში სიმძიმის ძალის მოქმედებით.

თანამედროვე წარმოდგენით მყინვარის მოძრაობა ხდება ორი ძირითადი მექანიზმის კომბინაციით: 1) დეფორმაციით, რომელიც დამოკიდებულია ტემპერატურაზე და მთელს სხეულზე ზემოდან ყინულის დაწოლის შედეგად შეკუმშვით და გაფართოებით; 2). ფსკერზე დაცურებით.

მყინვარები ძალზე ნელა მოძრაობენ. მიუხედავად ამისა, მათი მოძრაობა შესაძლებელია დროის მცირე მონაკვეთში შევამჩნიოთ. მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე დამოკიდებულია მყინვარის მასაზე, მორფოლოგიურ ტიპზე. მაგალითად მცირე სისქის კარული ტიპის მყინვარები 2-3 მ/წელიწადში გადაადგილდებიან, ხოლო მთის დატოტვილი მყინვარები 700-1500 მ/წელიწადში. გრენლანდიაში მყინვარული ფარები გადაადგილდებიან 10-130 მეტრით წელიწადში, ხოლო გამომტანი მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე ზოგჯერ 10 კმ-საც კი უტოლდება. მყინვარულ ფარების და გამომტანი მყინვარების მოძრაობაში ასეთი სხვაობის გამო გლაციოლოგები ნელ მოძრაობას ფარულ დინებას უწოდებენ, ხოლო ჩქარ მოძრაობებს-ნაკადურ დინებას.

1.1. მყინვარის ზედაპირის მოძრაობის სიჩქარის განსაზღვრის მეთოდები

მყინვარში ყინულის მოძრაობის განსაზღვრის მრავალი მეთოდი და დამოკიდებულია მყინვარის რა მონაკვეთში გვჭირდება სიჩქარის განსაზღვრა. ქვემოთ განვიხილავთ მხოლოდ მყინვარის ზედაპირზე

მოძრაობის სიჩქარის განსაზღვრის შედეგებით მარტივ და ხელმისაწვდომ მეთოდს, ამავე დროს იგი დიდი სიზუსტითაც გამოირჩევა. მას გეოდეზიური მეთოდი ჰქვია.

ხეობის მყინვარის ზედაპირის მოძრაობის სიჩქარეს ჩვეულებრივ განსაზღვრავენ გამყოლ და გარდიგარდმო (განივი) პროფილებზე. გამყოლი (გრძივი) პროფილი კეთდება მყინვარის შუა ნაწილში ძირითადი ღერძის მიმართულებით. განივი პროფილი კი მყინვარის სხვადასხვა ნაწილში კეთდება და აუცილებლად უნდა იქნეს გათვალისწინებული მყინვარის ზედაპირის მორფოლოგია. ფირნის კელში სამი პროფილი გაკეთდება: ფირნის თავში, შუაში და ბოლოში. მყინვარის ენაზე კი პროფილების რაოდენობა განისაზღვრება მყინვარის სიგრძით, მორფოლოგიით. პროფილმა კარგად უნდა ასახოს მყინვარის ენის ზედაპირზე ყინულის მოძრაობის თავისებურებები.

პროფილების გარკვეულ ადგილებში ზდება მყინვარის ჩაბურღვა და ლარტყების დაყენება, წითელი დროშებით. ლარტყები უნდა იყოს ხის ან მეტალის (დურალუმინის). პრაქტიკაში ამ ლარტყებს იყენებენ მყინვარის ზედაპირული აბლაციის გასაზომად, ამიტომ სასურველია მასზე სანტიმეტრიანი დანაყოფები იყოს გაკეთებული. ლარტყები მყინვარის ზედაპირიდან 1-მეტრზე ნალკლებად არ უნდა იყოს ჩაბურღული. ხშირად მასზე სიბძიმეს ჩამოკიდებენ, რომ ღამე კარგად ჩაიყინოს. ლარტყების სიხშირე განივ პროფილზე მეტია, ვიდრე გამყოლზე და მათი რაოდენობა მყინვარის ზედაპირის მიხედვით ირჩევა.

მყინვარის გვერდებზე-ფერდობებზე ან გვერდითა მორენებზე გეოდეზიური ბაზისების განლაგება ზდება. დასაკვირვებელი წერტილები (ბაზისები) ისე უნდა შეირჩეს, რომ მყინვარის ტოპოგრაფიული ზედაპირი კარგად ჩანდეს. საბაზისო წერტილები უნდა გაკეთდეს მყარ და საიმედო ადგილებში, უნდა მოხდეს მათი ფიქსირება, რათა განმეორების დროს გამზომი იარაღის ცენტრირება იყოს შესაძლებელი. ფიქსირებული ნიშნების გვერდით აუცილებელია ავაგოთ ქვის პირამიდები, რომ ისინი ადვილად მოეძებნოთ. ხშირად დამახასიათებელ ადგილებში ლოდებზე ან კლდეზე საღებავით წარწერებს აკეთებენ. ლარტყებზე დაკვირვება და გაზომვა ზდება თეოდოლიტით – პირდაპირი გადაკვეთის ხერხით. ხშირია ფოტოთეოდოლიტური გადაღების გამოყენება, განსაკუთრებით მაშინ, როცა დაკვირვება ზდება აბლაციაზე.

ლარტყებზე დაკვირვების პერიოდის განსაზღვრა დამოკიდებულია

ჩვენს წინაშე მდგარი ამოცანით. პრაქტიკაში დაკვირვებისათვის ზმი-რად 10-30 დღიან პერიოდს არჩევენ.

მყინვარის ზედაპირული მოძრაობის სიჩქარის განსაზღვრისას იყენებენ მყინვარზე არსებულ მორფოლოგიურ ნიშნებსაც, აქედან ყველაზე თვალსაჩინოა ოგივები. მეზობელი ოგივების თავებს შორის მანძილით მყინვარის წლიური მოძრაობის სიჩქარეს განვსაზღვრავთ (ნახ.).

გეოდეზიური მეთოდებით მყინვარის მოძრაობის სიჩქარეს ოთხ განზომილებაში (X, Y, Z, და T, დრო) განსაზღვრვენ.

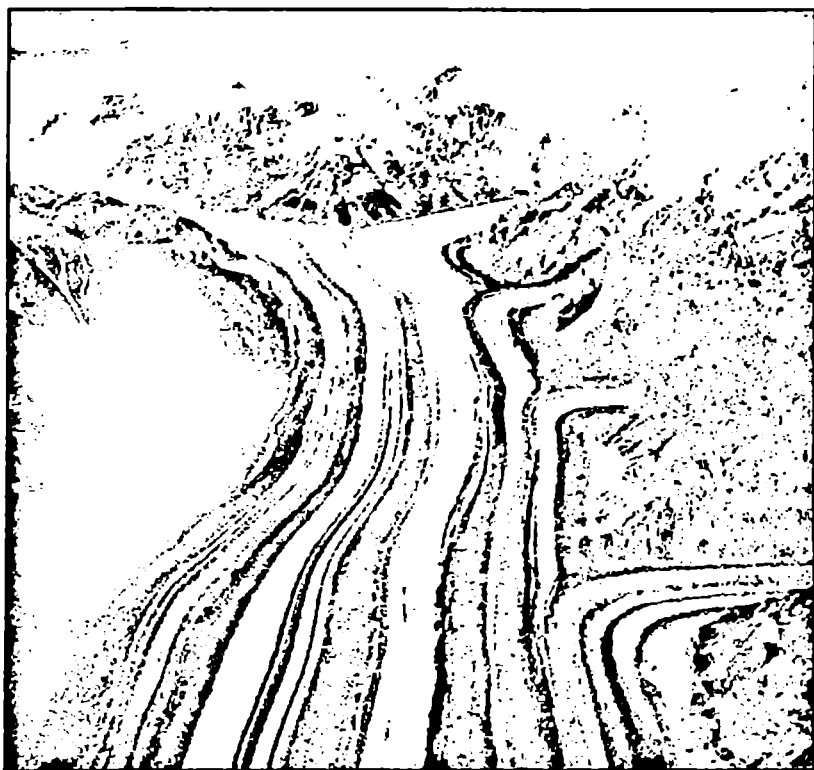
2. სიჩქარეების განაწილება მყინვარზე

ხეობის მყინვარის მოძრაობა გარეგნულად წყლის ნაკადის მოძრაობის მსგავსია. მყინვარის ზედაპირზე არსებული ფორმები — ოგივები კარგად ასახავენ მყინვარის ზედაპირზე მოძრაობის სიჩქარეების განაწილებას. სიჩქარე მყინვარის გვერდებიდან ცენტრისაკენ მატულობს, რაც ხახუნით არის გაპირობებული. ჩვეულებრივ მყინვარის ღერძული ნაწილი უფრო სწრაფად მოძრაობს, ვიდრე გვერდები. ძალიან განიერ მყინვარებზე შეიმჩნევა მოძრაობის ორი მთავარი ხაზი, რომელთა შორის მდებარეობს უფრო ნაკლები სიჩქარის ზონა. ხეობის რთული ტიპის და ხეობის დატოტვილი ტიპის მყინვარების ზედაპირზე მაქსიმალური სიჩქარის რამდენიმე ზონა აღინიშნება. (ნახ. 5). მყინვარი ინილჩეკი (ტიანშანი) მრავალი მძლავრი ნაკადისაგან შედგება. ყველა ნაკადს თავისი მაქსიმალური სიჩქარის ზონა გააჩნია. ამიტომ მყინვარ ინილჩეკს, ენის შუა მონაკვეთში, მყინვარის ზედაპირზე მაქსიმალური სიჩქარის ზონა იმდენია რამდენი ნაკადიც გადის ამ მონაკვეთში. თითოეული ნაკადის შუაში მოძრაობის სიჩქარე უფრო დიდია, ვიდრე მის გვერდებზე შუა მორენებთან. ამიტომაცაა, რომ ოგივები სხვადასხვა ნაკადზე განსხვავებული ფორმისაა და ნათლად მიუთითებს ნაკადების განსხვავებულ სიჩქარეზე.

მიუხედავად იმისა, რომ მყინვარის შუა ნაწილები უფრო სწრაფად მოძრაობს, ვიდრე გვერდები მოძრაობის მაქსიმალური სიჩქარე მყინვარის ღერძისათვის არის დამახასიათებელი. მყინვარის ღერძი გადაადგილდება ხან მარჯვნივ, ხან მარცხნივ, იმისდა მიხედვით, თუ როგორია მყინვარის ენის კლაკნილობა. რადგანაც მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე ცენტრში მეტია, ვიდრე გვერდებზე. ამიტომ ერთსა და იმავე

დროში ყინულის ნაწილაკები შუაში უფრო სწრაფად გადაადგილდებიან. აქედან გამომდინარე, მყინვარის განივ ჭრილში ყინული მყინვარის შუა ნაწილში უფრო ახალგაზრდაა, ვიდრე მის გვერდებზე.

მყინვარის ზედაპირის განივი პროფილი უფრო ხშირად ამოზნექილია. ეს განპირობებულია მყინვარის მოძრაობის სიჩქარით, რაც მყინვარის კვების პირობებზეა დამოკიდებული. ძლიერ ინტენსიური კვების დროს მყინვარის ენაზე ახალგაზრდა მყინვარის ნაფენი დიდი სიჩქარით შემოდის და აბლაციას აჭარბებს. ამ დროს მყინვარის ზედაპირის პროფილს მკვეთრად ამობურცული ფორმა აქვს, სუსტი კვების პირობებში კი - ოდნავ ჩაზნექილი. აქვე ავლნიშნავთ, რომ მყინვარის განივი პროფილის ფორმაზე დიდი გავლენას ახდენს მყინვარის ზედაპირის მორფოლოგია.



ნახ. 5 ლატოტვილი მყინვარი ინილჩეკი

რიცხვი	მყინვარის გადაადგილება დროში (სმ-ში)	
	7-19 საათამდე	19-7 საათამდე
6\VIII	5.3	4.0
17\VIII	4.5	2.5
23\VIII	5.0	3.0

მყინვარის ზედაპირის სიჩქარეების განაწილების ძალზე საინტერესო სურათი გვაქვს გასწვრივი პროფილის მიმართულებით. მყინვარის თავში და ბოლოში სიჩქარე ჩვეულებრივ თითქმის ნოლია. მყინვარის სიჩქარე თავიდან ფირნის ხაზისაკენ იზრდება და მაქსიმალურ სიჩქარეს ფირნის ხაზის ქვემოთ აღწევს და შემდეგ მყინვარის ბოლოსაკენ თანდათან მცირდება. მყინვარულ ფარებში კი მოძრაობის სიჩქარე ცენტრიდან პერიფერიებისაკენ იზრდება. გრენლანდიის ზოგიერთ გამომტან მყინვარებზე სიჩქარე მყინვარის ბოლოსაკენ იზრდება. ეს დამახასიათებელია მხოლოდ ისეთი მყინვარებისათვის, რომელთა ენა ნაწილობრივ ან თითქმის მთლიანად ტივტივებს.

მყინვარის სიჩქარის განაწილებაზე ძალზე დიდი მნიშვნელობა ზეობის და ფსკერის რელიეფის მორფოლოგიურ პირობებს აქვს. მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე დამოკიდებულია მისი ფსკერის დახრილობაზე და მყინვარის მასის სიმძლავრეზე. თუ ფსკერის დახრილობა თანაბარია, სწრაფად მოძრაობს ის მყინვარი, რომლის მასის სისქე მეტია. ერთნაირი მასის შემთხვევაში ის მყინვარი მოძრაობს უფრო ჩქარა, რომლის ფსკერის დახრაც მეტია.

მყინვარის გრძივ პროფილში მყინვარის ფსკერის მორფოლოგიური პირობები, რიგელებისა და ჩაღაბებული ადგილების მონაცვლეობა განსხვავებულ სიჩქარეებს განაპირობებს. ჩაღმაკებულ ადგილებში უფრო ჩქარა მყინვარის ქვედა ნაწილი მოძრაობს, ხოლო რიგელების (ამოზნექილი ფსკერის) შემთხვევაში მისი ზედა ნაწილი. ასეთი განსხვავებული სიჩქარის დროს ხშირად ნაპრალები წარმოიქმნება. (ნახ.6)



ნახ. 6 ნაპრალები მყინვარზე

მყინვარის ენის ბოლოსაკენ მისი სისქის კლებასთან ერთად მყინვარის მოძრაობის სიჩქარეც კლებულობს. მყინვარის სისქის მკვეთრი შემცირება მკვდარად ყინულის წარმოქმნას იწვევს.

მთებში მყინვარის მოძრაობის ზედაპირული სიჩქარე ძალზე მგრძნობიარეა მყინვარის სისქის ცვალებადობის მიმართ. მეცნიერების გამოთვლით მიღებულია, რომ მყინვარის წონის 1 %-ით მატება იწვევს მყინვარის მოძრაობის სიჩქარის გაზრდას 100 %-ით. ეს მონაცემები მიუღებელია საფარული მყინვარებისათვის. მყინვარული ფარები, მიუხედავად მათი დიდი მასისა, ძალზე ნელა მოძრაობენ. ასეთ ნელ მოძრაობას ძირითადად მათი ფსკერის მცირე დახრა განაპირობებს.

მე-XX საუკუნის შუა პერიოდამდე არაფერი არ იყო ცნობილი მყინვარში მოძრაობის სიჩქარის ვერტიკალურ განაწილებაზე. დღეს სხვადასხვა ტიპის მყინვარების ბურღვით, ხელოვნური გვირაბების გაყვანით ძალზე ბევრი ფაქტიური მასალა დაგროვდა. ამ მასალების ანალიზიდან ირკვევა, რომ მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე ზედაპირი-

დან ფსკერისაკენ კლებულობს. ფსკერზე მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე ნულის ტოლი არ არის. მყინვარის მოძრაობა ფსკერზე ხდება არა ბმული პლასტიკური, არამედ უფრო მეტად სრიალით. ხეობის ტიპის მყინვარის ზედაპირულ მოძრაობაში სრიალით გადაადგილებას დაახლოებით 2/3-ი ეკუთვნის. კარული ტიპის მყინვარებზე კი მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე ფსკერზე უფრო მეტია, ვიდრე ზედაპირზე. მყინვარების ცხოვრებაში ფსკერზე ყინულის სრიალს ძალზე დიდი როლი აქვს. განვიხილოთ რამდენიმე მაგალითი: ტიან-შანში, მყინვარ ცენტრალურ ტუიუქსიზე ჩატარებულმა გაზომვებმა 52 მეტრი სიღრმის ჭაბურღილში (ელექტრომეტრის გამოყენებით) აჩვენა, რომ 190 დღეში მყინვარის ზედაპირმა წინ წაიწია 2,26 მ-ით, ხოლო ფსკერთან 1,49 მეტრით, რაც ზედაპირული სიჩქარის 66 %-ს შეადგენს.

ბრიტანეთის კოლუმბიაში მყინვარ სომონზე ფირნის ხაზის ახლო გაკეთებულმა 495 მეტრის სიღრმის ჭაბურღილმა 94 დღის განმავლობაში (მაისი-ივლისი) მყინვარის სიჩქარემ, სიღრმის მიხედვით ასეთი სურათი აჩვენა (ცხრ. 10):

მყინვარის სიღრმესა და მოძრაობის სიჩქარეს შორის ურთიერთ დამოკიდებულება

ცხრილი 10

მყინვარის სიღრმე მ-ში	გადაადგილება მ-ში
0	21.18
267	19.81
305	18.29
396	15.24
475	9.45
ფსკერი	7.62

ეს მაგალითები თვალნათლივ ასახავს თუ როგორ არის განაწილებული მყინვარის ვერტიკალურ ჭრილში ყინულის სიჩქარეები.

მყინვარის მოძრაობის ჯამური სიდიდე მთის მცირე მყინვარებზე რამდენიმე მეტრიდან წელიწადში 50-200 მეტრამდე იცვლება. მთის

დიდ მყინვარებზე, საფარისებური გამყინვარების რეგიონებში მოძრაობის სიჩქარე არის ათეული მწელიწადში, თუ საფარისებური მყინვარები გამოდიან ზღვაში, მაშინ გამომტანი მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე რამდენიმე ასეული მეტრიდან წელიწადში - 2-კმ-მდე წელიწადში შეადგენს. ამ დროს მყინვარის ენა ტივტივებს. მსგავსი მოძრაობით ხასიათდება შელფური მყინვარებიც. პულსირებულ მყინვარებში, რომლებიც პერიოდულად კარგავენ მდგრადობას, ყინულის მოძრაობის სიჩქარე იზრდება ასეულ მეტრამდე დღელამეში და ათეული კილომეტრით წელიწადში.

მყინვარის ზედაპირზე სიჩქარეების გაზომვისას მხედველობაში არ არის მიღებული მყინვარის კვება და აბლაცია. ფირნის არეში ყინულის მოცულობა იძირება, ხოლო აბლაციის არეში ზედაპირზე ამოდის. ეს პროცესი გარკვეულ როლს თამაშობს ვერტიკალურ ჭრილში მყინვარის მოძრაობის სიჩქარის განაწილებაში.

3. სიჩქარეების ცვალებადობა დროში

მყინვარის მოძრაობის სიჩქარეები იცვლება დღისით და ღამით, ზამთარში და ზაფხულში. მოძრაობის სიჩქარეები იცვლება აგრეთვე წლიდან წლამდე. ხეობის ტიპის მყინვარებზე მოძრაობის სიჩქარე დღისით მეტია, ვიდრე ღამით.

მყინვარის მოძრაობის სიჩქარისას შემჩნეულია, რომ მყინვარის მოძრაობა დღისით და ღამით თანაბარი სიჩქარით არ ხდება. კავკასიონის და ალპების ზოგიერთ მყინვარს მოძრაობაში პულსაცია ახასიათებს. მყინვარში გარკვეულ პერიოდში ხდება მკვეთრი ბიძგი. ამ დროს მყინვარის ენის ძირითადი ნაწილი მოძრაობაში მოდის დაახლოებით 1-2 წუთით. დღისით მყინვარის მოძრაობაში დიდი სიჩქარე აიხსნება სითბოს მატებით. წელიწადის თვეების მიხედვით მყინვარის მოძრაობის სიჩქარეზე ნათელ წარმოდგენას გვაძლევს ქვემოთ მოყვანილი ცხრილი 11.

ოვე	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	წელი
წელი										
1971	15	22	30	37.5	29	23	16	13	13	22
1973	8.5	9.5	16.5	15	9.5	8	5.5	3	3	8.5

სიჩქარე დიდია IV-VII- თვეებში, რაც გამოწვეული უნდა იყოს მზის ინტენსიურ ნათებასთან. მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე იცვლება წლიდან წლამდე, რაც დამოკიდებულია მყინვარის აუზში მეტეოროლოგიურ პირობებზე და მყინვარის ბალანსზე.

მყინვარის მოძრაობის ხასიათი დაფიქსირებულია ოგეევებში. ღვივებში მყინვარის ზედაპირზე განლაგებული ნათელი და მუქი ფერის ყინულის ფართო ზოლების სისტემაა. წარმოიშობა ყინულვარდნილის ძირში განივი ფორმის სახით და მყინვარის მოძრაობასთან ერთად მისი მოხაზულობა იცვლება. ოგეევები მყინვარის მოძრაობის მიმართულებით არის გაწეილი. ოგეევების მუქი ზოლების წარმოქმნა აბლაციის პერიოდში ხდება, სუფთა ზოლების კი, აკუმულაციის დროს. ოგეევების ზოლების მეშვეობით და მათი რაოდენობით შეიძლება მყინვარის წლიური და მრავალწლიური სიჩქარეების გაგება.

4. ნაპრალები მყინვარზე

მოძრაობისას მყინვარში წარმოქმნილი დამაბულობა ნაპრალების გაჩენას იწვევს. მყინვარული ფსკერის ან ტროგის რელიეფის მორფოლოგიაზე დიდად არის დამოკიდებული მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე და მასთან დაკავშირებული ნაპრალების მორფოლოგიური სახე და მიმართულება. არჩევენ ნაპრალების შემდეგ სახეებს: გვერდითი, გარდიგარდმო, ყინულჩანჩქერი, სერაკები, ბერგშრუნდი, გამყოლი, რადიალური და სხვა.

გვერდითი ნაპრალები წარმოიქმნება მყინვარის ნაწილების განსხვავებული სიჩქარით – ცენტრში სიჩქარე დიდია, გვერდებზე კი

ნაკლები.

მყინვარის ფსკერზე, ხეობის განივად ამოზნექილი რელიეფი განაპირობებს მოძრაობის განსხვავებულ სიჩქარეებს, რაც იწვევს განივი ნაპრალების გაჩენას. განივი ნაპრალების გაჩენა უკავშირდება აგრეთვე ფსკერის დახრილობის შეცვლას 2-3⁰-ით და მეტით. განივი ნაპრალები ხშირად ირკალება (ოგეების მსგავსად) ცენტრში უფრო დიდი სიჩქარის გამო. ისინი იშვიათად გადაკვეთენ მთელ მყინვარს. თუ მყინვარის ფსკერზე ძლიერ დახრილი საფეხური არის განვითარებული, მაშინ წარმოიქმნება ყინულ-ვადნაღები (ყინულჩანჩქერი). ასეთ შემთხვევაში, ხშირად მთელ ფართობზე, სხვადასხვა მიმართულებით ნაპრალების სიუხვე აღინიშნება. ნაპრალებში ყინულის გამიშვებული სიბრტყეები მზის სხივების ზემოქმედებას განიცდიან და ინტენსიური დნობის შედეგად ნემსის მაგვარი ფორმები წარმოიქმნება (პირამიდები, ძეგლები, სვეტები). ყინულის ბლოკები, რომლებიც აბლაციას ნაკლებად განიცდიან სერაკების სახით არის წარმოდგენილი. სერაკი მყინვარის ზედაპირზე ყინულოვანი კბილები და პიკებია. ძირითადად წარმოიქმნება ყინულჩანჩქერების მიდამოებში, განივ ნაპრალებში ყინულის ბელტების არათანაბარი ჩამონგრევით და აბლაციით. შეინიშნება აგრეთვე მყინვარის გვერდებზე დიაგონალური ნაპრალების გადაკვეთის ადგილებში. ბუნებრივად ვერტიკალური ღრმა ნაპრალია, რომელიც აღწევს ყინულის ფსკერს, წარმოიქმნება ფირნში, ფერდობის ძირში მყინვარის მოძრაობით. გამყალი ნაპრალები ხეობის მორფოლოგიური ცვლილების დროს წარმოიქმნება, კერძოდ, როცა მყინვარი ხეობის ვიწრო მონაკვეთიდან გაფართოებულ მონაკვეთში გადის. ამ დროს ყინული სკდება გვერდებისაკენ და მიმართულია მყინვარის მოძრაობის მიმართულებით. თუ მყინვარს განიერი ბოლო აქვს ამ დროს დადიალური მიმართულების ნაპრალები წარმოიქმნება. მათი სიგრძე ათეული და ასეული მეტრია, სიგანე კი რამდენიმე მეტრი. ნაპრალების სიღრმე უფრო ხშირად 30-40 მეტრია, ფსკერისაკენ ისინი ერთდებიან.

5. კავკასიონის ხეობის ტიპის მყინვარებში ყინულის მოძრაობის სიჩქარის გაზომა

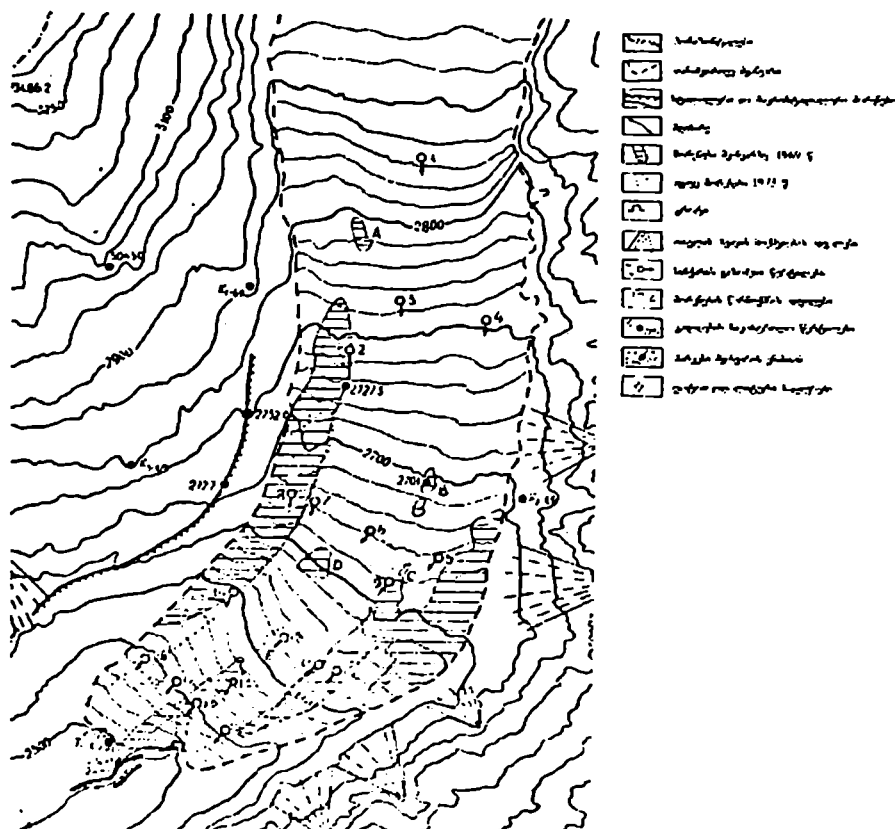
მკვლევარები მყინვარების ყოველწლიურ უკანდახევას აბლაციის პერიოდში განსაზღვრავენ. ამიტომაც თუ მიღებულ მონაცემებს (50-100-მეტრი წელიწადში) ჯამურ სიდიდეთ მივიჩნევთ, მაშინ ეს ციფრი ძალიან გადიდებული იქნება. საკითხისადმი ასეთი მიდგომა მცდარია, რადგან მხედველობაში არ მიიღება აკუმულაციის პერიოდში მყინვარებში ყინულის მოძრაობის სიჩქარე.

გაზომვის მეთოდები. მყინვარებში ყინულის მოძრაობის სიჩქარის განსაზღვრისათვის გამოყენებული იქნა მყინვარებში ჩაბურღული ლარტყები. სიჩქარის გასაზომი წერტილები მყინვარის ზედაპირზე ისე არის განაწილებული, რომ დამკვირვებელს შესაძლებლობა აქვს მოძრაობის ხასიათი სხვადასხვა მონაკვეთში განსაზღვროს. გაზომვისას გასათვალისწინებელია მყინვარის მორფოლოგიური და მორფომეტრიული თავისებურებანიც.

მღ. რიონის აუზის მყინვარების ზედაპირებზე ყინულის
მოძრაობის სიჩქარეები

ცხრილი 12

წერტილები	სიჩქარე სმ/დღეულა- მეში	წერტილები	სიჩქარე სმ/დღეულა- მეში	წერტილები	სიჩქარე სმ/დღეულა- მეში	წერტილები	სიჩქარე სმ/დღეულა- მეში
მე. ზოუსიტო (1973)							
1	17.6	6	14.5	11	10.8	16	5.4
2	11.3	7	15.0	12	9.5	17	6.0
3	15.4	8	10.1	13	7.6	18	3.1
4	15.4	9	12.3	14	8.2	-	-
5	7.2	10	9.7	15	4.8	-	-
მე. ლაბოლა (1973)							
1	13.1	3	18.3	5	33.0	7	36.4
2	4.0	4	25.3	6	35.0		
მე. ბუბა (1972)							
1	10.2	6	15.3	11	6.2	16	15.1
2	11.3	7	13.5	12	9.3	17	11.3
3	12.0	8	12.2	13	9.0	18	10.3
4	13.3	9	10.6	14	10.9	19	11.4
5	13.3	10	7.6	15	13.2	20	-



ნახ. 7 მცინეარ ზოფხიტოს ფოტოთეოდოლიტური გეგმა

1. მცინეარის აუზი
2. პორიზონტალები
3. თანამედროვე მცინეარის საზღვარი
4. სტადიალური და მიკროსტადიალური მორენები
5. მცინეარული წყლები
6. მორენები მცინეარზე 1969 წ
7. იგივე მორენები 1973 წ
8. გროტი
9. ეროზიული საფეხურები
10. ზედაების მოქმედების არეები
11. წერტილების მცინეარზე
12. მორენული წარმონაქმნები 1969 წ.
13. გადალების წერტილები
14. მარკები მცინეარის ენის წინ
15. გადალების საბაზისო წერტილები

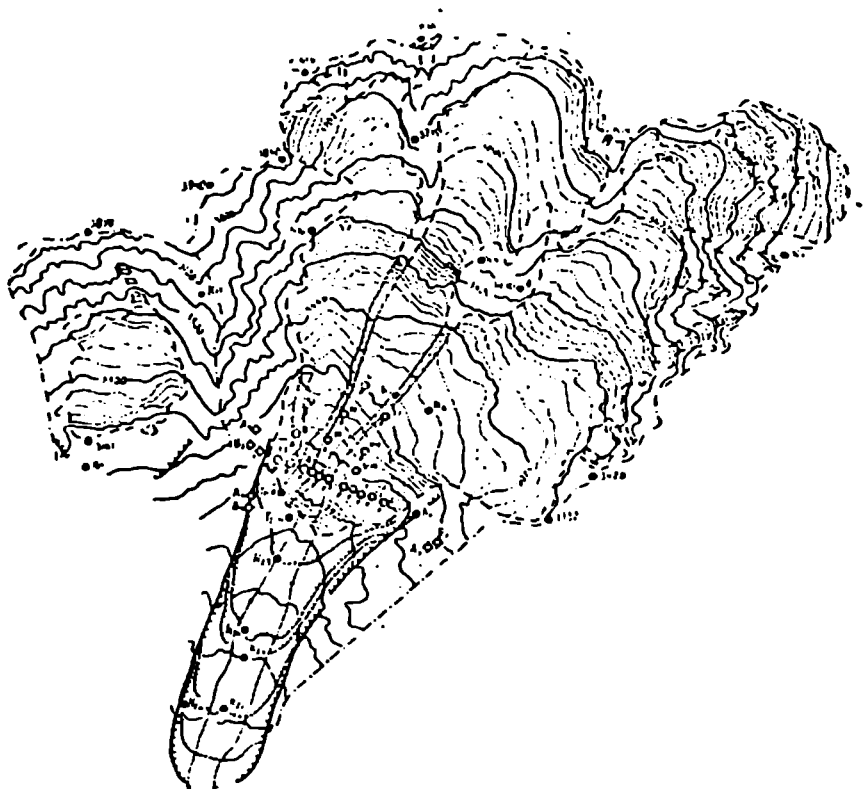
მყინვარის ზედაპირის მოძრაობის სიჩქარე სხვადასხვა მეთოდით განისაზღვრება. ჩვენს მიერ შერჩეული იქნა გეოდეზიური მეთოდი, რადგანაც ამ გზით შესაძლებელია დროის მცირე მონაკვეთში (1 თვე) განისაზღვროს მყინვარის ზედაპირის მოძრაობის დღეღამური სიჩქარე. გაზომვები 5-10 დღის ინტერვალით წარმოებდა. განმეორებითი გაზომვებისას ცდომილების თავიდან ასაცილებლად გეოდეზიურ წერტილებზე სამფეხები უძრავად იდგნენ. ზემოთხსენებულ მეთოდთან ერთად გამოყენებული იქნა მორფომეტრიული მეთოდიც, რომლის საშუალებითაც დაკვირვება მოხდა მყინვარის ზედაპირზე მორფოსკულპტურულ ფორმებზე (მორენა, ცალკეული ლოდები). ამ მეთოდით განისაზღვრა მყინვარის ზედაპირის მოძრაობა 4 წლის განმავლობაში (ცხრ. 12).

მყინვარი ზოფხიტო. მყინვარის მოძრაობის ხასიათზე დაკვირვება 1973 წლის 1-13 აგვისტოში წარმოებდა. დაკვირვების მცირე პერიოდის მიუხედავად ლარტყები მყინვარის მოძრაობის სიჩქარეებზე ნათელ სურათს იძლევა (ნახ.7). მიღებული მონაცემების საშუალებით განისაზღვრება მოძრაობის წერტილების მიმართულება და მათი დღეღამური სიჩქარეები (ცხრ. 12). სიჩქარის წერტილები, რომლებიც ენის შუა ნაწილშია განლაგებული (1; 3; 4; 6; 7; 11; 12; 16; 17;) დღეღამური გადადგილების უფრო მაღალი ნიშნულებით ხასიათდებიან, ვიდრე ის წერტილები, რომლებიც პერიფერიულ ნაწილშია განლაგებული. ენის ბოლო ნაწილში მყინვარის ზედაპირის მოძრაობის სიჩქარე მკვეთრად მცირდება.

მყინვარის ზედაპირის თვიური და წლიური მოძრაობის სიჩქარის პროგნოზს მიღებული თვიური სიჩქარის მიხედვით თუ გავაკეთებთ, მაშინ მოძრაობის თვიური სიჩქარე (III-IV პროფილის რაიონში) შეიძლება შეეფარდოს 3.5-4.0 მ-თვეში; ზოლო წლიური 45-50 მ. ამ მონაცემების რეალობა მორფოლოგიური ნიშნებითაც მტკიცდება. კერძოდ, 1969-1973 წლების დაკვირვება გვიჩვენებს, რომ 4 წელიწადში მყინვარის ზედაპირის სიჩქარემ საშუალოდ 200 მ-შეადგინა, ე.ი. 50 მეტრი წელიწადში. (A,B,C,D პუნქტები)

მყინვარი ლაბოდა. მყინვარი ლაბოდა ციცაბო ფერდობებით ხასიათდება, რის გამოც იქ სიჩქარის გასაზომად მცირე რაოდენობის წერტილი იქნა ჩაბურღული. მიუხედავად ამისა მყინვარის დღეღამური მოძრაობის ნათელი სურათი მივიღეთ.

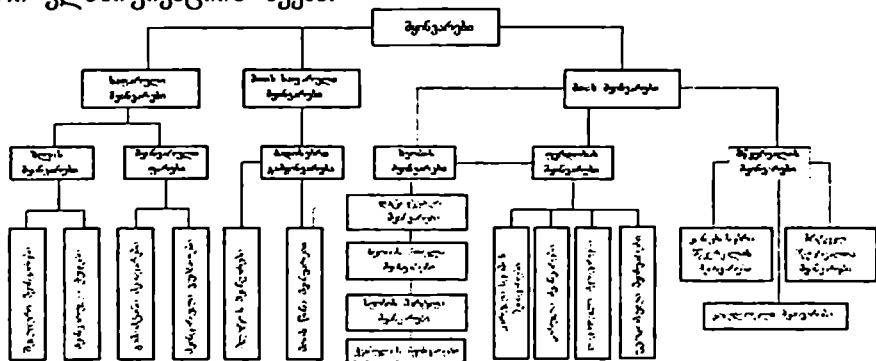
საზრდლობის აუზის მიხედვით ორივეს ჩამორჩება, რაც კარგად აისახება მყინვარის მოძრაობის სიჩქარეზე. საბოლოოდ კი მყინვარის ენის სწრაფ უკანდახევაში აისახება.



ნახ. 9 მყინვარ ბუბას ფოტოთეოდოლიტური გეგმა

თავი VI. მყინვარების სისტემატიკა და კლასიფიკაცია

მცინეარები რელიეფისა და კლიმატის განსხვავებულ პირობებში წარმოიქმნება, ამიტომ ბუნებაში მორფოლოგიურად მცინეარების მრავალი განსხვავებული ტიპი გავრცელებული, რის გამოც მცინეარების კლასიფიკაცია მრავალ მეცნიერს აქვს მოცემული. ქვემოთ მოცემულია გლაციოლოგიურ ლექსიკონში გამოქვეყნებული მორფოლოგიური კლასიფიკაციის სქემა.



ნახ. 10 მყინვარების კლასიფიკაცია მორფოლოგიური ტიპების მიხედვით

ამ სქემის მიხედვით მცინვარები იყოფა სამ ჯგუფად: 1). საფარულ-
ლი; 2). მთის-საფარული; 3). მთის. თითოეულ ამ ჯგუფში გამოიყო-
ფა მეორე და მესამე რიგის ჯგუფები. მცინვარული საფარის შიგნით
არჩევენ მცინვარულ ფარს, მცინვარულ გუმბათს, შელფურ მცინვარს,
ყინულოვან ნაკადებსა და გამომტან მცინვარებს. მთის საფარულ
მცინვარებს მიეკუთვნება ბადური გამცინვარება, სადაც ხდება საფა-
რული გამცინვარების და მთის მცინვარების ტიპების კომბინაცია,
ესენია: პლატოს, პატაგონიური ტიპის და მთისძირა (მთის წინა)
მცინვარები. მთის მცინვარები იყოფა სამ ძირითად ჯგუფად: ხეობის,
ფერდობის და მწვერვალის მცინვარები. თითოეული მათგანი იყოფა
ცალკე ტიპის მცინვარებად.

1. მთის მყინვარები

მთიან რელიეფში განლაგებული მყინვარები მორფოლოგიური ნიშნების მიხედვით, ერთ ჯგუფში ერთიანდებიან მთის მყინვარების ფორმას და მოძრაობის ხასიათს მისი ქვევნილი ზედაპირის მორფოლოგია განსაზღვრავს. მთის მყინვარები მრავალრიცხოვანია და ისინი სამ ჯგუფში ერთიანდებიან.

1. ფერდობის მყინვარები ქედების ფერდობებზე იკავებენ ჩადაბლებულ ფორმებს და სუსტად დანაწევრებულ ფერდობებს. ამ ჯგუფში შედის — კარული, კარული ხეობის, ფერდობის და დაკიდული ტიპის მყინვარები.

2. ხეობის მყინვარები განლაგებულნი არიან მთაში ხეობის სათავეებში და ხეობის შუა მონაკვეთში. ამ ჯგუფს მიეკუთვნებიან — ხეობის, ხეობის რთული, დატოტვილი, ბოლოგანიერი, მთისპირა (მთის-ძირა) და ქვაბულის მყინვარები.

3. მწვერვალის მყინვარები განლაგებულნი არიან მთების, ქედების ან ცალკე მდგომ მწვერვალებზე. ამ ჯგუფში არჩევენ — კონუსისებრი მწვერვალის, ბრტყელი მწვერვალების და კალდერულ მყინვარებს.

კარული მყინვარი შედარებით მცირე ზომის მყინვარია (ნახ.11), რომელიც მდებარეობს მთის ფერდობზე თოვლის და ყინულის მოქმედებით წარმოქმნილ თასისმაგვარ ფორმაში — კარში. მყინვარს შეიძლება ეკავოს მთელი კარი, ან მისი გარკვეული ნაწილი და როგორც წესი, პატარა ენით მთავრდება. კარის გამოსასვლელში იგი შემოფარგლულია ბოლო მორენული სერით. იმ შემთხვევაში, თუ კარული მყინვარი მის ქვემოთ მდებარე ხეობაში ჩამოდის და მყინვარის საერთო სიგრძის ერთი ან ორ მესამედზე მეტი არ არის ასეთ მყინვარს კარული-ხეობის ეწოდება. კარული მყინვარის კეებაში დიდი როლი გადაქარულ თოვლს და თოვლის ზეავეებს ეკუთვნის. ამ დროს ხდება თოვლის კონცენტრაცია მყინვარზე. ამის გამოა, რომ ხშირად კარული მყინვარები თოვლის ხაზის ქვემოთ მდებარეობენ.

დაკიდული მყინვარი — მცირე ზომისაა, მთის ციცაბო ფერდობზე სუსტად გამოხატულ ჩაღრმავებაში მდებარეობს და ძირითადი ხეობის ფერდობზე მაღლა მთავრდება. მისი მაღალი მდებარეობის გამო ყინულის დნობა მცირეა. უფრო ხშირად დაკიდული მყინვარის შემცირება მისი ენის ჩამონგრევით ხდება. ინტენსიური ნგრევის

დროს ყინული ფერდობის ძირში გროვდება და განახლებული მყინვარი (ალორძინებული) წარმოიქმნება. დაკიდულ მყინვარებს შეიძლება მივაკუთვნოთ თხემის ახლოს კულუარებში განლაგებული მყინვარებიც.



ნახ. 11 ზესხოს კარული მყინვარი, უკანა პლანზე
მწ. წურუნგალა (4249 მ)

ქვაბულის მყინვარი-ხეობის მყინვარის სახესხვაობაა ვრცელი ფირნის აუზით და შედარებით მოკლე ენით, რომელიც ქვაბულიდან გამოდის და მყინვარის საერთო სიგრძის $1/3$ ან $2/3$ შეადგენს. მყინვარი დიდი სისქით ხასიათდება, იგი რამდენჯერმე დიდია კარული და კარულ-ხეობის ტიპის მყინვარებზე.

ფერდობულ მყინვარს მთის სუსტად დანაწევრებულ ფერდობზე უკავია ვრცელი ფართობი. ჩვეულებრივად ჩამოდის ქედის თხემიდან ფერდობის ძირამდე და ქვემოთ მცირე ენას ინვითარებს. ხშირად ფერდობის მყინვარის სიგანე მეტია მის სიგრძეზე. ასეთი მყინვარები ხშირად თხემის გასწვრივ ჯაჭვისებურად არიან განლაგებული, თუმცა გეზვდება ცალკეული მყინვარებიც. მათი ზედაპირი სუფთაა, მოკლებულია მორენებს, თითქმის უნაპარალოა და ქვედა ნაწილი მკვეთრად არის გამოხატულნი. დაკიდებული მყინვარებისაგან განსხვავებით, მათ ზედაპირს მცირე დახრილობა აქვს. მათი ენა არ არის დაკიდული, არამედ ფერდობის მოსწორებულ ადგილზე ან ტალვევამდე ჩამოდის. გასული საუკუნის 60-იან წლებში იგი ცალკე მორფოლოგიურ ტიპად გამოყვეს პამირ-ალაის მთებში. საერთოდ კი გავრცელებული არიან ზომიერი სარტყლის მთებში.

ხეობის მყინვარი მთის მყინვარია, რომლის ენა ხეობაშია განლაგებული, ხოლო ფირნის აუზი ხეობის სათავეში თასის მაგვარ ფორმაშია მოთავსებული. ხეობის მყინვარში არჩევენ ხეობის მარტივი, ანუ ალპური ტიპის მყინვარებს, რომლებიც ერთი ნაკადისაგან შედგება; ხეობის რთულ და დატოტვილ მყინვარებს, რომლებიც რამდენიმე დამოუკიდებელი ტოტისაგან შედგება.



ნახ. 12 ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარი ზოფხიტო

ხეობის მყინვარში — მორფოლოგიური ნიშნების და კვების პირობების მიხედვით გამოყოფენ: ალპურს, პატაგონიურს, თურქესტანულს, ჰიმალაურს, ნორვეგიულს, დატოტვილს.

ხეობის მარტივი მყინვარი — მკვებავი ცირკიდან ხეობაში გამოსვლის შემდეგ ერთ ყინულოვან ნაკადს წარმოადგენს. იგი მკვეთრად გამოხატული მორფოლოგიური ნიშნებით გამოირჩევა. მკვებავი აუზი მდებარეობს ცირკში და ჩაზნექილი ზედაპირით ხასიათდება, ხოლო მყინვარის ენა ხეობაში მიედინება და განიც პროფილში ამოზნექილი ფორმა აქვს. ამ ტიპის მყინვარები ფართოდაა გავრცელებული ალპებში და ამიტომ მათ ალპურ მყინვარებს უწოდებენ. ისინი მრავლად არიან კავკასიონზე: ქვიში, ზოფხიტო, თბილისა, მარუხი, გერგეთი, კლიჩი, საკენი და სხვა. მარტივი ტიპის მყინვარი

თავის მხრივ იყოფა ხეობის მარტივ მყინვარად – ერთკამერიანი ფირნით და ხეობის მარტივ მყინვარად მრავალკამერიანი ფირნით.

ხეობის რთული მყინვარი მთის მყინვარია და წამორმოქმნება ორი, ან მეტი მყინვარული ნაკადის შეერთების შედეგად, რომლებსაც დამოუკიდებელი მკვებაეი აუზი (ფირნის აუზი) გააჩნიათ. ეს ნაკადები შეერთების შემდეგ შუა მორენით არიან გაყოფილნი. ორი ერთნაირი მყინვარის შეერთებით წარმოიქმნება ყინულის ერთიანი ნაკადი, რომლებიც გაყოფილნი არიან შუა მორენით; თუ მთავარ მყინვარს უერთდება მასზე პატარა ნაკადები, მაშინ ისინი დაქვემდებარებულ მდგომარეობაში არიან და წარმოიქმნება დადებული მყინვარი. დადებულია მყინვარი, როცა შედარებით პატარა ხეობის მყინვარი უერთდება რთულ მყინვარს და ხეობაში თავის ადგილს იკავებს გარკვეულად. დადებულია მყინვარი, როცა გვერდიდან დაკიდული მყინვარი მთლიანად ძირითადი მყინვარის ტანზე დაედება და მისგან მორენული მასალით არის გამოყოფილი.



ნახ. 13 ხეობის რთული ტიპის მყინვარი ალენი (ალპები)

კავკასიონზე ხეობის რთული მყინვარების ტიპს მიეკუთვნება: ბუბა, ლეხზირი, ჭალაათი, ყარაუგომი, ბეზინგი, დიხსუ და სხვ. ამ ტიპის მყინვარები წარსულში უფრო მეტი იყო, მაგრამ უკან დახვეის შედეგად ისინი დაიყვნენ მარტივი ტიპის მყინვარებად (ქვიში, უშბა, ტვიბერი, ზოფხიტო და სხვა).

დატოტვილი (ხისმაგვარი) მყინვარი-ხეობის რთული ტიპის მყინვარია, თითოეულ შენაკადს თავის მხრივ აქვს შენაკადები დამოუკიდებელი კვების აუზით. ყველა შენაკადი ერთ ძირითად მყინვარს უერთდება. გეგმაში დატოტვილ ხეს ჰგავს, აქედან წარმოიქმნა მისი დასახელება. დატოტვილ მყინვარებს მიეკუთვნება: ხაბარდი, ბერინგი — ალასკაზე; სიაჩენი, ბათურა, ბიაფო — ყარაყორუმში; ფედჩენკო-პამირზე; ინილჩეკი-ტიანშანზე და სხვა. ამ ტიპის მყინვარები გავრცელებული იყო კავკასიაში პლეისტოცენური გამყინვარების დროს.

ჰიმალაური ტიპის მყინვარი-დატოტვილი მყინვარის სახეს-ხვაობაა, მოქცეულია ორ ქედს შორის და გვერდებიდან მრავალი შენაკადი უერთდება. გავრცელებულია ყარაყორუმში, ტიანშანში, პამირში. ხშირია ჰიმალაიში, საიდანაც წარმოიქმნა სახელწოდება.

თურქესტანული ტიპის მყინვარი-ხეობის მყინვარის სახეს-ხვაობაა. ღრმა ხეობაშია განლაგებული და მოკლებულია ფირნის აუზს. იკვებება ფერდობიდან ჩამოსული თოვლის ზეგვებით და დაკიდული მყინვარის მექანიკური ნგრევით. მყინვარის ზედაპირი ნაშალი მასალით არის დაფარული.

კონუსისმაგვარი მწვერვალის მყინვარი (ადრე მათ მყინვარულ ქედს უწოდებენ) ფარავს კონუსის მაგვარ მწვერვალებს ან მის მსგავს ფორმებს, რომლებიც ამალლებულნი არიან მიმდებარე ადგილებიდან. თუ მწვერვალი სწორი ფორმისაა და ფერდობები სუსტადაა დანაწევრებული, მაშინ მყინვარის ქვედა ნაწილს სწორი სახე აქვს. ხრამებით, ან ხევებით ძლიერ დანაწევრებული ფერდობების შემთხვევაში, მყინვარის ენები ამ ფორმების ჩამოყოლებით ეშვება და უსწორმასწორო სახე აქვს. მათი კვება თოვლ-ფირნული საფარიდან ხდება.

ამ ტიპის მყინვარების ქვეტიპს წარმოადგენს ვულკანური კონუსების მყინვარი. ისინი, ხშირად, კალდერული და კრატერული მყინვარების კომპლექსთან არსებობენ. მყინვარების ეს ტიპი გავრცელებულია კავკასიაში (იალბუზი, ყაზბეგი), მცირე აზიაში (არარატი), კამჩტკაზე, (კლუჩევსკაია სოკა) კორდილიერებში, ანდებში, აფრიკაში

(კილიმანჯარო, კენია), გვინეაზე (ჯაია).



ნახ. 14 ვულკანური კონუსების მყინვარი, მწ. იალბუზი

კალდერულ მყინვარში ვულკანის კალდერაშია ფორმირებული. თუ მყინვარი კალდერას მთლიანად ავსებს, მაშინ იქიდან ერთი ან რამდენიმე მოკლე ენით გამოდის. ყინულის სისქე კალდერის სიღრმეზეა დამოკიდებული და შეიძლება რამდენიმე ასეული მეტრიც იყოს. კალდერული ტიპის მყინვარები კამჩატკის, ალასკის და სამხრეთ ამერიკის ანდების ვულკანური რაიონებისთვის არის დამახასიათებელი.

სკანდინავიურ ტიპის მყინვარი — მის სინონიმს ნორვეგიული ტიპის მყინვარი წარმოადგენს; დამახასიათებელია სუსტად დანაწევრებული ბრტყელობორცვიანი ტალღური ზედაპირისთვის. განსაკუთრებით ტიპურია სკანდინავიისთვის, სადაც კარგად არის შესწავლილი. ხასიათდება მყინვარული ქუდით და მოკლე, შედარებით ფართე მყინვარული თათით (გაგანიერებული ფრთით), რომელიც ფერდობზე არსებულ ხეობებში ეშვება. წარმოიქმნება უხვი კვების პირობებში. შიდა კონტინენტურ მთებში ბრტყელ ამალლებზე, სუსტი კვების პირობებში კი წარმოიქმნება ბრტყელი მწვერვალების (მოსწორებული ზედაპირის) მყინვარები.

ჩამოთვლილი მყინვარების ტიპები მთლიანად ვერ ამოწურავენ ბუნებაში არსებული ფორმების მრავალგვარობას, ზომებს და განფენილობას. გვხვდება გარდამავალი ფორმის მყინვარები. ცალკეული ფორმები განხილული იქნება რეგიონების დახასიათების დროს.

2. საფარული მყინვარები

საფარული მყინვარები ხმელეთის მყინვარების სახეა (კლასია), სადაც ერთიანდებიან ისეთი მორფოლოგიური ტიპის მყინვარები, რომელთა ფორმა დედამიწის ზედაპირის რელიეფზე არ არის დამოკიდებული, არამედ განსაზღვრულია ყინულის კვების და გასაგავლის განაწილებით. ყინულის მოძრაობა უპირატესად გაღინების გზით ხდება და როგორც წესი, ცენტრიდან პერიფერიებისაკენ წარმოებს. საფარული გამყინვარება წარმოიქმნება იმ ადგილებში, სადაც თოვლის ხაზი ზღვის დონეზე ხმელეთს ეხება, ან იშვიათად, გლაციოსფეროში მდებარე მაღალ ზეგნებზე (პლატოსმაგვარ მაღლობებზე). მყინვარის კიდეები შეიძლება ხმელეთზე ან ზღვაში მთავრდებოდეს. როცა მყინვარის კიდე ზღვაში მთავრდება, მისი შემცირება აისბერგების მოწყვეტით ხდება. საფარულ მყინვარებში ზომების მიხედვით არჩევენ: მყინვარულ ფარს, მყინვარულ გუმბათს, შელფურ მყინვარებს და გამომტან მყინვარებს.

საფარული მყინვარი რთული მყინვარული წარმონაქმნია, შედგება მყინვარული ფარისაგან, მყინვარული გუმბათისაგან, ყინულოვანი ნაკადებისგან, გამომტანი მყინვარისგან, მცურავი შელფური მყინვარისგან. საფარული მყინვარი მოიცავს ათეულ, ასეულ, ათასეულ, მილიონ კმ² ფართობს. მყინვარული საფარი ერთიანი დინამიური სისტემაა. ყინულგამყოფების მდებარეობა და ზედაპირული ფორმა განსაზღვრულია კვების და ჩამონადენის პირობებით, ე.ი. ფსკერის პირობებზე ირიბადაა დამოკიდებული. თუ ფსკერის უსწორმასწორობა ყინულის სისქეზე ნაკლებია, მაშინ მყინვარის ზედაპირის რადიალური პროფილი ნახევრად ოვალურია, მისი ამობურცულობა იზრდება მყინვარის ზომების შემცირებისას. მყინვარის მოძრაობის სიჩქარე ყინულგამყოფიდან პერიფერიებისაკენ იზრდება, სადაც შეიმჩნევა მოძრაობის დიფერენციაცია. მოძრაობის ცვალებადობა დაკავშირებულია

ფსკერზე არსებულ ამაღლებებთან. გამომტანი მყინვარის სიჩქარე რამოდენიმე კილომეტრს აღწევს წელიწადში. მყინვარის გასავალი კიდეების ზონაში დნობით ხდება, ზოლო შელფურ და გამომტან მყინვარზე აისბერგების მოწყვეტით.

თანამედროვე მყინვარული საფარის ფართობი 14.4 მილიონ კმ²-ია. აქედან ანტარქტიდის მყინვარულ საფარზე მოდის 85.3% (ნახ. . იგი შედგება 5 მძლავრი მყინვარული ფარისაგან და მრავალი მცირე ფარებისაგან. გრენლანდიაზე – 12.1%, ზოლო დანარჩენი 2.6% სხვა მყინვარულ ფარებზე მოდის. (კანადის არქიპელაგი, ისლანდია, შპიც-ბერგენი და სხვა). მყინვარული საფარი ძველი გამყინვარების მაქსიმუმის დროს უფრო ფართო გავრცელებით ხასიათდებოდა.

მყინვარული—ფარმა ვრცელი, ამობურცული, სწორი გუმბათისებრი საფარული მყინვარის ტიპია. მისი სისქე, ჩვეულებრივ 1000 მეტრის ფარგლებშია, ფართობი კი 50 ათას კვ. კმ-ზე მეტია. ზედაპირის ფორმა განსაზღვრავს ყინულის მოძრაობას და მიმართულებას ცენტრიდან კიდეებისაკენ. მყინვარული ფარი წარმოიქმნება როგორც ხმელეთზე, ასევე თხელწყლიან ზღვებში.

მყინვარული—გუმბათი ამოზნექილი სწორი გუმბათისებრი მყინვარია, ფორმით მყინვარულ ფარს გავს, მაგრამ უფრო მცირე ზომით ხასიათდება, რის გამოც უფრო ამოზნექილია. არქტიკაში და ანტარქტიკაში, ხშირად ცალკეულ კუნძულებს ფარავენ, ზოგჯერ წარმოიქმნებიან თავთხელ ზღვებში და შელფურ მყინვარებს შორის, როცა ისინი გრუნტზე ჯდებიან.

გამომტანი მყინვარი სწრაფად მოძრავი ყინულის ნაკადია, რომლის მეშვეობითაც ხდება ძირითადი ყინულის მასის გასვლა მყინვარული საფარის ყინულშემკრები აუზიდან. გამომტანი მყინვარი მყინვარული ფსკერის დანაწევრებით წარმოიქმნება, რომელიც ცალკეული ყინულის მასების მოძრაობას უწყობს ხელს. მაგალითად, ყინულის ქვეშ არსებული გამყოლი ხეობები, მათ შორის თვით ყინულის მოძრაობით წარმოქმნილი ხეობები.

გამომტანი მყინვარები ფართოდ არის გავრცელებული ანტარქტიდაში და გრენლანდიაში, სადაც მათი სიგანე რამდენიმე კილომეტრია და მოძრაობენ წელიწადში ერთ კილომეტრამდე სიჩქარით (გრენლანდიაში 5-10 კმ/წ). გამომტანი მყინვარის სწრაფი მოძრაობის გამო მის გვერდებში და სათავეში ნაპრალების სისტემა წარმოიქმნება. გამომტანი მყინვარების ენები, რომლებიც ზღვაში ეშვებიან, მცურავ

მყინვარის ენას წარმოქმნიან და პროვოცირებენ მრავალრიცხოვან, მცირე ზომის, აისბერგების წარმოქმნას (ნახ. 15).



ნახ. 15 გამომტანი მყინვარი

გამომტანი მყინვარები იყოფიან ყინულოვან ნაკადებად: მყინვარულ საფარს შორის მოძრავი ყინულების ნაკადები და საკუთრივ გამომტანი მყინვარები. ხეობის მყინვარები განვითარებულია კლდოვან ხეობებში, რომელთა სათავე ყინულგამყოფამდე აღწევს. გამომტანი მყინვარები მყინვარული ფარის ფარგლებშია განლაგებული. გამომტანი მყინვარები ვიურმის დროს იკავებდნენ ფიორდებს. ფიორდების წარმოქმნა გამომტანი მყინვარების მოქმედებას უკავშირდება.

შელფური მყინვარი მცურავია ან ნაწილობრივ ეხება ფსკერს. მყინვარის ფილა გათხელებულია და ჩამოხვეწილი ფრონტით მთავრდება. მიედინება ზღვის ნაპირიდან, რომლისგან პერიოდულად აისბერგები წყდება. შელფური მყინვარები ჩვეულებრივ წარმოადგენენ ხმელეთზე არსებული მყინვარული საფარის გაგრძელებას. იშვიათად წარმოიქმნიან ზღვის ყინულებზე თოვლის დაგროვებით და მათი შეცემენტებით, ან უშუალოდ აისბერგების შეერთებით. მყინვარის

შემცირება ძირითდში ხდება მყინვარული ტანიდან მაგიდისმაგვარი აისბერგების მოწყვეტით და ნაპირებში ყინულის დნობით. შელფური მყინვარის მოძრაობის სიჩქარეა 300-800 მ/წელიწადში და მატულობს ზურგისაკენ 1800 მეტრამდე წელიწადში.

შელფური მყინვარები დღეს მხოლოდ ანტარქტიდაშია გავრცელებული და მცირე ზომების სახით არქტიკაში. აქ მათი ფართობი 1460 ათასი კმ²-ია, ხოლო მოცულობა დაახლოებით 0.6 მლნ.კმ³. უდიდესი შელფური მყინვარებია როსი და ფილხნერ-რონე. გამყინვარების ეპოქაში შელფური მყინვარები გაცილებით ვრცლად იყო წარმოდგენილი.

3. მთის საფარული მყინვარები

ბადისებრი მყინვარი მყინვარების ეს ტიპი გარდამავალია საფარული და მთის გამყინვარებას შორის. ხასიათდება მყინვარებით ამოვსებული გამჭოლი ხეობების, მყინვარული გუმბათების და წყალგამყოფებთან მყინვარული პლატოების კომპლექსით, რომლებიც კლდოვანი თხემებით, მწვერვალებითა და მრავალრიცხოვანი ნუნატაკებით არიან გამოყოფილი. ყინულით ამოვსებული ხეობებიდან ან ქვაბულებიდან მრავალრიცხოვანი უდელტეხილებით, გამჭოლი ხეობებით, მყინვარები ერთი აუზიდან მეორეში გადაედინებიან და ქმნიან რთულ ბადისებრ სურათს. გამყინვარების ეს ტიპი დამახასიათებელია შპიცბერგენის, ალასკის, კანადის არქიპელაგის და სხვა რეგიონებისათვის.

მთისპირა მყინვარი ვრცელი მყინვარია, ქედის ძირში რამდენიმე ხეობის ტიპის მყინვარის ენის შეერთების შედეგად წარმოიქმნება. თითოეულ მყინვარს დამოუკიდებელი კვების აუზი აქვს. მთისპირა მყინვარები დამახასიათებელია ისეთი ვრცელი მყინვარული რეგიონებისათვის, რომლებიც მყარი ატმოსფერული ნელექის სიუხვით გამოირჩევა. ასეთებია: ალასკა, ბრიტანეთის კოლუმბია, პატაგონიის ანდეზი. მთისპირა მყინვარების კლასიკურ მაგალითს წარმოადგენს მყინვარი მალიასპინი ალასკაზე (ნახ.), რომლის სიგრძე 40კმ-ია, ფართობი 2200კმ.² იგი მთლიანად მდებარეობს აბლაციის ზონაში, ხოლო იკვებება წმინდა ილიას ქედის თოვლ-მყინვარული ველიდან.

პლატოს მყინვარი მთის მყინვარულ კომპლექსს წარმოადგენს

და სუსტად დანაწევრებულ ზეგანზეა განვითარებული. შედგება წყალ-გამყოფ პლატოზე ერთიანი კვების ოლქით და რამდენიმე მყინვარის ენით, რომელებიც პლატოს ირგვლივ განლაგებულ ხეობებში ეშვება. ყველაზე დიდ პლატოს მყინვარს კანადის კლდოვან მთებში კოლუმბიის ყინულოვანი ველი წარმოადგენს. რამდენიმე მყინვარული კომპლექსი ცენტრალური აზიის მთებშია და სხვა.

პატაგონიის ტიპის მყინვარი მთის ტიპის მყინვარია, ჩამოედინება მყინვარული პლატოდან, სათავეში ძალზე განიერია და ენის ბოლოსაკენ თანდათან ვიწროვდება. მისი ენა ტბაში ან ფიორდში ჩადის. მყინვარის ასეთ ფორმას მაღლა აზიდული პლატოს და ვიწრო ხეობების შეთანწყობა განსაზღვრავს. ხშირად ვიწრო ხეობები ფიორდში გადადიან. ისინი განსაკუთრებით დამახასიათებელია პატაგონიის ანდებისათვის და სახელწოდებაც აქედან მოდის. ერთ-ერთი პატაგონიის მყინვარის სიგრძე 30კმ-ია, ჩადის ქაჯის ტბაში, სათავეში მისი სიგანე 30კმ-ია, ხოლო შესართავში მხოლოდ 3-6 კმ.

4. ქვიანი და დამარხული მყინვარები

ქვიანი მყინვარი არის კარულ ფორმაში, ტროგული ხეობის სათავეში ან ფერდობის ჩაზნექილ ზედაპირში ყინულით შეცემენტებული ქვა-ღორღიანი ნაკადი, რომელიც მორფოლოგიურად მყინვარის ენის მსგავს ფორმას წარმოადგენს. განვითარების სტადიის დროს მისთვის დამახასიათებელია ნელი მოძრაობა. მორფოლოგიურად თანამედროვე ქვიანი მყინვარების ბოლო და გვერდები რელიეფში ფლატეებით არის გამოყოფილი.

ქვიანი მყინვარების წარმოსაქმნელად საჭიროა რამდენიმე ფაქტორის ურთიერთმოქმედება. ეს ფაქტორებია: რელიეფის მორფოლოგიური და მორფომეტრიული თავისებურებები, კლიმატური პირობები (ტემპერატურა, ნალექები), ქანების პეტროგრაფია და ფიზიკურ-მექანიკური თვისებები, მორფოსკულპტურული ფორმები (მცვივანები, ზვავ-მცვივანას კონუსები), თოვლისა და ფირნის ხაზების მდებარეობა.

დასაწყისში ქვიანი მყინვარების მოძრაობა ხდება პერიგლაციალური პროცესების გზით წარმოქმნილი ყინულით, ამ ზონაში დღეულამური ტემპერატურა ნულ გრადუსზე გადადის და დღისით გამდნარი

თოვლი ღამით იყინება, შემდეგ კი მათ განვითარებაში მონაწილეობს მყინვარული წარმოშობის ყინულიც. ქვიანი მყინვარების წარმოშობა და განვითარება უკავშირდება გამყინვარების პერიოდებს. ქვიანი მყინვარების აგებულებაში (როგორც ეს ვ. ბრაუნმა და შემდეგ დ. ბარშმა დაგვანახეს) ყინულს უჭირავს მთელი სხეულის დაახლოებით 50%; მაგრამ როგორი წარმოშობის ყინულს, ეს საკითხი უფრო დეტალურ და ღრმა კვლევას მოითხოვს.

კავკასიონის თანამედროვე ქვიანი მყინვარები წარმოქმნილია გამყინვარების მცირე ეპოქაში (XVI-XIX ს-ში) – და მაქსიმალურ გაერცელებას მიაღწიეს XIX ს-ის დასაწყისში, მთა-ხეობათა გამყინვარების მსგავსად. ბოლო 150 წლის მანძილზე მყინვარებმა უკან დაიხიეს 1.0-1.5 კმ-ით. ამავე პერიოდში ქვიანი მყინვარების გარეგნული სახე არ შეცვლილა. მათი ზედაპირები თანადათან დაბლა იწევენ მათში არსებული ყინულის გამოდნობის გამო. მსოფლიოს სხვადასხვა მთიან მხარეებშიც (ალპები, ტიანშანი, ჰიმალაი, ტიბეტი, ალტაი, მექსიკა), ქვიანი მყინვარები ამავე პერიოდში წარმოიქმნენ.

კავკასიონის ცალკეულ რეგიონებში ჩატარებულმა დეტალურმა გამოკვლევამ გვიჩვენა, რომ დაღესტანში, სუგანის ქედზე, ლაკჩხილ-დას ქედზე და ნენსკრის ხეობაში არსებულ ქვიან მყინვარებს მკვეთრად გამოხატული 6-7 საფეხური აქვთ (თანამედროვე ქვიანი მყინვარების ჩათვლით) და ეს საფეხურები ზედა პლეისტოცენური და



ნახ. 16 ქვიანი მყინვარი მდ. ჭაუხისწყლის ხეობაში

პოლოცენური ასაკისაა.

მსოფლიოს სამეცნიერო ლიტერატურაში ქვიანი მყინვარების წარმოშობაზე მკვეთრად გამოხატული ორი აზრია. ერთნი თვლიან, რომ ქვიანი მყინვარების წარმოშობა დაკავშირებულია მხოლოდ პერიგლაციალურ მოვლენებთან, მეორენი კი ამტკიცებენ, რომ ქვიანი მყინვარების წარმოქმნა დაკავშირებულია მყინვარებთან.

დამარხული მყინვარები მძლავრი მორენული ფენით ბრონირებული მყინვარის ენის ბოლო ზედაპირია. მორენული საფარი შიდა მორენების გამოდნობით და ზედაპირულ მორენებთან შეერთებით წარმოიქმნება. ამ მონაკვეთში მყინვარის ენის აბლაცია ძლიერ მცირდება და მოძრაობაც მინიმალურია. მყინვარების შემცირებისას ბრონირებულ ენა შედარებით სუფთა ზედაპირის მქონე აქტიური მყინვარის ენას გამოეყოფა და დამოუკიდებელი ფორმა ხდება. ხშირად მას მკვდარ ყინულსაც უწოდებენ.

თავი VII აბლაცია და მისი სახესხვაობები

მყინვარის მასის შემცირებას უშუალოდ, მისი დნობით, აორთქლებით, თოვლის გადაქარვით, ყინულ ზედაპირისა და აისბერგების მოწყვეტით აბლაცია ეწოდება. ბუნებაში აბლაციის სხვადასხვა სახეებს არჩევენ: მყინვარქვეშა, მყინვარშიდა, ზედაპირული და მექანიკური.

1. მყინვარქვეშა და მყინვარშიდა აბლაცია და მათი ფორმები

მყინვარქვეშა აბლაცია წარმოიქმნება მყინვარისა და ფსკერის საზღვარზე. გეოთერმული სითბოს ნაკადით, რომელიც მყინვარის ფსკერზე ყინულის ხაზუნით და ნაპრალებიდან მყინვარის ქვეშ ჩაჟონილი წყლის მოქმედებით წარმოიქმნება.

მყინვარშიდა აბლაცია — ხდება მყინვარის შიგნით და გამოწვეული არის მყინვარის ცალკეული ფენების ხაზუნით, მყინვარის სიცარიელეებში ჰაერისა და წყლის ცირკულაციით.

აბლაციის ეს ორივე სახე პრაქტიკულად შეუძლებელია გაეზომოთ, მაგრამ არსებობს გაზომვის ირიბი მეთოდები. დაკვირვებით შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ მთის მყინვარებზე ის ზედაპირული აბლაციის 5%-ს არ აღემატება. მყინვარქვეშა აბლაციის კლასიკურ ფორმებს მიეკუთვნება მყინვარის არხი და მყინვარის გროტი.

მყინვარული არხი - აბლაციის ეს ფორმა მყინვარის შიგნით ან მის ქვეშ ვითარდება. იგი მყინვარის ზედაპირთან, დაკავშირებულია მყინვარული ჭებით და ღრმა ნაპრალებით. მათი მეშვეობით მოძრაობს ნაღნობი წყალი და ფხვიერი მასალა. მყინვარქვეშა ცალკეული არხები უერთდებიან ძირითად არხს, რომელიც მყინვარის გროტით მთავრდება. ასეთი არხების რაოდენობა ზოგიერთ სამოდულო მყინვარზე მიახლოებით დათვლილია. მაგალითად კავკასიონის ნივალურ-გლაციალურ ზონაში მდებარე ჩრდილოეთ მარუხის მყინვარის ფირნის აუზში ასეთი არხების რაოდენობა დაახლოებით 100-ია (10-12

სმ დიამეტრით), აბლაციის შუა ზონაში 16 არხია (50 სმ დიამეტრით), ზოლო მყინვარის ენის ბოლოს ორი არხია, რომელთა დიამეტრი 1 მეტრია.

მყინვარის გროტი წარმოადგენს მყინვარის ენის ფსკერზე ყინულის გვირაბს, რომლის მეშვეობით ნაღნობი წყალის გამოდინება. ამავე გზით გაედინება მყინვარის ზედაპირიდან ფსკერზე ჩაჟონილი წყალი (ნახ. 17,18).



ნახ. 17 გროტი მყინვარ კოლკაზე

მყინვარის გროტი ფორმითა და ზომით ცვალებადია და დამოკიდებულია მყინვარის ენის ცვალებადობასა და ნაღნობის ინტენსივობაზე. გროტის განივი ფორმა ჩვეულებრივ თაღისებრი ან მრგვალია. თუ გროტი გამოსავალ ნაწილში ძალზე განიერია, მას მყინვარულ კარებს (ჭიშკარს) უწოდებენ. მთის მყინვარებს ზშირად ერთი გროტი, ზოლო მთის ძირა მყინვარებს რამოდენიმე გროტი აქვთ.

მყინვარული გვირაბი ისეთი მყინვარის ენაზე წარმოიქმნება, რომელიც ძირითად ხეობაში ჩამოდის და გვერდით ხეობას კეტავს. გვერდით ხეობაში არსებული მყინვარის ნაღნობი წყალი ძირითადად მყინვარის ენის ქვეშ გაედინება და სხვადასხვა ზომის გვირაბებს აჩენს. ასეთის გვირაბი მყინვარ ლაბოდას ენის ქვეშ არის განვითარებული (ნახ. 18).



ნახ. 18 მყინვარული გვირაბი მყინვარ ლაბოდაზე, 1970 წ.

ნაკლებად აქტიური ან მკვდარი მყინვარის ზედაპირზე არსებული დაბრების ერთობლიობა მყინვარის შიგნით წარმოქმნის ყინულღვან კადსტს. ასეთ ფორმები დამახასიათებელია ჰიმალაის, ყარაყორუმის, ტიან-შანისა და პამირის ისეთი დიდი მყინვარებისათვის, როგორიცაა – ზერავშანი, პეტროვი, ინილჩეკი და სხვა.

2. ზედაპირული აბლაცია

მყინვარის ზედაპირიდან თოვლის და ყინულის გასავალს ზედაპირული აბლაცია ეწოდება. იგი განპირობებულია მეტეოროლოგიური ფაქტორებით და შესაძლებელია მისი გამოთვლა. ზედაპირული აბლაცია ძირითადად ხდება დნობით, ხოლო აორთქლებას მხოლოდ უკიდურესად მშრალ და მზიან მაღალმთიანეთში აქვს გარკვეული მნიშვნელობა. აბლაციაში არჩევენ სუფთა, საერთო და წლიურ აბლაციას. სუფთა აბლაცია აორთქლება და დნობა ჩამონადენით; საერთო აბლაცია არის აორთქლება, დნობა ჩამონადენით და ნადნობი წყლების ჩაჟონვა თოვლ-ფირნის უფრო ღრმა ფენებში (პორიზონტებში). ბალანსურ წელში აბლაციის მნიშვნელობათა ჯამს წლადუ-

რე-აბლაცია ეწოდება. მისი მნიშვნელობა შეიძლება გამოვითვალოთ როგორც მყინვარის ნებისმიერი წერტილისათვის, ასევე ცალკეული უბნებისა და მთლიანად მყინვარისათვის. აბლაცია გამოისახება გრ/სმ²-ები, ან დაკარგული მასის წყლის ექვივალენტში. აბლაცია სიჩქარით და ვერტიკალური გრადიენტით ხასიათდება. აბლაციის სიჩქარე არის განსაზღვრული დროის მონაკვეთში ყინულის მასის დაკარგვა, რომელიც გამოსახული წყლის ექვივალენტში. აბლაციის სიჩქარეს ითვლიან მყინვარის კვების საზღვრის სიმაღლით ზონებში და მყინვარის ენაზე. სიმაღლის მიხედვით აბლაციის შემცირებას აბლაციის ვერტიკალური გრადიენტი ეწოდება. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს მთიანი რეგიონების უმეტესი მყინვარის ენაზე იგი ცვალებადობს 6-10 მმ/მეტრზე, ხოლო არქტიკულ რაიონებში 3-5 მმ/მეტრამდე. აბლაციის ვერტიკალური გრადიენტი იზრდება დნობის აბსოლიუტური სიდიდეების ზრდასთან ერთად (უფრო თბილ პერიოდში), ხოლო მცირდება მაშინ, როცა ზღვიურიდან კონტინენტურ რაიონებში გადაადგილართ.

2.1. ზედაპირული აბლაციის მეტეოროლოგიური ფაქტორები

თოვლისა და მყინვარის ზედაპირიდან დნობას ჰაერის მასების ხასიათი განსაზღვრავს. დნობა ხდება მზის რადიაციის (პირდაპირი და გაბნეული), ატმოსფეროს გრძელტალღოვანი გამოსხივების, ჰაერთან ტურბულენტური სითბოცვლის, კონდენსაციისა და სუბლიმაციის დროს გამოყოფილი სითბოთი.

მზის რადიაციის ეფექტურობა დამოკიდებულია მყინვარის ზედაპირის აბსოლიტურ სიმაღლეზე, ექსპოზიციაზე, მზის სხივებისადმი დახრის კუთხეზე, ჰორიზონტის დაფარულობასა და მყინვარის ზედაპირის ალბედოზე. თოვლისაგან თავისუფალი მყინვარის ზედაპირი, გაჭუჭყიანების ხარისხის მიხედვით, რადიაციის 10-დან 40%-მდე აირეკლავს, ფირნი 40-დან 60%-მდე, ახლად მოსული თოვლი კი 70-დან 95%-მდე. ამრიგად ზაფხულში თოვლის მოსვლა ძირეულად ცვლის მყინვარის აბლაციის პირობებს.

მზის რადიაციაში მნიშვნელოვანი როლი ღრუბლიანობას ეკუთვნის. რადიაციის მნიშვნელობა დიდია მცირე ღრუბლიანობის დროს,

ხოლო მთლიანი ღრუბლიანობისას, განსაკუთრებით მძლავრი ღრუბლების დროს, კი მკვეთრად ეცემა.

ზედაპირული ღნობა დიდადაა დამოკიდებული ჰაერის სინოტივეზე და ტემპერატურაზე. რადიაციული ბალანსი და ჰაერის აბსოლიტური სინოტივე კარგად კორელირდება ჰაერის ტემპერატურასთან, ამიტომ ღნობა კარგად გამოითვლება ჰაერის ტემპერატურით – კერძოდ დეკადურით და ზაფხულის საშუალო ტემპერატურით.

მყინვარის ღნობაზე უმნიშვნელო როლი ეკუთვნის ატმოსფერულ ნალექებს, კერძოდ წვიმას.

მყინვარი ძირითადად ღნება პირდაპირი რადიაციის შათანთქმის გზით. მყინვარის ღნობის დროს მიღებული მთელი რადიაციიდან გაბნეულ რადიაციაზე მხოლოდ 10-20% მოდის. პირდაპირი რადიაცია იცვლება დღე-ღამისა და წლის სეზონების მიხედვით.

2.2. აბლაციური ფორმები

მყინვარის ზედაპირზე წარმოქმნილი აბლაციური ფორმები ყველაზე კარგად თბილი და ზომიერი სარტყლის მთებშია წარმოდგენილი. პოლარული მხარის მყინვარებზე შედარებით ნაკლებად, ხოლო ძალზე ცივი კლიმატის პირობებში, მყინვარულ ფარებსა და გუმბათებზე საერთოდ არ გვხვდება.

მყინვარის ზედაპირზე აბლაციური ფორმების მრავალფეროვნება ასევე დამოკიდებულია ყინულის არათანაბარ სიმკვრივეზე და მის ზედაპირზე ნაშალი მასალის განლაგების თავისებურებებზე. აბლაციის პერიოდში მყინვარის კვების არეში არათანაბარი ღნობისა და ზედაპირის დაჯდომის შედეგად 5-15 სმ. სიმაღლის წვრილობორცვიანი ზედაპირი წაარმოიქმნება. აქ დიდი როლი ნადნობი წყლების გაყინვას ეკუთვნის. ყინულში მტკრისა და ქვის ნატეხების მონაწილეობით დიფერენცული ღნობა ხდება და შედეგად კერტიკალური ცილინდრული ჩაღრმავებები (35 სმ სიგანის და 10-40 სმ სიღრმის) - მყინვარულად ჭიქები წარმოიქმნება. მათი წარმოქმნა ხდება შავი ფერის ნატეხი ქანების სწრაფად გათბობის გამო, რომლებიც იწვევენ მის ქვეშ ყინულის ღნობას და შიგნით ჩაჯდომას. როცა მყინვარის ზედაპირი შეჭმულია მყინვარული ჭიქებისაგან, მას ყინულფან ფეხას უწოდებენ.



ნახ. 19 ფიჭისებრი ფორმები მყინვარ ქვიშის ფირნში

მყინვარული ჭიქების ფსკერზე არსებულ წვრილფრაქციულ ნაშალ მასალას კი კრიოკონიტები ეწოდება. ჭიანჭველას გროვა მყინვარის ენის ზედაპირზე გუმბათისებრი ან კონუსისებრი ამაღლებაა, დაფარულია წვრილფრაქციული ქვიანი ან მიწიანი საფარით. სიმაღლეში 1.0-1.5 მ-ს აღწევს, იშვიათად 15-25 მ-ს. წარმოიქმნება მყინვარის ზედაპირის არათანაბარი ღნობით (ნახ. 20).



ნახ. 20 ჭიანჭველას გროვა მყინვარ აღიშზე

თხელი ფენის მორენებით ან ფხვიერი მასალით დაფარული ყინულის ზედაპირი უფრო ნელა დნება, ვიდრე მიმდებარე სუფთა ზედაპირები. მყინვარული მაგიდა მყინვარის ზედაპირზე 1-1.5 მეტრის სიმაღლის ყინულოვანი სვეტია, რომელსაც ზემოდან საკმაოდ მოზრდილი ქვა აღევს (ნახ. 21). მისი წარმოქმნა ასე ხდება — დიდი ბრტყელი ლოდი მყინვარის ზედაპირს იცავს აბლაციისაგან, ხოლო მის გარშემო დნობა ინტენსიურია.



ნახ. 21 მყინვარული მაგიდები

გარკვეულ სიმაღლემდე ლოდი იცავს ყინულს დნობისაგან, მაგრამ მყინვარული მაგიდის სიმაღლეში მატებასთან ერთად მზის სხივები აღწევენ ყინულამდე და იწყებენ მისი გამოდნობას, განსაკუთრებით შუადღეზე. მყინვარული მაგიდა ნელნელა დაიხრება, ბოლოს ჩამოცურდება ყინულიდან და დასაბამს აძლევს ახალი მყინვარული მაგიდის წარმოქმნას (ნახ. 21).

მყინვარული ჭა მყინვარის ენაზე 1-2 მეტრის სიგანის ვერტიკალური ცილინდრული ხვრელია. წარმოიქმნება ნაპრაღში ნადნობი წყლის მოქმედებით. ნადნობი წყალი ნაპრაღში ანგრევს და აღნობს ყინულს მისი დაცემის ირგვლივ და აფართოვებს ნაპრაღს. მყინვარის მოძრაობის პროცესში ნაპრაღები იკეტება, მაგრამ მყინვარული ჭა რჩება.

მყინვარულ დაბრს უწოდებენ მყინვარის ზედაპირზე მომრგვალებულ ჩადაბლებას, დამრეცი ფერდობებით, 15-20 მეტრის სიღრმით და 40-80 მეტრის დიამეტრით. გავრცელებულია სუსტად დახრილი

უნაპრალო მყინვარის ენაზე. წარმოიქმნება ზედაპირული წყლების მოქმედებით. მყინვარული ძაბრის ძირზე ზოგჯერ მყინვარული წიქვილი ვითარდება. ასეთი ფორმები გავრცელებულია პოლარულ მხარეებში, ტიბეტში, შიდა ტიანშანში. კავკასიონზე ის გვხვდება მყინვარ ადიშის სუსტად დახრილი ენის ზედაპირზე.

მყინვარული წისქვილი მყინვარის ენაზე ღრმა სპირალური ჭაა 1-2 მეტრის დიამეტრით, იშვიათად 6 მეტრამდე. იგი მყინვარულ ჭაში ნაღობი ზედაპირული წყლების ნაკადების ტრიალის შედეგად წარმოიშობა.

სერაკები – მყინვარის ზედაპირზე ყინულის წვეტები და კბილებია, წარმოიქმნება ყინულვარდნილის არათანაბარი დნობით და განიცდის ნაპრალებში ლოდების ჩამონგრევით, აგრეთვე ზოგჯერ მყინვარის გვერდებზე დიაგონალური ნაპრალების გადაკვეთისას. სერაკები მრავალ ყინულვარდნილის მქონე მყინვარს ამშვენებს და მათ გასაოცარ სილამაზეს ანიჭებს.

3. მექანიკური აბლაცია

კლიმატური მიზეზების გარდა, მყინვარის მასის შემცირება ხდება მყინვარის ზედაპირიდან თოვლის გადაქარვით, ყინულის ჩამონგრევით და აისბერგების მოწყვეტით. ამ პროცესს მყინვარის მექანიკური აბლაცია ეწოდება.

მყინვარის კვებისათვის არ არის საკმარისი ატმოსფერული ნალექის მოსვლა, საჭიროა რომ მყარი ნალექი დარჩეს მყინვარზე. მასზე თოვლის დამაგრებას ხელს უშლის მრავალი აგენტი, მათ შორის ქარი. იალბუზის ფირნის ველიდან, კერძოდ ტერსკოლის და გარაბაშის მყინვარების სათავეებიდან ქარს ყოველწლიურად მოსული თოვლის საერთო რაოდენობის 50% გააქვს. განსაკუთრებით დიდია ქარის როლი შპიცბერგენის, გრენლანდიის, ანტარქტიდის და სხვა პოლარული მხარის მყინვარებიდან თოვლის გადაქარვაში. ფ. ლიოვეს მონაცემებით ადელის მიწიდან (ანტარქტიდა), რომელიც „ურაგანის მხარედ“ იწოდება, სანაპირო ზოლის თითოეული კილომეტრიდან ქარი 18 მლნ. ტონა თოვლს გადაქარავს. ანტარქტიდაზე ქარის სიჩქარე 52-55 მ/წმ-ია, ზოგჯერ ის 100 მ/წამსაც აღწევს, რაც დიდ

გავლენას ახდენს ანტარქტიდის ტერიტორიაზე თოვლის არა ზღვაში, არამედ ერთი ადგილიდან მეორეზე გადაქარვამი. მყინვარის მასის შემცირებაში დიდი როლი ყინულის ზეგავებს ეკუთვნის. მისი წარმოქმნის მიზეზი სხვადასხვაგვარია: მყინვარების წინ წამოწევა, ფსკერზე მკვეთრი შვერილები, ყინულჩანჩქერები, მიწისძვრები, მყინვარების პულსაცია და სხვა. საქართველოში ცნობილია დევლორაკის ყინულის ზეგავები; XVIII-XIX საუკუნეებში მყინვარი დევლორაკის ყინულის ზეგავები, რომლებიც თერგის ხეობაში გამოდიოდნენ, თერგს გადაკეტავდნენ და დროებით წყალსაცავს წარმოქმნიდნენ. გარკვეული დროის შემდეგ წყალი გაანგრევდა ყინულის ჯებირს და ძლიერ საშიშ გლაციალურ ღვარცოფის სახით ვრცელდებოდა მდ. თერგის ხეობაში. ასეთი ყინულის ზეგავები აღინიშნა 1776, 1778, 1785, 1808, 1817 და 1832, 1842, 1845 წლებში.

მდინარე თერგის აუზში მყინვარ კოლკაზე კატასტროფული მყინვარული ზეგავები – 1902, 1969 და 2002 წლებში მოხდა (იხ. მყინვარების მოძრაობა).

მყინვარები რომელთა ენები ჩამოდიან ფიორდებში, ზღვებში და წყალსატევებში, ენის ბოლოს ყინულები მოტყდებიან და ზღვაში ცურავენ აისბერგების სახით. ისინი უფრო ხშირად ფორმირდებიან ანტარქტიდაზე, გრენლანდიაში, შპიცბერგენზე, ალასკაზე, კანადის არქიპელაგზე და სხვა. აღსანიშნავია რომ აისბერგის მოცულობის 70-90% წყალქვეშაა, წყლის ზედაპირზე კი მისი მხოლოდ 10-20% მოჩანს. გრენლანდის მყინვარული ფარი ყოველწლიურად აისბერგების სახით კარგავს 240 კმ³ ყინულს ან დაახლოებით 215 კმ³ წყალს, რაც გრენლანდიის მყინვარული ფარის მთელი გასავლის 40%-ია. ანტარქტიდის სანაპიროზე აღმოსავლეთ გრძედის 44°-166° სექტორში ყოველწლიურად 356 კმ³ მოცულობის აისბერგები წყდება. ყველაზე დიდი ზომის აისბერგები ანტარქტიდაში წყდება. ფორმების მიხედვით არჩევენ მაგიდისებურს, გუმბათისებურს, პირამიდისმაგვარს და დაშლილს. ზომების მიხედვით ყველაზე დიდი აისბერგი დაფიქსირებული აქვს ყინულმჭრელ „გლეშერს“ კუნბულ სკოტიდან დაახლოებით 250 კმ-ზე. მისი სიგრძეა 375 კმ. სიგანე 100 კმ. არსებობს აისბერგების ტრანსპორტირების პროექტები ანტარქტიდიდან ავსტრალიის, აფრიკის, ამერიკის და წინა აზიის ქვეყნებში მტკნარი წყლის მომარაგების მიზნით.



ნახ. 22 მყინვარის მექანიკური ნგრევა (მყინვარი ადიში)

4. აბლაციის გაზომვის მეთოდები

მყინვარის ზედაპირული აბლაციის გასაზომად ყველაზე ხელმისაწვდომია ლარტყების მეთოდი, რომელსაც დიდი ხანია იყენებენ გლაციოლოგიაში. 2-3სმ სიგანის და 1.0-1.5 მეტრის სიგრძის ლარტყას ჩაარჭობენ ჩაბურღულ მყინვარში, მყინვარის ზედაპირთან გაუკეთებენ მონიშვნას, რის შემდეგაც დღე-ღამურად, ან დეკადურად ზომავენ ღნობის სიდიდეს სმ-ში. ამ მეთოდის სუსტი მხარე ის არის, რომ აბლაციის პერიოდში ლარტყა რამოდენიმეჯერ უნდა ჩაიბურღოს მყინვარში, რაც დიდ ფიზიკურ შრომას მოითხოვს და სიზუსტეც ნაკლებია.

უკანასკნელ პერიოდში დიდი ყურადღება ექცევა მყინვარების მექანიკურ ბურღვას 10-12 მეტრზე ან უფრო კარგია მყინვარების ჩაბურღვა ელექტრონული მეთოდით. ელექტრონული ბურღვის მეთოდით ასევე დგინდება მყინვარის სისქე. 1985-86 წწ. მყინვარ ადიშზე ჩატარებულ ელექტრონული ბურღვის საშუალებით დადგინდა თვიური და წლიური აბლაციის სიდიდეები და მყინვარის ენის სისქე მის

მთელს სიგრძეზე.

ზედაპირული აბლაციის სიდიდეების დადგენის სხვა მეთოდებიდან ავლნიშნავთ მყინვარის ზედაპირზე სააბლაციო მოედნის მოწყობას, რაც საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ შიდა დღელამური ღნობის ინტენსივობა და ა. შ. წლიური აბლაციის დასადგენად კარგ შედეგს იძლევა ფოტოთეოდოლიტური მეთოდი. ამ მეთოდით ზედაპირული აბლაციის დადგენისას მზედველობაში მიიღება მყინვარის ენის სიჩქარეც.

5. მყინვარის მასის ბალანსი

მყინვარზე თოვლისა და ყინულის მასის შემოსავლისა და გასავლის შეთანაწყობას ყინულის მასის ბალანსი ეწოდება. ბალანსის დასადგენად იზომება მასის ცვლილება (იგი გამოხატულია წყლის ექვივალენტით ან მასის ერთეულით ფართობზე) გასული წლის ზაფხულის ზედაპირთან შედარებით. მყინვარის ზაფხულის ზედაპირიდან ზამთრის ბოლომდე (თოვლდაგროვების მაქსიმუმამდე) მასის ზრდას – მასის ზამთრის ბალანსი ეწოდება, ხოლო მასის შემცირებას თოვლის დაგროვების მაქსიმუმიდან ღნობის ბოლომდე (როცა ფორმირდება მყინვარის ზაფხულის ზედაპირი) მასის ზაფხულის ბალანსი ქვია. აბლაციაც და აკუმულაციაც შეიძლება მთელი წლის განმავლობაში მიმდინარეობდეს. საბალანსო წელიწადში აკუმულაციის ყველა მნიშვნელობის ჯამი წლიურ აკუმულაციას წარმოადგენს, ხოლო აბლაციის ყველა მნიშვნელობის ჯამი წლიურ აბლაციას. წლიური აკუმულაციისა და აბლაციის ჯამით გამოიანგარიშება მასის წლიური ბალანსი. მისი გამოთვლა შესაძლებელია როგორც მთლიანად მყინვარისათვის, ისე მისი ცალკეული ნაწილისათვის. პირველ შემთხვევაში მას მასის მთლიან ბალანსს უწოდებენ (გამოისახება მლნ. ტონაში ან კმ³- ში), მეორე შემთხვევაში კი მასის ხვედრით ბალანსს (გამოისახება გ/სმ²). მყინვარის აკუმულაციისა და აბლაციის ოლქების წლიური ბალანსის გამოთვლა ცალცალკეცაა შესაძლებელი. მყინვარის მასის ხვედრითი ბალანსი სიმაღლის მიხედვით კანონზომიერად იზრდება და ბალანსის მრუდების აგებისა და ანალიზის კარგ საშუალებას იძლევა.

მყინვარის მასის ბალანსის საველე გამოთვლის ორი ზერხი არსებობს: სტრატეგრაფიული და ფიქსირებული თარიღების სისტემა. სტრატეგრაფიული სისტემა გულისხმობს მონაცემების მიღებას შურფებში გაზომვის გზით ან ჭაბურღილებში ნახევრად სტაციონალური კვლევისას. ამ დროს სამარკერო პორიზონტად ზაფხულის ზედაპირი გამოიყენება. ფიქსირებული თარიღების სისტემა მიიღება გარკვეულ პერიოდში მყინვარზე სტაციონალური მუშაობისას რეგულარული დაკვირვებების გზით.

თავი VIII. მცინვარების ეგზარაციული მოქმედება და ფორმები

მცინვარი მოძრაობისას აწარმოებს რელიეფის ნგრევას. ამ პროცესს მცინვარული ეგზარაცია ან ეროზია ეწოდება. მცინვარის და ფსკერის კონტაქტზე მიმდინარე კომპლექსური პროცესები (მცინვარქვეშა წყლის ნაკადების ეროზიულ მოქმედებასთან ერთად) ახდენენ ფსკერის ამგებელი ქანების ნგრევას და გადატანას, ზედაპირის დადაბლებას, გაღრმავებას და დანაწევრებას. მცინვარული ეგზარაცია ძირითადად არის პროცესი, რომელიც ფსკერის ამგებელი ქანების ამომტვრევას და გახეხვას ახდენს.

პირველი პროცესის მოქმედების დროს ფსკერზე მოძრავი ყინული ზოგიერთ მომენტში მიეყინება მას, ამოტეხავს და გადაიტანს ქანის ნატეხებს. მცინვარი მუშაობს როგორც “ბულდოზერი“. ამოტეხვა დამოკიდებულია კლდოვანი ზედაპირის ფიზიკურ მდგომარეობაზე (გამოფიტვის ხარისხი, ნაპრალების არსებობა). ამოტეხვა ხდება მცინვარის ფსკერზე არსებულ კლდოვან შეერილებზე ყინულის დაწოლით, ყინულის წინალობით, ან კიდევ მოძრავი ყინულის ფსკერზე მიყინვით.

მეორე პროცესის დროს კი ხდება მცინვარში ჩაყინული ნამსხვრევი მასალისა და ფსკერის ქანების ურთიერთხახუნი. ხახუნის ეფექტი პირდაპირ პროპორციულია ყინულის მასისა და მოძრაობის სიჩქარისა. იმისათვის, რომ ხახუნს თან ახლდეს გახეხვა, საჭიროა მცინვარმა ფსკერზე თან გადაიტანოს მტკიცე ქანები. ამ დროს მცინვარი მუშაობს როგორც წისქვილის ქვა. გახეხვის შედეგად ხდება კლდეების გაპრიალება, ნაკაწრების და ღარტაფების გაჩენა, მცინვარული ფქვილის წარმოქმნა. მცინვარის გახეხვის ეფექტი დამოკიდებულია მცინვარის მოძრაობის სიჩქარეზე, რაც უფრო დიდია მოძრაობა, მით უფრო ეფექტურია გახეხვა. გახეხვის ეფექტურობა ყინულში ჩაყინული ნატეხი ქანების პეტროგრაფიასა და მორფოლოგიაზეა დამოკიდებული. მტკიცე, წვეტიანი და დაკუთხული ქანების ეგზარაციული მოქმედება უფრო დიდია, ვიდრე მოგლუვებული და დამუშავებული ნატეხების.

მცინვარული ეგზარაციის ორივე პროცესი ერთდროულად მოქმედებს. მცინვარქვეშა წყლის ნაკადებთან ერთად მათი მოქმედების

კვალი რელიეფში კარგად არის გამოხატული სხვადასხვა მორფოლოგიური ფორმით: ვერძის შუბლები, რიგელები, კარები, ტროგული ხეობები, ფიორდები, შელფური მყინვარების ტროგული-ღრმულები, მყინვარული ტაშტები და სხვა. ჩამოთვლილ მყინვარულ-ეროზიულ ფორმებს 100-1000 მეტრის სისქე აქვთ. რელიეფის ფორმებზე არსებული მონაცემების მიხედვით დადგენილია, რომ წყალ-მყინვარული პროცესების ეფექტი არის 4-6 მმ/წელიწადში და მყინვარული ეგზარაცია წარმოადგენს მძლავრ რელიეფწარმოქმნელ ეგზოგენურ აგენტს. მყინვარის მოქმედების ოდენობრივი შეფასებისათვის იყენებენ: 1). მორენული ნალექების სიმძლავრეს და მოცულობას, აქვე უნდა გავითვალისწინოთ, რომ მორენები წარმოქმნის შემდეგ განიცდიან დენუდაციას; 2). მყინვარის წინ მყინვარული წყლების მიერ გამოტანილი მყარი ატიენარებული და ნატანი მასალის რაოდენობას.

1. კარი და ცირკი

კარი არის ღრმა, ნახევრად ჩაკეტილი, თასისმაგვარი ჩადაბლება. გამოუმუშავებულია თოვლ-მყინვარულ მაღალ მთებში, ფერდობის ზედა ნაწილში. კარი გახსნილია ხეობისაკენ ან ტროგისაკენ და მის სათავეს წარმოადგენს.

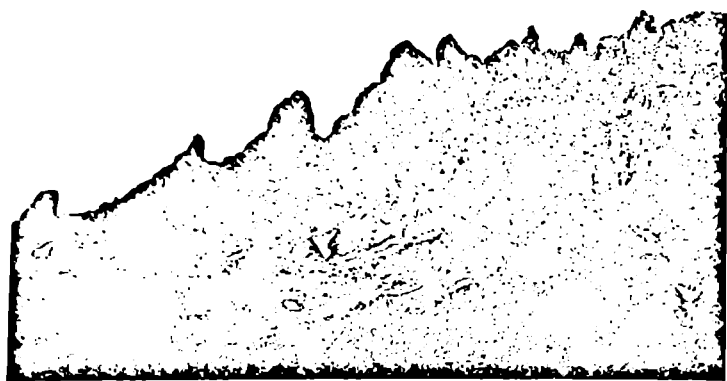
მორფოლოგიურად ჩამოყალიბებული კარისათვის შემდეგი ელემენტებია დამახასიათებელი: 1). ციცაბო, ჩაზნექილი ფორმის, ძალზე უსწორმასწორო კლდოვანი კედლები წარმოქმნიან ამფითეატრს; 2). კლდოვანი ფსკერი მოგლუვებული და გაპრიალებული ფორმით. ამოთხრის ადგილში ჩაზნექილი ფორმა აქვს; 3). უკანა კედლის ძირში და ფსკერის შეხების ადგილას მკვეთრი ტეხვა; 4). გამოსასვლელში კლდოვანი რიგელი, ზოგჯერ მორენებით არის დაფარული, ასიმეტრიულია მსგავსად ვერძის შუბლებისა – მოგლუვებული და დამრეცი პროკსიმალური (შიდა) ფერდობით და უსწორმასწორო ჩამოხვეწილი დისტალური (გარე) ფერდობით.

კარის წარმოქმნაში არსებითი როლი თოვლის პროცესებს, ანუ ნივაციას ეკუთვნის. ზოგადად კარის წარმოქმნის სქემა ასეთია. კლდის ფერდობზე ჩადაბლებულ ადგილებში თოვლი გროვდება, რომელიც ზაფხულის ბოლოსათვის ქრება, ან ზოგჯერ არ დნება და

ნივალურ ზონაში თოვლის ლაქა მთელი წელი შემორჩება. დღისით თოვლნარები დნება, წყალი თოვლნარების ფსკერზე და კიდეებზე არსებულ ფორებში ან ნაპრალებში ჩაიფონება. ნაპრალებში ღამით წყალი იყინება და ყინვითი გამოფიტვის შედეგად ქანებს შლის და აფხვიერებს. ეს პროცესი განსაკუთრებით ეფექტურია თოვლნარების გვერდებზე, სადაც განსაკუთრებით დიდია ტემპერატურის დღე-ღამური რყევა. აქედან გამოფიტვის პროდუქტები ნაღნობი და წვიმის წყლებით, სოლიფლუქციით ან სხვა პროცესებით გაიტანება. თოვლნარების მიერ დაკავებული მცირე ჩადაბლებები ღრმავდება, ფერდობები უფრო დახრილი ხდება. უფრო დიდ და ჩაღრმავებულ ადგილებში თოვლი დიდი რაოდენობით გროვდება, აღარ ქრება და მრავალწლიური თოვლი ფირნში გადადის. მის კიდეებზე უფრო გრძელდება ყინვითი გამოფიტვით ქანების დაშლა. სამაგიეროდ ეს პროცესი ფირნის ცენტრის ქვეშ სუსტად მიმდინარეობს. კიდეებზე ინტენსიური ეგზარაცია აფართოებს ჩაღრმავებას. კარის კედლები უკან იხევენ და სიმაღლეც იზრდება, ფსკერი კი არ დაბლდება. მრავალწლიური ფირნი დიაგენეზის გზით გადადის ყინულში და კარული ტიპის მყინვარი წარმოიქმნება.

კარის შემდგომ ფორმირებაში მყინვარული ეგზარაცია მონაწილეობს. ითვლება, რომ მოძრავი მყინვარის სტადიის გარეშე კარის წარმოქმნა დამთავრებული არ არის. უბრალოდ ნივაციის გაგრძელება არ არის საკმარისი, საჭიროა ახალი ხარისხობრივი გარდაქმნა. მყინვარული ეგზარაცია კარის ფორმას აღრმავებს, აფართოებს, მოაგლუვებს, მოაპრიალებს; თუ კარიდან მყინვარი არ გამოდის, მის გამოსასვლელში გროვდება ბოლო მორენები ან კლდოვანი ბარიერი იქმნება და მყინვარის ფსკერი უკანდახევით ხასიათდება. მყინვარულ ეგზარაციათან ერთად ყინვითი გამოფიტვა არის აქტიური, გამოფიტული მასალა მყინვარის ზედა საზღვარზე ან ბერგშრუნდში ჩაიყინება, რაც კედლების უკან დახევას იწვევს.

ორი მეზობელი კარის გაფართოება ხდება მათი წყალგამყოფის ნგრევა და წარმოიქმნება წვეტიანი, დაკბილული თხემი პირამიდისებური წვეტებით. მათ კარლდინგები ეწოდებათ (ნახ. 23). ეს ფორმები ნივალურ-გლაციალური ლანდშაფტის განუყრელი ელემენტია. ცალკეულ ძალზე ციცაბო წვეტებს ჟანდარმები ან წვეტები ეწოდება.



ნახ. 23 კარლინგები მყინვარ ლეხზირის აუზში

კარის შემდგომი გაფართოება ხდება რამდენიმე მეზობელი ფორმის ერთმანეთთან შეერთებით და წარმოიქმნება გიგანტური ცინკი. ისინი ერთმანეთს უერთდებიან დადებულ თხემით ან გამჭოლი ტროგების მეშვეობით. ვ. დევისის თეორიული მოსაზრებით თოვლის ხაზის საზღვარზე თხემების დენუდაციის და კარული ძირების შეერთებით წარმოიქმნება გლაციალური ექვიპლენტები. ვინაიდან კარული ფორმების წარმოქმნა ხდება ფირნის ხაზის სიახლოვეს, ამიტომ მათი ფსკერის სიმაღლე გამოიყენება ძველი ფირნის ხაზის სიმაღლის რეკონსტრუქციისათვის. ეს მეთოდი ძალზე ეფექტურია მთიან რეგიონებში. ხშირად კარის ძირები (კარული ფორმები) განლაგებულია საფეხურებად, რაც საშუალებას იძლევა ფირნის ხაზის სიმაღლე სხვადასხვა გამყინვარების ეპოქის ან სტადიისათვის გამოვთვალოთ.

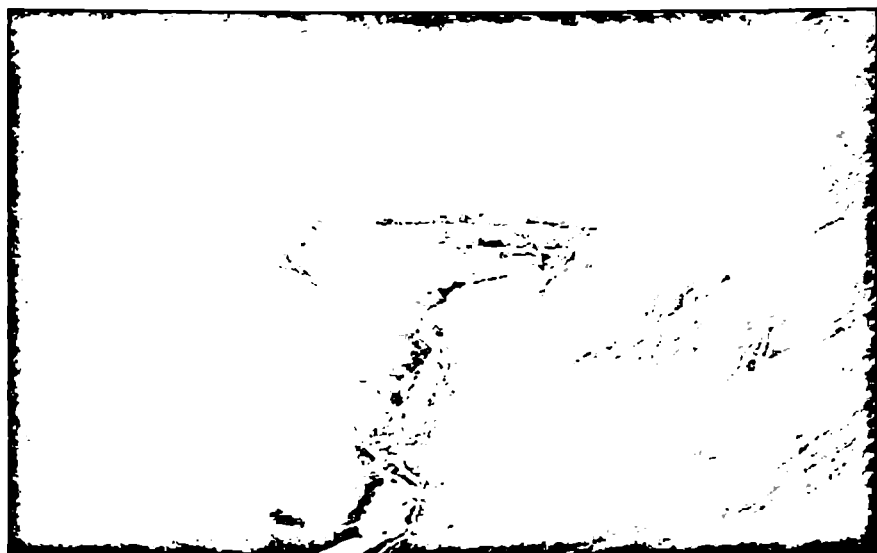
მყინვარის მიერ კარის გადაღრმავების სიჩქარე დამოკიდებულია გამყინვარების ენერგიაზე. მკვლევარების მიერ მიღებულია სიჩქარის შემდეგი მნიშვნელობები ყოველ 1000 წელზე – კანადის არქტიკაში 25-90 მმ; ნორვეგიაში - 500-600 მმ; კლდოვან მთებში - 1300-1500 მმ. ანტარქტიდაში - 400-2000 მმ; კავკასიაში კრისტალურ ქანებზე კარის გადაღრმავების სიჩქარეა 1500-2000მმ.

კარული ფორმები თითქმის ყველა იმ მთიან რეგიონებშია გავრცე-

ლებული, რომელთაც გამყინვარება განუცდიათ. თანამედროვე გამყინვარების რაიონებში კარული ფორმები მყინვარებით არის დაკავებული. ბუნებაში იშვიათია ცალკე მდგომი კარი.

2. მყინვარული ხეობები და მათი გამყოლი და გარდიგარდმო პროფილები

ტროგული ხეობა. ტროგი მყინვარული ეგზარაციის გზით წარმოიქმნება, იგი თანამედროვე და ძველი გამყინვარების ადგილებშია გავრცელებული და ბუნებაში გეომორფოლოგიური ლანდშაფტის განსაკუთრებული ფორმაა. მისთვის დამახასიათებელია გაშლილი, ბრტყელი ძირი და ჩამოხვეწილი ციცაბო ფერდობები, ვარცლისებური განივი პროფილი. ტროგული ხეობების სიგრძე რამდენიმე ათეული და ზოგჯერ ასეული კილომეტრია (ნახ. 24).



ნახ. 24 ტროგული ხეობა სოფ. უშგულთან

კავკასიონზე ტროგული ხეობები კარგად არის წარმოდგენილი; უფრო ხშირად გვხვდება 10-30კმ. სიგრძის ვარცლისებური ფორმე-

ბი. ჩრდილოეთ ფერდობზე ტროგების სიგრძე 45-55 კმ-ია, ხოლო სამხრეთ ფერდობზე 20-35კმ. ტროგები კარგად არის გამოხატული მდ.მდ. ბეზინგის, ჩეგვის, ბაქსანის, ყუბანის, მარუხის, ზელენჩუკის, აქსაუთის (ჩრ. ფერდობი), ენგურის, აღიშის, მულხურას, ჩეშურას, ჭანჭახის, დოღრის, ნენსკრის, კლიჩის (სამხრეთ ფერდობი) აუზებში.

მთიან რეგიონებში ტიპური ტროგული ხეობების გვერდები ზემოთ გადადიან ყინულის მიერ დამუშავებულ, ხეობის ძირისაკენ დახრილ „ტერასისებრ“ ზედაპირში. მათ ტროგის მხრები ეწოდება. მიმდებარე ფერდობებიდან მხრები გამოყოფილია ჩადაბლებული ზონით და მასში წყალი მიედინება.

ძირითად ტროგს გვერდებიდან მცირე ზომის ტროგები უერთდებიან, რომლებიც შეერთების ადგილას საფეხურებს ქმნიან, საფეხურის სიმაღლე 150-200 მეტრია. შენაკადები შეერთების ადგილას ჩანჩქერებიან, ან ძლიერი დაქანების ხეობის ძირებს ქმნიან. ასეთი ხეობები დაკიდებულ ტროგებად იწოდებიან.

დაკიდებული ტროგების მაგალითს საქართველოში ჭანჭახის ხეობა წარმოადგენს (კურ. შოვთან), კავკასიონზე ბეზინგის, ყუბანის, თებერდას, ჩრ. მარუხის და სხვა ხეობები.

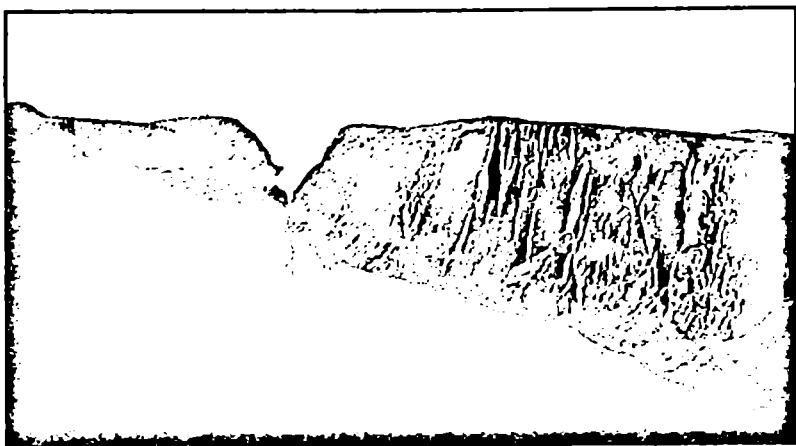
ტროგული ხეობის გამყოლ პროფილს საფეხურები ახასიათებს, საფეხურებს აქვს გადაღრმავებული ძირი და მაღლა აწეული მოგლეკებული, მოპრიალებული, დაკაწრული კლდოვანი მონაკვეთი — მათ რიგელს უწოდებენ. რიგელის ზემოთ გადაღრმავებული ადგილები დაკავებულია ტბებით ან ალუვიონითაა ამოვსებული.

ტროგული ხეობების ფორმირების ძირითად მექანიზმად თვლიან მყინვარული ეგზარაციის შედეგად ეროზიული V-სებური ხეობების გაფართოებას. მაგრამ ბუნებაში ხშირია სუფთა ეგზარაციით წარმოქმნილი ტროგები, კერძოდ გამჭოლი ხეობები. მთიან რეგიონებში ისინი კვეთენ წყალგამყოფებს და დიდი სიღრმით ხასიათდებიან - 1000 მეტრამდე (სკანდინავია, ალპები, ტიანშანი, ტიბეტი, პატაგონია და სხვა). გამჭოლი ტროგები ძირითადად დაკავშირებულია ბადისებურ გამყინვარებასთან ანუ მთებში მძლავრ მყინვარულ პლატოებთან (ტიანშანში-კუმტორ-არაბელის ძველი პლატო, დღეს კი არის შპიც-ბერგენზე, გრელანდიაზე, ანტარქტიდაში და სხვა).

მყინვარული ხეობების განივი პროფილი ჩველებრივ U- სებრია, მაგრამ ხშირად მყინვარული ხეობა V-სებურია. მყინვარული ხეობის V-სებრი პროფილი რბილი ქანებით აგებული რაიონებისათვის არის

დამახასიათებელი, ხოლო **U** - მაგვარი ხეობები მაგარი ქანებით აგებულ რაიონებშია გავრცელებული. რბილ ქანებში მყინვარები ეროზიის შედეგად ზოგჯერ წარმოქმნიან ყუთის მაგვარ ხეობებს. უნდა აღინიშნოს, რომ ტროგული ხეობების წარმოქმნაში მყინვარულ ეგზარაციასთან ერთად აქტიურ როლს მყინვარქვეშა და ფერდობზე მიმდინარე წყლები თამაშობენ. არსებობს მყინვარული ტროგების წარმოქმნის ალტერნატიული მოსაზრება, ტროგების წარმოქმნას უკავშირებენ ტექტონიკურ და წყლის ეროზიულ მოქმედებას, ხოლო მყინვარები ადრე არსებული ფორმების მოდელირებას ახდენენ.

ფიორდებს უწოდებენ გრძელ, ღრმა ზღვის უბეს, რომლებიც მთიან ქვეყნებში ღმად იჭრებიან და ხშირად ხმელეთის ტროგულ ხეობებში გადადიან. ფიორდები ხშირად დატოტვილია. ტიპიურ ფიორდებს აქვთ მაღალი, თითქმის ვერტიკალური, კლდოვანი ნაპირები.



ნახ. 25 ფიორდი ნორვეგიის სანაპიროებთან

მათი ფორმა განიც პროფილზე **U**- მაგვარია, ხოლო გრძივ პროფილზე ამონათხრების ღრმა აუზები და რიგელები მონაცვლეობენ. თანამედროვე ეტაპზე თვლიან, რომ ფიორდების წარმოქმნაში მთავარი როლი მყინვარების ეგზარაციას ეკუთვნის. ზღვის დონეზე უფრო ქვემოთ მძლავრ ყინულის მასას შეუძლია მოძრაობა და ეგზარაცია. სხვა ჰიპოტეზების მიხედვით ფიორდები არის ღრმა მდინარეული ხეობები ან ნეოტექტონიკური გრაბენები, რომლებიც მყინვარების მიერ არის გარდაქმნილი და ზღვითაა დაფარული.

ფიორდების გეოგრაფიული გავრცელების შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ისინი გვხვდებიან ჯგუფებად და მხოლოდ იმ ქვეყნებში, რომელთაც განიცადეს მძლავრი (საფარული) გამყინვარება. ფიორდები ყველაზე კარგად გავრცელებულია: ნორვეგიაში, გრენლანდიაში, ბაფინის მიწაზე, კუნძულ ელსმირზე, ალასკაზე, ახალ მიწაზე, შპიცბერგენზე, ფრანც-იოსების მიწაზე, ჩილეში, ანტარქტიდაზე და სხვა. უდიდესი ფიორდების ზომები ცხრილშია მოცემული (ცხრ. 13).

მსოფლიოს უდიდესი ფიორდები

ცხრილი 13

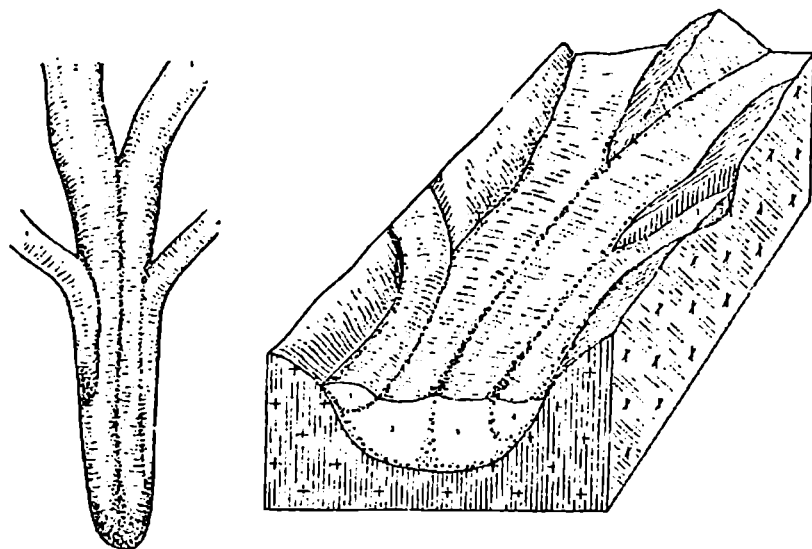
№	სახელწოდება და ადგილმდებარეობა	სიგრძე, კმ	სიგანე, კმ	მაქსიმალური სიღრმე, მ
1.	სოგნე-ფიორდი, ნორვეგია	137	5	1210
2	ფრანც-იოსების ფიორდი, გრენლანდია	225	3-26	1000
3	სკორსბის უბე, გრენლანდია	320	4-36	1460
4	ჩატამის სრუტე, ალასკა	400	9	378
5	ბეიკერის ფიორდი, ჩილე	200	8-12	1244
6	მესიეს ფიორდი, ჩილე	180	10-15	1288
7	მეინვარ, ლამბერტის ფიორდი, ანტარქტიდა	400	50	2200
8	მატოჩინ შარის სრუტე, ახალი მიწა	125	4	350

ვერძის შუბლები ტროპულ ხეობებში და ფიორდებში ხშირად გვხვდება რამდენიმე მეტრიდან ათეულ მეტრამდე სიმაღლის ბორცვები. ისინი აგებულია მტკიცე ვულკანური ქანებით და მყინვარების ინტენსიური მოქმედებით არის დამუშავებული. ვერძის შუბლების გრძელი ღერძი მყინვარების მოძრაობის მიმართულების თანხვედრილია. მის შიდა ფერდობს მცირედ დახრილი, მოგლუვებული ზედაპირი და მომრგვალებული ფორმა ახასიათებს, ისინი დაფარულია ნაკაწრებით და შრამებით. ვერძის შუბლების გარეთა ფერდობი უფრო ციცაბოა, ზოგჯერ საფეხურიანი. ვერძის შუბლები ხშირად ბუნებაში ჯგუფებად გვხვდება და საინტერესო გეომორფოლოგიურ კომპლექს – ხუჭუჭა კლდეებს წარმოქმნიან. ვერძის შუბლების წარმოქმნა დაკავშირებულია სხვადასხვა სიმტკიცის ქანებზე მყინვარების შერჩევით ეგზარცირებასთან.

თავი IX. მყინვარების აკუმულაციური ფორმები

თანამედროვე და ძველი გამყინვარების რაიონებში ფართოდ არის გავრცელებული რელიეფის განსაკუთრებული ფორმები, რომელიც განსხვავებულია ქანების აგებულებებით. რელიეფის ამ ფორმების წარმოქმნა მყინვარების აკუმულაციურ მოქმედებებს უკავშირდება. მყინვარული აკუმულაცია იმ პროცესების კომპლექსია, რითაც ხდება მყინვარების მიერ გადმოტანილი ნაშალი ქანების აკუმულაცია (დაგროვება).

ნამსხვრევი მასალის გადმოტანა ხდება სამი გზით – მყინვარზედა, მყინვარშიდა და მყინვარქვეშა. თითოეულ ამ მექანიზმს მყინვარული რელიეფის განსაკუთრებული ფორმა შეესატყვისება.



1. ღერძული მყინვარი 2. 3 ძირითადი ნაკადები 4. წლებული მყინვარი

ნახ. 26 მოძრავი მორენები



ნახ. 27 ფსკერის მორენები მყინვარ ზვარგულაზე

1. მორენები და მათი სახეები.

მორენა ეწოდება მყინვარის ზედაპირზე გარედან მოხვედრილ მიწერალურ მასალას, რომელიც მყინვართან ერთად მოძრაობს. სიტყვა მორენა შვეიცარულია და ნიშნავს ქვიან ნაყარს.

მორენები, რომლებიც მოძრაობენ მყინვართან ერთად, მოძრავს უწოდებენ. მორენები, რომლებიც მოძრაობას შეწყვეტენ, დანალექს (აკუმულაციურს) უწოდებენ. აღსანიშნავია, რომ ნებისმიერი დანალექი მორენა აუცილებლად გაივლის მოძრაობის სტადიას.

1.1. მოძრავი მორენები

მოძრავი მორენები იყოფა – ფსკერის, შიდა და ზედაპირულ მორენებად (ნახ. 26).

ფსკერის მორენა. მისი გაჩენა უშუალო კავშირშია მყინვარის წარმოქმნასთან. ცნობილია, რომ მაღალმთიან ზონაში რელიეფის ზედაპირი დაფარულია სხვადასხვა ზომის ლოდნარი მასალით, რომლის ფორმირება გამოფიტვის პროცესებს უკავშირდება.

ქვიანი საფარი შემდგომში იფარება თოვლით, რომელიც შემატებული მენტებელ როლს თამაშობს და ხანგძლივი დროის განმავლობაში საფუძველს აძლევს მყინვარის გაჩენას (ქვიანი მყინვარის სტადია). შემდგომში მყინვარის ფორმირებისთანავე მის ძირში წარმოიქმნება ყინულით შეცემენტებული ლოდნარი ე.ი. ფსკერის მორენა. მყინვარის მასის თანდათანობით ზრდაზეა დამოკიდებული მისი მოძრაობა, მყინვართან ერთად მოძრაობაში მოდის ყინულით შეცემენტებული ლოდნარი მასალა. მყინვარი მოძრაობისას არა მარტო მზა მასალას გადაადგილებს, არამედ აქტიურად ანგრევს თავის ფსკერს და მყინვარის ნაპრალებიდან ჩამოცვნილ ფხვიერ მასალასთან ერთად წარმოქმნის ფსკერის მორენას. მყინვარქვეშა მორენის მოძრაობა ხდება დიდი ხანებით, რის შედეგადაც წვეტიანი ლოდნარი მასალა თანდათანობით მოგლუვებული ხდება და თანაც.

მსხრევას განიცდის. ამ დროს ცალკეულ მსხვილ ლოდებზე და ძირითად ქანებზე ჩნდება ნაკაწრები და ხაზები (შტრიხები). დროთა განმავლობაში დიდი ლოდები მცირდებიან, ხოლო ხვიჭკნარები იქცებიან მყინვარულ ფქვილად და მყინვარქვეშა წყლებს რძისფერს აძლევენ. ფსკერის მორენა ყველა მყინვარისათვის არის დამახასიათებელი. ფსკერის მორენის სისქე დამახასიათებელია მყინვარის ევზარაციის ეფექტურობაზე, ამიტომ სხვადასხვა ტიპის მყინვარებს განსხვავებული სისქის ფსკერის მორენა ახასიათებს. გრენლანდიის მყინვარული ფარის ქვეშ ფსკერის მორენის სისქე 200 მეტრია, ფელჩენკოს მყინვარზე 200-900 მეტრი, კავკასიონის მყინვარებზე კი 10-50 მეტრის ფარგლებში მერყეობს (ნახ. 27).

შიდა მორენა. შიდა მორენა უფრო ხშირად წარმოიქმნება მყინვარის კეების აუზში მოხვედრილი ფხვიერი მასალისაგან, რომელიც შემდგომში იფარება თოვლით და ფირნიზაციასთან ერთად ხვდება მყინვარში. ფირნის აუზში ფხვიერი მასალა გროვდება თოვლის ზეგების, ქარის ან ფერდობებიდან ნაფიტი მასალის გრავიტაციული გადატანის მეშვეობით.

მყინვარის აბლაციის ზონაში შიდა მორენა ასეთი გზით წარმოიქმნება – მყინვარის ნაპრალში გროვდება ლოდნარი და ფხვიერი მასალა, შემდეგ ნაპრალი იკეტება.

შიდა მორენის აგებულებაში დიდია ფსკერის მორენების წილი, განსაკუთრებით პოლარულ და გლაციალურ ზონაში განლაგებულ მყინვარებისათვის.

ხეობის რთული და დატოტვილი მყინვარებისათვის მკვეთრად გამოხატული შიდა მორენებია დამახასიათებელი, როცა ორი ან რამდენიმე მყინვარის ენა ერთმანეთს უერთდება. ამ დროს მყინვარის ენები “იბრძვიან” ხეობაში ადგილის დაკავებისათვის და ხეობის სიფიწროვის გამო ისინი ერთმანეთზე იარუსებად განლაგდებიან და ამ დროს ფსკერის მორენა შიდა მორენად გვევლინება.

შიდა მორენები მოძრაობენ მყინვართან ერთად. ხშირად ისინი არ იცვლიან ფორმას და ზომებს. არა ერთი მაგალითია აღწერილი ლიტერატურაში, როცა ცხოველები ან ფრინველები ხვდებიან მყინვარის შიგნით და რამდენიმე ათეული წლის შემდეგ მყინვარის ენის არეში ხელუხლებელი გამოდნებიან.

ზედაპირულ მორენები ფორმირდება ორი გზით: 1). მყინვარის ზედაპირზე ლოდნარი მასალა ხვდება ხეობის ფერდობებიდან ან ნუნატაკებიდან; 2). შიდა მორენების გამოდნობით. ზედაპირული მორენების მუდმივი კეების წყაროს ხეობაში გაშიშვლებული ფერდობები წარმოადგენენ. ქანების ფიზიკური გამოფიტვის შედეგად გამუდმებით ცვივა სხვადასხვა ზომის ლოდნარი მასალა. მთებში მიწისძვრების შედეგად ხშირია კლდეზავები, ნაზვავი მასალა ხვდება რა მყინვარის ზედაპირზე, წარმოქმნის ნაზვავ-მორენას. ნაშალი მასალის დაგროვების ხელსაყრელი პირობები მყინვარის ნაპირებზეა, სადაც წარმოიქმნება გვერდითი მორენები. ჩვეულებრივ გვერდითი მორენები მყინვარის ნაპირებზე ამოზნექილია და სერის ფორმა აქვს.

რთული მყინვარები რამდენიმე ტოტისაგად შედგებიან. როცა მყინვარის ტოტები ერთმანეთს უერთდებიან გვერდითი მორენების შეერთებით წარმოიქმნება შუა მორენები (ნახ. 28).

შუა მორენებს მყინვარის ენის ზედაპირზე განივ ჭრილში ამოზნექილი ფორმა აქვთ, მისი სიმაღლე სუფთა ყინულის ზედაპირიდან სხვადასხვაა და დამოკიდებულია მყინვარის ზედაპირზე შუა მორენის სისქეზე. რაც უფრო მძლავრია შუა მორენაში ნაშალი მასალა, მით მეტია შუა მორენის შეფარდებითი სიმაღლე. მძლავრი ნაშალი მასალის ქვეშ მყინვარის აბლაცია პრაქტიკულად შეწყვეტილია. მყინვარის ენის ქვემო ნაწილში გვერდითი და შუა მორენები ერთმანეთს უერთდებიან და მყინვარის ენაზე შიდა მორენების გამოდნობასთან ერთად წარმოქმნიან ნაშალი მასალის ერთიან საფარს. მათ აბლაცურ მორენებს უწოდებენ. ამის ნათელი მაგალითია მყინვარ ინილჩეკის ენის მორფოლოგია, კავკასიაში კი ლეხზირის და ბეზინგის მყინვარე-



ნახ. 28 შუა მორენები მყინვარ ვრანგელზე

შუა და გვერდითი მორენები მყინვარის ენას მთელ სიგრძეზე მიუყვებიან და მორფოლოგიურად მკვეთრად გამოირჩევიან. მკვეთრად აეროკოსმოსური და ჩვეულებრივი სურათების მეშვეობით თავისუფლად შეუძლია განსაზღვროს შუა მორენების და მყინვარის ტოტების რაოდენობა. შუა მორენების მასალის ანალიზით ღვინდება ფირნის აუზის გეოლოგიური აგებულება.

ზედაპირული მორენები ყველა მყინვარული ტიპისათვის არ არის დამახასიათებელი. გუმბათისებრ და საფარისებრ მყინვარულ ტიპს ზედაპირული მორენები არ აქვს. მაგალითად ანტარქტიდა, გრენლანდია, ფრანც-იოსების მიწა და სხვა.

1.2 დანალექი მორენები

დანალექი მორენები. მყინვარს მთელი მორენული მასალა გადააქვს მყინვარის ენის ბოლოს და ყინულის დნობის შედეგად აგროვებს ზვინულების ან რკალური სერების სახით. მყინვარის ბოლოს გარდიგარდმოდ განლაგებულ ნატეხი მასალისაგან აგებულ რკალურ

სერებს, ან ზვინულებს ბოლო მორენები ან ფრთხალური მორენები ეწოდება. მყინვარული ფარის წინა მხარეს დაღეკილი ანალოგიური მორენა მხარის მორენად იწოდება. ასაკის მიხედვით გამოიყოფა წლიური, პერიოდული, სტადიალური და ფაზური.

ბოლო მორენების წარმოქმნისათვის საჭიროა ხელსაყრელი პირობები. ბოლო მორენა სუსტად არის გამოხატული რელიეფში, ან არ წარმოიქმნება იმ შემთხვევაში, როცა მყინვარის ქვეშიდან წყალს გააქვს მასალა ან მყინვარის ენა სუფთაა.

მყინვარების სწრაფი უკან დახვეის დროს ზედაპირული მასალა მთელს განთავისუფლებულ ფართობზე ნაწილდება და ბოლო მორენები სუსტად ან სრულებით არ წარმოიქმნება. როცა მყინვარის უკან დახვეას ცვლის მყინვარის სტაციონალური მდგომარეობა ან წინ წამოწევა, წარმოიქმნება რკალური სერები. ბუნებაში უფრო ხშირად რკალური სერების და სწორი, შედარებით ჩადაბლებული მონაკვეთების მონაცვლეობა შეიმჩნევა. ჩვეულებრივ, მყინვარში ყინული წინ მოძრაობას განიცდის – ზაფხულის პერიოდში მყინვარის აბლაცია ჭარბობს წინ წამოწევას, ზოლო სხვა სეზონებში მყინვარი წინ მიიწევს და მცირე ზომის რკალურ სერებს აჩენს. მას წლიურ მორენებს უწოდებენ. ასეთი მორენების რიცხვი კაკასიონის მყინვარების წინ 10-15-ია.

მყინვარის წინ წამოწევის დროს რელიეფში მისი მოქმედება “ბულოზერს” მოგვაგონებს. წინ მოძრაობის დროს მყინვარი არა მარტო მის მიერ გაჩენილ ბოლო მორენებს გადაადგილებს, არამედ თხრის ფსკერის მორენას და ერთმანეთში ურევს მათ. მასალის ნაწილი გვერდებზე რჩება და ნაწილი კი მყინვარს ბოლომდე გადააქვს და უფრო მძლავრ ბოლო მორენას წარმოქმნის. გვერდებზე დატოვებულ მასალას ემატება მყინვარის გვერდებზე (მყინვარის ტანზე) არსებული ნაშალი მასალა და გვერდითი მორენა წარმოიქმნება. ვიდრე მყინვარი წინ მოიწევს გვერდითი მორენა მოძრაობა, მაგრამ როცა მყინვარი უკან დახვეას იწყებს, მაშინ გვერდითი მორენა უძრავი ხდება და ხეობის ორივე მხარეზე გამყოლი სერების სახით გამოიხატება. გვერდითი მორენის შიდა ფერდობი უფრო ხშირად ციცაბო და ჩამოხვეწილია. გარეთა ფერდობი კი შედარებით დამრეცია, ზეობის ძირითად ფერდობს ებჯინება და მისგან ჩადაბლებით არის გამოყოფილი.

ზოგიერთ რაიონში პატარა ბოლო მორენული სერები გვხვდება.

თითოეული მორენის სიმაღლე 3-5მ-ია, სიგრძე კი 100-200მეტრი. განსაკუთრებით დიდი ზომის ბოლო მორენები საფარული მყინვარებისთვის არის დამახასიათებელი. მორენები ჯაჭვური ბორცვების სახითაა, მათი სიმაღლე 15-30 მეტრია, ზოგიერთ რაიონებში 100-150 მეტრამდეა. ბოლო მორენები ხასიათდებიან დიდი სიგანით (2-3კმ.) და ტოპოგრაფიულ ზედაპირს ბორცვიანი რელიეფის იერსახეს აძლევენ. ხშირად ბოლო მორენების გულს ყინული წარმოადგენს. ჩადაბლებული ადგილი ფლუვიალურ და ტბიურ ნაფენებს ან უბრალოდ ტბებს უკავიათ.

ხეობის ფსკერზე მყინვარის გადნობის შემდეგ მასში არსებული შუა მორენები გამყოლ ზვინულებს ქმნიან, რომლებიც ფსკერის მორენასთან ერთად ქმნიან ძირითად მორენას. ხშირად მყინვარი წინ წამოწევის დროს მყინვარქვეშა წყლებთან ერთად, გააღამუშავენს ძირითად მორენას და მოძრაობის მიმართულებით წარმოქმნის ზვინულებს (სიგრძე 400-2500 მ, სიგანე 1500-700 მ, სიმაღლე 8-60 მეტრი.) ფსკერის ან ძირითადი მორენის სისქე 50 მეტრამდე ან მეტია და დამოკიდებულია მყინვარის ტიპზე და ადგილის მორფოლოგიაზე - მათ დრუმილინებს უწოდებენ. ისინი ძირითადად დამახასიათებელია ფარისებრი და მთის წინა ტიპის მყინვარებისათვის. ძირითადი მორენა უშრეოა. აგებულია თიხიანი რიყნარით, თიხნარით, თიხიანი ქვიშებით და დაუხარისხებელი ნაშალით. შრეები მათთვის არ არის დამახასიათებელი.

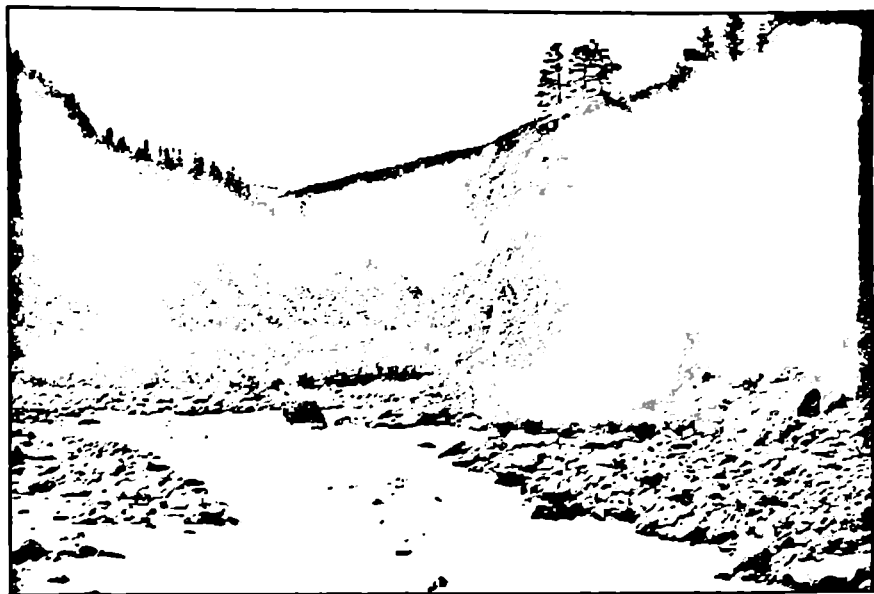
კამები. კამები ძველი გამყინვარების რეგიონებში ფართე გავრცელებით სარგებლობს მოკლე სერებით და დამრეც ფერდობიანი ბორცვებით. იგი აგებულია ქვიშებით და ხრეშიანი-რიყნარით, ჰორიზონტალური და ირიბი ფენებით. კამები ფერდობებით არის შემოფარგლული. კამების წარმოქმნა ძირითადად მორენულ და ფლუვიოგლაციალურ აკუმულაციას უკავშირდება, კერძოდ ისეთ უბნებში, სადაც ხდება მკვდარი ყინულის გამოღნობა. მყინვარის მასივებს შორის არსებულ ტბებში ხდება კამების ფენების დაღექვა. ტბაში დაუხარისხებელი მასალა მყინვარის მასივებიდან ხვდება. კამები, რომლებიც ხეობის ძირითად ფერდობებზეა მოფენილი და სწორი ზედაპირით ხასიათდება, კამების ტერასები ეწოდება. კამები, რომელთა სიგრძე 2-კმ-ია, სიგანე კი 100 მ-ს აღემატება კამური მორენები ეწოდება. კამების გავრცელების კარგ რეგიონს წარმოადგენს შიდა ტიანშანში - ტარაგაი, პამირში - მუქსუს ხეობა (ლიახში), ჰიმალა-

ებში - რონგბუკის და კეტრაქის მყინვარულ ხეობები.

1.3 ძველი მორენები

ძველი მორენები - განსაკუთრებით გვერდითი მორენები - ატმოსფერული წყლების მოქმედებით ირეცხებიან და წარმოქმნიან მიწის პირამიდებს. ბუნებაში ისინი წერილი ვერტიკალური პირამიდების ან სვეტების სახითაა და როგორც წესი ზემოდან ადევს მსხვილი ლოდი (დამუშავებული ან დაუმუშავებელი). მათი წარმოშობა მსგავსია მყინვარული მაგიდებისა. ეს ფორმები მთიან რეგიონებში ფართოდ არის გავრცელებული (ტიანშანი, ჰამირი, ჰიმალი, ტიბეტი, კავკასიონი, ალპები და სხვა.)

ცალკეული დიდი ან უზარმაზარი ლოდები მყინვარის მიერ ძალზე შორს გადაიტანება მისი გავრცელების ადგილიდან. ასეთ ლოდებს ერატიულს ან სახელმძღვანელოს უწოდებენ. მყინვარის ზედაპირზე მოხვედრილი და გადატანილი ერატიული ლოდი სუსტად მოგლუვებულია, ხოლო მყინვარის შიგნით მოხვედრილი ერატიული ლოდი შედარებით კარგად არის დამუშავებული. მასზე ნაკაწრებიც შეინიშნება გარკვეული დროით, გამოფიტვის პროცესებით სწრაფად ნადგურდება. ერატიული ლოდების პეტროგრაფიული ანალიზი საშუალებას იძლევა დავადგინოთ ძველი მყინვარის მოძრაობის მიმართულება და ზოგჯერ მყინვარის სიგრძეც. საფარული მყინვარების მიერ ერატიული ლოდები 1000 კმ-ის მანძილზეც კი გადაიტანება. კავკასიონზე ერატიული ლოდების გავრცელების კარგ მაგალითს წარმოადგენს მდ. თერგის აუზში „ერმოლოვის ლოდი“, რაჭაში - „ონის ლოდები“, გლოლის და ღების ლოდები, სვანეთში ფერხულის, იფარის, ლატალის, მესტიაჭალის, დოლრის ლოდები და სხვა (ნახ. 28). ლიტერატურაში აღწერილია უზარმაზარი ლოდები - ზომით (4,0 კმ- 2,0კმ- 0,12 მ.) ზოგიერთ ერატიულ ლოდზე ციხეებია აშენებული - „იფარის კოშკი“, „ზემო ბალყარეთის ციხე“. საქართველოში ყველაზე დიდია - „ფერხულის ლოდი“ (20×20×18მ), ონის ერატიულ ლოდს სიდიდისა და სწორი ზედაპირის გამო „საქეიფო ქვას“ უწოდებენ.



ნახ. 29 ერატიული ლოდი მდ. მესტიაჭალის ხეობაში



ნახ. 30 ონის ერატიული ლოდი

თავი X. მყინვარების რყევა

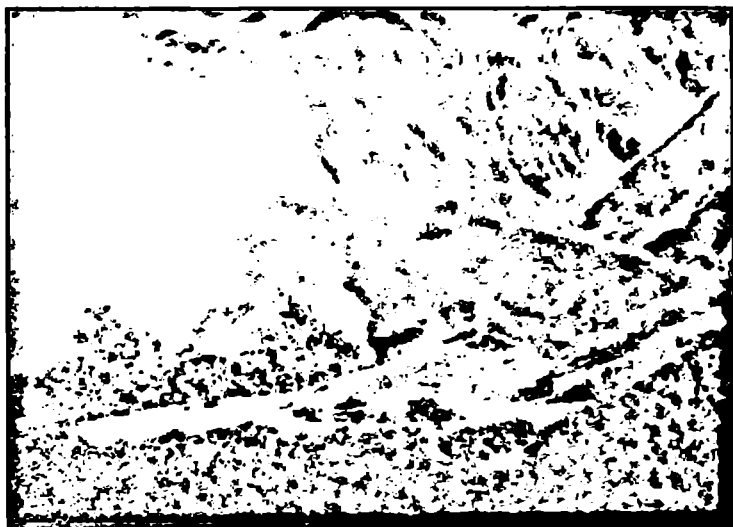
თოვლისა და ფირნის ზაზებს ქვემოთ მდებარე მყინვარის ნაწილის დიდი ხნით არსებობას მყინვარის კვების აუზიდან ყინულის ახალი მასის შემოსვლა განსაზღვრავს. თუ ფირნის აუზიდან ჩამოსული მასა და აბლაცია თანაბარია, მაშინ მყინვარის ენის ზომები და მდგომარეობა არ იცვლება. თუ ფირნის აუზიდან უფრო მეტი მასა შემოდის ვიდრე მყინვარის ენის აბლაციაა, მაშინ მყინვარი წინ წამოიწევს და პირიქით – თუ ფირნის აუზიდან შემოსულ ყინულის მასას აბლაცია აჭარბებს, მყინვარი უკან იხევს, მყინვარის ენის ფორმა და ზომები მცირდება. მყინვარის ზომების (ფართობი, სიგრძე, სისქე) გაზრდას – წინ წამოწევას უწოდებენ, შემცირებას, – უკან დახევას, უცვლელობას კი – სტაციონალურ მდგომარეობას.

1. მყინვარების რყევის სახეები

მყინვარების რყევის შემდეგ სახეებს არჩევენ: 1). სეზონური-აკუმულაციის და აბლაციის სეზონური ცვლილებებით არის გამოწვეული. ზაფხულში მყინვარის ენის ინტენსიური აბლაციის გამო მყინვარის ენა უკან იხევს, ზამთარში კი წინ მოიწევს; 2). ციკლური – შედარებით მოკლევადიანი, დამოკიდებულია კლიმატის ციკლურ რყევაზე; 3). შემთხვევითი – დანარჩენი ყველა, რომელიც არ მიეკუთვნება სეზონურს, ციკლურს და საუკუნებრივს. მყინვარების შემთხვევითი რყევა შეიძლება ტექტონიკურმა, ეულკანურმა, სეისმურმა და სხვა მოვლენებმა გამოიწვიოს; 4). საუკუნებრივი და მრავალსაუკუნებრივი – ძალიან ხანგრძლივია, განსაზღვრულია კლიმატის დიდი რყევებით და რელიეფის გარდაქმნით. გამყინვარება მოიცავს უფრო ვრცელ ტერიტორიებს. მყინვარები ან ძალიან ვითარდებიან ან მცირდებიან; გაქრობამდე.

გლაციოლოგიაში მყინვარების ციკლურ რყევას ხშირად პერიოდულს უწოდებენ, ვინაიდან დროის გარკვეულ ინტერვალში ისინი რიტმულად მეორდებიან. გამოკვლევებმა აჩვენეს, რომ რყევის რიტმულობა შეიძლება ყოველ 11, 22, 35, 45 და 90 წლიან ციკლებში, აგრეთვე უფრო გრძელპერიოდიანია, მაგალითად 1850 წლიანი ციკლი (სტადიალური ციკლები). 1850 – წლიანი ციკლები ჰოლოცენში

რამდენჯერმე მოხდა და რელიეფში სტადიალური მორენებით დაფიქსირდა (ნახ. 31). ბოლო სტადიალური გამყინვარება XVI–XIX საუკუნეებში მოხდა (მცირე მყინვარული პერიოდი). ამის შემდეგ, XIX–XX საუკუნეებში, მყინვარები უკან იხევნ და საერთო უკან დახევის ფონზე შეიმჩნევა მყინვარების რყევის 20-25 წლიანი ციკლები, რომლებიც რელიეფში მიკროსტადიალური მორენებით არის ფიქსირებული (ნახ.). მყინვარების რყევაზე 150 წელიწადია დაკვირვება მიმდინარეობს. დაკვირვება ხდება არა მარტო მყინვარის ენის რყევაზე, არამედ იზომება მყინვარების ბალანსი, რეჟიმი და სხვა ელემენტები.



ნახ. 31 სტადიალური მორენები მდ. ბუბისწყლის ხეობაში

2. მყინვარების რყევის განსაზღვრის მეთოდები

მყინვარების სრული რყევის შესასწავლად უნდა ვიცოდეთ ფირნის ხაზის სიმაღლითი ცვალებადობა, მყინვარის ზედაპირის სიმაღლე (მორფომეტრია) და მყინვარის ენის მდგომარეობა. სრული კომპლექსური დაკვირვება მყინვარის რეჟიმის შესასწავლად მრავალ მყინვარზე ტარდება სტაციონალური დაკვირვების გზით. საქართველოში

მყინვარებზე დაკვირვება მყინვარ ბუბა-თბილისაზე ტარდებოდა (1967-1991). ჩვეულებრივ მყინვარის ენის ცვალებადობაზე დაკვირვება ხდება მარკების მეთოდით. მყინვარის ენის წინ აირჩევენ დიდ ლოდს ან ბორცვს, დასვამენ ნიშანს, გაზომავენ მანძილს მყინვარის ენის ყველაზე წინ წამოწეულ ნაწილამდე და შემდეგ გარკვეული დროის შემდეგ გაზომვას იმეორებენ. დიდ ლოდზე ან ბორცვზე აკეთებენ აღნიშვნებს (მკვლევარის და ორგანიზაციის დასახელება, მარკის გაკეთების დრო და მანძილს მყინვარის ენამდე).

მ.ე. 30 მ. • Г.Р.Г

15. VIII 2004

თსუ – გეოგრაფის ინსტიტუტი 10.08.2004

სასურველია მარკის მდებარეობა გეოდეზიური მეთოდით დავაფიქსიროთ. კერძოდ, მყინვარის ენის მიდამოებში გაკეთებული ფოტოთეოდოლიტური საბაზისო წერტილებიდან მარკის კოორდინატები გავზომოთ. მყინვარების რყევაზე საიმედო და ეფექტურ მეთოდს სახმელეთო და აეროკოსმოსური მეთოდები წარმოადგენს. აეროგადაღება მეტად საიმედო და ზუსტია, მაგრამ ძვირადღირებულია, ამიტომ პრაქტიკაში იყენებენ გეოდეზიურს ან ფოტოთეოდოლიტურ (სახმელეთო) გადაღების მეთოდს. ამ მეთოდით შესაძლებელია ნებისმიერ დროს ჩატარდეს განმეორებითი გადაღება. განმეორებითი გადაღების მასალების მიხედვით ვიგებთ მყინვარის საერთო მდგომარეობას, მყინვარის ზედაპირის აბლაციას და აკუმულაციას, მყინვარის ენის საერთო მოხაზულობას და დინამიკას გადაღებათშორის პერიოდში. ამ მეთოდით კავკასიონის მრავალი მყინვარი თუ მყინვარული რაიონია აგეგმილი (მასშტაბი 1: 2000, 1: 5000, 1: 10 000).

მყინვარების რყევის დასადგენად ფართოდ იყენებენ კარტოგრაფიულ მეთოდს. სხვადასხვა პერიოდის მსხვილი და საშუალო მასშტაბიანი ტოპოგრაფიული რუკების შედარება კარგ შედეგს იძლევა. ძალიან ეფექტურია ფოტოგრაფიული მეთოდი - ყოველ წელს ერთი და იგივე წერტილიდან ხდება მყინვარის ენის ფოტოგრაფირება და მათი შედარება. უკანასკნელ პერიოდში ციფრულმა ფოტოგრაფიამ და კომპიუტერულმა ტექნოლოგიებმა ამ ხერხის ეფექტურობა ძალზე გაზარდა.

მყინვარების რყევაში (დიდ პერიოდისათვის) იყენებენ ლიტერატურ-

რულ მეთოდს და მოსახლეობის გამოკითხვას. ბოლო პერიოდში მყინვარების მრავალწლიურ რყევაში განსაკუთრებული ყურადღება ექცევა ხავსების, მორფოლოგიური ანალიზის, აბსოლუტური ასაკის, იზოტოპიურს და სხვა მეთოდებს. საილუსტრაციოდ მყინვარების მრავალწლიური, ციკლური და საუკუნებრივი რყევისათვის გამოვიყენებთ საქართველოს და ევრაზიის მთებში ჩატარებული გამოკვლევების შედეგებს.

3. ცენტრალური კავკასიონის მყინვარების დინამიკა XX საუკუნეში

კავკასიონზე თანამედროვე გამყინვარება არათანაბრად არის განაწილებული ცალკეული ოროგრაფიული ერთეულების მიხედვით. მძლავრი კერები დაკავშირებულია ქედის ისეთ მონაკვეთებთან რომელთა სიმაღლე 3500-4000 მეტრს აღემატება. ცნობილია, რომ XIX-XX საუკუნეებში მთელს დადამიწაზე მყინვარები დეგრადაციას განიცდიან, რაც დაკავშირებულია გლობალური მასშტაბით კლიმატის დათბობასთან. უკან დახვევის ფონზე არის პერიოდები, როცა მცირე დროით მყინვარები წინ წაშიწვევენ. მყინვარების დინამიკის დახასიათებისათვის გამოყენებულია სხვადასხვა წლების მასალები, კერძოდ 1880-1900 წლების მენზულური აგეგმვით შედგენილი მსხვილ მასშტაბიანი ტოპოგრაფიული რუკები, 1946 და 1958-1960 წლებში ჩატარებული აეროგადაღების მასალები და მათ საფუძველზე შედგენილი ტოპორუკები (1:500 000) და 1985-1986, 2000 წლების აეროკოსმოსური სურათები. ცალკეული მყინვარების დინამიკის დასადგენად ჩატარებულია განმეორებითი ფოტოთეოდოლიტური გაღება და მყინვარების ენის მარკირება.

ჩატარებული გამოკვლევების საფუძველზე შედგენილი ცხრილის ანალიზი გვიჩვენებს, (ცხრ. 14) რომ გამყინვარების ფართობმა ცენტრალური კავკასიონის მდინარეთა აუზებში უკანასკნელი 100 წლის განმავლობაში საკმაოდ დიდი შემცირება განიცადა. ცალკეულ მდინარეთა აუზებში შემცირების ხასიათი განსხვავებულია, რაც თავის მხრივ დაკავშირებულია მყინვარების მორფოლოგიურ ტიპებზე და ზომებზე; მეორის მხრივ კი ძველ ტოპორუკებზე მყინვარების, განსა-

კუთრებით ფირნის აუზების არასწორი ჩვენებით. ძველ ტოპორუკებზე შედარებით სრულადაა ნაჩვენები მდ. თერგის ხეობის მყინვარები, ამიტომაც აქ კარგად ჩანს გამყინვარების შემცირების კანონზომიერებანი.

აღსანიშნავია, რომ ცალკეულ აუზებში გამყინვარების დინამიკა განსხვავებულია. ფართობის შემცირების დიდი მაჩვენებლებით გამოირჩევა მდინარე ლიახვის აუზი, აქ ძირითადად განლაგებულია მცირე ზომის კარული ტიპის მყინვარები.

ცენტრალურ კავკასიონზე გამყინვარების დინამიკა XX-საუკუნეში

ცხრილი 14

მდინარის აუზის დასა- ხელება	მყინვარების ფართობი, კმ ²				გამყინვარების ფართობების (ცალილიება)					
	პოდო- ზერსკი 1890 წ.	გობე- ჯიშვი- ლი 1946 წ.	გობე- ჯიშვი- ლი 1960 წ.	გობეჯი- შვილი 1990 წ.	1890-1946		1890-1960		1890-1990*	
					კმ ²	%	კმ ²	%	კმ ²	%
ენგური	333,8	349,6	320,5	285,3	+15,8	4,7	-13,3	4,0	-48,5	14,6
რიონი	78,5	81,6	75,1	66,1	+3,1	3,5	-3,4	4,5	-12,4	15,8
ლიახვი	5,1	8,2	4,0	3,2	+3,1	60,8	-1,1	27,5	-1,9	37,3
თერგი	89,1	75,7	67,2	58,5	-13,4	15,0	-21,9	32,5	30,6	34,4
1890 წლის ტოპორუკებზე შესწორებული მყინვარების ფართობი										
ენგური	392,0				-42,4	10,8	-71,5	18,2	-106,7	27,2
რიონი	92,0				-10,4	11,4	-16,9	18,4	-25,9	28,2

*1990 წლის პერიოდისათვის მყინვარების ფართობი განსაზღვრულია 1:50000 მასშტაბის ტოპოგრაფიულ რუკებზე (1965 წ.), 1989 წლის აეროკოსმოსური სურათების დეშიფრირებით

გამყინვარების დინამიკის რეალური სურათი მდ. თერგის ხეობაშია, როგორც მე-20 საუკუნეში, ასევე შიდა საუკუნეებრივ მსვლელობაში. კ. პოდოზერსკის (1911 წ.) და ჩვენი მონაცემების შედარებამ დაგვანახა, რომ გამყინვარების შედარებით ნაკლები შემცირება მდ. ენგურისა და მდ. რიონის აუზებში (15-16%) აღინიშნება. ეს სიმცირე გამოწვეულია ძველ ტოპოგრაფიულ რუკებზე მდ. ენგურის აუზში დიდი მყინვარების მაღლა მდებარე ფირნის აუზების არასწორი ჩვენებით, ხოლო მდ. რიონის აუზში მთელი რიგი მყინვარების გამოტოვებით. სპეციალური სამუშაოების საფუძველზე ძველ (1890

წ.) რუკებზე აღდგენილია, მყინვარების ფირნის აუზების შედარებით რეალური კონფიგურაციები და განსაზღვრულია ძველი გამყინვარების ფართობი (მდ. ენგურის აუზში იგი დაახლოებით 392,0 კმ², ხოლო მდ. რიონის აუზში 92,0 კმ²). სხვაობა გამყინვარების ფართობში მდ. ენგურის აუზში 58,2 კმ², ხოლო მდ. რიონის აუზში 12,5 კმ²-ია. თუ ამ ციფრებს დაეყვრდნობით, მივიღებთ მყინვარების შემცირების დინამიკის რეალურ სურათს (ნაცვლად იმისა, რომ თითქოს 1946 წელს გამყინვარების ფართობი გაიზარდა) და გამყინვარების ფართობი მდ. მდ. ენგურის და რიონის აუზებში 1890-1990 წლებში შემცირდებოდა 27-28%, რაც კარგად გამოხატავს გლობალური მასშტაბით არსებულ გამყინვარების შემცირების ტენდენციებს.

ძალზედ საინტერესო სურათს გვაძლევს ცალკეული ხეობის ტიპის მყინვარების შემცირება ბოლო სტადიალური გამყინვარების შემდეგ (XVI-XIX სს) 1820 წლიდან.

მყინვარი...კირტიშო რაჭის კაკასიონზე მდებარეობს, იგი ხეობის ტიპის მყინვარია, ჩრდილო-დასავლეთური ექსპოზიციით, ფართობი-4.2კმ², სიგრძე-4.5 კმ. ენა მთავრდება 2425 მ. მასზე დაკვირვება წარმოებს 1937 წლიდან - დ. წერეთელი (1943). მოპოვებული მასალის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მყინვარმა კირტიშომ 1820-1890წ. უკან დაიხია 240 მეტრით, საშუალოდ წელიწადში (3.0-მ) 1890-1937 წ-ში, კი 740მ-ით. საშუალოდ წელიწადში (15.8მ-ით). 1937-1957 წლებში 260 მ-ით საშუალოდ წელიწადში (13 მ-ით). 1957-1960 წ. 45 მ-ით. (15მ/წ-ში). 1960-1970 წ.წ. 80 მ-ით. (8 მ/წ). 1970-1980 წლებში 50-მ-ით, 5 მეტრი წელიწადში. 1980-1985 წ.წ. 26 მ-ით (5.1 მ/წ) 1985-1986 წ. (7.5 მ/წ.) 1986-1987 წ. - 8-მ. 1987-1988 წ. -6-მ. 1988 წ. გაკეთებული იქნა ახალი მარკები რიგელის თავზე. 1980-1988 წლებში მყინვარის მარჯვენა ნაწილმაც დატოვა რიგელი და იმყოფებოდა 40 მეტრის მოშორებით. (ნახ.32)

2001 წელს მყინვარის ენა 1988 წლის მარკიდან მთავრდებოდა 110 მეტრის მოშორებით. ე.ი. მყინვარის ენამ 13 წელში უკან დაიხია 70 მეტრით, (5.4მ/წ-ში). ასევე უნდა აღინიშნოს რომ უკან დახევის ტემპი მყინვარის მარჯვენა და მარცხენა მხარეებს შორის განსხვავებული იყო. მყინვარ კირტიშოს ფირნის ველში საკმაოდ დიდი ცვლილება მოხდა, მას მარჯვნიდან გამოეყო მყინვარი, რომელიც ღების გადასასვლელის მიდამოებში მდებარეობს. მყინვარ კირტიშოს ფართობი გამოყოფილ მყინვარის ხარჯზე 1.1 კვ.²-ით შემცირდა, მყინ-

ვარის ენის ფართობი 1960-2001 წლებში შემცირდა 0,13 კმ²-ით, ამრიგად მყინვარ კირტიშოს ფართობი 2001 წლისათვის შეადგენს 4,2კმ²-ს, ხოლო სიგრძე 4,5 კმ-ს.



1959 წ



1970 წ



2001 წ



2005 წ

ნახ. 32 მყინვარი კირტიშო სხვადასხვა პერიოდში

მყინვარი თბილისა რაჭის კავკასიონზე მდებარეობს მდ. ბუბის-წყლის ხეობაში. (ნახ. 30) იგი ხეობის ტიპის მყინვარია, სამხრეთ-დასავლეთური ექსპოზიციის. ენის ბოლო მთავრდება 2815 მეტრზე. 1988 წლამდე მის აუზში, მ. თბილისას წვერის (4223,0 მ) სამხრეთ ფერდობზე სამი დაკიდებული ტიპის მყინვარი იყო, ამჟამად ორია დარჩენილი 1989 წ. კატალოგით 587-ნომერი მყინვარი გაქრა (Гонеджишвили, 1989), მყინვარის აუზში კარგად არის გამოხატული გვერდითი და ბოლო მორენები, რაც საშუალებას გვაძლევს აღვადგინოთ მყინვარის მაქსიმალური მდგომარეობა ფერნაუს სტადიის დროს. 1820-1960 წ. თბილისამ უკან დაიხია 1100 მ-ით, საშუალოდ 7-8 მ/წ-ში. მისი ფართობი შემცირდა 24%-ით. უკანდახვეის განსაკუთრებით მაღალი ტემპი 25 მეტრი მყინვარზე 2000-2001 წ. აღინიშნა, რაც მთელ საქართველოს ტერიტორიაზე მაღალი ტემპე-

რატურებით იყო გამოწვეული. მყინვარმა თბილისამ 1960-2002 წლებში უკან დაიხია 360 მეტრით, საშუალოდ 8.6 მ/წ-ში. მთლიანად კი 1820-2002 წლებში 1470 მეტრით, საშუალოდ 8.1 მ/წ-ში. ამჟამად მყინვარის ფართობი 2.75 კმ.², სიგრძე 2.7კმ. მყინვარის ენა მთავრდება 2910 მეტრ სიმაღლეზე.



ნახ. 33 მყინვარი თბილისა

მყინვარი ზოფხიტო-ლაბოდა. ეს მყინვარები 1955 წლამდე ერთიანი ენით მთავრდებოდნენ. 1969 წელს ჩატარდა მყინვარების ფოტოთეოდოლიტური ავეგმვა (1 : 5 000 მასშტაბში). მყინვარების ენები დაცილებული იყვნენ 320 მეტრით. მყინვარი ზოფხიტოს ნადნობი წყალი მყინვარ ლაბოდას ენის ქვეშ გვირაბით გაედინებოდა. 1960-1973 წლებში მყინვარის უკან დახევაზე წარმოდგენას გვაძლევს ზოფხიტოს მყინვარის ენის წინ განლაგებული წლიური მორენული სერები, (Ã ãããæðãðð, 1981). მყინვარ ზოფხიტოზე უკან დახევის ყველაზე დიდი ტემპი აღინიშნა 1962-1964 წლებში. 1971-1973 წლებში მყინვარი სტაციონარულ მდგომარეობაში იმყოფებოდა. 1960-1973 წლებში მყინვარი ლაბოდაც სტაციონარულ მდგომარეო-

ბას ინარჩუნებდა.

2002 წელს ზოფხიტოსა და ლაბოდას მყინვარებიდან გამოსული მდინარეები ერთმანეთს უშუალოდ უერთდებიან და მყინვარ ლაბოდას ენა მდ. ზოფხიტურას კალაპოტიდან 70-75 მეტრის დაშორებით მთავრდება. 1969-2002 წლებში ზოფხიტოს მყინვარმა უკან დაიხია 380 მეტრით საშუალოდ, 11,5 მ/წ-ში. ამჟამად მყინვარ ზოფხიტოს სიგრძე შეადგენს 3.8 კმ-ს, ფართობი კი 2.75 კმ².



ა



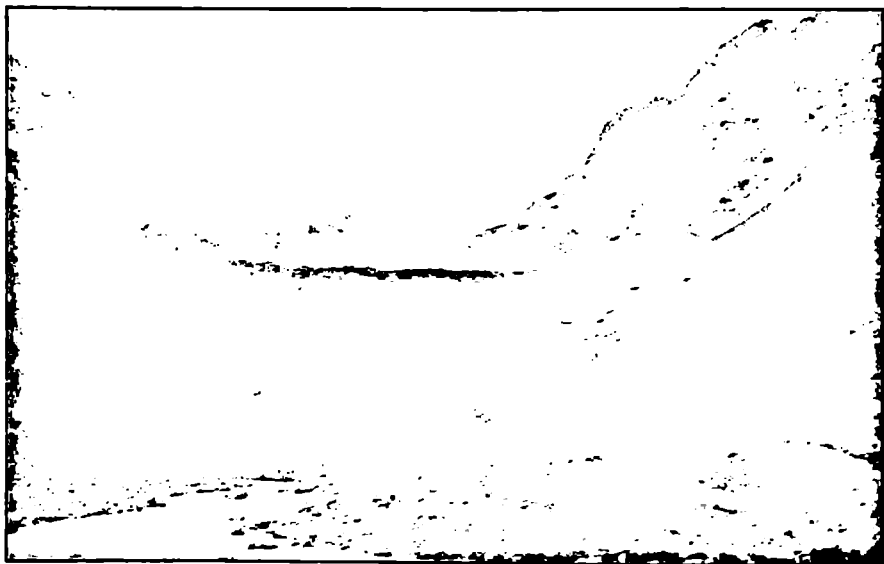
ბ

ნახ. 34 მყინვარი ლაბოდა 1970 წ. (ა) იგივე მონაკვეთი 2002 წ (ბ)

მყინვარი — ჭალაათი მდ. მესტიაჭალის ხეობაში მდებარეობს. კავკასიონის მყინვარებს შორის მყინვარ ჭალაათის ენა ყველაზე დაბლა, ტყის ზონაში, ჩამოდის (1850 მ), იგი ხეობის რთული ტიპის მყინვარია და ორი ნაკადისაგან შედგება. მორფოლოგიურადაც და ზომებითაც ჩრდილოეთის ნაკადი გამოირჩევა, რომელსაც (თავიდან ბოლომდე) სამხრეთ-სამხრეთ-აღმოსავლეთი ექსპოზიცია აქვს. სამხრეთის ნაკადი მწვერვალ ჩათინის (4412 მ.) დასავლეთ ფერდობზე იწყება და მ. უშბას (4697 მ) და ჩათინს შორის, სამხრეთი მიმართულების, ვრცელ კულუარს მიუყვება 3 კმ. მანძილზე, შემდეგ უხვევს ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით და 2 კმ-ში ძირითად ნაკადს უერთდება. მყინვარის ფართობი 12,3 კმ²-ია, სიგრძე — 8,0 კმ. მყინვარის ენა სუსტად არის დანაპრალებული, ენა დაფარულია ზედაპირული მორენებით, განსაკუთრებით კი მისი გვერდები. ნაშალი მასალა ძირითადად თოვლის ზვავებს ჩამოაქვთ, ნაწილი კი ზვდება

ბოლო სტადიალური გვერდითი მორენებიდან, რომლებიც ხეობაში მყინვარის ორივე მხარეზე მკვეთრად არიან გამოხატული და მდ. ლეხზირამდე გრძელდებიან. მყინვარი ჭალათი XIX საუკუნის სტადიის დროს მდ. ლეხზირსაც კი კეტავდა. მყინვარის ენა ამ დროს 1620 მ. სიმაღლეზე მთავრდებოდა. მყინვარის ენამ 1820-2004 წლებში საკმაოდ დიდი ცვლილებები განიცადა, რაც კლიმატის გლობალურ დათბობასთან არის დაკავშირებული. მყინვარის ენა სიგრძეში 1500 მეტრით შემცირდა, ფართობი – 2,3 კმ²-ით. მყინვარის ენამ 1820-2004 წლებში მაღლა აიწია 230 მ-ით, (1,3 მ/წ.).

1966-1977 წლებში მყინვარის ენამ უკან დაიხია 67,5 მ (6,1 მ/წელიწადში). 1970-1973 წლებში ჭალათმა წინ წამოიწია (1-2 მ/წელიწადში) (ცომაია, დრობიშვილი, 1977). ამ პერიოდში კავკასიონის მრავალ მყინვარზე დაფიქსირდა წინ წამოწევა, რასაც უკავშირდება მიკროსტადიალური მორენების შექმნა. 1988 წელს მყინვარ ჭალათზე გაკეთდა ახალი მარკა. 2004 წელს შემოწმდა მყინვარ ჭალათის მარკები და გაკეთდა ახალი. 1988-2004 წლებში მყინვარის ენამ უკან დაიხია 185 მეტრით (11,4 მ/წელიწადში).



ნახ. 35 მყინვარი ჭალათის ენა 2004 წ.

მყინვარების კატასტროფული მოძრაობა (მყინვარების პულსაცია). მყინვარების ენის ასეთი ინტენსიური უკან დახევის ფონზე კაკასიონზე დაფიქსირებულია ცალკეული მყინვარების კატასტროფული წინ წაშოვნები. ამ დროს მყინვარის ტანი სწრაფად იწყებს წინ მოძრაობას და დროის მცირე მონაკვეთში რამდენიმე კმ-ით გადაადგილდება. ასეთი მოქმედება ლიტერატურაში მყინვარული ზეგებებით არის ცნობილი. მყინვარული ზეგებებით გამოირჩევა ყაზბეგი-ჯიმარას მასივი, განსაკუთრებით მყინვარები: დევდორაკი და კოლკა (Роттаев и др., 1983). XVIII და XIX საუკუნეებში ძლიერი მყინვარული ზეგებები აღნიშნულია მყინვარ დევდორაკზე. 1832 წელს მყინვარულმა ზეგამა გადაკეტა მდ. თერგი 100 მეტრის სიმაღლის ჯებირით და მდინარე შეაგუბა 8 საათის განმავლობაში. წარმოიშვა დიდი ტბა და ყინულის ჯებირის განგრევის შემდეგ წარმოიქმნა მძლავრი გლაციალური ლვარცოფი, რომელმაც ქალაქი ვლადიკავკაზიც კი დააზიანა.

2002 წლის 21 სექტემბერს მდ. გენალდონის ხეობაში (მდ. თერგის აუზი), ძალზე სწრაფად დაიწყო გადაადგილება მყინვარმა კოლკამ, რამაც დიდი უბედურება გამოიწვია, დაფარა კურორტი კარმადონი, 121 კაცი დაიღუპა. დაანგრია სანატორიუმები, დიდი ზიანი მიაყენა მეცხოველეობას. მყინვარული ზეგვის (ყინულიანი ზეგვი) სიჩქარე 100-150 კმ. საათში იყო. ზეგვის წინ მოძრაობდა გრიგალის მსგავსი ჰაერის ტალღა, რომელმაც ზეგზე არა ნაკლები ზიანი მიაყენა ხეობის მოსახლეობას. მყინვარ კოლკას სწრაფი მოძრაობა გამოიწვია მისი აუზის თხემებზე განლაგებული კარული და დაკიდებული ტიპის მყინვარების ჩამოზეგებამ. აღსანიშნავია, რომ მყინვარული ზეგები თავის წარმოშობისა და მოძრაობის მექანიზმით ისეთივეა, როგორც თოლის ზეგები ან მიწისძვრით გამოწვეული კლდე ზეგები. მყინვარი კოლკა მდებარეობს ზორხის ქედის ჩრდილო ფერდობზე, მყინვარ მაილის დასავლეთით. იგი ხეობაში ღრმად არის ჩამჯდარი და იკვებება თოვლის და ყინულის ზეგებით. კოლკა პულსირებულ მყინვარადაა ცნობილი. მსგავსი მოვლენები მოხდა 1902 წ. და 1969 წ., მაგრამ მათ შორის მოძრაობის ხასიათშია განსხვავება. 1902 წლის 3 ივლისს საღამოს 6 საათზე კოლკიდან წარმოუდგენელი ხმაურით წამოვიდა გრიგალი, რომელიც წინ უძღოდა ზეგს. ქარი ძალიან ძლიერი იყო და ყველაფერს ზევტავდა ადგილიდან, იგი 2-8 წუთი გრძელდებოდა, ჩამოწვა 53,2 მილიონი მ³

ყინულის მასა. ყინულის ზეგება გაანადგურა დასახლებული პუნქტი ტემნიკაუ. აქ ზაფხულში კარმადონის მინერალურ წყლებზე სამკურნალოდ ხალხი ამოდიოდა. მყინვარული ზეგვის შედეგად 32 კაცი დაიღუპა, 79 ცხენი, 150 მსხვილფეხა საქონელი და 1500 ცხვარი გაანადგურა. სახლებისაგან კვალიც კი არ დარჩა – იუწყებოდა გაზეთი „კავკაზი“. მრავალმა მეცნიერმა გამოთქვა, თავის მოსაზრება მომხდარ მოვლენასთან დაკავშირებით.

1969 წლის 28 სექტემბერს მყინვარმა კოლკამ აქტიური მოძრაობა დაიწყო. 4 ოქტომბრიდან 20-23 ოქტომბრამდე ძალზე ჩქარა მოძრაობდა (200 მ/დღელამეში). შემდეგ კი მის მოძრაობას პულსაციური ხასიათი ჰქონდა. ასეთი გადაადგილება შეუმჩნეველი არ დარჩათ და დაიწყო მასზე დაკვირვება, ამიტომ მსხვერპლი არ ყოფილა. კოლკას გადაადგილება 1970 წლის 10 იანვარს დაბთავდა. მყინვარმა პულსაციის შედეგად წინ წამოიწია 4 კმ-ით. 1969 წლის სექტემბრის ბოლოს მისი ენა 2760 მ. სიმაღლეზე მთავრდებოდა, ზოლო 1970 წლის 10 იანვარს 1975 მ. სიმაღლეზე, ე. ი. დაბლა ჩამოვიდა 785 მეტრით.

4. ხეობის ტიპის მყინვარების შემცირება XVI-XIX სს. სტადიის შემდეგ

კავკასიონზე უკანასკნელი სტადიალური გამყინვარება დაიწყო XVI საუკუნეში და XIX საუკუნის დასაწყისში განვითარების მაქსიმალურ საზღვარს მიაღწია. XIX საუკუნიდან დედამიწის ზედაპირზე კლიმატური პირობები შეიცვალა – დაიწყო დათბობა, რომელიც დღესაც გრძელდება. ამ პროცესს მოჰყვა მყინვარების უკან დახევა. მყინვარები წინ წამოწევის დროს მუშაობენ “ბულდოზერის” მსგავსად. ისინი თავიანთ გზაზე ყველაფერს ცვლიან. ასწორებენ ხეობის ძირს, ეროზიულ ხეობას ტროგულ ხეობად გარდაქმნიან. მყინვარებს წინ მოძრაობის დროს თან მოაქვთ ფხვიერი მასალა, რომელიც მყინვარის აუზში ან თვით მყინვარის ზედაპირზე გროვდება. მყინვარს, მოძრაობის დროს, მასალა გადმოაქვს ენის წინ, მასალის ნაწილს იგი იყენებს ხეობის ძირის მოსასწორებლად, ნაწილს გვერდებზე ტოვებს;

რომელსაც ემატება მყინვარის გვერდებზე არსებული ფხვიერი მასალა. მყინვარის გვერდებზე ფხვიერი მასალა გროვდება თოვლის ზედაპირით და მცვივანებით. ამ გზებით მოხვედრილი მასალა მყინვარის გვერდებზე ქმნის საფარს და როდესაც მყინვარი უკან დახევას დაიწყებს ეს საფარი რელიეფში სერების სახით რჩება.

გვერდითი მორენები ბოლო მონაკვეთში ირკალებიან, ერთმანეთს ებმებიან და ქმნიან ბოლო მორენას. რელიეფის ამ ფორმებით — მორენებით ადვილია აღვადგინოთ მყინვარის გავრცელების საზღვარი. გვერდითი მორენის თხემის სიმაღლის შეფარდება ფსკერის მორენის სიმაღლესთან საშუალებას გვაძლევს გამოვთვალოთ მყინვარის სისქე. მყინვარული წყლების ეროზიული მოქმედების გამო ბოლო მორენები ხშირად გარეცხილია და რელიეფში ცუდად არის შემონახული. ბევრ ხეობაში გვერდითი მორენები თოვლის ზედაპირის მოქმედებით დეფორმირებულია ან გადაფარულია მცვივანას კონუსებით. მიუხედავად ამისა მათი კონფიგურაციის აღდგენა შესაძლებელია აეროკოსმოსური სურათების საველე დეშიფრირების დახმარებით და რელიეფის ფორმების გეომორფოლოგიური ანალიზის გზით. (ნახ.)

კავკასიონზე გამოკვლეულია თითქმის ყველა მდინარეთა აუზის მყინვარები. განსაკუთრებით დეტალურადაა შესწავლილი ის აუზები, სადაც ხეობის ტიპის მყინვარებია. ჩატარდა მყინვართა ენებისა და მათი მიმდებარე ტერიტორიის ფოტოთეოდოლიტური აგეგმვა და გეომორფოლოგიური გამოკვლევა. მოხდა აეროსურათების გლაციო-გეომორფოლოგიური დეშიფრირება და მათზე ზუსტადაა მოხაზული სტადიალური მორენების კონფიგურაცია. მიღებული შედეგები გატანილია მსხვილმასშტაბიან ტოპორუკებზე და ჩატარებულია კარტომეტრიული სამუშაოები.

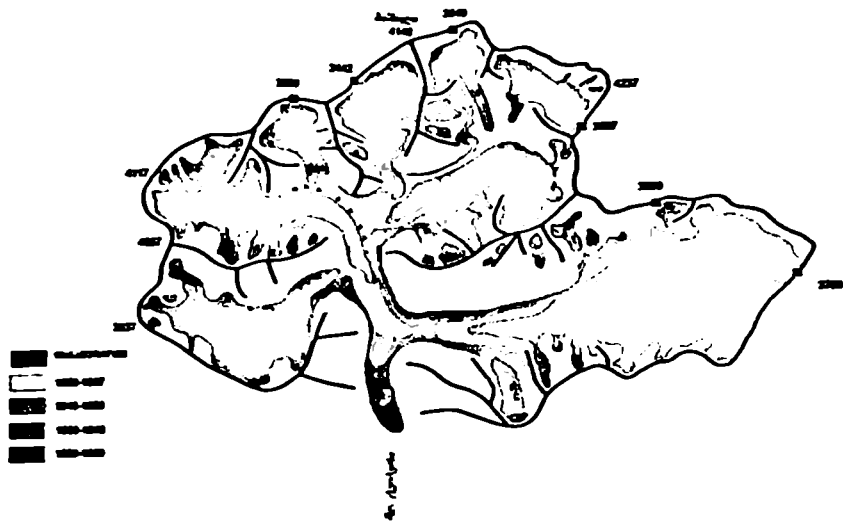
ჩატარებული გამოკვლევების საფუძველზე შედგენილია ცხრილი (№ 15), სადაც მოცემულია კავკასიონის სამხრეთ ფელობის მყინვარების შემცირება XVI—XIX სს. სტადიის შემდეგ. ცხრილის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ კავკასიონზე მდებარე მყინვარები ძლიერ შემცირებულია უკანასკნელი 150 წლის განმავლობაში. მყინვარების შემცირების მაჩვენებლები, როგორც სივრცეში, ასევე ფართობსა და მოცულობაში ძალიან განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. შემცირების ტემპის მიხედვით გამოიყოფა მყინვარების სამი ჯგუფი: პ ი რ ვ ე ლ ჯ გ უ ფ შ ი შედიან მყინვარები, რომელთა ენებმა უკან დაიხიეს 1.5 კმ-ით და მეტი; მ ე ო რ ე ჯ გ უ ფ შ ი ერთიანდებიანმყინ-

ვარები, რომელთა ენები შემცირდნენ 1.0-1.5კმ-ით; ზოლო მ ე ს ა მ ე ჯ გ უ ფ შ ი მყინვარების უკანდახვეის მაჩვენებლები 1.0 კმ-ზე ნაკლებია.

მყინვარის ენების შემცირება XIX საუკუნის უკანასკნელი სტადიალური გამყინვარების შემდგომ პერიოდში

ცხრილი 15

მყინვარი	სიგრძე	ფართობი კმ ²	სიხტე მ.	მოსულობა	ენის სიმაღლე		სიგება
					1820 წ.	1960 წ.	1820-1960 წწ.
ლესზორი	1700	3.74	110	0.41	1780	1970	190
წანერი	1400	3.28	90	0.30	2060	2480	420
ტუბერი	1540	2.26	85	0.19	2030	2140	110
ტუბი	1450	2.90	100	0.29	2300	2415	115
ჭალაი	1500	2.32	75	0.17	1620	1800	180
ხალე	1020	1.10	40	0.05	2330	2500	170
ადმი	640	0.74	50	0.06	2270	2330	60
უშა	500	1.26	60	0.08	2060	2380	320
ღოდრა	1700	1.90	90	0.14	2370	2540	170
ნაგება	1120	1.40	70	0.08	2170	2410	240
შხარა	900	0.64	60	0.04	2310	2490	180
კორტუმი	1200	0.82	60	0.05	2320	2425	105
ლალა	700	1.14	90	0.10	2100	2220	120
ბოყო	970	0.51	90	0.05	2285	2440	155
ბუბა	1550	0.77	80	0.06	2400	2820	420
ნაუბეაში	1350	0.96	30	0.02	2460	2730	270
ყარკელაში	1400	0.76	30	0.02	2160	2480	320
შოთელური	1350	0.84	40	0.03	2320	2640	320
თბილისა	1010	0.55	75	0.04	2540	2815	275
ხ. მარეზი	800	0.50	40	0.02	2340	2400	60
გული	650	0.54	40	0.02	2580	2800	220
კლრი	1000	0.40	25	0.01	2210	2480	270
ზოუხიტი	1610	0.86	100	0.09	2120	2410	360
ს. ლისლშტი	1260	0.80	60	0.05	2320	2690	370
შა	1000	0.70	80	0.06	2660	2855	195
ორწვერი	1450	1.0	85	0.09	2600	2930	330
კიბემა	875	0.60	40	0.02	3090	3190	100



ნახ. 36 მყინვარ ტყეების სისტემის დეგრადაცია

პ. ბ. რ. ვ. ე. ლ. — ჯ. გ. უ. ფ. შ. ი. ხელებიან ძირითადად ხეობის რთული ტიპის მყინვარები. ამ ტიპის მყინვარები რამდენიმე ნაკადის შეერთების შედეგად წარმოიშობა. თითოეულ ნაკადს დამოუკიდებელი კვების აუზი და ხეობა აქვს. მათი რეჟიმიც და კვების ხასიათიც განსხვავებულია შეერთებამდე. ეს ნაკადები შეერთებისას ერთმანეთზე დაწოლას ახდენენ (ხეობაში ადგილის დასაკავებლად); მათი ენების სიმძლავრე იზრდება, მოძრაობის ხასიათიც განსხვავებულია შეერთებამდე. მოძრაობის სიჩქარეც მატულობს და გაერთიანებული მყინვარის ენა დაბალ ჰიფსომეტრიულ ღონეზე ჩამოდის. ბოლო სტადიის მაქსიმალური მდგომარეობის შემდეგ მყინვარის შემოსავალს გასავალი აჭარბებს, ამიტომ ცალკეულ ნაკადებს აღარ ძალუძთ თავიანთი ენების ინტენსიური კვება; მათი მოძრაობის სიჩქარე კლებულობს; ამას ემატება დაბალ სიმაღლეებზე მდებარეობა, სადაც მყინვარის დნობა დიდია და იწყება მათი სწრაფი დეგრადაცია. შემდეგ, როგორც კი მყინვარები ერთმანეთს დაცილდებიან მათი უკანდახვეის ტემპიც კლებულობს.

მოვიყვანთ რამდენიმე მაგალითს: მდ. ზოფხიტურას აუზში მყინვარები ზოფხიტო და ლობოდა 1960 წლამდე ერთიან ენას ქმნიდნენ და 1820 წელს 2120 მეტრზე მთავრდებოდა. 1820-1960 წლებში მათი უკანდახვეის სიჩქარე 12-13 მეტრი იყო წელიწადში. ხოლო

1960 წლიდან როცა ეს მყინვარები გაიყო ზოფხიტო უკან იხევს 2-5 მ/წელიწადში, ლაბოდა კი 2-3 მ/წელიწადში.

მყინვარი ტ ვ ი ბ ე რ ი ამავე სახელწოდების მდინარის აუზში მდებარეობს (მდ. ტვიბერი მდ. მულხურას სათავეა). იგი მაღლა აზიდულ ცენტრალურ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე მდებარეობს. მიუხედავად ამისა აქ მდებარე მწვერვალები დიდი სიმაღლით არ გამოირჩევიან – უმაღლესი მწვერვალი 4250 მეტრისაა და 600-800 მეტრით დაბალია მეზობელად მდებარე მწვერვალებზე. აუზში მძლავრი გამყინვარების წარმოქმნაში კლიმატურ პირობებთან ერთად დიდ როლს თამაშობს რელიეფის მორფოლოგიური პირობები. მდ. ტვიბერის აუზი ირგვლივ საკმაოდ მაღალი ქედებითაა გარშემორტყმული. კრისტალური ქანებით აგებულ რელიეფში მყინვარული ფორმები ღრმად არიან ჩამჯდარი და თოვლ-ყინულოვანი საფარის დაგროვების კარგ პირობას ქმნიან.

XIX საუკუნის დასაწყისიდან XX საუკუნის მეორე ნახევრამდე მდ. ტვიბერის აუზის მყინვარები ერთმანეთთან შეერთებულნი იყვნენ და ხეობის რთული ტიპის მყინვარს – ტვიბერს ქმნიდნენ. (ნახ. 35) მათი ერთიანი ენა 2020 მეტრის სიმაღლემდე ჩამოდიოდა. ამ დროს მყინვარი ტვიბერი ფართობის მიხედვით საქართველოში უდიდესი იყო. მყინვარის მაქსიმალური საზღვრების დადგენა ფერნაუს სტადიის დროს დიდ სირთულეს არ წარმოადგენდა, რადგან რელიეფში შემორჩენილია გლაციალური მორფოსტრუქტურული ფორმები (მორენები, ვერძის შებლები). ისინი უკანასკნელი სტადიალური გამყინვარების დროს მყინვარების წინ წამოწევის შედეგადაა წარმოქმნილი.

1820 წლიდან კავკასიონის მყინვარები უკან იხევენ. 1890 წლის ტოპორუკაზე მყ. ტვიბერი ისევ ერთიანი სისტემით არის წარმოდგენილი. მისი ფართობი 43.39 კვ.კმ-ია, სიგრძე კი 10.24 კმ. მყინვარის ენამ XIX ს-ის სტადიის შემდეგ (1820-1890) უკან დაიხია 100 მეტრით. მყინვარ ტვიბერის მარჯვენა ტოტს – სერს გამოეყო ერთი კარული მყინვარი. 1959-1960 წლების აეროსურათების დეშიფრირებაზე და ამავე დროის ტოპორუკების ანალიზმა გვიჩვენა, რომ მყინვარმა ტვიბერმა საკმაოდ დიდი ცვლილება განიცადა. მყინვარის სიგრძე 1890-1960 წ. 2.14 კმ-ით შემცირდა, ფართობი კი 3.0 კვ.კმ-ით. მყინვარს მარცხნიდან გამოეყო მისი უდიდესი ტოტი ყვითლოდი, რომელიც დამოუკიდებელი მყინვარი გახდა. მყ. ყვითლოდის ენა ტვიბერიდან 300-400 მეტრითაა დაცილებული და მთავრდება 2290

მეტრის სიმაღლეზე. მყინვარ ტვიბერის სისტემას გამოეყო აგრეთვე მცირე ზომის 5 მყინვარი.

მყინვარ ტვიბერის ენა 1960 წ. მთავრდებოდა 2140 მ. სიმაღლეზე. მისი ენის ზედაპირი 1-3 მეტრის სისქის ნაშალი მასალით არის დაფარული, რაც ზედაპირის აბლაციას ძლიერ ამცირებს. ერთიანი ენის არეში მყინვარის სუფთა ზედაპირები ძლიერ დნობას განიცდიან, ვიდრე ნაშალი მასალით დაფარული ზედაპირი. ამიტომ, რომ მყინვარის ზედაპირის სუფთა მონაკვეთი 10-15 მეტრით დაბლა მდებარეობს. აეროსურათზე კარგად ჩანს, რომ ზოგიერთი ტოტი (ლიჩათი, სერი) მხოლოდ პასიურ კონტაქტშია ძირითად მყინვართან.

1960 წელს მყინვარ ტვიბერის ფართობი 24.66 კვ.კმ იყო, სიგრძე კი 12 კმ. მყ. ყვითლოდის ფართობი 12.08 კვ.კმ-ს შეადგენა, სიგრძე 7.3 კმ.-ს. ყვითლოდს კარგად გამოხატული ენა და ფირნის ველი აქვს. მისი ენა მცირედ არის დანაგვიანებული; ზედაპირზე გვხვდება გრძივი და განივი მიმართულების ნაპრალები, აგრეთვე აბლაციის შედეგად წარმოქმნილი სხვადასხვა ფორმები.

ჩვენმა გამოკვლევებმა და 1987 წ. აეროკოსმოსური სურათების დემოფირირებამ აჩვენა, რომ ხეობის რთული ტიპის მყინვარი — ტვიბერი უკანდახვეის შედეგად დაიშალა ხეობის ტიპის მყინვარებად — სერი, ასმაში, ირითი, ლასხედარი, ლიჩათი და ძინალი. მყინვარების ენები ერთმანეთისგან 200-500 მეტრით არიან დაცილებული. ფართობით და სიგრძით მყინვარი ასმაში ყველაზე დიდია. მისი ენა 2450 მ. სიმაღლეზე მთვრდება მყინვარის ზედაპირის გვერდები დაფარულია 0.5-2.0 მეტრის სისქის ნაშალი მასალით და მათ შორის სოლისებურად შეჭრილია 200 მეტრის სიგანის სუფთა ყინულის ნაკადი. მისი ზედაპირი 5-10 მეტრით დაბალია გვერდებთან შედარებით. მსგავსი მორფოლოგიური პირობები აქვს მყ. ძინალის ენასაც. დანარჩენი მყინვარების ენები სუსტად არის დაფარული ლოდნარი მასალით. ყველა მყინვარი ვრცელი ფირნის ველიდან გამოსვლის შემდეგ 100-300 მეტრის სიმაღლის ყინულჩანჩქერს იწვეთარებს და რელიეფში მკვეთრად გამოხატულ საფეხურს აჩენს. ამის გამო მყინვარი ორ ნაწილად იყოფა. ზედა საფეხური კვების არეა, ზოლო ქვედა - დნობის. ზოგიერთ ხეობის ტიპის მყინვარებს პატარა ზომის კარული ტიპის მყინვარები გამოეყოთ (ყვითლოდი, სერი, ძინალი).

საინტერესო სურათს იძლევა ფირნის ზაზის სიმაღლითი გადაად-

გილება. 1889 წლიდან 1960 წლამდე ფირნის ხაზმა მყინვარ ტვიბერზე მალლა აიწია 150 მეტრით. ხოლო 1960 წლიდან 1987 წლამდე 50 მეტრით.

სულ ასი წლის განმავლობაში ფირნის ხაზმა მალლა აიწია 200 მეტრით, ე.ი. 2 მ/წ-ში. ამჟამად იგი 3400 მ-ის სიმაღლეზე მდებარეობს.

მ.ე.ო.რ.ე.ჯ.გ.უ.ფ.ს მიეკუთვნებიან ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარები, რომლებმაც ფერნაუს სტადიის შემდგომ 1.0-1.5 კმ-ით დაიხიეს უკან. მყინვარებისათვის დამახასიათებელია კარგად გამოხატული ფირნის აუზი და ენა. მყინვარების ზედაპირს, გამყოფ პროფილზე, მკვეთრი საფეხურები არ გააჩნიათ. ამ მყინვარების ფართობი 6 კმ²-ზე ნაკლებია. XIX საუკუნის დასაწყისში მყინვართა ენები 2220 მეტრზე ქვემოთ არ ჩამოდიოდნენ. ამ ტიპის მყინვარებს მიეკუთვნებიან მყინვარები: კირტიშო, შდავლერი, და სხვა.

მყინვარი შ.დ.ა.ვ.ლ.ე.რ.ი.მ. ნენსკრის ხეობაში მდებარეობს, იგი მარტივი ტიპისაა და მისი უკანდახევის სიჩქარე 9-10 მ-ია წელიწადში.

მყინვარი თ.ბ.ი.ლ.ი.ს.ა.მ. ბუბისწყლის აუზში მდებარეობს. იგი სამხრეთ-დასავლეთური ექსპოზიციისაა. (ნახ. 30) აუზში კარგადაა გამოხატული გვერდითი და ბოლო მორენები, რაც საშუალებას გვაძლევს აღვადგინოთ მყინვარის მაქსიმალური მდებარეობა ბოლო სტადიის დროს. მას შემდეგ მყინვარმა უკან დაიხია 1010 მეტრით, ე.ი. წელიწადში 7-8 მეტრით. მისი ფართობი კი ამავე პერიოდში შემცირდა 24%-ით.

ჩატერებული გამოკვლევებიდან ჩანს, რომ მეორე ჯგუფის მყინვარების უკან დახევის სიჩქარე წელიწადში საშუალოდ 8-10 მეტრია, ფართობების შემცირება კი მოხდა დაახლოებით 15-25 %-ით.

მ.ე.ს.ა.მ.ე.ჯ.გ.უ.ფ.შ.ი ერთიანდებიან ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარები, რომელთა ვრცელი ფირნები მაღალ ჰიფსომეტრიულ საფეხურზე მდებარეობენ, ფირნშივე იკვებებიან რამდენიმე ნაკადით. ენა ერთი ნაკადის სახით ჩამოდის. მყინვარის ტოპოგრაფიულ ზედაპირს მკვეთრი საფეხური აქვს ან ბოლო სტადიის დროს ჰქონდა. ეს საფეხურები ქმნიან ყინულვარდნილებს (ყინულჩანჩქერებს).

ამ ჯგუფის მყინვარების კლასიკურ მაგალითს მყ. ა.დ.ი.შ.ი წარმოადგენს. მყინვარს გაშლილი ფირნი აქვს, რომელიც 3700 მეტრზე მალლა მდებარეობს. ფირნი რამდენიმე ნაკადით იკვებება. მყინ



ნახ. 37 მცინვარი ადრში

ვარი ფირნიდან გამოსვლის შემდეგ 1000-1500 მეტრის სიმაღლის მძლავრ ყინულვარდნილს ინვითარებს, რომელიც 2.5 კმ-ის სიგრძის იდეალური ფორმის ენაში გადადის. ენა სუსტად არის დახრილი. ყინულვარდნილის გამო ენის მოძრაობის სიჩქარე დიდია და ინტენსიური დნობის მიუხედავად ენის დახვევა მცირეა. ბოლო სტადიის შემდეგ მცინვარმა უკან დაიხია 640 მეტრი, ე.ი. 4-5 მ/წელიწადში. მცინვარის ფართობი შემცირდა დაახლოებით 7%-ით.

ამ ჯგუფს მიეკუთვნება ხეობის მცინვარი უ შ ბ ა. ბოლო სტადიის დროს მისი ენა გადმოკიდებული იყო რიგელზე. მის უკანდახვევაში რიგელმა დიდი როლი ითამაშა. მცინვარის ენა სიმაღლეში გადაადგილდა, რომელმაც რუკაზე ასახვა ვერ ჰპოვა და ჩვენც მხედველობაში არ მიგვიღია გაზომვების დროს.

ამ ჯგუფის მცინვარების უკანდახვევის სიჩქარე არის 4.0-6.0 მ/წელიწადში. მათი ფართობები შემცირდა 7-10%-მდე. ასეთი მცირე შემცირება გამოწვეულია ერთის მხრივ მძლავრი ფირნის აუზების და მეორეს მხრივ ყინულჩანჩქერების არსებობით.

XVI-XIX საუკუნეების სტადიის შემდეგ მცინვართა ენები ჰიფსომეტრიულად მაღლა გადაადგილდნენ და სხვადასხვა მარევენებლებით ხასიათდებიან. აქ ძირითად როლს თამაშობს მცინვარქვეშა ხეობის

ფსკერის მორფოლოგიური პირობები და მორფომეტრიული მაჩვენებლები.

ჰიფსომეტრიულად ყველაზე მაღლა აიწიეს წანერისა და ბუბას მყინვარების ენის ბოლოებმა — 420 მეტრით. ამ მყინვარების ასეთი დიდი გადაადგილების მიზეზი სხვადასხვა არის. მყინვარ წანერის ენის წინ მაღალი რიგელი გვაქვს, რომელზედაც ადრე გადმოკიდებული იყო მყინვარის ენა. მყინვარისგან განთავისუფლებული ხეობის ძირის ვარდნა — 300 მეტრია, მაშინ როცა ეხლანდელი ენის მყინვარქვეშა ხეობის ვარდნა შეადგენს 90 მ/კმ-ზე.

წანერის მსგავსი მყინვარებია — უშბა, ლედეშტი, დიდი ედენა, სულ მალე მათი მსგავსი იქნება დოლრა, ყორულდაში.

მყინვარ ბუბას ენის ფსკერი თანაბარია, მაგრამ ძლიერი დახრით ხასიათდება — 250 მ/კმ-ზე. მისი მსგავსი მყინვარებია — შდავლერი, ბაკი, ლაბოდა და სხვა.

ჰიფსომეტრიულად ყველაზე მცირე გადანაცვლება განიცადეს ისეთმა მყინვარებმა, რომელთა ენები ფირნიდან გამოსვლისთანავე მძლავრ ყინულვარდნილებს ინვითარებენ და ენის ბოლო მონაკვეთები სუსტად დახრილ ხეობის ფსკერზე მოცოცავენ. მათი ხეობის ძირის ვარდნა (რიგელის შემდეგ) 20-40 მ/კმ-ზე შეადგენს. ასეთი მყინვარებია ადიში, მარუხი, შხარა და სხვა.

თითქმის ანალოგიურია შპიცბერგენის არქიპელაგის, მდ. რეინდალენის აუზის მყინვარების უკანდახვევაც, მორფოლოგიური, აეროკოსმოსური და კარტოგრაფიული საექსპლდიცო მასალების მიხედვით XIX საუკუნის — სტადიალური გამყინვარების შემდეგ მთის რთული ხეობის მყინვარები სიგრძეში შემცირდნენ: მყინვარი კოკი 800 მ-ით, ბერგმესტერი 900 მ-ით, მარტა 1300 მ-ით. სიგრძეების შემცირებასთან ერთად მყინვარების ფართობებიც შემცირდა. მყინვარ ბერგმესტერის ფართობი შემცირდა 1.35 კმ², კოკის — 2.0 კმ², მარტას — 2.6 კმ². ამ მყინვარებს უკან დახვევისას გამოეყოთ ნაკადები. უკან დახვევის მსგავსი ტემპები აქვთ ტიანშანის, ტიბეტის, ჰიმალაის, ალტაის, ალპების და სხვა მთების ხეობის ტიპის მყინვარებს.

5. მყინვარული ეპოქები პლეისტოცენში

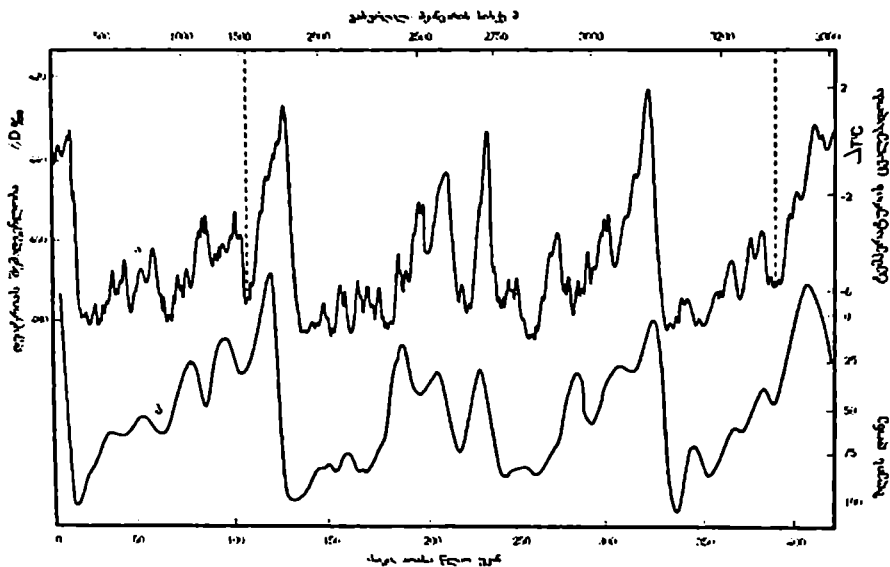
დედამიწის ისტორიაში რამდენჯერმე განმეორდა კლიმატის ცივი ინტერვალები, რომლებმაც განაპირობა ხმელეთზე დიდი მყინვარული საფარის განვითარება. გამყინვარება მოიცავდა ვრცელ კონტინენტურ ვაკეებს და შელფურ ზონებს. მკვეთრად გაიზარდა მცურავი ყინულების გავრცელების ფართობი. მთებში მყინვარების ფართობი 3-5 ჯერ გაიზარდა, ხოლო მაღალ და ზომიერ სარტყელში მათი ფართობი თითქმის 10-ჯერ გაიზარდა. გამყინვარების ფართობის ასეთი ზრდა პირდაპირ გავლენას ახდენდა ოკეანეების დონის ევსტატიკურ მოძრაობაზე. ოკეანეების დონე თანამედროვესთან შედარებით დაახლოებით 100-120 მ. (ზოგიერთი მკვლევარები - 150-160 მ) დაბალი იყო. პლეისტოცენში რამდენიმე აცივების და გამყინვარების ეპოქა აღინიშნებოდა. გამყინვარების პერიოდები 90-ათასი წელი გრძელდებოდა, რომლებიც გამყინვარებათშორის პერიოდებით იყო გამოყოფილი. ამ დროს კლიმატი თანამედროვესთან მიახლოებული იყო. მთებში გამყინვარების თეორია და პლეისტოცენში მყინვარული პერიოდების სტრატეგრაფიული სკალა დამუშავებული იყო ცნობილი ევროპელი მეცნიერების ა. პენკის და ე. ბრიუკნერის მიერ აღპების მაგალითზე. პოლარული ვაკე ქვეყნებისათვის გამყინვარების პერიოდები და სტრატეგრაფია დამუშავებული იყო ევროპელი და ამერიკელი მეცნიერების მიერ (პ. კროპოტკინი - რუსეთი, ო. ტორელი - შვეიცია, ჯ. გეიკი - შოტლანდია, ჯ. რაიტი - ჩრ. ამერიკა და სხვები). ა. პენკა და ე. ბრიუკნერმა გამოყვეს ხუთი მყინვარული ეპოქა (ფაზა), აქედან ღუნაი და გიუნცი მიაკუთვნეს ეოპლეისტოცენს, ხოლო მინდელი, რისი და ვიურმი ქვედა, შუა და ზედა პლეისტოცენს. ეს ეპოქები ერთმანეთისგან გამოყოფილია გამყინვარებათშორის პერიოდებით. მეცნიერებმა მოახდინეს მთის და ვაკის რეგიონებში გამყინვარების კორელაცია. საბოლოოდ დაადგინეს დედამიწის ზედაპირზე გამყინვარების ხუთი ციკლი (მყინვარული და გამყინვარებათშორისი პერიოდებით).

პლეისტოცენური გამყინვარებიდან ყველაზე კარგად როგორც მთებში, ისე ვაკე ქვეყნებში ზედა პლეისტოცენია შესწავლილი, სადაც გამყინვარების ორი ფაზა იყო და ისინი ვიურმული გამყინვარებით არის ცნობილი.

გამყინვარებათშორის პერიოდში ფიქსირებულია კლიმატის აცი-

ვება და დათბობა. ეს ცვალებადობა სტადიალურ სახეს ატარებდა და შესატყვისი მყინვარული ნაფენებით არის დაფიქსირებული. ამის დასაბუთება შესაძლებელი გახდა ნაფენების აბსოლუტური ასაკის განსაზღვრით (C^{14}).

მე-20 საუკუნის 70-იან წლებიდან დაიწყო გრელანდიის (2-ჭაბურღილი) და ანტარქტიდის (5-ჭაბურღილი) მყინვარული საფარის კვლევა. ბურღვით მიღებული ყინულის იზოტოპიურმა ანალიზმა სრულიად ახლებურად დაასაბუთა გამყინვარების და გამყინვარებათშორისი პერიოდების ხანგრძლივობა. სადგური “ვოსტოკი” მდებარეობს მაღალ მყინვარულ პლატოზე, 3488 მ. სიმაღლეზე, ზღვიდან 1260 კმ. დაშორებით (კოორდინატები სამხრეთ განედის $78^{\circ}29'$ და აღმოსავლეთ გრძედის $106^{\circ}44'$). “ვოსტოკის” მიდამოებში მყინვარის სისქე 3740 მეტრია, აქედან 120 მ. სიღრმემდე თოვლიან-ფირნაანი ფენაა, ქვემოთ კი მონოლითური ყინულის მძლავრი საფარი. საშუალო წლიური ტემპერატურა -55.4°C , ყველაზე ცივი თვეა აგვისტო (საშუალოდ -70°). სადგური “ვოსტოკი” ამავე დროს დედამიწის სიცივის პოლუსიცაა, აქ დაფიქსირებულია მინიმალური ტემპერატურა -89.2°C -ია. სადგურის მიდამოებში ყინული მოძრაობის სიჩქარე (თანამგზავრებიდან მიღებული დაკვირვებების მიხედვით) 3 მეტრია წელიწადში. მყინვარის ბურღვა 1970 წელს დაიწყო და 1998 წლამდე გაგრძელდა. გაკეთდა 5 ჭაბურღილი, საიდანაც ამოღებული კერნი ძალიან კარგ მდგომარეობაში იყო. მიღებული ყინულის კერნის იზოტოპური ანალიზი იძლევა მეტად საჭირო ინფორმაციას, პალეოკლიმატის შესახებ, რასაც კერ მივიღებთ ზღვიური და კონტინენტური ნაფენების ანალიზის გზით. მიღებული რიცხვითი ინფორმაციის საფუძველზე 420 ათასი წლის პერიოდში (შუა და ზედა პლეისტოცენი) გამოყოფილია ოთხი კლიმატური ციკლი. აქედან მყინვარული პერიოდი 90-ათას წელს მოიცავს, ხოლო გამყინვარებათშორისი დათბობის პერიოდი 15-25 ათას წელს. ყინულის კერნის იზოტოპიური ანალიზით მიღებული შედეგები შედარებულია და დაზუსტებულია ზღვიური ნალექების იზოტოპიური მრუდებით მიღებულ შედეგებთან. დეიტრიუმის (D^2H) (მძიმე წყალბადი) მეშვეობით გამოთვლილია ანტარქტიდის ტემპერატურული რეჟიმი 420 ათასი წლის განმავლობაში. (ნახ. 38)



ნახ. 38 ყინულის ტემპერატურისა და ზღვის დონის ცვლილება 420 ათასი წლის პერიოდში

ა) დეიტრიას ($D \text{ ‰}$) პროფილი ანტარქტიდინად ამოღებული ყინულის კერნის მიხედვით

ბ) ზღვის დონის ცვალებადობა, ზღვიურ ნალექებში ^{18}O იზოტოპური მრუდის მიხედვით

გამყინვარებასა და გამყინვარებათშორის პერიოდებში ტემპერატურების ცვლილების საერთო ამპლიტუდა დაახლოებით $8^{\circ}C$ -ს შეადგენს ($7^{\circ}C$). ტემპერატურის ასეთივე ამპლიტუდა აღინიშნებოდა ევრაზიის კონტინენტზე ზედა პლეისტოცენსა და პოლოცენში.

ანტარქტიდის ყინულში მძიმე წყალბადის შემადგენლობის დეტალური უწყვეტი იზოტოპური პროფილიდან ჩანს, რომ მძიმე წყალბადი (დეიტრიუმი) ცვალებადობს 420-დან 4900 -მდე; აქედან (420-დან 4600 -მდე) შეესაბამება შედარებით მოკლე გამყინვარებათშორის თბილ პერიოდებს; ხოლო 460-დან 4900 -მდე მყინვარული აცივების პერიოდებს. ამ დროს ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროში ხმელეთის დიდი ნაწილი დაფარული იყო ყინულის მძლავრი საფარით. დეიტრიუმის მრუდის ანალიზიდან ჩანს, რომ სხვა პერიოდების კლიმატურ ცვლილებებთან შედარებით პოლოცენი ტემპერა-

ტურული რეჟიმით ძალზე ცვალებადი და ხანგრძლივია. ეს ცვლილება თანამედროვესთან შედარებით რამდენიმე თბილი და ცივი მონაკვეთებით ფიქსირდება. ეს მონაკვეთები კარგად შეესატყვისება პოლოცენში კავკასიონისა და ევრაზიის მთებში გამყინვარების სტადიებს.

6. გამყინვარების ევოლუცია და ოკეანის დონის გლაციოვესტატიური ცვლილება

დედამიწაზე გამყინვრება და გამყინვარებათშორისი პერიოდები განსაზღვრავენ ოკეანის წყლის მოცულობას და მსოფლიო ოკეანის დონეს. მყინვარულ ეპოქებში, როცა წყლის დიდი მასა აკუმულირდებოდა (გროვდებოდა) მყინვარებში, მაშინ ოკეანის წყლის მოცულობა მცირდებოდა და შესაბამისად ოკეანის დონე კლებულობდა, ხოლო გამყინვარებათშორის პერიოდში, როცა გამყინვარების ფართობი თანამედროვეზე უფრო მცირე იყო, ოკეანის დონე ისევ მაღლულობდა.

ოკეანის დონის ევსტატიკურ ცვალებადობას რამდენიმე მეთოდით სწავლობენ:

1. გეოლოგიური-გეომორფოლოგიური – ტექტონიკურად სტაბილურ სანაპირო ზონაში განსაზღვრავენ ზღვის აწეული და დაწეული დონეების დროს წყალქვეშა თუ წყალზედა სანაპირო ხაზის აბსოლუტურ ასაკს.

2. გლაციოლოგიური – ოკეანეების დონეებს გამოთვლიან ძველი მყინვარული საფარის ფართობებით და მოცულობით. 2.5 მეტრი ოკეანის წყლის ფენა ექვივალენტურია 1 მლნ. კმ³. ყინულის ფენის. აქედან მყინვარების მოცულობის შემცირებით ან გაზრდით დადგინდება ოკეანის დონის ცვალებადობაც.

3. იზოტოპურ-ჟანგბადური – ზღვის წყალში განსაზღვრავენ მძიმე იზოტოპების ¹⁸O მაჩვენებელს.

მოტანილ ნახაზებზე მოცემულია ოკეანის დონის გლაციოვესტატიური ცვლილება ¹⁸O-ვარიანტების მიხედვით: ერთის შემთხვევაში წყნარი ოკეანის ეკვატორული ნაწლის ღრმა ფსკერიდან ამოღებული კერნიდან და მეორე შემთხვევაში ანტარქტიდის მყინვარული კერნი-

დან.

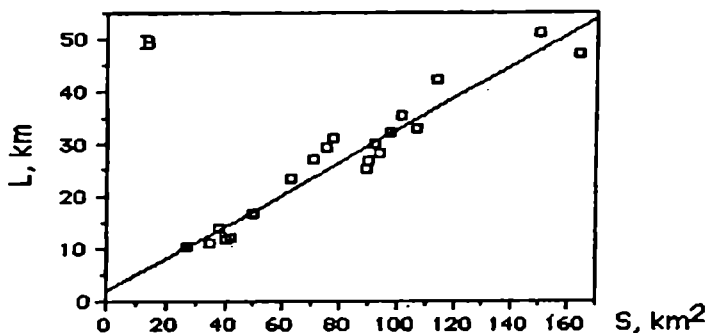
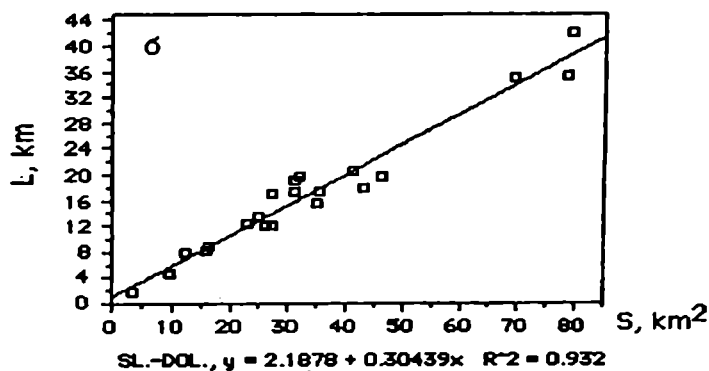
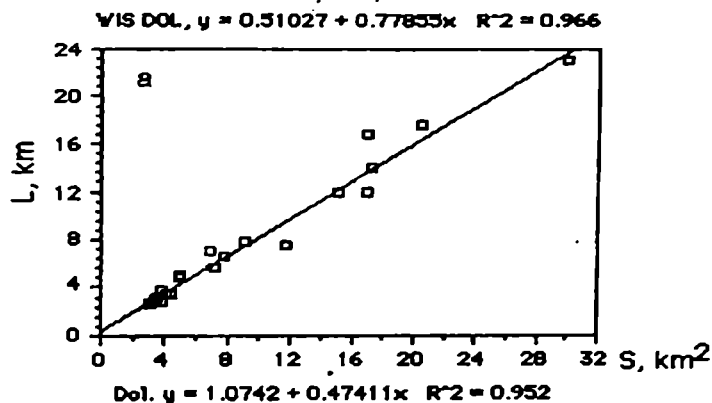
ოკეანის ფსკერიდან ამოღებული კერნის ანალიზი მოიცავს მთელ გვიან პლეისტოცენს (130 ათასი წელი). კარგად ჩანს, რომ ოკეანის ღონე, თანამედროვეზე მაღალი, შუა პლეისტოცენის გარდა 115-125 ათასი წლის წინათ იყო, ხოლო ოკეანის ყველაზე დაბალი ღონე - 20 და 70 ათასი წლის წინათ. საერთოდ, გვიან პლეისტოცენში ოკეანის ღონე თანამედროვეზე დაბალი იყო. ამავე დროს შეიმჩნევა ოკეანის ღონის ცვალებადობა 120-130 მეტრით (სხვა მონაცემებით 150-170 მეტრიც კი).

ანტარქტიდის ყინულოვანი საფარიდან ამოღებული კერნის ^{18}O დან ბიძმე წყალბადის (დეიტრიუმის) ვარიაციების მიხედვით, ნათლად ჩანს, რომ 420 ათასი წლის განლამელობაში ზღვის ღონე ძალზე ცვალებადობდა. ყველაზე დაბალი ღონე 20, 130, 250, და 340 ათასი წლის წინ აღინიშნა, ზღის ღონე თანამედროვესთან შედარებით 100-120 მეტრით დაბალი იყო, პლეისტოცენში თანამედროვეზე მაღალი ღონე კი 3-ჯერ იყო. გამოთქმულია სხვა მოსაზრებაც, რომ ოკეანის ღონის ცვალებადობას განაპირობებს ნაკლებ შესწავლილი ოკეანის ფსკერის ჰიდროიზოსტატიკური დეფორმაცია, გეოიდის ფორმის შეცვლა და სხვა.

გამყინვარების პერიოდებში კასპიის ზღვის ღონე თანამედროვესთან შედარებით 130-150 მეტრით უფრო მაღალი იყო. კუმა-მანიჩის სრუტით კასპიის ზღვის წყალი შავ ზღვაში გადაედინებოდა, რომლის ღონე ბოსფორის სრუტის ზღურბლს უსწორდებოდა და შავი ზღვაც ხმელთაშუა ზღვაში გადაედინებოდა, გამყინვარებათა შორის პერიოდებში კი კასპიის ზღვის ღონე შავ ზღვასთან შედარებით დაბალი იყო. მეცნიერთა აზრით მძლავრი გამყინვარების დროს კასპიის და არალის ზღვები ერთიან ზღვას ქმნიდნენ, რომელიც დასავლეთ ციმბირის ზღვას უკავშირდებოდა.

7. კავკასიის მყინვარების ევოლუცია გვიან პლეისტოცენში

თანამედროვე გეოგრაფიული მეცნიერების კვლევის ერთ-ერთ პრობლემურ საკითხს პალეორეკონსტრუქციები წარმოადგენს. დედამიწის



ნახ. 39 დამოკიდებულება მყინვარის სიგრძესა და ფირნის აუზის ფართობს შორის. **ა** - დაკიდული ხეობის და ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარები. **ნ** - ხეობის ტიპის მყინვარები (მრავალკაპერიანი ფირნით). **ბ** - ხეობის რთული ტიპის მყინვარები.

ზედაპირზე ბუნებრივი პირობების ცვალებადობა ზედა მეოთხეულში (Q₄) დიდად არის დამოკიდებული გამყინვარების ხასიათზე. მყინვარები ამ პერიოდში ცვლიდნენ არა მარტო გეოსფეროს სტრუქტურას, არამედ აყალიბებდნენ სრულიად ახალ ურთიერთდამოკიდებულებას გეოგრაფიულ ელემენტებს შორის. ცნობილია, რომ პლეისტოცენში დელამიწის ზედაპირმა განიცადა რამდენიმე გამყინვარება, რომელთა გავრცელების საზღვრების შესახებ მრავალი მოსაზრებაა. ისინი ზოგჯერ ერთმანეთს ავსებენ, ზოგჯერ კი ერთმანეთის გამომრიცხავია.

ძველი გამყინვარების მორფოლოგიის და ზომების რეკონსტრუქციისას ობიექტურ სირთულეს წარმოადგენს ის, რომ ძველი გამყინვარების კვალი რელიეფში სუსტად არის შემონახული და მრავალი ნაფენი ფორმა გარეგნულად ძლიერ გავს მყინვარულს. მრავალ ადგილას ხეობის ტროგული ფორმა სახეცვლილია ფიტვითი, ეროზიული და დენუდაციური პროცესების მოქმედების გამო, მათი მოქმედებით ფერდობებზე გვერდითი მორენები სრულებით წაშლილია ან ფრაგმენტების სახით არის შემორჩენილი. უფრო ცუდად არის შემონახული ბოლო მორენები, რომლებიც გარეცხილია ფლუვიოგლაციალური და ღვარცოფული ნაკადების მოქმედებით. აქტიური ეგზოგენური პროცესების წყალობით ძველი მყინვარული მასალა გადაიტანება უფრო დაბალ პიფსომეტრიულ საფეხურებზე და ქმნის ცრუ წარმოდგენას მყინვარების რეალურ გავრცელებაზე.

ძველი გამყინვარების რეკონსტრუქციისათვის ჩვენს მიერ ჩატარებული მრავალწლიანი გამოკვლევების დროს გამოყენებული იყო კვლევის ცნობილი მეთოდები-გეომორფოლოგიური, გლაციოლოგიური, პეტროგრაფიული, პალეობიოლოგიური, აბსოლუტური ასაკის და ჩვენს მიერ დამუშავებული კვლევის ახალი მეთოდი.

ძალზე საყურადღებოა, რომ პალეოგლაციოლოგიური პრობლემების გადაწყვეტის საქმეში არ გამოიყენება თანამედროვე მყინვარებზე არსებული ინფორმაცია. ამ ხარვეზის გამოსწორების მიზნით შესწავლილი იყო თანამედროვე მყინვარები. დადგენილია კავშირი მყინვარის სიგრძესა და მის მკვებავე ფირნის აუზს შორის.

$$\frac{L_1}{S_1} = K$$

სადაც L_1 - თანამედროვე მყინვარის სიგრძეა

S_1 - თანამედროვე მყინვარის ფირნის აუზის ფართობი

K - კოეფიციენტი

ამ ფორმულაში L_1 და S_1 მნიშვნელობები საქართველოს და ევრაზიის ზოგიერთ მთიანი რეგიონების (კავკასია, ტიანშანი, პამირი, ჰიმალაი, ტიბეტი, შპიცბერგენი) ხეობის ტიპის მყინვარებისთვის განსაზღვრულია ტოპოგრაფიული რუკების და კოსმოსური სურათების დახმარებით.

$$\frac{L_1}{S_1} = K$$

შეფარდებისთვის მიღებული რაოდენობრივი მაჩვენებლების მიხედვით გამოიყოფა მყინვართა ჯგუფები ჩვენ შემთხვევაში ოთხი ჯგუფი გამოიყო.

პირველ ჯგუფში გაერთიანდნენ ხეობის მართივი ტიპის მყინვარების (ერთკამერიანი ფირნით), მათთვის $K=0.81$ (კორელაციის კოეფიციენტი -0.96); მეორე ჯგუფში მოხვდნენ ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარები (მრავალკამერიანი ფირნით) $K=0.50$ (0.95); მესამე ჯგუფში გაერთიანდნენ ხეობის რთული ტიპის მყინვარები $K=0.35$ (0.93); მეოთხეში კი დატოტვილი ტიპის მყინვარები $K=0.13$ (0.86). მიღებული მონაცემების საფუძველზე შედგენილია ნომოგრამები (ნახ.39). ფორმულიდან ჩანს, რომ თანამედროვე მყინვარის კვების არეს (ფირნის აუზი) შეესაბამება გარკვეული სიგრძის მყინვარი. ბუნებრივია (ანალოგიის გზით) ძველი მყინვარის კვების აუზს უნდა წარმოექმნა გარკვეული სიგრძის მყინვარი. ეს მოსაზრება შეიძლება გამოიხატოს პირდაპირპროპორციული დამოკიდებულების ფორმულით

$$\frac{L_1}{S_1} = \frac{L_2}{S_2} \quad \text{ქედან} \quad \frac{L_2}{S_2} = K \quad \text{და} \quad L_2 = S_2 K$$

სადაც S_2 ძველი მყინვარის ფირნის აუზის ფართობია

L_2 ძველი მყინვარის სიგრძე

გვიან პლეისტოცენური გამყინვარების დროს წარმოქმნილი ძველი ცირკები რელიეფში ძალზე კარგად არის შემონახული, განსაკუთრებით კრისტალური ქანებით აგებულ რელიეფში, ადვილია მათი დეშიფრირება და ფართობის განსაზღვრის დროს დგინდება ძველი ცირკების ქვედა ზღურბლის სიმაღლე, რომელიც ძველი ფირნის ხაზი მდებარეობის მაჩვენებელია.

ამ მეთოდით შესაძლებელია ძველი მყინვარების პარამეტრების

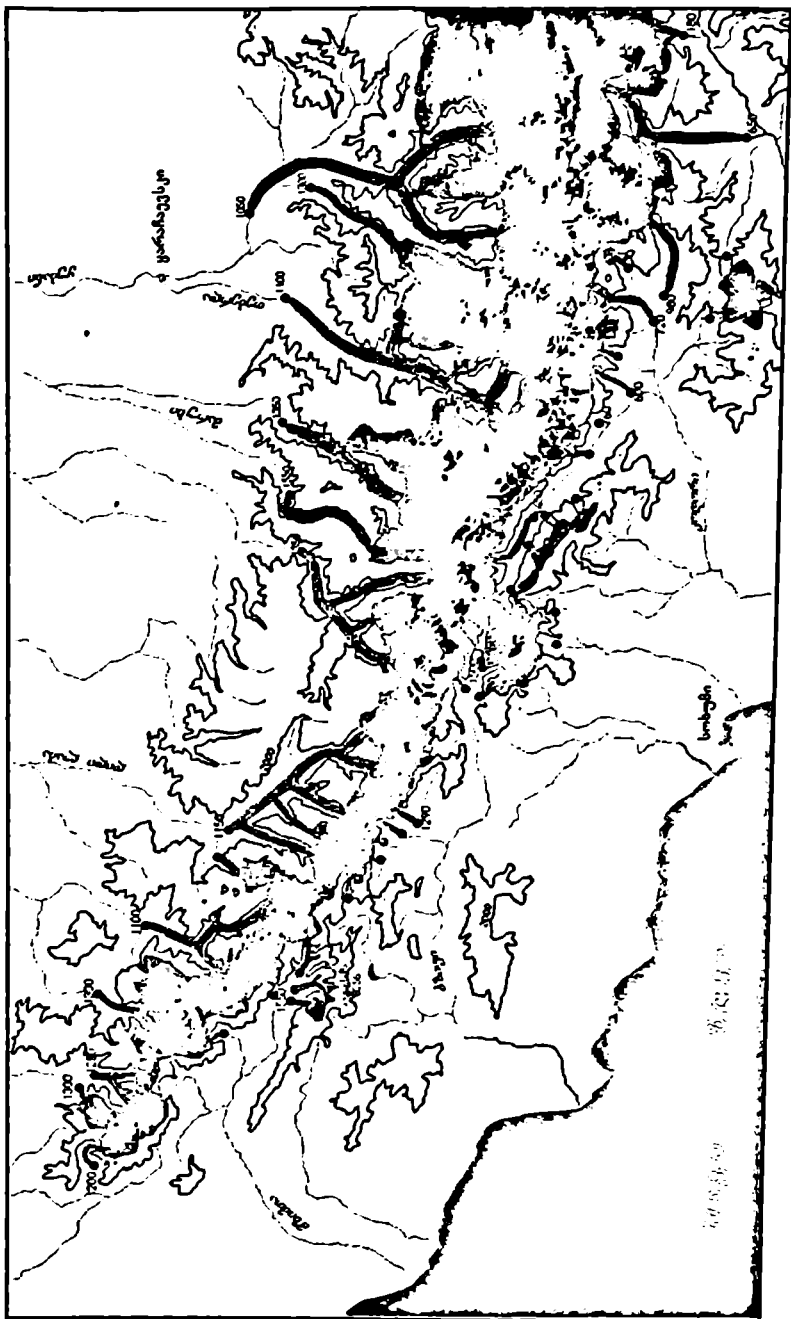
განსაზღვრა, თოვლისა და ფირნის ზაზების დეპრესიის გამოთვლა და გამყინვარების კარტოგრაფირება დროსა და სივრცეში. მიღებული მონაცემები დამუშავებულია გეოინფორმაციულ სისტემაში.

მოპოვებული მასალების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ საქართველოს და კავკასიის მთიანი რეგიონებში ძალზე განსხვავებულია გამყინვარების მასშტაბით. დასავლეთ-კავკასიონზე გვიან პლეისტოცენში გამყინვარება მთა-ხეობის ტიპისა იყო. გამყინვარების ძირითად კერას კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი წარმოადგენდა, ცალკეული კერები იყო გაგრის, ბზიფის, ჩხალთის და კოდორის ქედებზე. მიუხედავად იმისა, რომ დასავლეთ კავკასიონი ჰიფსომეტრიულად მაღალი არ არის ძველი გამყინვარების ნიშნები ცირკების და მორენების სახით კარგად არის შემორჩენილი. კარული ფორმების ქვედა ზღრუბლი 1800-2000 მეტრის ფარგლებში მდებარეობს. რაც იმაზე მიგვანიშნებს, რომ გვიანპლეისტოცენში ფირნის და თოვლის ზაზების დეპრესია 1000-1200 მეტრს შეადგენდა. სამხრეთ ფერდობზე ყველაზე დიდი მყინვარები მდ. კოდორის აუზში იყო (მყინვარ საკენის სიგრძე 25,0 კმ). მთელს კავკასიაში ძველი მყინვარები ყველაზე დაბლა მდ. კოდორის აუზში ჩამოდიოდა, კერძოდ მყინვარ პტიშის ენა 600 მ. სიმაღლეზე მთავრდებოდა

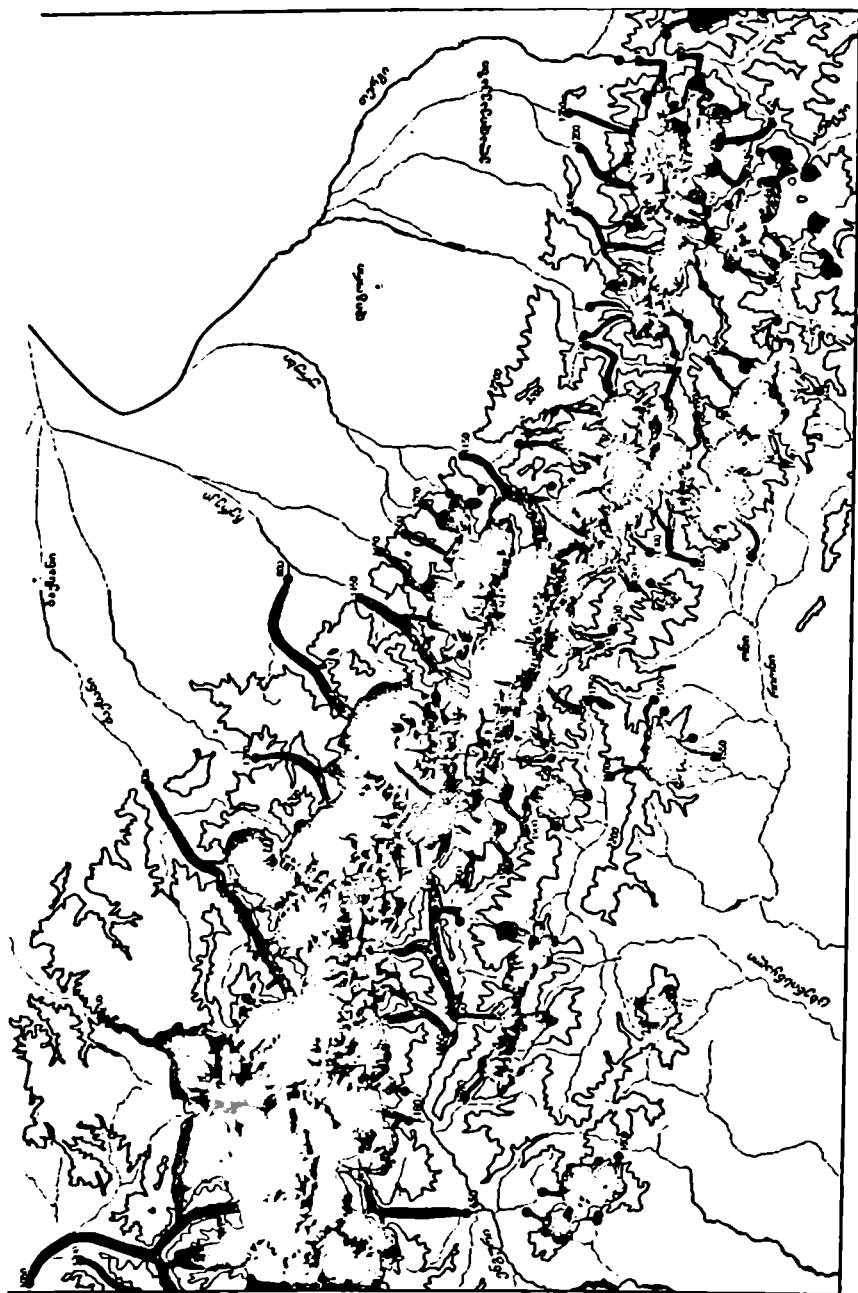
დასავლეთ კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე რელიეფში ზედა პლეისტოცენური გამყინვარების კვალი ძალზე კარგად არის გამოხატული სუსტად სახეცვლილი ტროგების სახით, რომლებიც მიბჯენილია მთავარ წყალგამყოფ ქედს და 1200-1500 მ. სიმაღლეზე მთავრდება. ვიურმულ ტროგს წარმოადგენდა ყუბანის სათავეებში (ყუბანის, უზუნკოლის, უჩკულანის, დაუთის ხეობები); თებერდას, აქსაუთის, მარუხის, ზელენჩუკის, ლაბას ხეობები. ამ ტროგებში მდებარე ძირითად მყინვარებს გვერდებიდან დაკიდებულ ტროგებში განლაგებული მყინვარები უერთდებოდნენ და ერთიანი მყინვარის სახით დაბალ ჰიფსომეტრიულ საფეხურებზე ჩამოდიოდნენ. (ნახ.40)

ვიურმული მყინვარების ენები ყუბანის და თებერდას აუზებში 1100-1200 მ. სიმაღლეზე ბოლოვდებოდნენ; მათი სიგრძე 50-55 კმ იყო. აქსაუთის, ზელენჩუკის, მარუხის, ლაბას მყინვარების სიგრძე 30-35 კმ იყო და მათი ენები 1500-1700 მ. სიმაღლეზე ბოლოვდებოდნენ. ვიურმული ცირკების ქვედა ზღრუბლი (ფირნის ზაზი) 1800-1900 მ. სიმაღლეზე მდებარეობდა.

ცენტრალური კავკასიონის მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარე-



ნახ. 40 დასავლეთ კავკასიონის თანამედროვე და ზედა პლეისტოცენული გამყინვარება



ნახ. 41 ცენტრალური კავკასიონის თანამედროვე და ზედა პლეისტოცენული გამყინვარება

საქართველოს მთავრობის

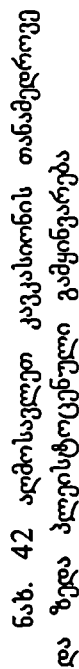
ძველი მყინვარები

მდინარეები

მეცინვარის ენის სიმალე ვიურამში

ნივალური და კლასიკური
ფონების საზღვარი

2300



საქართველოში გვიანპლესტოცენური მყინვარების მორფომეტრი-
ული მაჩვენებლები

ცხრილი № 15

№	მყინვარის დასახელება	მყინვარის ცირკის ფართობი კმ ²	მყინვარის სიგრძე კმ	მყინვარის ენის სიმაღლე მ
დასავლეთ კავკასიონი				
1.	მარუხი	36,0	17,3	1380,0
2	პტიში	27,0	14,0	600,0
3.	კლიჩი	59,0	20,0	700,0
4.	საკენი	89,0	25,0	1020,0
ცენტრალური კავკასიონი				
5.	ნესკრა	275,0	40,0	680,0
6.	დოღრა	105,0	33,0	1050,0
7.	მულხურა	270,0	38,0	1100,0
8.	ადიში	24,0	18,0	1700,0
9.	შხარა	35,0	17,0	1900,0
10.	ზოფხიტო	21,0	17,0	1500,0
11.	კირტიშო	42,0	20,0	1300,0
12.	ბუბა	40,0	23,0	1050,0
13.	ჯეჯორა	20,0	17,0	1600,0
14.	დედლორაკი	38,0	14,0	1220,0
15.	გერგეთი	21,0	17,0	1550,0
16.	შა	23,0	18,0	1950,0
აღმოსავლეთ კავკასიონი				
17	როშკა	14,0	11,0	1600,0
18	შატილი	10,0	8,0	1800,0
19	თებულო	14,0	11,0	2400,0
სამხრეთ საქართველოს მთიანეთი				
20	აბული	6,0	5,0	2600,0
21	სამსარი	10,0	7,0	2500,0
22	გოდორები	2,0	1,5	2700,0

რეობა, რელიეფის მორფოლოგიური თავისებურებები და კლიმატური პირობები განსაზღვრავდნენ გვიან პლესტოცენში მძლავრ გამყინვარებას. ვიურმული მყინვარების მიერ წარმოქმნილი ცირკების ქვედა ზღურბლი სხვადასხვა ჰიფსომეტრიულ სიმაღლეზე არის. კარგად შეიძინევა, რომ ცენტრალურ კავკასიონზე ცირკების ქვედა ზღურ-

ბლის სიმაღლე დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მატულობს 2100 მეტრიდან (მდ. ნენსკრას აუზი) 2500 მეტრამდე (მდ. თერგის აუზი).

გვიან პლეისტოცენში გამყინვარების ძირითადად კერას კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი წარმოადგენდა. საკმაოდ დიდი მყინვარები იყო სუგანის და სევანეთის ქედებზე. კავკასიონის სხვა შტო-ქედებზე (სამეგრელოს, ლეჩხუმის, შოდა-კედელას, გერმუხის, ხარულის) კი შედარებით მცირე ზომის ხეობის და კარული ტიპის მყინვარები ვრცელდებოდა. ჰიფსომეტრიული პირობების გამო აქ ცალკეული არეალების სახით განვითარებული იყო გლაციალური ზონა, სამაგიეროდ ქედების მთელ თხემურ ნაწილს ნივალური ზონა მოიცავდა.

გვიან პლეისტოცენში კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე მძლავრი მყინვარები ენგურის, რიონის და თერგის ხეობებში ეშვებოდნენ. მდ. ენგურის ხეობაში, განსაკუთრებით მარჯვენა შენაკადების აუზებიდან, ჩამოსული მყინვარები ხეობას გადაკეტავდნენ და ზოგჯერ 1-3 კმ-ზე გაუყვებოდნენ. (დოღრა, ლაილაჭალა, მულხურა, ხალდე). ისინი ხეობაში დროებით საცობებს ქმნიდნენ და ტბები ვითარდებოდა (რაზეც მძლავრი ტბიური ნალექების არსებობა მიგვანიშნებს). საქართველოში ყველაზე გრძელი მყინვარები 36-40 კმ-სიგრძით მდ. ენგურის აუზში იყო (მულხურა, დოღრა, ნენსკრა). მყინვარ ნენსკრის ენა 680-700 მეტრ სიმაღლეზე მთავრდებოდა.

ძველი გამყინვარების თვალსაზრისით მდ. რიონის ხეობა ძალზე საინტერესო და პრობლემურია. ვიურმის გამყინვარების საზღვრების დადგენისას მკვლევარებს ძალზე განსხვავებული აზრი აქვთ. რიონის ხეობაში ქ. ონთან (800 მ.), ჭალაში, გვხვდება ერატიული ლოდები. ყველაზე დიდი (14X12X4 მ.) 670მ³ აღწევს და მონოკლინურ გრანიტს წარმოადგენს, რომელიც გვხვდება ცენტრალური კავკასიონის თხემურ ზოლში, რიგი მეცნიერები თვლიან, რომ იგი ღვარცოფმა ჩამოიტანა. ჩვენი მოსაზრებით ლოდი ჩამოტანილია ბოყო-ბუბას მყინვარის მიერ, პულსაციის დროს, მდ. რიონის აუზში ყველაზე გრძელი მყინვარები (კირტიშო, ბუბა) 20-23 კმ აღწევდნენ, გამყინვარების ფონს კი 12-15 კმ-სიგრძის მყინვარები ქმნიდნენ (ნახ. 30).

ცენტრალური კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე განლაგებული მძლავრი მყინვარები (ბეზინგი, დისსუ, ყარაუგომი, ჩეგეზი, ბაქსანი და სხვები) იწყებოდნენ კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედიდან გზად მრავალ ნაკადს იერთებდნენ და დატოტვილი ტიპის მყინვარის

სახით 1000-1200 მ. სიმაღლემდე ჩამოდიოდნენ. ვიურმის დროს მყინვარი ბეზინგის ენა ყველაზე დაბლა 700-750 მ. სიმაღლეზე ბოლოვდებოდა. მყინვარის სიგრძე 60 კმ იყო. ყველაზე დიდს დატოტვილი ტიპის მყინვარი ბაქსანი წარმოადგენდა, მისი სიგრძე 70 კმ იყო, ხოლო ენა 1000 მ. სიმაღლეზე მთავრდებოდა.

მდ. თერგის სათავეებში გამყინვარების ძირითად კერას ხორხის ქედი წარმოადგენდა, აქ მდებარეობს აღმოსავლეთ საქართველოს უმაღლესი მწვერვალი მყინვარწვერი (ყაზბეგი 5047 მ.), ამ ვულკანური მასივიდან ვიურმის დროს ყველა მიმართულებით ეშვებოდნენ 14-17 კმ. სიგრძის მყინვარები, დღესაც ეს მწვერვალი თოვლ-მყინვარული საფარით არის შემკობილი. (ნახ.41)

აღმოსავლეთ კავკასიონის რელიეფი მორფოლოგიური და მორფომეტრიული მაჩვენებლით ჩამორჩება ცენტრალურ კავკასიონს, რაც კლიმატურ ფაქტორებთან ერთად განაპირობებს გამყინვარების მცირე მასშტაბებს, როგორც დღეს აგრეთვე მთელს ზედა პლეისტოცენში. ჩვენი გაანგარიშებით გლაციალური ზონის ქვედა საზღვარი 3400-3600 მეტრზე მდებარეობდა. აღმოსავლეთ კავკასიონზე ფართოდ იყო გავრცელებული ნივალური ზონა (2400-2600 მ.), რომელიც უწყვეტად მხოლოდ მთავარ წყალგამყოფ ქედზე იყო. აღმოსავლეთ კავკასიონზე, გვიან პლეისტოცენში, გავრცელებული იყო. კარული და ხეობის ტიპის მყინვარები. გამყინვარების მასშტაბები ისეთი იყო, როგორც დღეს ცენტრალურ კავკასიონზეა. აღმოსავლეთ კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე მყინვარები ცალკეულ მაღალ მასივებთან და ქედებთან იყო თავმოყრილი: პირიქითას, ხევსურეთის, კიდევანის, სამურის, თოვლიანის, ბაზარდიუზუს და სხვა. ძირითადი მყინვარების სიგრძე 10-12 კმ-ს შეადგენდა, ხოლო მცირე მყინვარების 2-5 კმ-ს. დიდ მყინვარების ენები 1700-1800 მ. სიმაღლემდე ჩამოდიოდნენ ფირნის ხაზი 2500-2700 მ. სიმაღლეზე მდებარეობდა (ნახ.42).

ვიურმში კავკასიონზე თოვლისა და ფირნის ხაზების დეგრესია 1200-1300 მეტრი იყო, რელიეფის ნეოტექტონიკური მოძრაობის გათვალისწინებით.

სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში განვიხილავთ ყველა იმ ქედებს და ზეგანს, რომელიც მდებარეობს მთათაშორისი ბარის სამხრეთით-მესხეთის, შავშეთის, არსიანის, თრიალეთის, სამსარის, ჯავახეთის ქედებს და ერუშეთის ზეგანს, ამ ოროგრაფიული ერთეულებიდან ზოგი უშუალოდ ესაზღვრება თურქეთს, ხოლო ზოგის ნაწილი

მდებარეობს თურქეთში, ნაწილი საქართველოში. ამ ოროგრაფიული ერთეულების მაღალ ნაწილში გვიან პლეისტოცენის დროს მცირე ზომის მყინვარები იყო განვითარებული, რაც აქ შემორჩენილი გლაციალური ფორმებით ღვინდება.

საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში ვიურმული გამყინვარებას დაახლოებით ისეთი სახე ჰქონდა, როგორც დღეს აღმოსავლეთ კავკასიონზე გვაქვს, ვიურმის დროს ფირნის ხაზი ყველაზე დაბლა მესხეთის (აჭარა-იმერეთის) ქედზე 2200-2300 მეტრზე მდებარეობდა, ხოლო ყველაზე მაღლა სამსარის და ჯავახეთის ქედებზე 2500-2700 მეტრზე. გლაციალურ ზონამდე არცერთი ქედი არ აღწევდა. სამაგიეროდ კარგად იყო წარმოდგენილი ნივალური ზონა; სადაც ატმოსფერული ნალექების გავლენით მცირე ზომის კარული და ხეობის ტიპის მყინვარები ფორმირდებოდა. ეს მყინვარები თავმოყრილნი იყვნენ ქედების ცალკე მონაკვეთებთან, რომელთა სიმაღლე 2400-2500 მეტრზე მაღალია. მაგალითად მეფისწყარო, საყორნია, ლაბორონთი-მესხეთის ქედზე, შავიკლდე, საყველიო, არჯევანი-თრიალეთზე, სისხლიმთა (ყანლიდაღი)-არსიანზე, აბული, სამსარი და სხვა-სამსარის ქედზე.

აქ შემორჩენილი დეგრადირებული კარული ფორმები მცირე ზომით ხასიათდებიან და მყინვარების სიგრძეებიც მცირე იყო 1-5 კმ. ყველაზე დიდი მყინვარი სამსარის ქედზე, აბულისა და სამსარის ვულკანურ მწვერვალების ირგვლივ ხეობის ტიპის მყინვარები ვითარდებოდა, რომელთა სიგრძე 5,0-5,5 კმ-ს არ აღემატებოდა კარული ფორმები აქ 2600-2700 მეტრზეა განლაგებული. სამსარის და ჯავახეთის ქედებზე კარგად არის შემონახული ნივალური ზონისათვის დამახასიათებელი ფორმები, როგორც ვიურმული, აგრეთვე ვიურმის შემდგომი. ამის კარგი მაგალითია ძველი ქვიანი მყინვარების ნაკადები.

8. ევრაზიის მთებში ზედა პლეისტოცენური მყინვარების ევოლუცია

ამ თავში განხილულია ევრაზიის ის მთები, სადაც ავტორების მიერ ჩატარებულია დეტალური საველე გამოკვლევები

ტიანშანი - უზარმაზარი მთიანი სისტემა მდებარეობს ევრაზიის ცენტრში, იგი გაწოლილია დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 3000 კმ. მანძილზე. ძრითადად შედგება მრავალი ერთმანეთის პარალელური ქედებისაგან. მრავალი მწვერვალი 5000 მეტრს აჭარბებს, ხოლო ყველაზე მაღალია გამარჯვების პიკი 7439 მ. ტიანშანის რთულმა, მაღალმა, დანაწევრებულმა რელიეფმა და მის გარშემო ვრცელი უდაბნოების არსებობამ განსაზღვრა აქ კონტინენტური კლიმატის ჩამოყალიბება. ივლის-აგვისტოს თვეებში ნულოვანი იზოთერმა ე.ი. თოვლის ხაზი ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ 4200-4500 მ-ზე მდებარეობს. ფირნის ხაზის მდებარეობა კი დამოკიდებულია ნალექების განაწილებაზე, რომელიც ძირითადად ზაფხულში მოდის და ამ დროს ხდება მყინვარების კეება.

ტიანშანის ძველი გამყინვარების საკითხი მრავალი მეცნიერის ნაშრომშია მოცემული, თუმცა მათი მოსაზრებები მკვეთრად განსხვავდებიან ერთმანეთისგან. შიდა-ტიანშანში ძველი გამყინვარების სამი აუზი გამოიყოფა: 1. მდ. დიდი ნარინის, 2. მდ. მცირე ნარინის და 3. მდ. ატბამის აუზები. მდ. დიდი ნარინის სათავეში ვიურმის დროს ორი დიდი მყინვარი იყო - ტარაგაი და ყარასუ. მდ. ტარაგაის აუზში 3400 მეტრს ზემოთ კუმტორ-არაბელის ვრცელი "სირტი" მდებარეობს, რომელიც შემოსაზღვრულია აკშირაკის, თერსკის ალა-თაუს და სუეკის ქედებით. დღეს „სირტის“ რელიეფში მრავალი გლაციალური წარმოშობის ტბაა. რელიეფის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ვიურმის დროს კუმტორ-არაბელის სირტში აღნიშნული ქედებიდან ჩამოსული მყინვარები ერთდებოდნენ და გლაციალურ ზონაში ვრცელ მყინვარულ პლატოს ქმნიდნენ. მყინვარულ პლატოში ყინულის სისქე 600-800 მ. იყო. ასეთი მძლავრი პლატოდან მყინვარები ყოველმხრივ ეშვებოდნენ. ჩრდილოეთით თერსკის ალა-თაუს ქედის გადასასვლელებით ისიქყულის ტბის მდინარეთა ხეობებში (ბარსკაუნი, ჯუკუ) ჩადიოდნენ, მყინვარი ბარსკაუნი უშუალოდ ტბაში ჩადიოდა. აღმოსავლეთით პლატო კვებავდა მდ. სარიჯაზის ერთ-ერთ დიდ მყინვარ ირტაშს (სიგრძე - 83კმ. ენის სიმაღლე - 2500). დასავლეთ-

თით მყინვარული პლატოდან იკვებებოდა მდ. პატარა ნარინის აუზის უდიდესი მყინვარი ბურხანი. ყველაზე დიდი მყინვარები სამხრეთით მდ. ტარაგაის აუზში გამოდიოდა. აქ არსებული ყველა გლაციო-გეომორფოლოგიური ნიშანი იმაზე მეტყველებს, რომ ვიურმის დროს აქ ორი მძლავრი კუმტორის და არაბელის მყინვარი იყო, რომლებიც ერთიან ენას ქმნიდნენ. კუმტორი ძირითადად იკვებებოდა აკშირაკიდან, ხოლო არაბელი კი თერსკის ალათაუს და სუეკის ქედებიდან ჩამოსული მყინვარული ნაკადებით. მყინვარების სიგრძე 80 კმ იყო და ენა 3250-3280 მეტრზე მთავრდებოდა. მდ. ტარაგაის ხეობაში ორივე მხარეზე მკვეთრად გამოხატული ორი გვერდითი მორენა არის, რომლებიც ბოლო მორენით ერთმანეთს უერთდებიან. აქ მოპოვებული მასალებით (C¹⁴) შიდა მორენის ასაკი დათარიღებულია - 18000 წლით.

ცენტრალურ ტიანშანში და საერთოდ ტიანშანში ყველაზე დიდ მყინვარს ინილჩეკი წარმოადგენს (სიგრძე 60კმ, ფართობი 567 კმ²). იგი მდ. სარიჯაზის (აქსუს) მარცხენა შენაკად მდ. ინილჩეკის ხეობაში მდებარეობს. ინილჩეკის ხეობის მორფოლოგია და სოფ. ინილჩეკის მიდამოებში, გლაციოგენური ფორმების სიუხვე მიუთითებს, რომ ვიურმის დროს მყინვარი ინილჩეკი მდ. სარიჯაზის ხეობაში ჩადიოდა და 8 კმ. მანძილზე სამხრეთის მიმართულებით გრძელდებოდა. მყინვარის ენა 2400 მ. სიმაღლეზე მთავრდებოდა. მდ. სარიჯაზის ხეობა, სოფ. ინილჩეკის ზემოთაც და ქვემოთაც, ვიწრო, ღრმა ეროზიულ ხეობას წარმოადგენს. ამ ორ ვიწრო ხეობას შორის 8 კილომეტრიანი განიერი მონაკვეთის გაჩენა მხოლოდ ვიურმში ინილჩეკის მყინვარს შეეძლო. ვიურმის დროს მყინვარების სიგრძე 130 კმ. იყო. ძველი ცირკის ქვედა ზღურბლი 3300 მ. სიმაღლეზე მდებარეობდა.

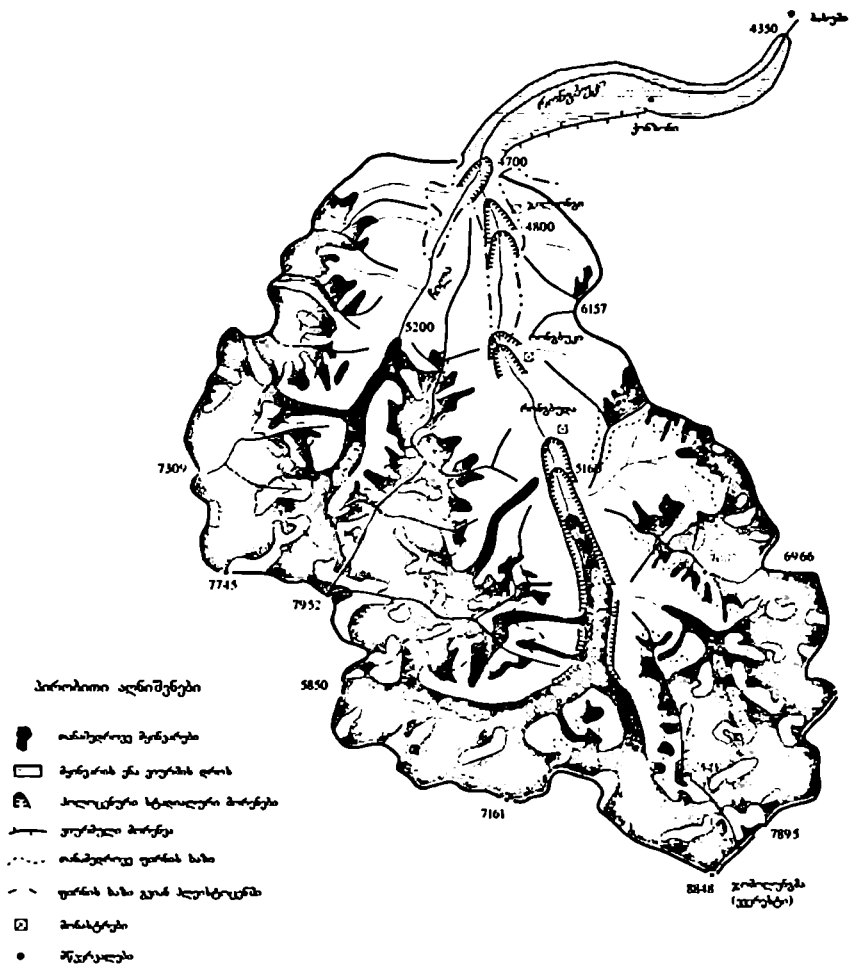
თერსკის ალათაუს ქედის ჩრდილო ფერდობის მყინვარები ისიქ-ყულის ტბის აუზს მიეკუთვნებიან. ქედის ცენტრალური ნაწილიდან 25-27 კმ. სიგრძის მყინვარები 2000-2400 მ. სიმაღლეზე ჩამოდიოდნენ. შედარებით მცირე ზომის მყინვარები კი (13-14 კმ. სიგრძით) აკ-თერეკს და კიჩი-ჯარგილიჩაკის მდინარეთა ხეობებში იყვნენ განვითარებული.

ტიანშანში ზედა პლეისტოცენში გამყინვარება მთა-ხეობის ტიპისა იყო, მხოლოდ შიდა ტიანშანში არაბელ-კუმტორის ვრცელ ქვაბულში იყო მყინვარული პლატო, სადაც დიდი მყინვარები მდინარე-

ების სარიჯაზის და ნარინის ხეობაში გამოდიოდნენ, აგრეთვე ისიქ-
წყლის ტბის აუზში.

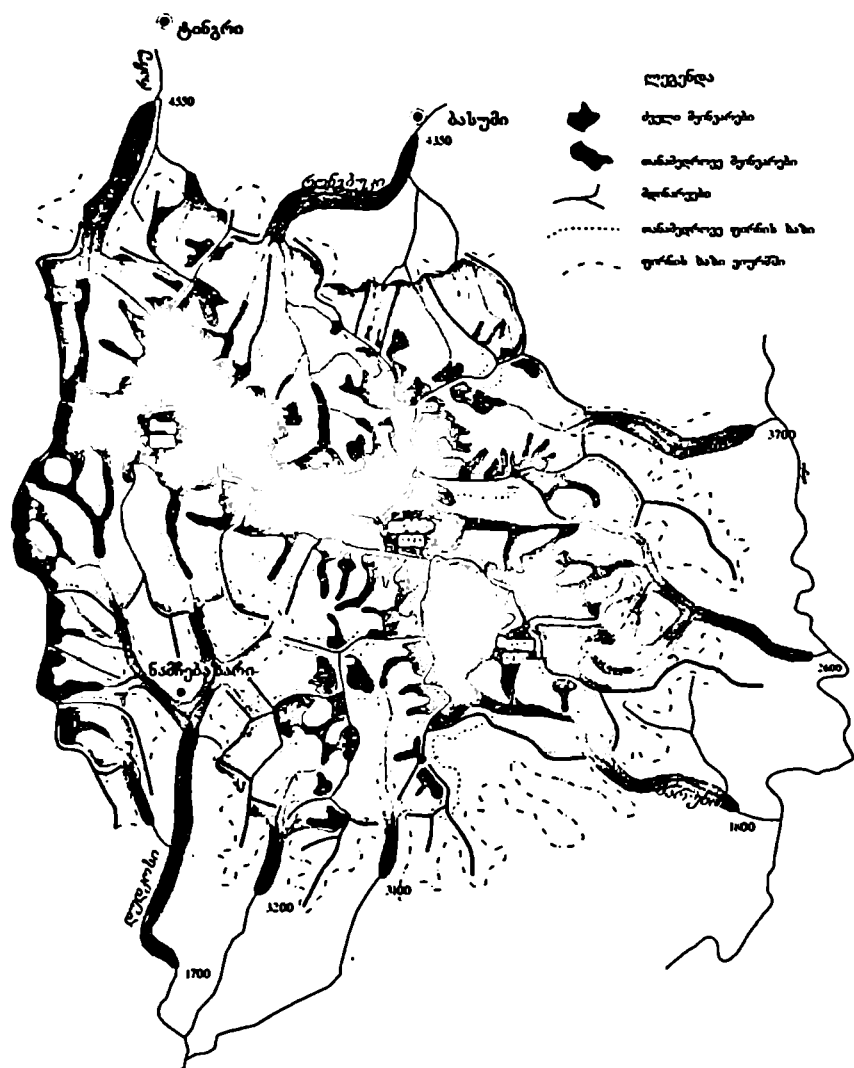
ჰიმალაი ყველაზე მაღალი ქედია მსოფლიოში. მძლავრი ალპური
ოროგენეზული ციკლის დროს წარმოიქმნა და დღესაც ინტენსიურად
იზრდება (20-25 მმ/წელ). ჰიმალაის საშუალო სიმაღლე 6000-
6100 მეტრია. ქედის სიგრძე 2400 კმ-ია, ხოლო სიგანე 200-300
კმ. ჰიმალაის რელიეფი მდინარეთა ღრმა ეროზიული ხეობებით ძლი-
ერ დანაწევრებულია. აქ ხუთ სექტორს გამოყოფენ: ასამის, სიკიმის,
ნეპალის, კუმონის და პენჯაბის ჰიმალაის. ჩვენ გამოკვლევებს ვატა-
რებდით ყველაზე მაღალ ნეპალის ჰიმალაებში. ჰიმალაი გეოგრაფიულ
(ლანდშაფტურ, კლიმატურ და ბიოგეოგრაფიულ) “ბარიერს” წარმო-
ადგენს. სამხრეთ ფერდობი გაცილებით უხვ ნალექს იღებს ვიდრე
ჩრდილოეთი. ამის გამოა, რომ ფირნის ხაზი სამხრეთ ფერდობის
მყინვარებზე 5400-5600 მეტრ სიმაღლეზე მდებარეობს, ხოლო ჩრდი-
ლოეთ ფერდობის მყინვარებზე 5900-6000 მეტრზე.

მწვერვალ ჯომოლუნგმას (8848 მ.) ჩრდილო ფერდობზე მდება-
რეობს მყინვარი რონგბუკი (სიგრძე 22.0 კმ, ფართობი 87 კმ²).
მყინვარის ენა 5150 მ. სიმაღლეზე მთავრდება. გვიან პლეისტოცენში
მდ. რონგბუკის აუზში ორი მძლავრი მყინვარი არსებობდა, რომლე-
ბიც 4700 მეტრიდან ერთიანი ენის სახით ხეობაში 350 მ. სიმაღლე-
ზე ჩამოდიოდა. (ნახ.43) მყინვარის სიგრძე ვიურმში 55.0 კმ იყო.
მყინვარი, რომ სოფ. ბასუმამდე ჩადიოდა ამის მრავალი ფაქტია
რელიეფში შემონახული: 1. ხეობის მარჯვენა ფერდობს გაუყვება 70-
80 მეტრის სიმაღლის ტერასული საფეხური, რომელიც ამ ადგილე-
ბისათვის უცხო ნაშალი მასალითაა აგებული და ზემოდან გადაფა-
რულია ადგილობრივი დანალექი ქანების ნაშალით. ეს საფეხური
ტიპურ გვერდით მორენას წარმოადგენს. მის აგებულებაში ჯომო-
ლუნგმას გნეისები მონაწილეობენ, ზოგიერთი ლოდი სუსტად არის
დამუშავებული და 3-4 მეტრის დიამეტრისაა. 2. სოფ. ბასუმთან მდ.
რონგბუკის კალაპოტში მხოლოდ 1-2 მ. დიამეტრის გნეისის ლოდე-
ბია. მის ქვემოთ ალუვიური მასალა წვრილი ფრაქციითაა წარმოდგე-
ნილი. მდ. რონგბუკის ხეობაში 4700 მეტრის ზემოთ პოლოცენური
ასაკის ექვსი სტადიალური მორენა არის.



ნახ.43 მდ. რონგბუკის აუზში თანამედროვე და ძველი (გვიანპელისტოცენური და პოლოცენური) გამყინვარება

მ. ჩო-ლიუს (8201 მ.) ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე, მდ. რა-ჩუს სათავეში მდებარეობს დიდი მყინვარი კეტრაქი (სიგრძე - 17.5 კმ, ფართობი - 70 კმ²), მისი ენა 5120 მ. სიმაღლეზე ტბაში მთავრდება. რელიეფის მორფოლოგიური ანალიზი გვიჩვენებს, რომ აქ კარგად არის განვითარებული გლაციალური ფორმები. მყინვარიდან



ნახ.44 ცენტრალურ კიბალაიში თანამედროვე და გვიანპელისტო-
ცენური გამყინვარება

5-6 კმ-ის მანძილზე ექვსი სტადიალური მორენაა განლაგებული. მათ ქვემოთ, რაჩუს ხეობაში და ქვაბულში მხოლოდ ძველი გლაციალური ფორმებია. ხეობის ორივე მხარეზე კარგად არის გამოხატული ორი მორენული საფეხური (1.0 – 1.5 კმ. სიგანით). გვერდითი მორენული საფეხურები (სერები) 4550 მეტრზე ბოლო მორენებში გადადიან. საფეხურების ზედაპირი ბორცვიანია. მდინარის ჩაჭრის სიღრმე 70-80 მეტრია. რელიეფის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ შიდა მორენები წარმოქმნილია გვიან ზედა პლეისტოცენში (Q_3), ხოლო უფრო დენუდირებული გარეთა მორენები შუა ზედა პლეისტოცენში (Q_3). მყინვარების სიგრძე ვიურმის დროს 44კმ იყო.

ზედა პლეისტოცენში მ. შიშაპანგმას (8027 მ.) ჩრდილოეთ ფერდობზე დიდი მყინვარები იყო განვითარებული, რომელთა ენები ტბა პეიკუცოში ჩადიოდნენ. ტბის თანამედროვე დონე 4580 მ. სიმაღლეზეა. გვიან პლეისტოცენში კი 4720 მ. იყო, რაზედაც რელიეფში არსებული მრავალი მორფოლოგიური ნიშანი მიუთითებს. შიშაპანგმას ჩრ. ფერდობის მყინვარების დასიოს და დარჩუს სიგრძე 42.0-43.0 კმ იყო. მათი ენები 4600-4650 მ. სიმაღლეზე, პეიკუს ტბაში მთავრდებოდნენ. ამას ადასტურებს ტბის თანამედროვე ნაპირიდან 3-4 კმ-ის მოშორებით გაკეთებული ჭრილის ანალიზი. აქ ტბიურ და ალუვიურ ნაფენებთან ერთად 3-5, 8-10 და 15-17 მეტრ სიმაღლეზე ტორფის ფენა აღინიშნება. მეორე ფენას ქვეშ უდევს 4-5 მ. სიმძლავრის მსხვილფრაქციული ფლუვიოგლაციალური ნალექები, რომლებიც 4680 მ. სიმაღლეზე გლაციოგენურ ლოდნარში გადადის. ტორფის მეორე ფენის აბსოლუტური ასაკი (C^{14}) 16000 წელია. გამოდის, რომ მის ქვეშ მდებარე გლაციალური მასალა ვიურმის დროს (18000-20000 წ.) წარმოიქმნა, რასაც რელიეფის მორფოლოგიური ნიშნებიც ადასტურებს. შიშაპანგმას მასივიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით ზონგდის პალეოყინვარი 38-კმ სიგრძისა იყო და 3800 მ. სიმაღლეზე ბოლოვდებოდა, რაც რელიეფში კარგადაა გამოხატული გვერდითი მორენებით დასტურდება (დაბა ნიალამასთან).

ცენტრალურ ჰიმალაიში, გვიან პლეისტოცენში, ყველაზე დიდი მყინვარი მდ. დუდკოსის აუზში იყო. იგი სათავეს იღებს ჯომოლუნგმა-ჩო-ოიუს მასივის სამხრეთ ფერდობზე მდებარე დიდი მყინვარებიდან-კხუმბუ, ნგოზუმპა, ნანგპალა, ლზოძე. ზედა პლეისტოცენში ეს მყინვარები ქმნიდნენ ვრცელ ფირნის აუზებს და აქედან გამოსული

მყინვარები, 3000 მ. სიმაღლეზე, სოფ. ნამჩე-ბაზართან ერთმანეთს უერთდებოდნენ და ერთიანი მძლავრი ენის სახით 1700 მ. სიმაღლეზე, ტყის ზონაში ჩამოდიოდა. მისი სიგრძე 70 კმ-დე იყო. მძლავრი მყინვარები ჩამოდიოდნენ მდ. არუნის ხეობაში მაკალუს (8540 მ.) მასივიდან. მყინვარები აღმოსავლეთის ექსპოზიციისა არიან, რელიეფში ღრმად არიან ჩამჯდარი და გარშემორტყმული არიან 6500 მეტრზე მაღალი მწვერვალებით. ვიურმის დროს ეს მყინვარები მდ. არუნის კალაპოტამდე მაინც ვერ აღწევდნენ, რაზეც მდინარეთა ხეობების მორფოლოგიაც მეტყველებს. ყველაზე დაბლა მყინვარ ბარუნის ენა მთავრდებოდა (1800მ).

ცენტრალური ჰიმალაის, ტიანშანის და გუნგაშანის მთებში ზედა პლეისტოცენური მყინვარების მორფოლოგიური მაჩვენებლები
ცხრილი 16

№	მყინვარის დასახლება	ძველი ცირკოს ფართობი კმ ²	მყინვარის სიგრძე კმ.	მყინვარის ენის ბოლო სიმაღლე მ.
ტიანშანი (შიდა და ცენტრალური)				
1	ინილნეკი	1195.0	130	2400
2	ტარაგაი	685.0	80	3280
3	ირტამი	502.0	83	2500
4	ბურნანი	190.0	62	2900
5	ჯუნსი	150.0	43	1960
6	ბარსაკუნი	135.0	42	1900
7	ყარასი	150.0	47	3290
ჰიმალაი (ჯომოლუნგმა-შიშაპანგმა)				
8	რონგბუკი	412.0	55.0	4350
9	კეტრაქი	187.0	44.0	4550
10	დასიო	82.0	42.0	4650
11	დარჩუ	114.0	42.0	4600
12	ხონგდა	118.0	38.0	3800
14	დუდკოსი (ნგოზუმსა, კხუმბუ)	640	70.0	1700
15	ბარუნი	270	47.0	1800
გუნგაშანი (სინო-ტიბეტი)				
16	გომბა	90.0	26.0	3100
17	ფიურჩი	240.0	31.0	2900
18	ინცკოლუ	156.0	20.0	2350
19	პილოგოლუ	70.0	27.0	1900

სამხრეთ-აღმოსავლეთ ტიბეტში ყველაზე მაღალ მასივს გუნგაშანი წარმოადგენს (მ. შინგაგონგა -7450 მ.) მის ხეობაში კარგად არის შემონახული ძველმყინვარული ფორმები. რელიეფის ანალიზისა და ჩვენი მეთოდის საშუალებით აღვადგინეთ ზედა პლეისტოცენური

(ვიურმი) მყინვარების გავრცელების საზღვარი. მ. მინაგონგას დასავლეთ ფერდობზე მდებარეობს მასივის უდიდესი მყინვარი გომბა (სიგრძე-12კმ; ფართობი 25.0კმ²; მყინვარის ენა მთავრდება 3900მ.). ვიურმის დროს მყინვარ გომბას სიგრძე 26.0კმ. იყო, ხოლო ენა მთავრდებოდა 3100 მ. სიმაღლეზე. ძველი მყინვარის კვალი რელიეფში კარგად იკითხება, სოფ. ცუშის მიდამოებში 3კმ. სიგრძის ეროზიულ შთენილზე გვერდითი მორენებია გამოხატული, ხოლო ხეობის ძირზე ფსკერის მორენას ზემოდან ადევს ტბიური ნალექები (ტორფით). აქედან აღებული ორგანული ნივთიერების ასაკი, ჩინელი მეცნიერის მაჩიუხას განსაზღვრით-15000 წელი არის. მოპოვებული მასალიდან გამომდინარე ფსკერის და გვერდითი მორენები ვიურმის პერიოდს ეკუთვნის. გუმგაშანის აღმოსავლეთ ფერდობზე განლაგებული მდინარეთა (ჰაილოგოუ, მოციგოუ, ნამენგოუ, იანცგოუ) ხეობები მთელ სიგრძეზე ტროგულ ფორმას ინარჩუნებენ და 1900-2000 მეტრს სიმაღლემდე ჩამოდიან, მყინვარების სიგრძე 20-25 კმ იყო.

ძველი გამყინვარება შესწავლილი იქნა მდ. იანძის აუზში, მაღალ წყალგამყოფ პლატოზე-ხაიმისანი (ბევრი ტბა) და მის მიდამოებში. პლატო 4500-5000მ-ზე მაღლა მდებარეობს, ხოლო მდ. დაოჩენხეს ხეობის ძირი 3600-3800მ-ზე. დაოჩენხეს ხეობის მარცხენა მხარეზე მკვეთრად გამოხატული ორი მორენული კომპლექსი გვაქვს (გვერდითი და ბოლო მორენის სახით). პირველი გარეთა მორენა. ჰიფსომეტრიულად უფრო დაბალია და დენუდირებულია, ვიდრე შიდა მორენა. შიდა მორენა ნაწილობრივ გარე მორენის ტანზეა შემოცოცხებული. შიდა გვერდითი და ბოლო მორენების ძირში, ტბიური ნალექებია გაშიშვლებული, რომელთა ასაკი (C¹⁴) 16 000 წელია. ეს ფაქტი იმაზე მეტყველებს, რომ შიდა მორენა ვიურმის პერიოდს (18000-20000 წ.), ხოლო გარეთა მორენა შუა ზედა პლეისტოცენს (Q₃) ეკუთვნის.

ნაწილი II

მყინვარების გავრცელება დედამიწაზე

დედამიწაზე თანამედროვე გამყინვარების დარაიონება. დედამიწაზე მყინვარების ფართო გავრცელება და მრავალგვარობა განაპირობებს მათ ღაჯგუფებას ცალკეულ პროვინციებად და ოლქებად, მყინვარების არსებობის გარეგანი პირობების გათვალისწინებით. მყინვარების ამგვარი დარაიონება საშუალებას გვაძლევს უკეთ გავიგოთ მყინვარების რეჟიმის თავისებურებანი და სხვადასხვა რაიონში მათი მოქმედების არა სინქრონულობა, აგრეთვე გამყინვარების გავრცელება დაკავშირით ატმოსფეროს ზოგად ცირკულაციასთან და რელიეფის ოროგრაფიასთან.

მყინვარების კლასიფიკაციის პირველი ცდა ჩაატარა ჰ. ალმანმა, რომელმაც გამოყო ზომიერი და პოლარული მყინვარები. მყინვარების ეს კლასიფიკაცია კიდევ უფრო დააზუსტეს და გააღრმავეს მ. აესიუკმა, ლ. ლიბერტმა, ა. კრენკემ, ლ. ბუტმა, ვ. კოტლიაკოვმა და სხვებმა. ყველა ეს კლასიფიკაციები ეყრდნობოდა მყინვარების დაყოფას კლიმატური პირობებით და თვლიან რომ ერთსა და იგივე გლაციოლოგიურ პროვინციაში მყინვარების რყევა ხდება სინქრონულად. დედამიწაზე გამყინვარების ძირითადი რაიონები ციკლონების განმეორებადობის ზონებში მდებარეობენ. სინოტივის წყაროს კი ატლანტის, წყნარი და ინდოეთის ოკეანეები წარმოადგენენ. აქედან განსაკუთრებით აღსანიშნავია ატლანტის ოკეანის როლი, იგი სინოტივით ამარაგებს არქტიკას და ევრაზიის უდიდეს ნაწილს. ჩრდილოეთ და სამხრეთ ამერიკაში, ახალ ზელანდიაში და უკიდურეს ჩრდილო-აღმოსავლეთ აზიაში სინოტივე წყნარი ოკეანიდან შემოდის. ინდოეთის ოკეანიდან მუსონურ ცირკულაციას სინოტივე გადააქვს ცენტრალური აზიის მთიან სისტემებში. დედამიწის ზედაპირის სივრცეებში ჰაერის მასების ტრანსფორმაციაზე გავლენას მთების მორფოლოგია, მორფომეტრია და განფენილობა ახდენს. მყინვარების კვების ძირითადი ფაქტორებიდან — ატმოსფეროს ცირკულაცია და დედამიწის ზედაპირის მაკრორელიეფის ანალიზიდან გამომდინარე ვ. კოტლიაკოვი მყინვარების დარაიონებისას ორ ძირითად ტაქსონომიურ ერთეულს გამოყოფს: ესაა — პროვინცია და ოლქი.

გლაციოლოგიური პროვინციების გამოყოფის საფუძველს მყინ-

ვარების კვების წყაროები, სინოტივე და მათი მოძრაობის მიმართულებები წარმოადგენს, ხოლო მყინვარული ოლქების არსებობა დამოკიდებულია მსხვილ მთიან მასივებთან ან კუნძულთა არქიპელაგთან, რომელთა ფარგლებში მყინვარების რეჟიმი მსგავსია. ბუნებრივია ნებისმიერ ოლქში შესაძლებელია ქვეოლქისა და რაიონის გამოყოფა.

დღეისათვის თანამედროვე გლაციოლოგიური კვლევების საფუძველზე გამოყოფილია 10 პროვინცია, თავისი ოლქებით.

- I. ჩრდილოეთ ამერიკის ატლანტის ოკეანური პროვინცია
 1. გრენლანდიის ოლქი
 2. კანადის არქიპელაგის ოლქი
- II. ჩრდილო ევროპის ატლანტის ოკეანური პროვინცია
 3. არქტიკული ოლქი
 4. სკანდინავია-ურალის ოლქი
- III. ევრაზიის ატლანტის ოკეანური პროვინცია
 5. ალპების ოლქი
 6. კავკასიის ოლქი
 7. პამირო-ალაის ოლქი
 8. ტიანშანის ოლქი
 9. ალთაი-საიანის ოლქი
- IV. აზიის წყნარ ოკეანური პროვინცია
 10. კამჩატკა-კორიაკის ოლქი
 11. აღმოსავლეთ ციმბირის ოლქი
- V. ჩრდილო ამერიკის წყნარ ოკეანური პროვინცია
 12. წყნარ ოკეანური ქედების (ალასკის) ოლქი
 13. აღმოსავლეთის მთიანი სისტემის ოლქი
- VI. აზიის ინდოეთის ოკეანური პროვინცია
 14. ჰინდიუშ-ყარაყორუმის ოლქი
 15. ჰიმალაის ოლქი
 16. ტიბეტის ოლქი
- VII. სამხრეთ ამერიკის წყნარ ოკეანური პროვინცია
 17. ანდეების ოლქი
 18. პატაგონიის ოლქი
- VIII. ახალი ზელანდიის წყნარ ოკეანური პროვინცია
 19. ახალი ზელანდიის ოლქი
- IX. ტორპიკულ-ეკვატორული პროვინცია
 20. მექსიკა - ცენტრალური ამერიკის ატლანტის ოკეანური

ოლქი

21. სამხრეთ ამერიკის ატლანტის ოკეანური ოლქი

22. აფრიკა

23. ახალი გვინეის ოლქი

X. ანტარქტიკული პროვინცია

24. ანტარქტიდა

25 კუნძულები

ბუნებრივია, რომ ზოგიერთი მყინვარული ოლქი შეიძლება სხვადასხვა ოკეანიდან შემოსული ტენით (ნალექებით) იკვებებოდეს. დარაიონების ამ სქემაში მხედველობაში მიღებულია სინოტივის (ნელექების) წამყვანი წყარო. ასე, მაგალითად: პამირო-ალაის და ტიანშანის ოლქებისათვის ნალექების ფორმირებაში წამყვანია ატლანტის ოკეანე, ინდოეთის ოკეანესთან შედარებით; ჰინდიყუმის, ყარაყორუმი-სა და ტიბეტისათვის ინდოეთის ოკეანე ატლანტის ოკეანესთან შედარებით.

ერთი შეხედვით დარაიონებაში გათვალისწინებული არ არის მყინვარული ოლქების ზღვიური ან კონტინენტური ხასიათი, მაგრამ ზოგიერთ პროვინციაში ოლქების განლაგებაში კარგად ჩანს ზღვიურიდან კონტინენტურობისაკენ გადასვლა.

I. ჩრდილოეთ ამერიკის ატლანტის ოკეანური პროვინცია

1. გრენლანდიის ოლქი

გრენლანდია ყველაზე დიდი კუნძულია მსოფლიოში. იგი მდებარეობს ჩრდილოეთ ამერიკის ჩრდილო-აღმოსავლეთით, ატლანტისა და ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეებში. მისი ფართობი 2 186 ათასი კმ²-ია. მოსახლეობა 30 ათასი კაცი. კუნძულის სიგანე ყველაზე ფართე ადგილას 1200 კმ-ია, ხოლო სიგრძე 2600 კმ. გამყინვარების ფართობი 1.803 ათასი კმ²-ს შეადგენს, რაც მთელი გრენლანდიის ფართობის 79%-ია. მყინვარული ფარი მოიცავს მთელ შიდა და ზოგიერთ სანაპირო რაიონებს, სადაც ცალკეული გუმბათისებრი მყინვარებია გავრცელებული (76 600 კმ²). მყინვარული ფარი ზოგიერთ ადგილას უშუალოდ ზღვაში ჩაედინება და წყვეტას განიცდის. ზოგ ადგილას სანაპირო მყინვარებისაგან თავისუფალია და ნაპირის გასწვრივ მთებია გაწოლილი. ამ მთებში გამოჭოლი ხეობებია, რომლის მეშვეობით მყინვარული ფარიდან მძლავრი მყინვარული ნაკადები გამოედინება და უშუალოდ ზღვაში ჩადიან. გამომტანი მყინვარების ენებიდან მძლავრი აისბერგები წარმოიქმნება. ქარისა და ღინებების მოქმედებით ისინი ნაპირიდან შორს გადაიტანებიან. ზოგჯერ ისინი ნიუფაუდლენდის განედამდე აღწევენ და საშიშროებას უქმნიან გემებს (1912 წელს აისბერგთან შეჯახებისას დაიღუპა გემი “ტიტანიკი“). გამომტანი მყინვარების სიჩქარე 3-7 კილომეტრია წელიწადში. მათგან 1500-მდე აისბერგი წარმოიქმნება, ზოგიერთის სიმაღლე ზღვის ზედაპირიდან 135 მეტრამდეა.

მყინვარული ფარის ზედაპირი ნაპირებიდან კუნძულის ცენტრისაკენ თანდათან მაღლდება. ფარის ყველაზე მაღალ მონაკვეთებს გუმბათისებრი ფორმა აქვთ და გაწოლილი არიან ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. მათგან მკვეთრად გამოიყოფა ორი ვრცელი გუმბათი, მათ შორის ჩადაბლებით. ჩრ. გუმბათის სიმაღლე 3300 მ-ია, ხოლო სამხრეთის 2730 მ. მყინვარული ფარის ფსკერს ჩაზნექილი ფორმა აქვს. მისი ზედაპირი დასავლეთის მხარეზე 600 მ სიმაღლეზე მდებარეობს, აღმოსავლეთით 100 მ-ზე. ხოლო კუნძულის ცენტრში 0-100 მეტრზე, ზოგიერთ ადგილას ფსკერი ზღვის დონის დაბლა

მდებარეობს. მყინვარის საშუალო სისქე 1790 მ-ია, მაქსიმალური კი 3416 მ. ყინულის მოცულობა 2988 ათასი მ³. გრენლანდიის მყინვარულ ფარში მოთავსებულია მსოფლიოს მთელი მყინვარების (ზედაპირული ყინულის) 12%. გრენლანდიის მყინვარული საფარი რომ გადნეს, მსოფლიოს ოკეანის დონე 8-10 მეტრით აიწევს.

ყველაზე მაღალი მთები გრენლანდიის აღმოსავლეთ სანაპიროზეა განლაგებული, აქ სანაპირო ზოლის სიგანე 300-კმ-მდეა. 3000-მეტრზე მაღალ მწვერვალებზე მყინვარული საფარი არ ვითარდება. მწვერვალებიდან აღსანიშნავია არქტიკის უმაღლესი მწვერვალი გუნბიორნი (3700 მ), მ. ფორელი (3360მ) და სხვები. კუნძულის დასავლეთში მთების საშუალო სიმაღლე 1500 მეტრია (ზოგიერთი მწვერვალი 2170 მ. სიმაღლისაა). ჩრდილოეთში 1950 მ-ზე მაღალი მთა არ არის. კუნძულის სანაპიროები დასერილია ღრმა, ვიწრო ფიორდებით, რომლებიც მყინვარულ ფარამდე აღწევენ. ამის გამოა, რომ სანაპირო ზაზის სიგრძე 39000 კმ-ია.

გრენლანდიის რელიეფი ძირითადად აგებულია არქაული ასაკის კრისტალური ქანებით (გრანიტები, გნეისები, კრისტალური ფიქლები). გვხვდება უფრო ახალგაზრდა დანალექი და მეტამორფული ქანებიც.

გრენლანდიის კლიმატი მისი გეოგრაფიული მდებარეობით, გარშემორტყმული ზღვებით და ყინულებით, აგრეთვე თვით მყინვარული საფარით არის განსაზღვრული. გრენლანდია, რომელიც მდებარეობს ჩრ. განედის 60°-სა და 83°-ს შორის, არქტიკული და სუბარქტიკული მასების ცირკულაციაში ერთგვარ ბარიერს წარმოადგენს. გრენლანდიის ჩრდილოეთი წერტილი – მორის ჯეზუპის კონცხი, ჩრდილოეთ პოლუსიდან 700 კმ-ით არის დაცილებული, ზოლო სამხრეთით ფარველის კონცხი ოსლოსა და სანკტ-პეტერბურგის განედზეა.

კუნძულის ჩრდილოეთით და ჩრდილო აღმოსავლეთით მკაცრი და მშრალი არქტიკული კლიმატია, სამხრეთ სანაპიროზე ზღვიური, სუბარქტიკული. გრენლანდიის ცენტრალურ ნაწილში კლიმატი არქტიკულ-კონტინენტურია. სანაპიროს გასწვრივ იანვრის საშუალო ტემპერატურა სამხრეთში – 7°-ია, ჩრდილოეთში -36°, ივლისის კი +10-დან +3°-მდე. გრენლანდიის ცენტრში, სადაც მყინვარული საფარის გავლენა ძალიან დიდია, თებერვლის საშუალო ტემპერატურა -47°-ია, ივლისის -11°, აბსოლუტური მინიმუმი კი -70°-ია. ტემპერატურული გრადიენტი სამხრეთში 100 მეტრზე 0.75°-ია, ჩრდილოეთში კი 0.77°-ია.

გრენლანდიის მყინვარული ფარი ატლანტის ოკეანედან შემოსული ნალექებით იკვებება. ციკლონების მოქმედება განსაკუთრებით მკვეთრად გრენლანდიის სამხრეთ ნაწილშია გამოხატული, სადაც ცივი მყინვარების და შედარებით თბილი ოკეანის კონტაქტის შედეგად ინტენსიური ატმოსფერული ნალექები მოდის. შემდეგ ციკლონები გრენლანდიის დასავლეთით და აღმოსავლეთით ორ ბარიულ ღარს ქმნიან – ისლანდია-კარის და ბაფინის. ხშირად მძლავრი ციკლონები მთელ გრენლანდიას გადაუვლიან და ძლიერ თოვლიანობას იწვევენ. ნალექების მოსვლის ხასიათით აღმოსავლეთ და დასავლეთი ციკლონები დროში განსხვავდებიან. აღმოსავლეთ ნაწილში ნალექები ძირითადად ზამთარში მოდის, ხოლო დასავლეთში კი ზაფხულში. კუნძულზე ნალექები მყარი სახით მოდის, გამონაკლისია სანაპირო ზოლი. ნალექები არათანაბრადაა განაწილებული: სამხრეთ ნაწილში 1000 მმ. მოდის, ცენტრალურში 400-600 მმ, ხოლო ჩრდილოეთში მხოლოდ 100 მმ. როგორც ვხედავთ ნალექების რაოდენობა სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ სწრაფად კლებულობს. კუნძულზე ნალექების განაწილებაზე ნათელ წარმოდგენას გვაძლევს მსოფლიოს თოვლ-მყინვარული რესურსების ატლასი (1997 წ.).

ფირნის ხაზი კუნძულის სამხრეთში 1800 მ-ზე მდებარეობს. ჩრდილოეთისაკენ იგი თანდათან დაბლდება 900-1000 მ. ჩრდილოეთში ფირნის ხაზი ყველაზე მაღლა კ. პირიზე (1100-1200 მ.) მდებარეობს, რაც გამოწვეულია ჩრდილოეთ გრენლანდიაში ყველაზე მცირე ატმოსფერული ნალექებით. ყველაზე დაბლა ფირნის ხაზი ტულეს რაიონშია – 540 მ-მდე. ფირნის ხაზის მდებარეობაზე დიდ როლს თამაშობს მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა. უხვნალექიან რაიონებში ფირნის ხაზი დაბლა მდებარეობს მცირენალექიან ადგილებში – მაღლა. მაგ. სუკერტოპენის მყინვარული ქუდის დასავლეთში 34.0 გ/სმ² მყარი ნალექი გროვდება წელიწადში, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში კი 13.0 გ/სმ². ამიტომაც ფირნის ხაზი აღმოსავლეთში 1400 მ-ზე გადის, დასავლეთში კი 950 მ-ზე. გრენლანდიის მყინვარული ფარის აკუმულაციის ზონაში თითქმის ყველა ყინულწარმოქმნის ზონებია წარმოდგენილი. თოვლიანი ზონა ფარის ყველაზე მაღალ ადგილებს იკავებს, დნობა ზაფხულშიც არ არის. წლიური საშუალო ტემპერატურა -25⁰-ს არ აღემატება. აქ ფირნის სისქე 60-70 მ-ს აღწევს. ფარის სამხრეთში 2000-3000 მეტრზე და ჩრდილოეთში 1000-2000 მეტრზე უმნიშვნელო დნობა ხდება.

ნადნობი წყლები თოვლის წლიური ფენის შიგნით იყინება. ეს თოვლ-ფირნული ზონაა. დაბალ ჰიფსომეტრიულ საფეხურზე დნობა მატუ-ლობს და აქ წარმოდგენილია ცივი ფირნის ფირნულ-ყინულოვანი, ყინულოვანი ზონები და ბოლოს აბლაციის ზონა. მყინვარული ფარის გარე ტერიტორიაზე გამყინვარების სხვა ფორმებია გავრცელებული: მყინვარული გუმბათები, მთისწინა მყინვარები, გამომტანი, ხეობის, კა-რული, დაკიდული, ფართეობლოიანი და სხვა.

2. კანადის არქიპელაგის ოლქი

კანადის არქტიკული არქიპელაგი ხმელეთის გამყინვარებით არ-ქტიკაში გრენლანდიის ოლქის შემდეგ უდიდესია. არქიპელაგის ყვე-ლაზე ჩრდილოეთური მდებარეობის მიუხედავად, მყინვარებს არც თუ დიდი ფართობი უკავიათ — 149-150 ათასი კმ². ამისი ძირითადი მიზეზია ამერიკის კონტინენტის დასავლეთ ნაწილში განლაგებული მაღალი მთები. ისინი ელობებიან წყნარი ოკეანიდან წამოსულ ციკ-ლონებს. ტენი ძირითადად ატლანტის ოკეანიდან დაბალი წნევის ბაფინის ღარის მეშვეობით შემოდის. ნალექების მაქსიმუმი ზაფხულ-ში მოდის (კუნძულ აკსელ-ხეიბერგზე წლიური აკუმულაციის 60% ზაფხულში მოდის). მყინვარები და მყინვარული გუმბათები ძირითა-დად არქიპელაგის აღმოსავლეთით განლაგებულ კუნძულებზეა, სა-დაც რელიეფი და კლიმატური პირობები გამყინვარების ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან. ციკლონების მოქმედება აქ უფრო სუსტია, ვიდრე ისლანდია-კარის ბარიული ღარის გასწვრივ, ამიტომ ნალექები უფო მცირე მოდის.

მყინვარების უფრო მეტი რაოდენობა მდებარეობს ელსმირის, აკ-სელ-ხეიბერგის, ბაფინის მიწის კუნძულებზე, აგრეთვე უფრო მცირე ზომის კუნძულებზე — დევონი, ბაილტი, მაიგენი და სხვა. მყინვართა ტიპებიდან უფრო გავრცელებულია გუმბათისებრი, საიდანაც ზღვაში გამომტანი მყინვარები ეშვებიან, ხოლო რომლებიც ვაკეზე მთავრდე-ბიან ქმნიან მთების წინა მყინვარების ტიპს. კუნძულ ელსმირის ჩრდილოეთით მცირე ზომის შელფური მყინვარებია განვითარებული, რომლებიც დასაბამს აძლევენ ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში მოდრეიფე აისბერგებს.

კანადის არქტიკული არქიპელაგის ჩრდილოეთ ნაწილში უდიდე-

სია კუნძული ელსმირი. აქ მდებარეობს კანადის არქტიკის ყველაზე მაღალი მთები (2800 მ-მდე) და ყველაზე ვრცელი თანამედროვე გამყინვარებით – 77 180 ათასი კმ². კუნძულ ელსმირზე ერთიანი მყინვარული საფარის არ არსებობა ნალექების სიმცირითაა განპირობებული. ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა 150 მმ-ია. კუნძულზე, სანაპირო ხაზი ზმელეთში ღრმად არის შეჭრილი და მრავალრიცხოვანი ფიორდებითაა დანაწევრებული. უდიდესი ფიორდები კუნძულ ელსმირს ოთხ ნაწილად ყოფს, თითოეულზე თანამედროვე გამყინვარება დამოუკიდებელი კერებით არის წარმოდგენილი. ესენია (ჩრდილოეთიდან სამხრეთით): გრანტის მიწა, გრენლანდიის მიწა, სვერდრუპის მიწა და ლინკოლნის მიწა. მყინვარული გუმბათებიდან აღსანიშნავია: მყინვარი ოტო; პულსირებული მყინვარია ჩეპმენი. აგასის ყინულოვანი პლატოდან ფიორდში მრავალი მყინვარი ეშვება. ყინულოვანი პლატოებიდან აღსანიშნავია – ბიორლინგი, კალსტენსი, პრინც-ოფ-უელსი.

ბაფინის მიწა უდიდესი კუნძულია კანადის არქტიკულ არქიპელაგზე მისი ფართობი 476068 კმ²-ია და სუბპერიდიანული მიმართულებით 1500 კმ-ზეა გადაჭიმული. ბაფინის მიწაზე გამყინვარებას 36860 კმ² უკავია. აქ საფაროვანი, დაკიდული და კარული ტიპის მყინვარებია წარმოდგენილი. მათი დიდი ნაწილი კუნძულის აღმოსავლეთ და ჩრდილოეთ სანაპიროზეა განვითარებული. კუნძულის სიღრმეში და დასავლეთ სანაპიროზე მათ შედარებით ნაკლები ფართობი უკავიათ, რადგანაც ატლანტის ოკეანიდან და ბაფინის ზღვიდან გადმონაცვლებული ტენიანი ჰაერის მასები ნალექებს ძირითადად აღმოსავლეთ სანაპიროს ქედებზე ტოვებს.

მთების ძლიერი დანაწევრების გამო კუნძულზე ვრცელი მყინვარული საფარი ნაკლებადაა დამახასიათებელი და შედარებით მცირე მყინვარული გუმბათების სახით არის წარმოდგენილი: პენი 5960 კმ² და ბარნსი 5935 კმ².

ბაფინის მიწის სამხრეთ ნაწილში ყველაზე გრძელი მყინვარებია: გრინელი – სიგრძე 19კმ, ფართობი 145 კმ² და ტერა-ნივეი - სიგრძე 27კმ, ფართობი 170 კმ². მორფოლოგიურად მათ შუალედური მდგომარეობა უჭირავთ საფარისა და ხეობის ტიპის მყინვარებს შორის. ისინი რამდენიმე მყინვარული ნაკადისაგან შედგებიან, ზღვაში ეშვებიან და აისბერგებს წარმოქმნიან.

კუნძული აკსელ-ზეიბერგი კუნძულ ელსმირის დასავლეთით მდე-

ბარეობს და მისგან ნანსენის და იურიკას სრუტეებითაა გამოყოფილი. კუნძულის ცენტრალურ და სამხრეთ ნაწილში განლაგებული მთების სიმაღლე 2100-2560 მ. აღწევენ და თოვლ-ყინულითაა დაფარული. ყველაზე დიდი მყინვარული გუმბათებია ცენტრში მაკგილი და სამხრეთში სტისი. კ. აკსელ-ხეიბერგზე გამყინვარების ფართობი 11 734 კმ²-ია, რაც მთელი კუნძულის ფართობის 32%-ს შეადგენს. აქ არსებული 1000 მყინვარიდან უმეტესობა გამომტანი მყინვარებია.

კ. დევონზე გამყინვარებას 16575 კმ² ფართობი უკავია. ყინულის მასის ძირითადი რაოდენობა თავმოყრილია 15568 კმ²-იან ყინულოვან გუმბათზე, რომელიც კუნძულის აღმოსავლეთ მთიან მხარეს მთლიანად ფარავს. ფირნის ხაზი 1370 მ-დან 1490 მ-მდე მდებარეობს, ხოლო კვების საზღვრის სიმაღლე 900 მ-დან 1300 მ-მდე. მათ შორის მდებარეობს ყინულის კვების ზონა.

II. ჩრდილოეთ ევროპის ატლანტის ოკეანური პროვინცია

3. არქტიკული ოლქი

არქტიკული ოლქი აღმოსავლეთ ნახევარსფეროს ჩრდილოეთში მდებარე ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის კუნძულებს მოიცავს, ისლანდიიდან დაწყებული ჩრდილოეთის მიწის კუნძულების ჩათვლით. აქ გამოიყოფა ორი ქვეოლქი: დასავლეთური (ისლანდია, იანმაინი, შპიცბერგენი) და აღმოსავლეთური (ფრანც იოსების, ახალი მიწის, ჩრდილოეთის მიწის და მრავალი სხვა პატარა კუნძულები). ქვეოლქები იყოფა რამდენიმე რაიონად. არქტიკაში მძლავრი ნოტიო და თბილი ჰაერის მასები ატლანტიკიდან ისლანდია-კარის ბარიული ღარით შემოდის. ციკლონის გავლენა აღმოსავლეთისაკენ კლებულობს, რაც მყინვარების კვებაშიც აისახება. მორფოლიოგური ტიპებიდან აქ უპირატესად გუმბათისებრი მყინვარებია გავრცელებული (ახალ მიწაზე, ჩრდილოეთის მიწაზე, შპიცბერგენზე, ისლანდიაში). მყინვარული გუმბათებიდან ხშირად სხვადასხვა მიმართულებით მყინვარული ენები ჩამოდის, რომლებიც ზღვაში შედიან და გამომტან მყინვარებს წარმოადგენენ. შპიცბერგენის, ფრანც-იოსების ნაპირებთან არის მცირე ზომის შელფური მყინვარები. ზღვაში ჩამოსული მყინვარების ენების წინ ხშირია აისბერგები.

ისლანდია — ატლანტიკური ტენიანი ჰაერის მასების გზაზე პირველი კუნძულია, ამიტომაც აქ მყინვარები საკმაოდ დიდ ფართობს იკავებენ — 11 785 კმ². ეს მთელი კუნძულის 11.5%-ია. მყინვარები განსაკუთრებული სიმძლავრით გამოირჩევიან. ყველაზე დიდია მყინვარული საფარი ვატნა-იოკული. იგი მდებარეობს კუნძულის სამხრეთ-აღმოსავლეთში და მიმართულია ბარიული ღარისაკენ. ფირნის ხაზი ამ მყინვარული გუმბათის სამხრეთ-აღმოსავლეთით 900-1100 მ. სიმაღლეზე გადის, ხოლო ჩრდილოეთით 1400 მ-მდე მაღლდება. ფირნის ხაზი ისლანდიის სხვა გუმბათებზე 1100-1300 მ. ფარგლებშია და მხოლოდ ჩრდილოეთის მიმდებარე ღრანგა-იოკულის გუმბათზე 550-600 მ. სიმაღლემდე ჩამოდის.

ისლანდიის ჩრდილოეთ ნაწილში 600 მმ. ხოლო სამხრეთში 1000 მმ. ნალექი მოდის, სიმაღლის ზრდასთან ერთად ნალექების

რაოდენობაც იზრდება და 1500 მ. მაღლა ნალექების რაოდენობა 3000 მმ. შეადგენს. ჩრდილოეთით მდებარე კუნძულისათვის ნალექების ეს რაოდენობა უხვად ითვლება. ზოგიერთ ადგილებში ზამთრის განმავლობაში 6 მ. სისქის თოვლი გროვდება.

მყინვარების ინტენსიური კვებისა და მყინვარებში ყინულის მოძრაობის დიდი სიჩქარის გამო აქ ყინულოვანი ზონა თითქმის არ გვხვდება. მყინვარების კვება ძირითადად თბილი ინფილტრაციული ტიპის გზით ხდება. 1200 მ. სიმაღლეზე ფირნის წლიური ნარჩენი 1.0-2.5 მ-ია/წელიწადში.

შპიცბერგენი და იანმაინი. შპიცბერგენი (სვალბარდი) — არქიპელაგია ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში (ჩრ. განედის 76° და 80.5° შორის). მის შემადგენლობაში შედის — დასავლეთი შპიცბერგენი, ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიწა, ეჯი, ბარენცი, პრინც კარლის მიწა, ბელი და მრავალი სხვა წვრილი კუნძულები. შპიცბერგენის ფართობი 60.8 ათასი კმ², აქედან 58% დაფარულია მყინვარებით — 34850 კმ². შპიცბერგენი — წვეტიან მთებს ნიშნავს, ნორვეგიელები კი მას სვალბარდს უწოდებენ (ცივი ნაპირი). მთიანი რელიეფით ხასიათდება შპიცბერგენის ჩრდილოეთი, სადაც მდებარეობს არქიპელაგის უმაღლესი მწვერვალი ნიუტონი 1717 მ. მთელი შპიცბერგენი ძირითადად ნივალურ და გლაციალურ (არქტიკული და სუბარქტიკული) ზონაში მდებარეობს, მხოლოდ სანაპირო ზონებში 100 მ. სიმაღლემდე განსაკუთრებულ ფართობიან ტროგებში ტუნდრა გვხვდება. ჩრდილოეთი და დასავლეთი სანაპირო ზოლი დასერილია ფიორდებით: ისფიორდი, ვანმაინფიორდი, კონგსფიორდი, მაგდალენაფიორდი, ვიდფიორდი (აქ ჩამოთვლილია ის ფიორდები, რომელთა აუზში ავტორს მუშაობა მოუხდა) და სხვა. მათ გაგრძელებას რელიეფში გამომჩანი მყინვარების ენები ან მყინვარებისაგან თავისუფალი ფართობიანი ტროგები წარმოადგენენ. ჰიფსომეტრულად ყველაზე მაღალია ჩრდილოეთ და სამხრეთ შპიცბერგენის რელიეფი. ცენტრალური შპიცბერგენი შედარებით დაბალია და რელიეფიც მოგლუვებულია.

კლიმატური პირობების მიხედვით შპიცბერგენი სუბარქტიკულ ზონაშია მოქცეული. ტემპერატურა ზაფხულშიც კი $+3^{\circ}$ - 5° -ია (აბლაციის პერიოდში). ატმოსფერული პირობები არათანაბრადაა განაწილებული. შპიცბერგენის დასავლეთ და ჩრდილოეთ რაიონებში ნეალექების რაოდენობა დიდია 1000-1500 მმ, რაც გამოწვეულია ჩრდილო

ატლანტის თბილი ღინების (გოლფსტრიმი) გავლენით. სამხრეთ ნაწილში ნალექების რაოდენობა 500-600 მმ-ია. ხოლო ცენტრალურ რაიონებში 300-500 მმ. ნალექების ასეთი არათანაბარი განაწილება განაპირობებს ფირნის ხაზის სხვადასხვა სიმაღლეზე მდებარეობას. უზენალექიან ადგილებში ფირნის ხაზი 200-300 მ. სიმაღლეზეა, ხოლო ნალექებით მცირე შიდა რაიონებში კი 500-700 მეტრზე. თოვლის ხაზის სიმაღლე შპიცბერგენზე ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ მატულობს და საშუალოდ 700-1200 მეტრზეა.

შპიცბერგენზე თითქმის ყველა მორფოლოგიური ტიპის მყინვარი გვხვდება, რომლებიც საფარული, მთის-საფარული და მთა-ხეობის გამყინვარებისათვის არის დამახასიათებელი.

1. საფარული მყინვარები მოიცავს — ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიწას და კუნძულებს ბელის და სტურეიას. ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიწის უდიდესი ნაწილი მყინვარულ გუმბათებს უკავია, აქედან ძირითადია აღმოსავლეთის, სამხრეთის და დასავლეთის, რომლებიც ერთმანეთს უერთდებიან და მყინვარულ ფარს ქმნიან 7920 კმ²-ს საერთო ფართობით. მყინვარული ფარის სიმაღლე 600-700 მეტრია. დასავლეთი გუმბათის მყინვარული ველი ხმელეთზე მთავრდება, ხოლო აღმოსავლეთის და სამხრეთის გუმბათები ზღვაში ჩამოდიან და ერთიანი უწყვეტი ფლატეებით 200 კმ-ზე გრძელდებიან. იგი ყველაზე გრძელი ყინულოვანი ნაპირია არქტიკაში.

2. მთის-საფარული გამყინვარება გავრცელებულია კუნძულ დასავლეთ შპიცბერგენის ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნაწილებში, კუნძულებზე: ბარენცზე, ეჯზე და პრინც კარლის მიწაზე. ჩრდილოეთ შპიცბერგენზე ვრცელი მყინვარული პლატოებია განვითარებული: აზ-გარფონა, ჰოლდეტალფონა, ჩრ-აღმოსავლეთის, ლომონოსოვის და სხვა. მყინვარულ პლატოებზე ყინულის სისქე 350-550 მეტრია. ამ მყინვარული პლატოებიდან სხვადასხვა მიმართულებით ეშვებიან გამოშტანი მყინვარები: კონსვეგენი, ფრიტიოფი, ხამბერგი, ნორდენშელდი და სხვები. მყინვართა ენები ფიორდებში გამოდიან და მრავალრიცხოვან აისბერგს წარმოქმნიან. მყინვარების საშუალო სისქე 150-250 მეტრია. თბილი ტემპერატურული პირობების გამო აქ ძირითადად თბილი ფირნული და ფირნულ-ყინულიანი ყინულწარმოქმნის ზონები გვხვდება.

3. მთის გამყინვარებას მხოლოდ კუნძულ დასავლეთ შპიცბერგენის ცენტრალურ ნაწილში ვხვდებით.

ველკანური კუნძული იან-მაინი ნორვეგიის და გრენლანდიის

ზღვების საზღვარზეა. კუნძულის სიგრძე 55 კმ-ია, სიგანე 2-16 კმ. ფართობი – 280 კმ². აქ 17 მყინვარია 117 კმ² ფართობით, ფირნის ზაზი 600-900 მ. სიმაღლეზე გადის. ისინი ეულკანური კონუსის ტიპს მიეკუთვნებიან.

ფრანც-იოსების მიწა დაახლოებით 191 კუნძულისაგან შედგება, არქიპელაგის რელიეფი დანაწევრებულ ზეგანს წარმოადგენს, 200-700 მ. სიმაღლით. არქიპელაგის ფართობი 16.1 ათასი კმ²-ია, (აქედან 13.7 ათასი კმ² (85.1%) დაფარულია მყინვარებით. მყინვარული საფარის საშუალო სისქე დაახლოებით 180 მ. მასში 2250 კმ³ წყალია დაგროვებული. მყინვარები არქიპელაგის ყველა კუნძულზეა, უფრო კარგად კი სამხრეთ-აღმოსავლეთ მხარეშია. ამავე მიმართულებით ნალექების რაოდენობაც იზრდება. თხევადი ნალექები მცირეა (10%). სანაპირო ზოლში მყარი ნალექების რაოდენობა 200-250 მმ/წელიწადში, მყინვარულ გუმბათებზე 450-550 მმ-ია. თოვლის აკუმულაცია გუმბათების ამოზნექილ ზედაპირებზე 150-200 მმ-ია წელიწადში, რაც გამოწვეულია თოვლის გადაქარვით.

არქიპელაგზე თოვლის დაგროვება 10 თვე მიმდინარეობს. მყინვარების კეებაში ძირითადი როლი ფრონტალურ ნალექებს ეკუთვნის. აკუმულაციის ვერტიკალური გრადიენტი 20 მმ-ია ყოველ 100 მ. სიმაღლეზე.

მყინვარების აბლაცია ძირითადადში ხდება ზედაპირული დნობით და აისბერგების მოწყვეტით. აქ ყინულწარმოქმნის სამი ზონაა: ცივი ფირნის, თოვლ-ყინულიანი, ყინულიანი. ფირნის ზაზის სიმაღლე 350-400 მ-ია. მყინვარული გუმბათების და აქედან დაწყებული გამომტანი მყინვარების გარდა გეზვდება კარული და ნაქარი მყინვარები.

ახალი მიწა – გამყინვარების მხრივ ერთ-ერთი უდიდესია არქტიკაში. იგი რკალისებური ფორმით, სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ 1000 კმ-ის მანძილზეა გადაჭიმული და გეოლოგიურ-ტექტონიკურად ურალის ქედის გაგრძელებას წარმოადგენს. შედგება ორი კუნძულისაგან. ჩრდილოეთის კუნძულზე წარმოდგენილია მყინვარული საფარი, რომლის ზედაპირის სიმაღლე 900-1100 მ-ია ზღვის დონიდან. სამხრეთისაკენ გამყინვარების ტიპი იცვლება ჯერ ბადისებრი გამყინვარებით, შემდეგ კი მთის გამყინვარებით. ახალი მიწის რელიეფი მთაგორიანია, ხშირია მოგლუკებული ზედაპირები, რაც ძველი გამყინვარების მოქმედების შედეგს წარმოადგენს. რელიეფი დასერილია ღრმა ტროგული ხეობებით, რომლებიც ვრცელ ფიორდებში

გადადიან.

ახალი მიწის კლიმატს განსაზღვრავს მისი ჩრდილოეთური მდებარეობა და ისლანდია-კარის ბარიული მინიმუმი. ნალექების რაოდენობა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მცირდება. ნალექები ზღვის დონეზე 200 მმ-ია, ფერდობებზე 300-400 მმ, ზოლო მყინვარგამყოფზე 700 მმ. ნალექები ძირითადად ზაფხულში მოდის (ივნისი-სექტემბერი). წლიური ნალექების 70% მყარი სახით მოდის.

ახალი მიწის მდებარეობა, რელიეფი და კლიმატი ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან ჩრდილოეთის კუნძულზე საფარული და მთის საფარული გამყინვარებისათვის, ზოლო სამხრეთ კუნძულზე მთის ტიპის მცირე ზომის მყინვარების არსებობისათვის.

მთავარი მყინვარული ფირნიდან და მყინვარული გუმბათიდან იწყება 60 გამომტანი მყინვარი, ზოგიერთი მყინვარის ენა ფიორდებში ჩამოდის და აისბერგებს წარმოქმნიან. მყინვარული ფარის სიგრძე 413 კმ-ია (ყინულგამყოფის გაყოლებით), სიგანე 50-95 კმ. მყინვარული ფარის საერთო ფართობი 19.3 ათასი კმ²-ია. ყინულის საშუალო სიმძლავრე 300-400 მ. ზოგჯერ 700 მ. ორი გამკვეთი ჩადაბლებით მყინვარული ფარი სამ გუმბათად იყოფა — ჩრდილოეთის — 800 მ. სიმაღლით, მთავარი — 1000 მ. სიმაღლით და სამხრეთი — 900 მ. გუმბათების ზედაპირი დაფარულია 18 მ. სისქის ფირნით. მყინვარული ფარიდან ნუნატაკებს შორის მოძრაობს გამომტანი მყინვარები, რომელთა ენები ფიორდებში მთავრდება. ამ მყინვარების სიგრძე 25-60 კმ-ია, ზოლო სიმძლავრე 450 მეტრამდე, აქედან 250 მ. წყალქვეშ, ზოლო 200 მ. კი წყალზემოთ მდებარეობს. ფირნის ხაზის სიმაღლე ჩრდილოეთიდან (300 მ) სამხრეთისაკენ (600 მ) მატულობს. სამხრეთის კუნძულზე ფირნის ხაზი დაახლოებით 900 მ. სიმაღლეზე გადის.

ახალ მიწაზე გამყინვარების საერთო ფართობი 23 645 კმ²-ია. XIX-XX საუკუნეებში, ისევე, როგორც მთელ მსოფლიოში მყინვარების ფართობი მცირდება, XX ბოლოს მყინვარების ფართობი 430 კმ² შემცირდა.

ჩრდილოეთის მიწა — იგი აზიაში ყველაზე ჩრდილოეთით მდებარეობს, ლაპტევეებისა და კარის ზღვებს შორის. არქიპელაგი შედგება ოთხი დიდი და მრავალი პატარა კუნძულებისაგან. ჩრდილოეთის მიწაზე 287 მყინვარია, 18 325 კმ² საერთო ფართობით. აქედან 51 მყინვარული გუმბათია — 13.8 ათასი კმ² ფართობით, 99 გამომტა-

ნი მყინვარი, 3 შელფური და 46 მთის მყინვარი.

კუნძულების რელიეფი უმთავრესად პლატოსებრია, მაღალი ნაწილები დაფარულია მყინვარებით. სანაპირო ზოლში კარგად არის გამოხატული ფიორდები, სადაც გამომტანი მყინვარები აისბერგებს წარმოქმნიან.

არქიპელაგზე ნალექებს განაპირობებს ატლანტიკური ციკლონები, ზოლო არქტიკის და ციმბირის ანტიციკლონები ცივ და მშრალ ამინდებს განაპირობებს (მარტი, აპრილი). ნალექები სანაპირო ზოლში 100-230 მმ/წელიწადში, სიმაღლის მატებასთან ერთად ნალექების რაოდენობა იზრდება. 750-900 მ. სიმაღლეზე წელიწადში 450-500 მმ. ნალექი მოდის. კლიმატური პირობები განსაზღვრავს ფირნის ზაზის მდებარეობას, იგი იცვლება 300 მ-დან 600 მ-მდე, ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. მყინვარების ფორმირება ძირითადად ყინულოვანი კვების გზით ხდება, ცივი ფირნის ზონაზე მხოლოდ 10% მოდის. მყინვარების მოძრაობა მყინვარებსა და ფარებში 10-20 მ/წელიწადში, ზოლო გამომტანი მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე 100-150 მ/წელიწადში.

4. სკანდინავია-ურალის ოლქი

სკანდინავიის ნახევარკუნძულზე, მთების დასავლეთ ფერდობზე უხვ ატმოსფერული ნალექებს ციკლონები განსაზღვრავენ. ასეთი ნალექების მიუხედავად დასავლეთ სკანდინავიაში გამყინვარება შედარებით სუსტად არის წარმოდგენილი, რაც ჰაერის-მასების მაღალი ტემპერატურის და ატლანტის თბილი დინების გავლენის შედეგია. აღმოსავლეთით საშუალო სიმაღლის მთებია განლაგებული, აქ მცირე ზომის მყინვარები მხოლოდ ჩრდილოეთ ნაწილშია გავრცელებული.

სკანდინავიის მთები — 1600-2500 მ-ის ზემოთ პლატოსმაგვარი ზედაპირებით არის წარმოდგენილი. აქ განვითარებულია მყინვარული ქედები, საიდანაც მოკლენიანი ხეობის მყინვარები ეშვებიან. სკანდინავიაში ორი მყინვარული რაიონი, სამხრეთ ნორვეგიის და ჩრდილოეთი ნორვეგია-შვეციის, გამოიყოფა. სამხრეთი ნაწილის ცენტრში ოლფუტპეიმის მასივზე ფირნის ზაზი 1000 მეტრზე მდებარეობს, ზოლო იუტენპეიმის მასივის ფერდობებზე 1800-2000 მ-ზე. მთების მინიმალ-

ლური სიმაღლე სადაც მყინვარებია განვითარებული 1200 მეტრია დასავლეთ ნორვეგიაში. სამხრეთის შიდა ნაწილებში ასეთი მთების სიმაღლე 2200 მეტრია. ჩრდილოეთ ნაწილში ფირნის ხაზი 900-1900 მეტრის ფარგლებში ცვალებადობს. სვარტისენის მასივის მყინვარებზე ფირნის ხაზი 1100 მ-ზე. გადის, ხოლო მყინვარ სტურზე (კებნეკაის მასივი) დაახლოებით 1450 მ-ზე.

ჩრდილოეთ ნორვეგიაში გამყინვარების რამდენიმე ცენტრი გვაქვს, მათგან აღსანიშნავია სვარტისენის (პოლარული წრის შიგნით) და ოკსტინის მასივები. სვარტისენის დასავლეთ ნაწილში მდებარეობს მყინვარული გუმბათი 450 კმ² ფართობით. უმაღლესი წერტილი მყინვარის ზედაპირზე 1454 მ-ია. ოკსტინის მასივზე სამი ნორვეგიული ტიპის და რამდენიმე კარული და ხეობის ტიპის მყინვარებია (სულ 76.0 კმ²).

შვედეთის ლაპლანდიაში მყინვარები საკმაოდ კარგად არის წარმოდგენილი. აქ დაახლოებით 230 მყინვარია, აქედან ნახევარზე მეტი სარეკის მთებშია განლაგებული. მყინვარები ძირითადად კარული და ხეობის ტიპისაა, ყველაზე დიდი 6 კმ. სიგრძისაა. შვეციის უმაღლეს მწვერვალს კებნეკაისს (2124 მ.) მყინვარული ქული ადევს.

ნორვეგიაში მყინვარების ძირითადი ფართობი 65⁰-ე პარალელის სამხრეთით მდებარე მთებშია განლაგებული. ყველა დიდი მყინვარების გავრცელებას განსაზღვრავს ზღვის სიახლოვე. ყველა დიდი მყინვარი ფიორდების ირგვლივ არის განლაგებული. განსაკუთრებით გამოიყოფა სოგნეს და პარდანგენის ფიორდები. სამხრეთ ნორვეგიაში გამყინვარების ძირითად კერას წარმოადგენენ: ოლფოტბრეე — ზღვასთან ახლოს მდებარეობს, მყინვარული ქულით არის წარმოდგენილი (ფართობი 68 კმ²), ფირნის ხაზი 1000-1200 მ-ზე გადის.

იუსტედალსბრეე — სამი მყინვარული რაიონისაგან შედგება, აქედან იუსტედალი ყველაზე დიდია კონტინენტურ ევროპაში (600 კმ² ფართობით), იგი ტალღისებრ პლატოზე მდებარეობს და მისგან სხვადასხვა მიმართულებით 26 მყინვარი ჩამოდის. მორფოლოგიურად ნორვეგიული ტიპის მყინვარს წარმოადგენს. ყველაზე დიდი მყინვარული ნაკადის სიგრძე 14 კმ-ია. მასივის დასავლეთით მდებარე მყინვარების ენები 58 მ. სიმაღლეზე მთავრდებიან, ხოლო აღმოსავლეთის მყინვარები 470-650 მ. სიმაღლეზე.

იუტუნჰეიმი ანუ “გიგანტების ქვეყანა” — სკანდინავიის ყველაზე მაღალი მწვერვალებით (2468 მ.) და ალპური რელიეფითაა წარმოდე-

ნილი; იუტუნჰეიმის მყინვარების ფართობი 250 კმ²-ია.

სკანდინავიაში გამყინვარება ოთხი მორფოლოგიური ტიპით არის გამოხატული: გუმბათისებრი, ნორვეგიული, კარული და დაკიდული. აქედან კლასიკური ხეობის ტიპის მყინვარები აქ არ გვაქვს, ისინი საერთო მყინვარული პლატოდან იწყებიან. ზოგიერთი კარული მყინვარი დიდი ზომით გამოირჩევა.

პოლარულ ურალში მყინვარების არსებობა დაკავშირებულია ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობებზე ნალექების რაოდენობაზე (900 მმ). ფირნის ხაზი აქ 2000 მ-ზე მდებარეობს. მყინვარები ძირითადად კარული, ფერდობული და დაკიდული ტიპისაა. მათი კვება თოვლის ზედავებით და ნაქარი თოვლით ხდება. მყინვარები განლაგებულია 900-1300 მეტრის ფარგლებში.

ამ ოლქში გამყინვარების კიდევ ორი კერაა: პუტორანის პლატო და ორულგანის ქედი.

პუტორანის პლატო – იგი შედარებით შემალლებულ ნაწილს წარმოადგენს აღმოსავლეთ ციმბირის ზეგანზე, რომელიც დასავლეთ ციმბირის დაბლობის აღმოსავლეთ ნაწილში აღიმართება, თითქმის 2000 მეტრის სიმაღლეზე. ნალექების რაოდენობა მასივის დასავლეთ ნაწილში აღმართულ მთებში, 1000-1500 მმ-ია, მათგან ნახევარზე მეტი 1000 მმ. მყარი სახით მოდის. სულ პუტორანის პლატოზე 22 მყინვარია, 2.54 კმ² ფართობით.

ორულგანის ქედი – იგი განლაგებულია მდ. ლენას ქვემო დინების აღმოსავლეთ ნაწილში და შედის ვერხოიანსკის მთების სისტემაში. სულ ქედზე 74 მყინვარი გვხვდება, რომელთა საერთო ფართობი 18.8 კმ²-ია. მყინვარების დიდი ნაწილი მცირე ზომის კარული და კარული-ხეობის ტიპის არიან.

III. ევრაზიის ატლანტიკური პროვინცია

5. ალპების ოლქი

ალპურ მყინვარულ ოლქს ალპები და პირენეები მიეკუთვნება.

ალპები — დასავლეთ ევროპის უდიდესი მთიანი სისტემა, რომელიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ რამდენიმე ასეულ კილომეტრზე ვრცელდება და ჩრდილოეთით გამოზნექილი ფართო რკალი-სებრი ფორმა აქვს. უმაღლესი მწვერვალია მონბლანი — 4810 მ. ალპებს ძირითადად ყოფენ სამ ნაწილად: 1). დასავლეთი ანუ საფრანგეთის ალპები — აქ შედის მონბლანის მასივი და პენინის ალპები; 2). ცენტრალური ანუ შვეიცარიის ალპები — ბერნის, ლეპონტინის, გლარნის ალპები; 3). აღმოსავლეთი ანუ ავსტრიის ალპები — რეტის და ცილერტალის ალპები. ყველა ამ მონაკვეთში სამხრეთით გამოყოფენ იტალიის ალპებს. რელიეფის მორფოლოგიით და გენეზისით ალპები ორ ნაწილად იყოფა დასავლეთის და აღმოსავლეთის, მათ საზღვარს ბოდენის და კომოს ტბების ჩაღაბლება წარმოადგენს, სადაც მიედინება, ჩრდილოეთით — მდ. რეინი და სამხრეთით მდ. ადრას მარჯვენა შენაკადი (ჩაედინება კომოს ტბაში). ალპებს ძირითადად განედური მიმართულება აქვს, მხოლოდ დასავლეთ ნაწილში ირკალება სამხრეთისაკენ. ალპების განედური მდებარეობა ბარიერს არ წარმოადგენს დასავლეთის ატლანტიკური ჰაერის მასებისთვის. გამონაკლისია მხოლოდ სამხრეთიდან — ლიგურიის და ტირენის ზღვებიდან შემოჭრილი ციკლონები, რომელთათვის ალპები ერთგვარი წინაღობაა. ალპებზე ხშირად გადიან ციკლონები, რომლებიც მთის ფერდობებზე დიდი რაოდენობით ნალექს ტოვებენ. ნალექების რაოდენობა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მცირდება.

ალპებში მთის მყინვარების ყველა ძირითადი ტიპი გვხვდება. გამყინვარების ფართობი 2835 კმ²-ია, ყველაზე დიდი ფართობი ხეობის ტიპის მყინვარებს უკავია. ფირნის ზაზი 2900-3300 მ. სიმაღლეზე გადის და დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მალდება — ატლანტის ოკეანიდან დაშორების შესაბამისად. დასავლეთ ალპებში ფირნის ზაზი 2800-2900 მ. სიმაღლეზე, ცენტრალურ ალპებში — 2900-3000- მ-ზე. ხოლო აღმოსავლეთ ალპებში კი დიფერენციაციას განიცდის 3000-3300 მ-ის ფარგლებში. ალპებში საშუალო წლიური ტემპერატურა შამონში ზღ. 1040 მ სიმაღლეზე. +6.3°, ხოლო

3000 მ-ზე, ფირნის ხაზთან — 7°. ყველაზე თბილ თვეში 0°-იანი იზოთერმა 3800-3900 მ. სიმაღლეზეა. ალპებში ნალექები მეტად არათანაბრადაა განაწილებული. ხეობებში ნალექები წელიწადში 600-800 მმ. მოდის, ზოგან კი უფრო ნაკლებიც.

ნალექების რაოდენობა სწრაფად მატულობს სიმაღლის მატებასთან ერთად. მყინვარების ენის ბოლო მიდამოებში 1000 მმ. ნალექი მოდის, უფრო ზემოთ მყინვარების ენის ზედაპირზე 1500 მმ. ნალექების მაქსიმუმი ფირნის ხაზის ზონაში მოდის საშუალოდ 2500-3000 მმ/ წელიწადში. ფირნის ხაზის ზონაში ნალექების 85% მყარი სახით მოდის. ქედის ჩრდილოეთ და სამხრეთ ფერდობებზე ნალექების თანაბარი რაოდენობაა, რაც ნოტიო ჰაერის მასების მოძრაობის და ქედების თანხვედრითი განფენილობითაა გამოწვეული. მყინვარზე აკუმულაციის ძირითად ფაქტორს მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექი წარმოადგენს. გადაქარულ თოვლს მცირე წვლილი მიუძღვის, ხოლო თოვლის ზედაპირის როლი მხოლოდ ზოგიერთ მყინვარზე აღინიშნება. ფირნის და ყინულის ყოველწლიური მატება სიმაღლესთან ერთად იზრდება. სილფრეტის მასივზე ფირნის წლიური ნარჩენი 3300 მეტრ სიმაღლეზე 2.0-2.5 მ-ია, ხოლო 3800 მ. სიმაღლეზე 4.5-5.5 მ. მონბლანის ფირნის აუზში ფირნის ნარჩენი დაახლოებით 5.0 მ-ია. ალპების მყინვარების კვების არეში ფირნის სისქე 3-5 მეტრია წელიწადში, ხოლო ფირნის მატება 200-400 გრ/სმ² შეადგენს. აბლაციის პერიოდში მყინვარის ენაზე დაახლოებით 10 მ. სისქის ყინული დნება, ფირნის ხაზის ქვემოთ ორი მეტრი. დიდი ალპების მყინვარზე აბლაციის სიმაღლითი გრადიენტი 9-10 მმ/მ-ია.

ალპური მყინვარების სწრაფი მოძრაობის და უხვი თოვლის გამო ყინულის კვების ზონა აქ არ აღინიშნება. XIX-XXI საუკუნეში ისევე, როგორც მთელ დედამიწაზე, ალპებშიც მყინვარები უკან იხევდნენ. საერთო უკან დახევის ფონზე არის პერიოდები, როცა მყინვარები წინ მოიწევენ. ასეთი პერიოდებია 1890-1895, 1910-1925, 1947-1955, 1970-1975 წწ.

ალპებში ყველაზე კარგად არის შესწავლილი მყინვარები და მათი დინამიკა. ეს ბუნებრივია, გლაციოლოგიის აკვანი ზომ ალპებში დაირწა. ალპებში სულ 3191 მყინვარია, საერთო ფართობით 2682.1 კმ². ამის გარდა აქ აღრიცხულია 1743 თოვლნარი (ნაქარი-თოვლნარები) საერთო ფართობით 153.4 კმ². მყინვარების უმრავლესობა (64%) ხმელთაშუა და ადრიატიკის ზღვების აუზებს მიეკუთვნება. 30% —

ჩრდილოეთის ზღვის აუზს, ხოლო 16% - შავი ზღვის აუზს.

ალპებში მცირე ზომის (1.0 კმ² ნაკლები) მყინვარებზე 83.9% მოდის, ფართობის მიხედვით კი მათზე მხოლოდ — 26.7 %. დიდ მყინვარებზე (5 კმ²-ზე მეტი) რაოდენობის 2.9% და ფართობის 40.4% მოდის.

გამყინვარების მხრივ ძალზე საინტერესოა ალპების მშენება მონბლანის მასივი, რამოდენიმე მწვერვალი 4000 მეტრს აჭარბებს. მონბლანის მასივის თხემზე გადის საფრანგეთის, იტალიის და შვეიცარიის სახელმწიფო საზღვარი. მონბლანის მასივის გამყინვარება 200 კმ²-ია, აქედან 125 კმ² საფრანგეთში, 42 კმ² — იტალიაში და 33 კმ² — შვეიცარიაში მდებარეობს. აქ დიდი მყინვარია მერ-დე-გლიასი (სიგრძე — 12 კმ, ფართობი — 33.1 კმ²), რომელიც ცნობილი კურორტის შამონის ხეობაში 1910 მ. სიმაღლეზე ჩამოდის. ალპებში ყველაზე დიდია ბერნის ალპებში (შვეიცარია) მდებარე მყინვარი დიდი ალეჩი (სიგრძე — 24.7 კმ, ფართობი — 86.8 კმ²)

პირენეი მთიანი სისტემაა სამხრეთ-დასავლეთ ევროპაში, საფრანგეთსა და ესპანეთს შორის. სიგრძით 450 კმ-ია, უმაღლესი მწვერვალი ანეტო (3404 მ). პირენეი 70 მყინვარია 15 კმ² ფართობით. აქ მცირე ზომის (ზოგიერთი გაქრობის სტადიაშია) კარული ტიპის მყინვარებია. ყველაზე დიდი მყინვარია ანეტო 1.0 კმ² ფართობით.

6. კავკასიის ოლქი

კავკასიის ოლქის ძირითად ოროგრაფიულ ერთეულს კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედი წარმოადგენს იგი ტამანის ნახევარკუნძულიდან აფშერონის ნახევარკუნძულამდე 1500 კმ-ზეა გადაჭიმული.

განფენილობის მიხედვით კავკასიონი სამ ნაწილად იყოფა: დასავლეთი, ცენტრალური და აღმოსავლეთი. მათ შორის საზღვარი გადის იალბუზის (5642 მ) და მყინვარწვერის (5047 მ) პერიდიანების ახლოს. კავკასიის მთიან სისტემაში ყველაზე მაღალია ცენტრალური კავკასიონი. 10 მწვერვალი 5000-ზე მაღალია (იალბუზი, დიხთაუ, შხარის მასივი, მყინვარწვერი). სწორედ ამ მონაკვეთშია კავკასიის უმაღლესი მწვერვალი იალბუზი (5642 მ) მყინვარული

კომპლექსით.

კავკასიონის კლიმატზე დიდ გავლენას ახდენს სამხრეთ-დასავლეთიდან და დასავლეთიდან ატლანტის ოკეანისა და ხმელთაშუა ზღვის მხრიდან გადმონაცვლებული ციკლონები და აზიის ანტიციკლონის განშტოება, რომელიც მოცემულ რეგიონში ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან ვრცელდება. ციკლონური პროცესები წელიწადის თბილ პერიოდში ყალიბდება, ანტიციკლონური კი ცივ პერიოდში. ამის გამო კავკასიონის მაღალი მწვერვალები მთელი წლის განმავლობაში ამ პროცესების გავლენის ქვეშ იმყოფება, რაც მათ ატმოსფერული ნალექებით კვებას უზრუნველყოფს. ნალექების დიდი რაოდენობა დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე გამოიყოფა. დასავლეთ კავკასიონზე მდ. კოდორის აუზში 3000 მეტრს ზემოთ წელიწადში 4000 მმ ნალექი გამოიყოფა, ხოლო ჩრდილოეთ ფერდობზე მდ. ყუბანის აუზში 2000-3000 მმ. იგივე რაოდენობა მოდის ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, მაშინ როცა ჩრდილოეთ ფერდობზე 1000-2000 მმ ფიქსირდება. აღმოსავლეთ კავკასიონზე კი 1000-1500 მმ ნალექი აღინიშნება. ატმოსფერული ნალექები დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით მცირდება, ხოლო ფირნის ხაზის სიმაღლე - მაღლა იწევს. ფირნის ხაზი ყველაზე დაბლა დასავლეთ კავკასიონზე 2900-3100 მ სიმაღლეზე მდებარეობს, ცენტრალური კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე 3600 მ-ზე, სამხრეთ ფერდობზე ხელსაყრელი კლიმატური პირობების გამო 3200-3400 მ-ზე, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონის ორივე ფერდობზე 3500-3700 მეტრ სიმაღლეზე მდებარეობს. კავკასიონის მყინვარების კვებაში მნიშვნელოვან როლს თოვლის ზვავები და ნაქარი თოვლი ასრულებს.

კავკასიონის ქედის ჩრდილო ფერდობი რელიეფის პირობების მიხედვით მყინვარების ჩამოყალიბებისათვის უფრო ხელსაყრელია, ვიდრე სამხრეთ ფერდობი. ამას ხელს უწყობს მაღალი ჰიფსომეტრია და ძლიერ დანაწევრებული ფერდობები, ვიურმული პერიოდის ფართო ცირკებით წარმოდგენილი ხეობები და ქვაბულები.

დასავლეთ კავკასიონი ცენტრალურ და აღმოსავლეთ კავკასიონზე დაბალია. მისი უმაღლესი წერტილია მ. დომბაი-ულგენი (4046 მ), რომელიც მდ. თებერდას და პტიშის სათავეებში მდებარეობს. ამ მონაკვეთის რელიეფი მკვეთრი მოხაზულობით, ღრმა დანაწევრებით და ნივალურ-გლაციალური ფორმებით გამოირჩევა. დასავლეთ კავკა-

სიონის მყინვარები, მიუხედავად დაბალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობისა მნიშვნელოვან ფართობს მოიცავს ტენიანი კლიმატური პირობების გამო. დასავლეთ კავკასიონზე 567 მყინვარი 277.8 კმ² ფართობზე ვრცელდება. ჩრდილოეთ ფერდობზე როგორც ფართობით, ისე რაოდენობით სამჯერ მეტი მყინვარია, ვიდრე სამხრეთზე. ჩრდილოეთური ექსპოზიციისაა მყინვარების 80-85%. მათ შორის აღსანიშნავია მყინვარი მარუხი (სიგრძე 4.0 კმ, ფართობი 3.3 კმ²), რომელიც (კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე) მდ. მარუხის (მდ. ყუბანის აუზი) სათავეებში მდებარეობს. მყინვარებზე მრავალი წლების განმავლობაში სტაციონარული დაკვირვება წარმოებდა და კარგად არის შესწავლილი.

ცენტრალური კავკასიონი მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობისა და ხელსაყრელი მორფოლოგიური პირობების გამო თანამედროვე გამყინვარების მნიშვნელოვან კერას წარმოადგენს. აქ სულ 1123 მყინვარია, საერთო ფართობით 1037,2 კმ². მყინვარები მთავარი წყალგამყოფისა და გვერდითი ქედების მაღალ მასივებსა და ცირკებშია მოთავსებული. მათი ღიდი ნაწილის ფართობი 1 კმ²-ზე მეტია. გვერდითა ქედებზეა კონუსური მწვერვალების ტიპის მყინვარული კომპლექსები – იალბუზი და ყაზბეგი-ჯიშარა. რაოდენობრივად კარული და ხეობის ტიპის მყინვარები ჭარბობს. ცენტრალური კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობის მყინვარები მდ.თერგისა და მისი შენაკადების მალკის, ბაქსანის, ჩეგემის, ჩერეკის, ურუხის, არდონის (ფიგდონის და გიზელდონის) აუზებს მიეკუთვნება, მხოლოდ ნაწილია მდ. ყუბანის სათავეებში. ჩრდილოეთ ფერდობზე სულ 742 მყინვარია, საერთო ფართობით 684.4 კმ².

ცენტრალური კავკასიონისა და ყაზბეგი-ჯიშარას მასივზე დაფიქსირებულია მყინვარების პულსაცია. კერძოდ კოლკასა და დევდორაკზე. მათზე ინფორმაცია მოცემულია ქვემოთ.

კავკასიის თანამედროვე გამყინვარების უდიდეს კერას იალბუზის მყინვარული კომპლექსი (122.6 კმ² ფართობით) წარმოადგენს. იალბუზის ეულკანური მთის დიამეტრი 10 კმ-ს შეადგენს და მასზე განვითარებული თოვლ-ყინულოვანი ქედიდან საზრდოობს 10 მძლავრი მყინვარული ნაკადი. ეს მყინვარული ნაკადები სხვადასხვა სიმაღლეზე ბოლოვდებიან და ხეობის ტიპის მყინვარების ფორმა აქვთ. ესენია: მცირე და ღიდი აზაუ, ულუჩირანი, კარაჩაული, და სხვა.

იალბუზზე ყინულწარმოქმნის სამი ზონა გამოიყოფა: 1). თოვლ-

ფირნული (მწვერვალიდან 5200-5300 მ-მდე); 2). თბილ ფირნული (5200-5300 მ-დან ფირნის ზაზამდე 3700-3800 მ-მდე); 3). ყინულოვანი კეების ზონა. ეს ზონა ცალკეულ ადგილებში ფირნის ზაზის დაბლაც შეიმჩნევა.

კაკასიაში უდიდესი ზეობის ტიპის მყინვარია ბეზინგი (სიგრძე 17.6, ფართობი 36.2 კმ²). იგი ჩრდილოეთ ფერდობზე ბეზინგის კედლის ძირში მდებარეობს და მდ. ჩერეკ-ბეზინგის სათავეს წარმოადგენს. მყინვარის კეებაში მნიშვნელოვანი როლი ბეზინგის კედლიდან ჩამოსულ ზვავებს მიუძღვით.

მყინვარი დიხ-სუ (სიგრძე 13.3 კმ; ფართობი 34.0 კმ²) ფართობით მე-2 მყინვარია კაკასიაში. იგი შხარას აღმოსავლეთ კალთებიდან ეშვება და მარცხენა მხრიდან მყ. აილამას იერთებს.

მყინვარი ყარა-უგომი (სიგრძე 13.3, ფართობი 26.6 კმ²) იკვებება ამავე სახელწოდების ვრცელი მყინვარული პლატოდან. ამავე პლატოდან ნაწილობრივ იკვებებიან კაკასიონის სამხრეთ ფერდობზე განლაგებული მყინვარები: ბუბა და ბოყო.

აღმოსავლეთ კაკასიონი ვრცელდება დარიალის ზეობიდან კასპიის ზღვამდე. მთიანი სისტემის ოროგრაფიულ ღერძს წარმოადგენს მთავარი წყალგამყოფი. მნიშვნელოვანია გვერდითი ქედები, მეორე რიგის შტო ქედებით. ამ მონაკვეთში წყალგამყოფის თხემის საშუალო სიმაღლე 3000-3200 მეტრია. გვერდითი ქედის მაღალი მწვერვლებია მ. თებულო (4493 მ), მ. დონო (4174 მ.), ბოჩეკერი (4108 მ.), იენამერი (4157 მ.). თანამედროვე მყინვარები წყალგამყოფი ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში მხოლოდ მ. ბაზარდიუზის (4466 მ) ფერდობებზეა განლაგებული, მათგან აღსანიშნავია მყინვარი მურკარი (სიგრძე 2.7 კმ, ფართობი 1.0 კმ²).

აღმოსავლეთ კაკასიონის კლიმატს, ისევე როგორც მთლიანად კაკასიონის, ატლანტის ოკეანიდან მონაბერი ტენიანი ჰაერის მასები განაპირობებს; თუმცა აქ ჰავა უფრო კონტინენტური და მშრალია. ფირნის ზაზის სიმაღლეზე (3400-3600 მ) 1000-1200 მმ ნალექი გამოიყოფა.

აღმოსავლეთ კაკასიონის ჩრდილო მაკრო ფერდობზე 332 მყინვარია საერთო ფართობით 100.8 კმ². აქ წარმოდგენილია კარული, დაკიდული და კარულ-დაკიდული ტიპის მყინვარები. მათი ფართობი 1 კმ²-ს არ აღემატება. სამხრეთ ფერდობზე ერთი მყინვარია აბუდე-ლაური.

სამხრეთ კავკასიაში გამყინვარების ორი მცირე კერა არის. ესენია: მ. არაგაცი (4090 მ) და ზანგეზურის ქედი (უმაღლესი მწვერვალი მ. კაპიდუიკი 3940 მ.). მ. არაგაცზე 28 მყინვარია საერთო ფართობით 2.47 კმ². ყველაზე გრძელი მყინვარის საკარის სიგრძე 0.9 კმ-ია, ფართობი კი 0.27 კმ². ზანგეზურის ქედზე 14 მყინვარია 1.32 კმ² ფართობით. აქ თითქმის ყველა მყინვარი ჩრდილო, ჩრდილო-აღმოსავლეთის ექსპოზიციისაა. ჭარბობს მცირე ზომის დაკიდული და კარული ტიპის მყინვარები. მ. არაგაცზე ფირნის ხაზი 3710 მ-ზეა; ზოლო ზანგეზურის ქედზე 3620 მ-ზე.

მცირე აზიაში მყინვარები თურქეთისა და ირანის ტერიტორიაზეა გავრცელებული. თურქეთში მყინვარები გვხვდება ჯილოს მასივზე - (4168 მ), (თავრის მთებში), ვულკან სიუფხანზე (4439 მ) და არარატზე (5165 მ) - (აღმოსავლეთ ნაწილი), კაჩკარსა (3937 მ) და ვერჩენიკის (3711 მ) მასივებზე - (პონტოს მთები). ირანში კი ელბურსის მთებზე.

პონტოს მთები თურქეთს ჩრდილოეთით აკრავს. მთები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 1000 კმ-ზეა გადაჭიმული და მისი საშუალო სიმაღლე 2000 მ-ს შეადგენს. აღმოსავლეთის მიმართულებით იგი თანდათანობით მალდება და უმაღლეს მწვერვალ მ. კაჩკარზე (3937 მ) აღწევს. გამყინვარების ძირითადი კერაც აქ არის წარმოდგენილი, რასაც ხელს უწყობს კლიმატური პირობები. ნალექების რაოდენობა წელიწადში 2000-2500 მმ-ს შეადგენს და ძირითადად მყარი სახით გამოიყოფა. მყინვარების ფართობი 2.5 კმ²-ია. აქ ძირითადად გვხვდება მცირე ზომის კარული და ხეობის ტიპის მყინვარები. ჩრდილოეთ ფერდობზე თოვლის ხაზი 3350 მ-ზე გადის, ზოლო სამხრეთზე 3500 მ-ზე. მყინვარ დიდი კაჩკარის ენის სიგრძე 1.5 კმ-ია და 3100 მ-მდე ეშვება.

თავრის მთები, ანატოლიის ზეგანის სამხრეთით 1500 კმ-ზეა გადაჭიმული. ამ რეგიონის უმაღლეს მონაკვეთს ჯილოს მასივი (4168 მ) წარმოადგენს. თანამედროვე მყინვარები მხოლოდ აქ გვხვდება. ზღვიდან გადმონაცლებული ჰაერის მასები რეგიონში ტენით გაღარიბებული გადმოდის, ამიტომაც მიუხედავად მაღალი მდებარეობისა აქ მხოლოდ 20-მდე მცირე ზომის კარული და კარული-ხეობის ტიპის მყინვარია. ფირნის ხაზი 3600-3700 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. მცირე ზომის მყინვარია ვანის ტბის ჩრდილოეთით მდებარე სიუფხანის ვულკანურ მთაზე.

მცირე აზიაში თანამედროვე მყინვარები ყველაზე კარგად თურქეთის უმაღლეს მწვერვალ არარატზეა (5165 მ) წარმოდგენილი. არარატის მთა ეულკანური წარმოშობისაა. მასზე ნათლად შეინიშნება ორმაგი ამოფრქვევის კვალი. სწორედ მთის ზედა ნაწილი მთლიანად მყინვარული ქედით არის დაფარული და მისი ფართობი 10 კმ²-ს შეადგენს. არარატზე რამოდენიმე დაკიდული ტიპის მყინვარია, რომელთა სიგრძე ზოგ ხეობაში (ბარანკოსებში) 2 კმ-ს შეადგენს. ფირნის ხაზი 4000-4200 მ სიმაღლეზე მდებარეობს, ხოლო თოვლის ხაზი 4500 მეტრზე, არარატზე გლაციალური ზონა ამ სიმაღლიდან იწყება.

ირანის ტერიტორიაზე მყინვარები ელბურსის მთებშია გავრცელებული. იგი კასპიის ზღვას სამხრეთით აკრავს გარს და 900 კმ-ზეა გადაჭიმული. მისი უმაღლესი მწვერვალია მ. დემავენდი (5604 მ). მწვერვალის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში 2 კმ² ფართობის მყინვარი მდებარეობს. რეგიონში ცივი და მშრალი კლიმატური პირობებია ჩამოყალიბებული, ნალექები ცივ ფრონტებსა და ციკლონებს მოაქვთ, რაც რელიეფის განსაკუთრებულ ფორმებში მყინვარების არსებობას უზრუნველყოფს. აქ მყინვარების საზრდოობა ძირითადად ზვავების საშუალებით ხდება. ამიტომ მყინვარების ენები ძირითადად ზედაპირული მორენებით არის დაფარული. ყველაზე დიდი მყინვარის სიგრძე 7 კმ-ს შეადგენს, რომლის 80% მორენებით არის დაფარული. თეირანის ახლოს ელბურსის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზე 3 კმ სიგრძის მყინვარი მდებარეობს, აქ ფირნის ხაზი 4000-4100 მ-ზე გადის.

7. პამირ-ალაის ოლქი

აზიის ერთ-ერთი უდიდესი მთიანი სისტემა პამირი, რომელიც ტაჯიკეთისა და ჩინეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს. იგი განედური მიმართულების მაღალი ქედებისა და ეროზიული ხეობებით ჩაჭრილ მთიან სისტემას წარმოადგენს. პამირში რამოდენიმე 7000 მწვერვალიდან უმაღლესია კომუნისმის პიკი (7495 მ).

პამირის მთიანი სისტემა ძირითადად აგებულია კამბრიუმამდელი და ნეოგენური ასაკის წყებებით (გნეისები, კრისტალური ფიქლები, მარმარილო, ქვიშაქვები და სხვ.).

პამირში თანამედროვე გამყინვარებას ატლანტის ოკეანიდან გადმონაცვლებული ტენიანი ჰაერის მასები განაპირობებს. ნალექების განაწილება მეტად არათანაბარია და 90-260 მმ-იდან 1100 მმ-მდე ცვალებადობს. ფირნის ზაზის სიმაღლე იცვლება კლიმატურ ფაქტორთან ერთად. იგი ყველაზე დაბლა დასავლეთ და ჩრდილოეთ პამირში 3600-3800 მ-ზე მდებარეობს, ცენტრალურ ნაწილში 4000-5000 მეტრამდე, ხოლო აღმოსავლეთში 5000-5500 მ-მდე აღის.

პამირში სულ 6729 მყინვარია, 7493 კმ²-ია ფართობით. თანამედროვე გამყინვარების გავრცელებისა და მასშტაბების მიხედვით გამყინვარების ოთხი რეგიონი გამოიყოფა: 1) ჩრდილოეთ პამირი – ზაალაის (ალაის იქითა) ქედი; 2) ცენტრალური და დასავლეთ პამირი – მეცნიერებათა აკადემიის, პეტრე I, დარვაზის, ვანჩის, იაზგულემის და სხვა ქედები; 3) სამხრეთ-დასავლეთ პამირი – იაზგულემის ქედის სამხრეთი ნაწილი; 4) აღმოსავლეთი პამირი – ზულუმარტის, სარიქოლის, მიზქოლის და სხვა ქედები.

ჩრდილოეთი პამირი – მოიცავს ალაის იქითა ქედს. მისი საშუალო სიმაღლე 5500 მეტრია, უმაღლესი წერტილი კი – ლენინის პიკი (7134 მ). სწორედ ის წარმოადგენს ჩრდილოეთ პამირის გამყინვარების ძირითად ცენტრს. აქედან ყველა მხარეს მნიშვნელოვანი მყინვარები ეშვება: ლენინი, დიდი და პატარა საუკდარა და სხვა. ქედის ჩრდილოეთი ფერდობი უფრო მეტ ნალექს იღებს, ვიდრე სამხრეთი. შესაბამისად, ჩრდილოეთ ფერდობზე ფირნის ზაზის სიმაღლე დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 4200 მ-დან 4500 მ-მდე იზრდება, ხოლო სამხრეთზე 4500 მ-დან 5400 მ-მდე. ზაალაის ქედზე სულ 550 მყინვარია, საერთო ფართობით 1329 კმ².

მწვერვალ ლენინის პიკის სამხრეთ ფერდობიდან ოთხი მძლავრი ხეობის ტიპის მყინვარი ეშვება – დიდი (სიგრძე 20.6 კმ-ი, ფართობი კი 23.5 კმ²) და პატარა საუკდარა (სიგრძე 14.3 კმ-ი, ფართობი კი 23.5 კმ²), ბერჟინსკი (სიგრძე 14.9 კმ-ი, ფართობი კი 19.0 კმ²) და ვალი (სიგრძე 7.6 კმ-ი, ფართობი კი 11.9 კმ²). მათთვის დამახასიათებელია ვრცელი ფირნის აუზები.

დასავლეთი და ცენტრალური პამირი თანამედროვე გამყინვარების თვალსაზრისით, პამირში, ყველაზე დიდი რეგიონია. აქ 2187 მყინვარია, საერთო ფართობი 3480 კმ², რაც მთლიანად პამირის თანამედროვე გამყინვარების 46.5%-ს შეადგენს. რაიონის დასავლეთ ნაწილში ქედების შედარებით დაბალი სიმაღლის გამო ძირითადად

გავრცელებულია მცირე ზომის კარული და დაკიდული ტიპის მყინვარები, უფრო აღმოსავლეთით სიმაღლის მატებასთან ერთად მყინვარები გადადის ხეობის, ხეობის რთულ და დატოტვილ ტიპში. ამ რაიონში გამყინვარებს ძირითად ცენტრებს წარმოადგენს: მეცნიერებათა აკადემიის, პეტრე I, დარვაზის, ვანჩისა და იაზგულუმის ქედები.

დასავლეთ და ცენტრალურ პამირში გამყინვარების მძლავრი კერის ჩამოყალიბება ხელსაყრელი რელიეფის და კლიმატური ფაქტორების ურთიერთქმედებამ განაპირობა. მისი საშუალო სიმაღლე 5760 მეტრია, მაქსიმალური კი კომუნიზმის პიკი (7495 მ). ნალექების წლიური რაოდენობა 1000-1500 მმ-ს შეადგენს. ფირნის ხაზი კი 3600-3800 მეტრზეა. პამირის ამ ნაწილში გამყინვარების მნიშვნელოვან კერას მეცნიერებათა აკადემიის ქედი წარმოადგენს. აქ 139 მყინვარია, რომელთა საერთო ფართობი 1134.4 კმ²-ია. აღსანიშნავია, რომ გამყინვარების 90% რთული ხეობის და დატოტვილი ტიპის 11 მყინვარე მოდის. მათ შორის ყველაზე დიდია ფედჩენკოს მყინვარი, (სიგრძე 77 კმ. ფართობი 649.6 კმ²) ფირნის ხაზის სიმაღლე მყინვარის რაიონში 4700 მეტრია. მორფოლოგიურად დატოტვილი ტიპის მყინვარია, რომელიც მარცხენა და მარჯვენა მხრიდან მძლავრ მყინვარულ ნაკადებს იერთებს, ხოლო ენა 2910 მეტრის სიმაღლეზე ბოლოვდება.

თანამედროვე გამყინვარების ერთერთ მძლავრ კერას პეტრე I-ის ქედი წარმოადგენს, რომელზეც 478 მყინვარია საერთო ფართობით 479.7 კმ². პამირის მნიშვნელოვანი მყინვარებია: ფორტამბეკი, სუგრანი, განდო და გარმო.

სამხრეთ-დასავლეთი პამირი — მოიცავს მდ. ბართანგის ხეობის სამხრეთით არსებულ: რუშანის, შუგნანის, შაჰდარის, იშქაშიმის და სხვა ქედებს. მათი სიმაღლე 6000-6500 მეტრს აღწევს, ქედების ფერდობები მდინარეთა ღრმა ეროზიული ხეობებით ძლიერ არის დანაწევრებული. აქ 1873 მყინვარია, საერთო ფართობით 1309.7 კმ². მათგან 83% მოდის მცირე ზომის მყინვარებზე, რომელთა ფართობი 1.1 კმ²-ს არ აღემატება. მათგან მხოლოდ 8 მყინვარია 10 კმ²-ზე მეტი ფართობით და ერთი 25 კმ²-ზე მეტი. ფირნის ხაზის სიმაღლე ჩრდილო-დასავლეთიდან 4400-4600 მ-დან სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით 5000 მეტრამდე მატულობს. აქ ძირითადად ხეობის, ხეობის რთული, კარული-ხეობის, კარული და დაკიდული ტიპის მყინვარებია გავრცელებული.

აღმოსავლეთ პამირი – მაღალი ქედებით გარშემორტყმული მაღალმთიანი უდაბნოა. აქ კონტინენტური, მშრალი ჰავაა, ნალექები მცირე რაოდენობით გამოიყოფა. ფირნის ხაზი 5100-5400 მ-ზე მდებარეობს. მყინვარები გავრცელებულია მუზქოლის, ზულუმართის, სარიქოლის, ჩრდ. ალიჩურის, სამხ. ალიჩურის, ვახანის და სხვა ქედებზე. მათი აბსოლიტური სიმაღლე 5500-6200 პამირის ამ რაიონში ყველაზე მეტად გავრცელებულია ხეობისა და ფერდობის ტიპის მყინვარები. მთლიანად აღმოსავლეთ პამირში 2119 მყინვარია. საერთო ფართობით 1374.3 კმ². მყინვარების დიდი ნაწილი 1.1 კმ²-მდე ფართობისაა და მხოლოდ 7 მყინვარია 10 კმ²-ზე მეტი.

კაშგარის ქედი პამირის მთიანეთს შემოსაზღვრავს ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და გამოყოფს ტარიმის ქვაბულისაგან. ქედის უმაღლესი მწვერვალია კონგური (7190 მ), რომელიც გიგანტურ ციცაბო კედელით აღმართულია აღმოსავლეთის მთისწინეთისგან. კონგურის მასივიდან ათეული მყინვარი ეშვება, ყველაზე დიდია 17 კმ სიგრძის მყინვარი ჩრდილო კოკსელი. იგი თურქესტანული ტიპისაა და ბოლოვდება 2850 მ. სიმაღლეზე. მუზტაგატას მყინვარული ქედიდან (7546 მ) 16 მყინვარი ეშვება. ყველაზე დიდია მყინვარი კოკსელი (სიგრძე 23 კმ) მისი ენა 4000 მ სიმაღლეზე ბოლოვდება.

კონგურის ჩრდილო აღმოსავლეთ ფერდობზე ფირნის ხაზი 4400-4600 მ სიმაღლეზე გადის, ხოლო სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში 5200-5400 მ-ზე. მუზტაგატზე შესაბამისად 5000-5100 მ-ზე და 5200-5400 მ-ზე.

კაშგარის ქედის სხვა ადგილებში მცირე ზომის მყინვარები გვხვდება. გამყინვარების საერთო ფართობი 2258 კმ²-ია.

ჰისარო-ალაის მთიანი სისტემა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 900 კმ-ზეა გადაჭიმული. იგი პერცინული ასაკის დანაოჭებაა და ძირითადად დანალექი და მეტამორფული ქანებითაა აგებული. ჰისარო-ალაის აღმოსავლეთ ნაწილს ალაის ქედი ქმნის. იგი აღმოსავლეთიდან დასავლეთით ფერგანის ქედის შემაერთებული ადგილიდან მატჩინის მთიან სისტემამდეა გავრცელებული. ალაის ქედის დასავლეთ განშტოებებია თურქესტანისა და ზერავეშანის ქედები, ხოლო ჰისაროს ქედი ზერავეშანის ქედის სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებითაა განფენილი. ქედები მნიშვნელოვან სიმაღლეს მატჩინის მონაკვეთში აღწევენ (5500 მ-მდე), ამიტომაც ჰისარო-ალაის მნიშვნელოვანი მყინვარები, ყველაზე დიდ ზერავეშანის მყინვართურთ, ამ

რაიონშია წარმოდგენილი.

პისარო-ალაის რაიონისათვის კონტინენტური ტიპის კლიმატია დამახასიათებელი. ტენიანი ჰაერის მასები სამხრეთ-დასავლეთიდან შემოდის. ატმოსფერული ნალექების გამოყოფა ძირითადად ზამთრისა და გაზაფხულის პერიოდში ხდება. პისაროს ქედის სამხრეთ ფერდობზე 2000 მმ. ნალექი მოდის მათი რაოდენობა ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით თანდათანობით მცირდება და თურქესტანის ქედზე 1000-1200 მმ მოდის. ფირნის ზაზის სიმაღლეც 3400 მ-დან 4500 მ-მდე იზრდება.

პისარო-ალაის ქედზე 3890 მყინვარია, 2327 კმ² ფართობით. უდიდესი მყინვარია ზერაჟმანი (სიგრძე 27.8 კმ, ფართობი 132.6 კმ²). იგი დატოტვილი ტიპის მყინვარია და 20 ნაკადისაგან შედგება.

8. ტიანშანის ოლქი

ტიანშანის მთიანი სისტემა - ევრაზიის ცენტრალურ ნაწილში, ყირგიზეთისა და ჩინეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს. იგი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 3000 კმ-ზეა გადაჭიმული და შედგება ერთმანეთის პარალელური მრავალი ქედისაგან. ძირითად ქედებს სუბგანედური მიმართულება აქვთ და სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ ვრცელდებიან. მრავალი მწვერვალი 5000 მეტრს აღემატება, ხოლო ყველაზე მაღალია გამარჯგების პიკი 7439 მ. ტიანშანის მთები პალეოზოური და კამბრიუმამდელი დანალექი, მეტამორფული და ვულკანური ქანებით არის აგებული. ქვაბულები და მთათაშორისი ხეობები კი ძირითადად უფრო ახალგაზრდა დანალექი ქანებით არის წარმოდგენილი.

ტიანშანის მთების კლიმატი მისი ევრაზიის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობით განისაზღვრება და მკაცრი კონტინენტურობით გამოირჩევა. ზამთარში იგი ციმბირის ანტიციკლონის გავლენის ქვეშ იმყოფება და ყინვიანი უნალექო ამინდით ხასიათდება. ზაფხულში და შემოდგომაზე კი აქტიურდება ციკლონური მოქმედება და ამ რეგიონში ნალექი დასავლეთიდან და ჩრდილო დასავლეთიდან ატლანტის ოკეანისა და ხმელთაშუა ზღვის მხრიდან შემოჭრილ ტენიან ჰაერის მასებს მოაქვს. ტიანშანში ამინდის ფორმირებაში მნიშვნელოვანი

როლი ადგილობრივ მთა-ხეობის ცირკულაციურ პროცესსაც მიუძღვის. აქ ტემპერატურული განაწილება ძირითადად ადგილის სიმაღლეზეა დამოკიდებული. ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით კლებულობს და ზღვის დონიდან 2500 მ. სიმაღლემდე დადებით მაჩვენებელს ინარჩუნებს, ხოლო 4200 მ-ის ზემოთ ჰაერის დადებითი ტემპერატურა თითქმის არასდროს აღინიშნება.

ტიანშანის დასავლეთი და ჩრდილო-დასავლეთი ფერდობები პირველი იღებენ ტენიან ჰაერის მასებს და ფირნის ხაზის სიმაღლეზე ნალექების რაოდენობა 1500-2000 მმ-ს შეადგენს. მთიანი სისტემის აღმოსავლეთით და სიღრმეში მათი რაოდენობა მკვეთრად კლებულობს და ზღვის დონეზე 1800 მ. სიმაღლეზე 200-400 მმ-ს შეადგენს. სიმაღლის მატებასთან ერთად ნალექების რაოდენობა მატულობს და ნივალურ-გლაციალურ ზონაში 1000-1200 მმ ნალექი გამოიყოფა. 4000 მ-ის ზემოთ კი ნალექი მხოლოდ მყარი სახით მოდის.

ფირნის ხაზი დასავლეთ ტიანშანში 3500-4000 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. აღმოსავლეთით კი მისი სიმაღლე თანდათან მატულობს და მაქსიმალურს ცენტრალურ ტიანშანში - გამარჯვების პიკისა და ხან-ტენგრის რაიონებში აღწევს. ტიანშანში იელისს-აკვისტოს თვეების 0⁰-იანი იზოთერმა ანუ თოვლის ხაზი 4400-4500 მ სიმაღლეზე მდებარეობს.

ტიანშანში მთის მყინვარების ყველა მორფოლოგიური ტიპი გვხვდება. ეს მთიანი სისტემა განსაკუთრებით ბრტყელ მწვერვალთა ტიპის მყინვარების არსებობით გამოირჩევა. აქ სულ 16498 მყინვარია 16507 კმ² ფართობით. ისინი შუა და ცენტრალური აზიის მდინარეებს ასაზრდოებენ.

ტიანშანის დასავლეთ ნაწილში (ყირგიზეთის ტერიტორია) დაახლოებით 7590 მყინვარია საერთო ფართობით 7311 კმ². ტიანშანში ხუთი გამყინვარების კერა გამოიყოფა: დასავლეთი, აღმოსავლეთი, ჩრდილოეთი, შიდა და ცენტრალური.

დასავლეთ ტიანშანს მიეკუთვნება თალასის ალათაუ განშტოებებითურთ. ამ ქედს განედური განფენილობა აქვს და 270 კმ-ზეა გადაჭიმული. მისი უმაღლესი მწვერვალია მ. მანასი 4482 მ. მაღალმთიანი ზონის რელიეფი ღრმა დანაწევრებით ხასიათდება და ძველი გამყინვარების ეგზარაციული ფორმების – ტროგებისა და ცირკების ფართო გავრცელებით გამოირჩევა. თალასის ალათაუს განშტოებებს შორის არსებული ღია ხეობები ხელს უწყობს დასა-

ვლეთის ნოტიო ჰაერის მასების გადმონაცვლებას, რის შედეგადაც ხეობების სათავეებში ნალექების რაოდენობა 800-1000 მმ-ს შეადგენს, გარკვეულ ადგილებში 1500-2000 მმ-საც აღწევს. ქარზურგა ფერდობზე ნალექების რაოდენობა კლებულობს და 500-600 მმ-ს არ აღემატება. გლაციალურ ზონაში ნალექების დიდი რაოდენობა წელიწადის თბილ პერიოდში გამოიყოფა.

თალასის ალათაუზე და მის განშტოებებზე 1073 მცინვარია. მათი ფართობი 453.3 კმ²-ს შეადგენს. აქ წარმოდგენილია მთის ყველა ტიპის მცინვარი, მაგრამ კარული ტიპის მცინვარების სიჭარბით ხასიათდება. მცინვარები ძირითადად ჩრდილოეთისაკენ ორიენტირებულ ფერდობებსა და ხეობებშია გავრცელებული.

ფერგანის ქედზე სულ 183 მცინვარია, რომელთა ფართობი 195.8 კმ²-ს შეადგენს. აქ რიცხოვრებულ კარული ტიპის მცინვარები ჭარბობს. დიდ მცინვარებს ჩრდილო-აღმოსავლეთის ექსპოზიცია უკავიათ და ძირითადად ნაქარი თოვლით საზრდოობენ.

ტიანშანის მთიანი სისტემის ჩრდილოეთ განაპირა ქედები ჩრდილოეთ ტიანშანს შეადგენს. ესენია: ყირგიზეთის, ზაილის (ილის იქეთა) ალათაუს და კუნგეის ქედები. მათ განედური განფენილობა აქვთ და ხასიათებიან ძველი გამყინვარების ნიშნებით. დიდ მანძილზე ქედების თხემების სიმაღლე 4000 მ-ს აჭარბებს, ცალკეული მწვერვალები კი 4500-4900 მ-მდეა აზიდული. ამ რაიონის უმაღლესი მწვერვალი თალგარი (4973 მ) ზაილის ალათაუს ქედზე მდებარეობს. ჩრდილოეთ ტიანშანში 1695 მცინვარია. მათი ფართობი 1493.1 კმ²-ია. მცინვარები ძირითადად ქედების მაღალ ნაწილებშია თავმოყრილი. სჭარბობს ხეობის ტიპის მცინვარები.

შიდა ტიანშანი მაღლა აზიდული ვრცელი მთიანეთია. იგი წარმოდგენილია ბრტყელი გაშლილი სირტებით, ხეობების განიერი ძირებით და მათგან შეფარდებით მაღალი ქედებითა და მასივებით. შიდა ტიანშანი ვრცელდება ისიქ-ყულის ტბიდან — ტარიმის ქვაბულამდე, დასავლეთ ტიანშანიდან — მდ. სარიჯაზის ხეობამდე, რომელიც ერთმანეთისაგან მიჯნავს შიდა და ცენტრალურ ტიანშანს. თანამედროვე მცინვარები შიდა ტიანშანში განლაგებულია თერსკის ალათაუს, ქოქშალ თაუს, ჯეტიმის, ჯეტიმ-ბელის, ბორკოლდის და სხვა პატარა ქედებზე; შიდა ტიანშანის აღმოსავლეთით მდებარეობს გამყინვარების ერთერთი ცენტრი აკშირაქის მთიანი მასივი.

ვრცელ სირტებს წარმოადგენს არაბელის, კუმტორის და ყარასა-

ის. ისინი ზედა პლემისტოცენში მყინვარებით იყო ამოვსებული, საიდანაც მყინვარები გადაედინებოდნენ მდ. ნარინის, მდ. სარიჯაზის და ისიქ-ყულის ტბის აუზებში. შიდა ტიანშანის რელიეფი 3000 მეტრზე მაღლა მდებარეობს.

შიდა ტიანშანის ტერიტორიაზე ქვეფენილი ზედაპირის რელიეფის გათვალისწინებით ნალექები არათანაბრად არის განაწილებული. ტიანშანში დასავლეთისა და ჩრდილო-დასავლეთის ციკლონების მიერ მოტანილი ნალექების დიდი რაოდენობა ქედების დასავლეთ და ჩრდილოეთ ფერდობებზე რჩება, ხოლო აღმოსავლეთით ის უკვე ნალექებით გაღარიბებული გადადის. ტბა ისიქ-ყულის გავლენა ნალექების განაწილებაზე მცირეა და ვერცელდება მხოლოდ მის გარემომცველ ქედებზე. ხეობებში წელიწადში 200-300 მმ ნალექი გამოიყოფა, ხოლო სიმაღლის მატებასთან ერთად მისი რაოდენობა 400-600 მმ-მდე იზრდება. ნალექების გადანაწილებაზე გავლენას ახდენს ქარი, რომელსაც მაღალი ადგილებიდან თოვლი დაბალ ადგილებში გადააქვს. მყინვარები ძირითადად მთების დანაწევრებულ ნაწილებში და ხეობების სათავეებშია წარმოდგენილი. შიდა ტიანშანში ძველ დენუდაციურ ზედაპირებზე ფართოდ არის წარმოდგენილი ბრტყელ მწვერვალთა მყინვარები. შიდა ტიანშანში 3732 მყინვარია საერთო ფართობით 3481.8 კმ². შიდა ტიანშანის მყინვარებიდან საზრდოობენ მდ. სირდარია (მდ. ნარინი შენაკადებით), მდ. სარი-ჯაზი და ისიქ-ყულის ტბაში ჩამდინარეები. შიდა ტიანშანში ყველაზე დიდია მყინვარი პეტროვი (სიგრძე 11.3 კმ, ფართობი 70 კმ²). იგი აკშირაქის მასივის ცენტრში მდებარეობს, აქედან იწყება მდ. დიდი ნარინი. მყინვარის ენა განიერია და მის ბოლოს ტბა მდებარეობს. მსოფლიოს უმეტესი მყინვარების ენების წინ, რომლებიც ნივალურ ზონაში მთავრდებიან და მყინვარის ფსკერის სუსტი დახრილობით ხასიათდებიან, ტბებია წარმოქმნილი. დიდი მყინვარებია: ყარასუ, ჯამანსუ, კომაროვი და სხვ. აკ-შირაქის მასივზე გამყინვარების ფართობი 432.2 კმ²-ს შეაგენს. მასივი მყინვარული ფორმების სიუხვით გამოირჩევა.

ცენტრალური ტიანშანი (გამარჯვების პიკისა და ხან-ტენგრის რაიონები) ოროგრაფიულად ტიანშანის მთიანი მასივის ყველაზე მაღალ და რთულად მისადგომ ნაწილს წარმოადგენს. ეს რაიონი მოიცავს სარი-ჯაზის, თენგრი-თაგის, ინილჩეკ-თაუს ქედებს და სხვა. აქ წარმოდგენილია როგორც რამდენიმე დიდი დატოტვილი, ისე მცირე ზომის დაკიდული ტიპის მყინვარები.



ნახ.45 მყინვარი ინილჩეკი

ტიანშანის ცენტრალურ ნაწილში ქედებს განედური განფენილობა აქვთ და მათი საშუალო სიმაღლე 4500-4700 მ-ია. ქედები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ თანდათანობით მაღლდებიან, სადაც ისეთი მწვერვალებია წარმოდგენილი, როგორიცაა: გამარჯვების პიკი (7439 მ), ზან-ტენგრი (6995 მ), მარმარილოს კედელი (6150 მ). ეს ქედები ერთმანეთთან დაკავშრებულნი არიან 6000 მ-ზე მაღალი მერიდიანული ქედით. სწორედ ეს უკანასკნელი უქმნის ბარიერს დასავლეთიდან გადმონაცვლებულ ტენიან ჰაერის მასებს. ნალექების რაოდენობა სიმაღლის მატებასთან ერთად დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით მატულობს. 3300 მ. სიმაღლეზე ნალექების რაოდენობა 800 მმ-ს შეაგნს. 4000-4200 მ-ზე მაღლა კი ნალექები მხოლოდ მყარი სახით მოდის.

ცენტრალური ტიანშანის მაღალი ჰიფსომეტრიული მაჩვენებელი, რელიეფის დიდი დანაწევრება და მკაცრი კლიმატური პირობები განაპირობებს მძლავრი გამყინვარების კერის არსებობას. ყველა ეს მყინვარი მაღალი ცენტრალური მონაკვეთის ირგვლივ მდებარეობს და მდ.მდ. ტარიმის და ილის აუზებს მიეკუთვნებიან. ამ ნაწილისათვის დამახასიათებელია დატოტვილი და ხეობის რთული ტიპის მყინვარები. მყინვარების სიუხვით განსაკუთრებით გამოირჩევა მდ.მდ. სარი-ჯაზის, ილის, ინლჩეკის ხეობები. ყირგიზეთის ფარგლებში ტი-

ანშანის უდიდესი მყინვარია სამხრეთ ინილჩეკი, იგი დატოტკევილი ტიპისაა. მისი ვრცელი ფირნი მოქცეულია გამარჯვებისა და ხანტენ-გრის მწვერვალებს შორის. მყინვარის ენის ზედაპირი განიერია და რამდენიმე შუა მორენას იწვეთარებს. მყინვარ სამხრეთ ინილჩეკის ენას ჩაკეტილი აქვს მყინვარ ჩრდილოეთ ინილჩეკის ხეობა. მყინვარის ენებს შორის მდებარეობს მერცხახერის დიდი ტბა, რომელიც სამხრეთ ინილჩეკის ენის ქვეშ არსებული არხების საშუალებით ზაფხულის ბოლოს იცლება და მდ. ინილჩეკზე წყალმოვარდნას განაპირობებს. ზედა პლეისტოცენში ორივე ინილჩეკი შეერთებული იყო და 130 კმ სიგრძის მყინვარი მდ. სარიჯაზის ხეობაში ჩადიოდა და მთავრდებოდა 2400 მ სიმაღლეზე. ყირგიზეთის, ცენტრალური ტიანშანის დიდი მყინვარები: კაინდი, სემიონოვი, მუშკეტოვი, კუიოკაპი.

აღმოსავლეთ და ცენტრალური ტიანშანი ჩინეთის ფარგლებში 1250 კმ-ზეა გადაჭიმული და განედური განფენილობის რთულ მთიან სისტემას წარმოადგენს. მასში გამოიყოფა ორი ძირითადი მთიანი რგოლი ჩრდილოეთი და სამხრეთი, რომლებიც ერთმანეთისაგან გამოყოფილია ქვაბულებითა და ფართო ხეობებით. ძირითადი ქედების სიმაღლე საშუალოდ 4000-5000 მ-ს აღწევს, ცალკეული მწვერვალების კი 6500 მეტრსაც აჭარბებს. აღმოსავლეთ ტიანშანის ჩრდილოეთ ნაწილი ჯუნგარის ალათაუს სამხრეთ განშტოებებიდან გობის უდაბნოს დასავლეთ კიდეზე ვრცელდება. მის შემადგენლობაშია: ბორო-ზოროს, ირენ-ხაბირგას, უკენის და სხვა ქედები. მათი მწვერვალები და თხემები გარკვეულ ადგილას ფირნის ხაზის ზემოთ მდებარეობენ და მათზე მყინვარებია წარმოდგენილი. სამხრეთ მთიან რგოლს მოიცავს ქოქმალ-თოს, მერიდიანული და სხვა ქედები, რომლებიც უშუალოდ ყირგიზეთის საზღვართან მდებარეობენ.

ტიანშანის ამ ნაწილის კლიმატი შიდა კონტინენტურობით და მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობით განისაზღვრება. სამხრეთ და ჩრდილოეთ მთიანი სისტემის გამყოფი მდ. ილის დეპრესიის საშუალებით, დასავლეთიდან გადმონაცვლებული ტენიანი ჰაერის მასები თავისუფლად აღწევენ მთების სიღრმეში და აღმოსავლეთ ტიანშანის შიდა რაიონს ატმოსფერული ნალექებით ასაზრდოებენ. აღმოსავლეთ ტიანშანის მთების ძირში ნალექების წლიური რაოდენობა 150 მმ-დან 400-450 მმ-მდე მერყეობს. სიმაღლის მატებასთან ერთად ნალექების რაოდენობაც იზრდება და ფირნის ხაზის დონეზე წელიწადში 600-1000 მმ გამოიყოფა. მყინვარების მასაზრდოებელი

მყარ ატმოსფერულ ნალექებს ძირითადად გაზაფხულზე დასავლეთის, ჩრდილო-დასავლეთისა და ჩრდილოეთის ქარები განაპირობებს. ცენტრალურ და აღმოსავლეთ ტიანშანში (ჩინეთის ფარგლებში) 8908 მყინვარია, მათი ფართობია 9196 კმ². აქ მთის ყველა ტიპის მყინვარია წარმოდგენილი. ამ მყინვარებიდან საზრდოობს ტიანშანის სისტემის ყველაზე წყალუხვი მდინარეები მანასი, მუზარტი, ილი და სხვ. ჩინეთის ტერიტორიაზე დატოტვილი ტიპის დიდ მყინვარებს წარმოადგენენ: ტუგბელიჩი, (სიგრძე 36.1 ფართობი 313 კმ²), უკური, მუზარტი და სხვ.

ჯუნგარის ალათაუს მთიანი სისტემა 400 კმ-ზეა გადაჭიმული და ყაზახეთისა და ჩინეთის ტერიტორიაზე ვრცელდება. მისი ბევრი მწვერვალი 4000 მ-ზე ზემოთაა აზიდული. უმაღლესი მწვერვალი მ. სემენოვ-ტიანშანსკი (4560 მ) მდ. დიდი და პატარა ბასკანის სათავეებში მდებარეობს. ჯუნგარის ალათაუს რელიეფი მკვეთრად დანაწევრებული ეროზიული ხეობებით და უარყოფითი ფორმებით ხასიათდება, სადაც ხეობისა და კარული ტიპის მყინვარებია თავმოყრილი. ამ რეგიონში 1369 მყინვარია საერთო ფართობით 1000 კმ². გამოირჩევა ხეობის ტიპის მყინვარი აბაია (სიგრძე 10.9 კმ, ფართობი 13.2 კმ²).

9. ალთაი-საიანების ოლქი

ალთაი აზიის დიდი მთიანი რეგიონია იგი ვრცელდება რუსეთის, მონღოლეთის და ჩინეთის ტერიტორიებზე. ალთაი მრავალი ქედისა და მასივისაგან შედგება, რომლებიც ცენტრალურ და სამხრეთ ნაწილებში 3000-4000 მ-მდეა აღმართული. მისი უმაღლესი წერტილია მ. ბელუხა 4506 მ. ალთაის მთიანი სისტემა აგებულია პროტეროზოული და პალეოგენური დანალექი და ვულკანოგენური ქანებისაგან.

ალთაის ტერიტორიაზე თანამედროვე მყინვარები მეტად არათანაბრადაა განაწილებული, რაც დაკავშირებულია მთების ჰიფსომეტრიულ მაჩვენებლებზე, ქედების დანაწევრებაზე და მათ ორინტირებაზე ჰაერის მასების მიმართ.

ალთაის კლიმატი სამი ძირითადი ფაქტორით განისაზღვრება: ზომიერ განედებში მდებარეობით, დასავლეთიდან ატლანტის ოკეანის

მხრიდან გადმონაცვლებული ჰაერის მასებით და ზამთრის პერიოდში ძლიერი აზიის ანტიციკლონის გავლენით, რომლისთვისაც დამახასიათებელია მცირე მოლრუბლული ამინდები.

დასავლეთ და ცენტრალურ ალთაში ფირნის ხაზის სიმაღლე 2200 მ-დან 2800 მ-მდე ცვალებადობს, ხოლო სამხრეთ და აღმოსავლეთ ნაწილში 2800 მ-დან 3200 მ-მდე. ალთაში მყინვარების რაოდენობა 1499 შეადგენს, ფართობი კი 910 კმ²-ია.

ალთაში თანამედროვე გამყინვარების შემდეგი რაიონები გამოიყოფა: ცენტრალური, სამხრეთი და აღმოსავლეთი.

ცენტრალური ალთასათვის დამახასიათებელია ალპური ტიპის გამყინვარება, რომელშიც ხეობის და კარული-ხეობის ტიპის მყინვარები ჭარბობს. ისინი ძირითადად მაღალმთიან მწვერვალებსა და მასივებზეა განლაგებული.

ალთაში გამყინვარების მნიშვნელოვან კერას მ. ბელუხას (4506 მ) მასივი წარმოადგენს, რომელიც კატუნის ქედზე მდებარეობს. აქ 390 მყინვარია 283.1 კმ²-ს ფართობით. ამ მასივზე სათავეს იღებს მდ. კატუნი (მდ. ობის სათავე).

სამხრეთ-ჩუის ქედს გამყინვარების ფართობით მეორე ადგილი უჭირავს. აქ 243 მყინვარია ფართობით 222.8 კმ². ყველა ღიდი მყინვარი მისი ცენტრალური ნაწილის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზეა განლაგებული და მდ. არგუტის აუზს მიეკუთვნება. აქ მდებარეობს ალთაის უდიდესი მყინვარი ღიდი ტალღურინი (სიგრძე 7.5 კმ, ფართობი 28.2 კმ²).

ალთაის მთიანი სისტემის გამყინვარების შიდა კერას სამხრეთ ალთაი წარმოადგენს. აქ 294 მყინვარია და 131.1 კმ² ფართობი უკავიათ. ალთაის ამ ნაწილში გამყინვარების მნიშვნელოვანი კერა თავან-ბოგდო-ულას მასივია, რომლის უმაღლესი მწვერვალი 4356 მ-ზე მდებარეობს. მასივის მძლავრი მყინვარები ძირითადად მონღოლეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს და მონღოლეთის ალათაუს სახელწოდებით არის ცნობილი. მონღოლეთის ალათაუს კლიმატი მკვეთრად კონტინენტურია. ნალექები მცირე რაოდენობით გამოიყოფა, რის გამოც მყინვარები მხოლოდ მაღალ მთებში გვხვდება. გამოირჩევა მყინვარები პოტანინი (სიგრძე 12.0 კმ, ფართობი 56.5 კმ²) და პრეჟევალსკი (სიგრძე 10.8. ფართობი 30.1 კმ²). მონღოლეთის ალათაუ ჩინეთის ტერიტორიაზეც გადადის. ორივე ქვეყნის ფარგლებში მყინვარები 833.2 კმ² ფართობზე ვრცელდება.

აღმოსავლეთ ალთაი ნალექების ყველაზე მცირე რაოდენობას იღებს და მიუხედავად ქედების მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობისა (3000-3500 მ) გამყინვარება მაინც სუსტად არის წარმოდგენილი, ისიც ძირითადად ჩრდილოეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობებზე. აქ მყინვარების ჩამოყალიბება ძირითადად დაკავშირებულია თოვლის გადაქარვასთან.

საიანები ალთაი-საიანების მთიანი სისტემის აღმოსავლეთ ნაწილია. აქ თანამედროვე მყინვარების რაოდენობა 107-ია 34.1 კმ² ფართობით. საიანები ოროგრაფიულად ორ, დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაწილად იყოფა. დასავლეთ საიანებში 52 მყინვარია საერთო ფართობით 2.3 კმ².

აღმოსავლეთ საიანები ატლანტის ოკეანიდან გადმონაცვლებული ტენიანი ჰაერის მასების გავლენის ქვეშ იმყოფება, რის გამოც დასავლეთის ექსპოზიციის ფერდობებზე უფრო მეტი ნალექი (700 მმ) მოდის, ვიდრე აღმოსავლეთზე (300-400 მ). ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა წელიწადის თბილ პერიოდში დასავლეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის ციკლონების დროს გამოიყოფა. მაღალმთაში ნალექი არა მარტო ზამთარში, არამედ ზაფხულშიც მყარი სახით მოდის. მყინვარების საზრდოობას ძირითადად უზრუნველყოფს შემოდგომის თოვა, რაც არქტიკული ფრონტის ციკლონებს მოაქვთ. აღმოსავლეთ საიანების საზღვრებში 107 მყინვარია. მათი ფართობი 31.8 კმ²-ს შეადგენს. ამავე ოლქში შედის საშუალო სიმაღლის, მერიდიანული მიმართულების ქედი კუზნეცკის ალათაუ. აქ მცირე ზომის კარული და დაკიდებული ტიპის 91 მყინვარია, საერთო ფართობით — 6.8 კმ². მყინვარები განლაგებულია ნივალური ზონის ქვედა საზღვარზე.

IV. აზიის წყნაროკეანური პროვინცია

წყნარი ოკეანის აზიური პროვინცია მოიცავს ციმბირის და შორეული აღმოსავლეთის ვრცელ ტერიტორიას. იყოფა ორ ოლქად: კამჩატკა-კორიაკების და აღმოსავლეთ ციმბირის. ამ პროვინციის კლიმატისათვის დამახასიათებელია ზამთარში ანტიციკლონური რეჟიმი და ზაფხულში მუსონური ცირკულაცია. მყარი ნალექები ძირითადად მაისში და სექტემბერში მოდის, ზოლო მაღალ სიმაღლეზე ზოგჯერ ივნისსა და აგვისტოში. ივლისში მყინვარებზეც წვიმა მოდის. სანაპირო რაიონებში ზამთარში მოსული ნალექების როლი დიდია.

10. კამჩატკა-კორიაკის ოლქი

კამჩატკა-კორიაკების ოლქი შეგება კამჩატკისა და კორიაკების მთიანეთებისაგან. ნალექების რაოდენობა ძალზე დიფერენცირებულია. ყველაზე მეტი ნალექი კამჩატკაზე — კრონოცკის რაიონში, მოდისფირნის ხაზის ღონეზე, 1800-2400 მმ ნალექი, უხვთოვლიან წლებში კი 3000 მმ-მდე. დანარჩენ რაიონებში, კორიაკების მთიანეთის ჩრდილოეთით და ყველაზე მაღალ ცალკეულ ვულკანურ მთებზე ნალექების რაოდენობა 600-1000 მმ-ია.

კამჩატკაზე 405 მყინვარია, 874.1 კმ² საერთო ფართობით. გამყინვარების ძირითად რეგიონს შუა ქედი წარმოადგენს, მყინვარები თანაბრადაა განაწილებული შუა ქედის დასავლეთ ფერდობზე. მყინვარები ფართოდ არის წარმოდგენილი სამხრეთ-აღმოსავლეთ კამჩატკაზე და ცალკეულ მაღალ ვულკანურ კონუსებზე, ბარანკოსებში დაკიდებული ტიპის მყინვარებია. კამჩატკაზე მყინვარების ენების სიმაღლეს რელიეფის მორფოლოგიური თავისებურება, მყინვარების კეების პირობები და ტემპერატურა განაპირობებს. კრონოცკის ნახევარკუნძულზე მყინვარების ენები 250 მ. სიმაღლემდე ჩამოდის, შუა ქედზე 800 მ-მდე, ზოლო კლიუჩევსკაიას ჯგუფის ვულკანებზე 1500-1700 მ-ზე.

ფირნის ხაზი შუა ქედზე და კრონოცკზე 1700-1800 მეტრ სიმაღლეზე გადის, ზოლო კლიუჩევსკაიას ჯგუფის ვულკანებზე 2600-2800 მეტრზე. ხეობის დიდი მყინვარების სიგრძე 10.0-17.0 კმ-ია, ფართობი კი 20-40 კმ². მორფოლოგიურად მთის მყინვარების სხვა-

დასხვა ტიპის მიეკუთვნებიან.

კლრიაკის მთიანეთს 600-1800 მ. სიმაღლის ვრცელი ტერიტორია უკავია, ყველაზე მაღალია მთა ყინულიანი (2562 მ). აქ ძირითადად წამყვანია მცირე ზომის კარული ტიპის მყინვარები. ამის გამოა, რომ მყინვარების საერთო რაოდენობა 1393 და მათი ფართობი კი მხოლოდ 291.7 კმ²-ია.

11. აღმოსავლეთ ციმბირის ოლქი.

ეს ოლქი სუბარქტიკული მკვეთრად კონტინენტური კლიმატით ხასიათდება. ნალექებს აქ იაპონიის და ოხოტის ზღვის ციკლონები იწვევენ და საშუალოდ 580 მმ/წელიწადში შეადგენს. ტემპერატურა ზამთარში საშუალოდ -40° ქვევითაა, ზაფხულში კი +12 +16°-ია. მყინვარები განლაგებულია ჩერსკის და სუნტარ-ხაიატის ქედებზე. გამყინვარების ფართობი 356.9 კმ²-ია. გადაჭიმულია ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ. ჩერსკის და სუნტარ-ხაიატის ქედები რამდენიმე პარალელური ქედებისაგან შედგებიან, ჩერსკის ქედზე ყველაზე მაღალია ბოურდახის მასივი, სადაც რამდენიმე მწვერვალი 3000 მ. სიმაღლეს აჭარბებს, ხოლო ყველაზე მაღალი 3147 მ-ია. სუნტარ-ხაიატის ქედი რამდენიმე მდინარის წყალგამყოფს წარმოადგენს, უმაღლესი მწვერვალით მუს-ხაია (2959).

ჩერსკის ქედზე ფირნის ხაზი სხვადასხვა სიმაღლეზეა (2150-2500 მ.) და საშუალოდ 2200-2300 მ-ზე მდებარეობს. ჩერსკის ქედზე 372 მყინვარია, საერთო ფართობით 155.3 კმ². ყველაზე დიდი მყინვარია ობრუჩევი (სიგრძე 8.6 კმ; ფართობი 7.6 კმ²). ჩერსკის ქედის მდინარეთა ხეობებში, მყინვარების წინ ვრცელი ნალექია დამახასიათებელი, ზოგჯერ მათი ფართობი 100 კმ²-ს აჭარბებს 4 მეტრი სისქით.

სუნტარ-ხაიატის ქედზე 208 მყინვარია, საერთო ფართობით 201.6 კმ². ფირნის ხაზი 2230-2440 მ. სიმაღლეზე გადის.

აღმოსავლეთ ციმბირის ოლქს ეკუთვნის ორულგანის ქედი და პუტორანის პლატო. აქ მყინვარების ფართობი 23.9 კმ²-ია (პუტორანზე 22 მყინვარია საერთო ფართობით 2.54 კმ²; ორულგანის ქედზე 74 მყინვარია, ფართობით 18.38 კმ² და ხარაულახის ქედზე კი რამდენიმე მყინვარია დაახლოებით 3.0 კმ² ფართობით).

V. ჩრდილოეთ ამერიკის წყნაროკეანური პროვინცია

კორდილიერები ერთ-ერთი დიდი მთიანი რეგიონია ჩრ. ნახევარ-სფეროში, მთის და მთის-საფარული გამყინვარების მხრივ. დაწყებული ალასკიდან დამთავრებული პანამის ყელით. გადაჭიმულია 6000 კმ-ის სიგრძეზე (ჩრდილოეთ ამერიკის ტერიტორიაზე). იგი ორი მაღალი პარალელური ქედებისგან შედგება – წყნარ ოკეანური და აღმოსავლეთის. მათ შორის რამდენიმე შედარებით დაბალი პლატო მდებარეობს.

წყნაროკეანური ქედები – წარმოადგენს მაღალი მთების ჯაჭვს და გადაჭიმულია წყნარი ოკეანის სანაპიროს გასწვრივ, დაწყებული ჩრდილო-დასავლეთიდან ალეუტის და ალასკის ქედებით. ალასკის ქედზე მდებარეობს ჩრ. ამერიკის უმაღლესი მწვერვალი მაკ-კინლი (6194 მ). შემდეგ სამხრეთ აღმოსავლეთისაკენ კენაის. ვრანგელის, ჩუგაჩის და წმ. ილიას ქედები მდებარეობენ, რომელთა მწვერვალები (თხემები) 5000-6000 მეტრ სიმაღლეზე აღიან. წმ. ილიას ქედზე მწვერვალი ლოგანი (6050 მ). მათ გაგრძელებას წარმოადგენენ სანაპიროს, კასკადის, სიერა-ნევადა ქედები. ეს უკანასკნელი უდიდესი სამხრეთი ქედია თანამედროვე მყინვარებით და მისი უმაღლესი მწვერვალია უიტნი (4418მ).

კორდილიერების აღმოსავლეთი მთიანი სისტემა იწყება განედური მიმართულების ბრუქსის ქედიდან (მ. მაიკლსონი 2816), შემდეგ მაკენზის ქედი და კანადის და აშშ-ში გადაჭიმული უზარმაზარი კლდოვანი ქედი ცალკეული მასივებით და ქედებით, რომელთა სიმაღლე 3500-4400მ-ს აღწევს. რამდენიმე ათასეული კმ-ის მანძილზე კლდოვანი ქედი წყნარი, ატლანტიკური და ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანეების წყალგამყოფს წარმოადგენს.

წყნაროკეანურ და აღმოსავლეთ მთიან სისტემებს შორის ვრცელი პლატოები მდებარეობს, რომელთა შორის ფირნის ხაზის ღონეს მხოლოდ რამდენიმე მწვერვალი აღწევს. მათ შორის სიდიდით გამოირჩევა: აშშ-ს ტერიტორიაზე დიდი აუზი და შიდა პალტო, ხოლო კანადის ფარგლებში იუკონის პლატო.

ჩრდილოეთ ამერიკის კორდილიერების კლიმატი დიდი მრავალფეროვნებითა და ნათლად გამოხატული კონტრასტებით გამოირჩევა. ეს

დაკავშირებულია: 1. მთიანი სისტემის ვრცელი განფენილობით ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით. კორდილიერების მხოლოდ ის ნაწილი, სადაც თანამედროვე მყინვარებია გავრცელებული ჩრდილო განედის 70°-დან 35°-მდეა დაგაჭიმული. ბრუქსის ქედი არქტიკული კლიმატის ზონაში მდებარეობს. ალეუტისა და ალასკის ქედები, კენაის, ჩუგაჩის, ვრანგელის და წმ. ილიას მთები ზომიერი კლიმატურ სარტყელშია. სანაპირო ქედი, კასკადოვანი და კლდოვანი მთების უმეტესი ნაწილი ზომიერ სატყელშია, სიერა-ნევადა და კლდოვანი მთების სამხრეთი ნაწილი — სუბტროპიკულ სარტყელში, მექსიკის ვულკანები, რომლებზეც მყინვარები მდებარეობს ტროპიკულ სარტყელში. 2. წყნარი ოკეანის სანაპიროდან კონტინენტის სიღრმისაკენ კლიმატის მნიშვნელოვანი ცვალებადობით გამოირჩევა. წყნარი ოკეანის სანაპიროზე ზღვიური კლიმატია, რომლისთვისაც დამახასიათებელია წელიწადის თბილ და ცივ პერიოდებს შორის ჰაერის ტამპერატურის მცირე სხვაობა და ზამთრის უხვი ნალექი. კლიმატი აღმოსავლეთის მიმართულებით უფრო და უფრო კონტინენტური ხდება, ტემპერატურული კონტრასტები მატულობს, ზოლო ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა მცირედება. 3. დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ქედების სიმაღლესა და ორიენტირებას ტენშემცველი ჰაერის მასების მიმართ.

ნოტიო ჰაერის მასების გავრცელებას ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის შიგნით ხელს უშლის ერთის მხრივ წყნარი ოკეანიდან დაშორება და მეორეს მხრივ კლდოვანი ქედის აღმოსავლეთით ზამთარში მაღალი წნევის არსებობა. ამიტომ ნალექების რაოდენობა ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში 250-500 მმ-ია, ზოლო კლდოვანი ქედის დასავლეთ ფერდობებზე 1000-2000 მმ/წელიწადში.

ნალექების რაოდენობას განსაზღვრავს ალასკის თბილი დინების გასწვრივ ჩამოყალიბებული ციკლონები, რომლებიც მოძრაობენ ჩრდილო-აღმოსავლეთით და აღმოსავლეთით და უხვი ნალექებით უზრუნველყოფენ მერიდიანული ქედების დასავლეთი და სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობებზე განლაგებულ მყინვარებს. ფერდობზე სიმაღლის მატებასთან ერთად ნალექების რაოდენობა მკვეთრად იზრდება. ამის გამო, რომ ჩრდილოეთ განედის 45°-62° შორის მდებარე წყნარი ოკეანის სანაპირო და აქ განლაგებული ქედები მთელ დედამიწაზე ერთ-ერთი უხვნალექიანი, განსაკუთრებით თოვლიანი ადგილია. ატმოსფერული ნალექები ზღვის დონეზე წლიურად 3000-5000 მმ.

მოდის. მთებში კი ფირნის ხაზის სიმაღლეზე და უფრო ზემოთ 7000-10000 მმ-ია წელიწადში. მთებში ნალექები ძირითადად თოვლის სახით მოდის, ასე მაგალითად ალასკაზე, ჩუგაჩის მთებში საშუალოდ 15000 მმ. თოვლი მოდის, ხოლო მაქსიმალური 1952-1953 წლებში 24.8 მ. დაფიქსირდა. სიერა-ნევადას მთებში 1911 წელს 9.9 მ. თოვლი მოვიდა.

კორდილიერებში ნალექების განაწილება კარგად აისახება ფირნის ხაზის მდებარეობაში. ალასკის უბის ირგვლივ განლაგებულ კენიას, ჩუგაჩის, წმ. ილიას და სანაპირო ქედებზე ფირნის ხაზის მდებარეობა 500-დან 1000 მ-მდე მერყეობს. ალასკის, კრანგელის და წყნარი ოკეანის მთიან სისტემებში ფირნის ხაზი 1500-2000 მ. სიმაღლეზე გადის. კასკადოვან მთებში ფირნის ხაზი ჩრდილოეთ ნაწილში 1800 მ. სიმაღლეზე დევს და სამხრეთისაკენ 2500 მ-მდე მაღლდება. სიერა-ნევადაზე ფირნის ხაზი 3200-3700 მ. სიმაღლეზეა. კლდოვან მთებში ფირნის ხაზი ჩრდილოეთიდან (2100 მ) სამხრეთისაკენ (3400-3600 მ) მაღლდება. კორდილიერებში ნათლად შეიმჩნევა, რომ ფირნის ხაზი დასავლეთ ქედებზე უფრო დაბლა მდებარეობს, ვიდრე აღმოსავლეთზე. დასავლეთ კორდილიერებში ფირნის ხაზის დაბალი მდებარეობა და რელიეფის მაღალი ჰიფსომეტრია გამყინვარების დიდ ენერგიაზე მიუთითებს. მსოფლიოს მრავალი დიდი მყინვარი ამ რეგიონშია განლაგებული.

ალასკის მყინვარებზე ყინულოვანი კვების ზონის არ არსებობა განპირობებულია მძლავრი თოვლდაგროვებით, თოვლის ინტენსიური ღნობით და მყინვარების სწრაფი მოძრაობით. დანარჩენი ყინულწარმოქმნის ზონები კარგად არის წარმოდგენილი.

იმის გამო, რომ წყნაროკეანურ მთიან სისტემაში ფირნის ხაზი ქვემოთ მდებარეობს, ხოლო მთები უფრო მაღლა, ვიდრე აღმოსავლეთ სისტემისა, წყნაროკეანური მთიანი სისტემის გამყინვარება ორჯერ მეტია, ვიდრე აღმოსავლეთისა.

12. წყნაროკეანური ქედები (ალასკის ოლქი)

ალეუტის ქედი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 1740 კმ-ზე ძირითადად ალასკის ნახევარკუნძულზე ვრცელდება. აგებულია მეზოზოური და კაინოზოური ასაკის დანალექი და ვულკანური ქანებით. ალეუტის ქედისა და ალეუტის კუნძულების უმაღლეს წერტილებს ვულკანური კონუსები და გუმბათები წარმოადგენს. აქ 57 ვულკანს ითვლიან, რომელთაგან 27 დღესაც აქტიურია. მყინვარები ვულკანების მწვერვალებზე და ფერდობებზეა განლაგებული. ვულკანების აქტიურობის დროს მყინვარები დროებით დაშლას განიცდიან.

ალეუტის კუნძულების კლიმატი ზღვიურია, რბილი ზამთრითა (იანვრის საშუალო ტემპერატურა -2° -დან $+11^{\circ}$ -მდე) და გრილი ზაფხულით (ივლისის საშუალო ტემპერატურა $+13^{\circ}$ -ზე დაბალი). მთელი წლის განმავლობაში ნისლი, მოღრუბულობა და ძლიერი ქარებია დამახასიათებელი. აღმოსავლეთით და ჩრდილოეთით კლიმატი უფრო კონტინენტური ხდება. ნალექების წლიური რაოდენობა სამხრეთით 1500 მმ-დან ჩრდილოეთით 800 მმ-მდე მერყეობს. ფირნის ხაზის სიმაღლე მთების სამხრეთ ფერდობზე 900-1100 მ-ია, ხოლო ჩრდილოეთ ფერდობზე 1200-1500 მ.

ალეუტის ქედზე და ალასკის ნახევარკუნძულის მთებში მყინვარებს 1250 კმ² ფართობი უკავიათ. მათ შორის 27 მყინვარი 8 კმ-ზე მეტი სიგრძისაა. მყინვარების თავმოყრის რაიონებია (ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისაკენ): კატმაის ეროვნული პარკი, ზიგინაკისა და აისპიკის მთები, ანიაკჩაკის კრატერი, მ. ვენიამინოვაი და სხვა მეზობელი მწვერვალები.

კატმაის ეროვნულ პარკში 17 მყინვარის სიგრძე 8 კმ-ზე მეტია. მათგან ყველაზე დიდია მყინვარი ჰელოუ (სიგრძე 19 კმ, ფართობი 88 კმ²). კატმაიში თანამედროვე ვულკანიზმისა და გამყინვარების უნიკალური შერწყმაა, ამიტომაც გამოცხადდა იგი ეროვნულ პარკად, მსგავსი პარკია ასევე, კამჩატკაზე — კრონოცკის ნაკრძალი.

ალასკის ქედი 960 კმ სიგრძისა და 120 კმ სიგანის მძლავრი მთიანი ამაღლებაა. იგი ალასკის სამხრეთ და ცენტრალურ ნაწილს რკალისებურად აკრავს გარს. ალასკის ქედი ჩრდილოეთ ამერიკაში ერთ-ერთი ყველაზე მაღალი ქედია. სწორედ მასზეა აღმართული კონტინენტის უმაღლესი მწვერვალი მაკ-კინლი (6194 მ), ბევრი მისი მწვერვალი 4000 მ აღწევს. ქედის თხემი და მისი განშტოებები

მუდმივი თოვლითა და მყინვარებით არის დაფარული.

ალასკის ქედის რკალი სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ შეზნექილია – ალასკის ყურიდან, საიდანაც მყინვარების მასაზროლებელი ატმოსფერული ნალექების ძირითადი მასა შემოდის. ამის გამო ქედის სამხრეთ ფერდობი უფრო მეტი ნალექიანობით გამოირჩევა, ვიდრე ჩრდილოეთის და შესაბამისად გამყინვარება სამხრეთ ფერდობზე უფრო ვრცელადაა წარმოდგენილი.

მყინვარულ ზონაში ნალექების რაოდენობა წელიწადში 500 მმ-დან 2000 მმ-მდე მერყეობს; მთების დასავლეთ და სამხრეთ ნაწილში ფირნის ხაზი 1300-1500 მ-დან 2000 მ-მდე გადის, ხოლო ჩრდილოეთ და აღმოსავლეთ მხარეს უფრო მაღლა მდებარეობს.

ალასკის ქედის გამყინვარების საერთო ფართობი 13900 კმ²-ია. მათგან 8 კმ-იანი სიგრძის მყინვარებს 9610 კმ² უკავიათ, რაც გამყინვარების საერთო ფართობის 69%-ს შეადგენს.

ალასკის ქედის ცენტრალური ნაწილის სიგრძე 280 კმ-ია. ქედის 120 კმ-იან მონაკვეთზე მყინვარული საფარის საერთო ფართობი 4300 კმ²-ია და ცალკეული ნუნატაკებით არის გამოყოფილი.

დიდი მყინვარები მ. მაკ-კინლის და სხვა მაღალი მწვერვალების ფერდობებიდან ეშვებიან, რომლებიც მთის ხეობებს რამოდენიმე ათეულ კმ-ზე ავსებენ, განსაკუთრებით მის სამხრეთ ფერდობზე.

ალასკის ქედის ცენტრალურ რაიონში 33- მყინვარი 8 კმ-ზე მეტი სიგრძის არის, მათ შორის ბევრი ძალზე დიდია. მათი მთლიანი ფართობი 3918 კმ²-ს უდრის. უდიდესი მყინვარებია: სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობზე დოლი, იენტნა, კახილტნა, რუთი და სხვა. ისინი ზღვის დონიდან 200-300 მ-მდე ეშვებიან. ჩრდილოეთ ფერდობზე ყველაზე დიდია მყინვარი მულდროუ (ფართობი 516 კმ²). იგი მ. მაკ-კინლიდან ეშვება და რამდენიმე დიდ ნაკადს იერთებს. ის მდ. თანანას აუზს მიეკუთვნება და 745 მ სიმაღლეზე მთავრდება.

ვრანგელის მთები ალასკის სამხრეთით მდებარეობს და ისინი წმ. ილიას მთების ჩრდილო-დასავლეთ გაგრძელებას წარმოადგენს. აგებულია მეზოზოური და პალეოზოური ასაკის ვულკანური და დანალექი ქანებით. აქ აღმართული ვულკანური კონუსების ნაწილი აქტიურ მოქმედებას აგრძელებს. ვრანგელის მთების მაღალი წერტილებია: სანფორდი (4949 მ), ვლკ. ბლეკნერი (4918 მ) და მოქმედი ვლკ. ვრანგელი (4268 მ).

ვრანგელის მთები კლიმატური ბარიერია ალასკის წყნაროკეა-

ნურ სანაპიროს ზღვიურ კლიმატსა და ალასკის შიდა რაიონების კონტინენტურ ჰავას შორის. ამიტომაც მთების სამხრეთ ნაწილში ზღვიური კლიმატია, ხოლო ჩრდილოეთ ნაწილში კონტინენტური. მთების სამხრეთ ფერდობზე ნალექების რაოდენობა წელიწადში 2000 მმ-ს აღწევს, მაშინ როცა ვრანგელის მთებიდან ჩრდილოეთით ნალექების წლიური რაოდენობა 400 მმ-ს არ აღემატება. ვრანგელის მთების სამხრეთ ფერდობზე ფირნის ხაზის სიმაღლე 1650-1800 მ-მდე მერყეობს, ჩრდილო ფერდობზე კი 1950-2100 მ.

ვრანგელის მთები ვრცელი ფირნების სისტემით არის დაფარული, რომელიც კვებავს ბევრ დიდ გამომტან და ხეობის ტიპის მყინვარს. თოვლ-მყინვარებით დაფარული ტერიტორიები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ 160 კმ-ზე, ხოლო სამხრეთიდან ჩრდილოეთით 112 კმ-ზე ვრცელდება. ვრანგელის მთების გამყინვარების საერთო ფართობი 5830 კმ²-ს შეადგენს. ფართობის ნახევარი 8 კმ. სიგრძის 47 მყინვარზე მოდის, თითოეულის ფართობი 60-დან 819 კმ²-მდეა. მყინვარები სამხრეთ ფერდობზე 400-700 მ. სიმაღლეზე ბოლოვდებიან, ჩრდილო ფერდობზე კი 870-1100 მ-ზე.

ვრანგელის მთებში უდიდესი მყინვარია ნაბესნა, (სიგრძე 87 კმ, ფართობი 819 კმ²), რომელიც დატოტვილი ტიპის არის და 40 დიდი და პატარა შენაკადისაგან შედგება. მყინვარის ენის წინ 2 კმ. მანძილზე ახალგაზრდა მორენებია განლაგებული. ყველაზე გრძელია მყინვარი ნიზინა. დიდი მყინვარებია: ჩისანა, კენიკოტი, კუსკულანა, ფრედერიკა.

წმ. ილიას მთები და მისი დასავლეთი გაგრძელება ჩუგაჩის მთები გიგანტური რკალის სახით ალასკის ყურეს აკრავს. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტის ექვსი უმაღლესი მწვერვალიდან სამი აქ მდებარეობს: მ. ლოგანი (6050 მ), მ. წმ. ილია (5489 მ), მ. ლუკეინია (5226 მ). წმ. ილიას მთების სიგრძე 750 კმ, ხოლო სიგანე 180 კმ-ია.

წმ. ილიას მთებში ყველაზე ვრცელი ფირნულ-ყინულოვანი პლატო მდებარეობს, რომელიც პოლარული ზონის ფარგლებს გარეთაა მოთავსებული. წმ. ილიას მთების მძლავრი მყინვარული საფარის კომპლექსში ათეული დატოტვილი და ხეობის რთული მყინვარია, მათი დიდი ნაწილი მსოფლიოში უდიდეს მყინვარებად ითვლება. წმ. ილიას მთების მყინვარების ფართობი 11800 კმ²-ს შეადგენს. კანადის ტერიტორიაზე ეს მაჩვენებელი თითქმის ორჯერ მეტია.

ალასკის ყურესაკენ მიმართულ წმ. ილიას და ჩუგაჩის მთების სამხრეთ ფერდობზე ზღვიური კლიმატია, უხვთოვლიანი ზამთრითა და გრილი ზაფხულით. მთების შიდა ნაწილებში, განსაკუთრებით კი მათ ჩრდილოეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ მხარეს კლიმატი უფრო კონტინენტური ხდება. ნალექების რაოდენობა სანაპიროზე და მთების სამხრეთ ფერდობზე წელიწადში 3000 მმ-ს არ აღემატება. გარკვეულ ადგილებში 5000-10000 მმ-მდეა. შიდა რაიონში 2000-3000 მმ-ია, კონტინენტური ჰავის ფერდობზე წელიწადში 1000-2000 მმ-ია. ფირნის ხაზის სიმაღლე 800-დან 1000 მ-მდე იცვლება. მთების სამხრეთ მხარეს კი 1500 მ-ზე გადის, შიდა რაიონში მყინვარული ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზე კი 2300 მ-ზე. მთების სამხრეთ ნაწილში უფრო ძლიერი გამყინვარებაა წარმოდგენილი, ვიდრე ჩრდილოეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ მხარეში.

ჩრდილოეთ ამერიკაში ყველაზე გრანდიოზულ მყინვარულ კომპლექსს სიუარდ-მალასპინა წარმოადგენს, ფართობი დაახლოებით 4500კმ^2 -ია, სიგრძე 113 კმ, მყინვარის ენა კი 30 მეტრის სიმაღლეზე მთავრდება. იგი ალასკის ყურეში მდებარეობს და შედგება მყინვარ სიუარდის ზედა ვრცელი ფირნულ-ყინულოვანი ზონისაგან, მისი შედარებით ვიწრო გამომტანი მონაკვეთისგან და ვრცელი მთისპირა მყინვარ მალასპინასგან, რომლის ფართობი აღემატება მის მკვებავ ყველა მყინვარის ფართობს ერთად აღებულს. მყინვარ სიუარდის სათავეში მწვერვალების ლოვანის, ვანკუვერის და წმინდა ილიას შორის გადაჭიმულია მთათაშორისი ვრცელი მყინვარული აუზი (სიგრძე-55კმ, სიგანე 12-25კმ.), რომელიც დაკავშირებულია მყინვარ ბერინგის ტოტთან (მყინვარი კალუმბუსი). მყინვარ სიუარდის ზედა ნაწილის 90% 1500-2000 მეტრს შორის მდებარეობს. მყინვარის ქვედა ნაწილი 1500-დან 600 მეტრამდე, 32 კმ. სიგრძის და 6 კმ. სიგანის დენად ნაკადს ეკუთვნის. სულ ქვემოთ კი მალასპინას მყინვარის გიგანტურ თათს ქმნის.

მყინვარი მალასპინა - მყინვარი მალასპინა მთლიანად აბლაციის ზონაშია მოქცეული. მალასპინა მყინვარ სუიარდან და რიგი სხვა მყინვარებიდან საზრდოობს. მყინვარის გამოზნექილი ფრონტის სიგრძე ალასკის ყურის გაყოლებით 65 კმ-ია, მისი სიგანე სანაპიროდან მთის ძირამდე, სადაც გამომტანი მყინვარები ჩამოედინება 45 კმ-ს არ აღემატება (ნახ. 46).

მყინვარი მალასპინას ფართობი 2195კმ^2 -ია. მისი საშ. სისქე 610



ნახ. 46 მყინვარი მალასპინა

მ-ს შეადგენს. მყინვარის კალაპოტის მნიშვნელოვანი ნაწილი ზღვის დონის ქვემოთ 300 მეტრზე მდებარეობს. მყინვარი მძლავრი, ნაპირის მორენებით არის შემოფარგლული, რომელიც ახალგაზრდა ტყით არის დაფარული. მწ. ილიას მთების უდიდესი მყინვარებია: ლოგანო, უოლში, ჩიტინა, ბერნარდი, კლუტლანი, სპრინგი, სტილი, ალსეკი, მელ-ბერნი და სხვა. მყინვარი მალასპინა ტემპერატურული მაჩვენებლის მიხედვით თბილ მყინვართა ჯგუფს მიეკუთვნება.

კენაის მთები ალასკის სამხრეთით, კენაის ნახევარკუნძულზე, 200 კმ-ის სიგრძეზეა გადაჭიმული. ის გეოლოგიურად და ოროგრაფიულად ჩუგაჩის მთების გაგრძელებას წარმოადგენს და ამ უკანასკნელისაგან პორტიჯის უღელტეხილითაა გამოყოფილი.

კენაის მთების რელიეფში კარგადაა შერწყმული ფირნითა და ყინულით დაფარული ვრცელი პლატოები, რომლებიც კარლინგებით, ტროგებით, დაკბილული თხემებითა და სხვა მყინვარული ფორმებითაა წარმოდგენილი. ბრტყელი ზედაპირების და მთის მწვერვალების სიმაღლე 1500-2000 მ-ს შორის მერყეობს. ნახევარკუნძულის უმაღლესი წერტილი 2011 მ-ს აღწევს. მისი სამხრეთი და აღმოსავლეთი სანაპიროები ფიორდებით ძლიერ არის დანაწევრებული და ხმელეთში ღრმადაა შეჭრილი. მათი უმრავლესობის სათავეები წყალ-

გამყოფი პლატოებიდან ჩამოსული გამოშტანი მყინვარების ენებითაა ამოვსებული.

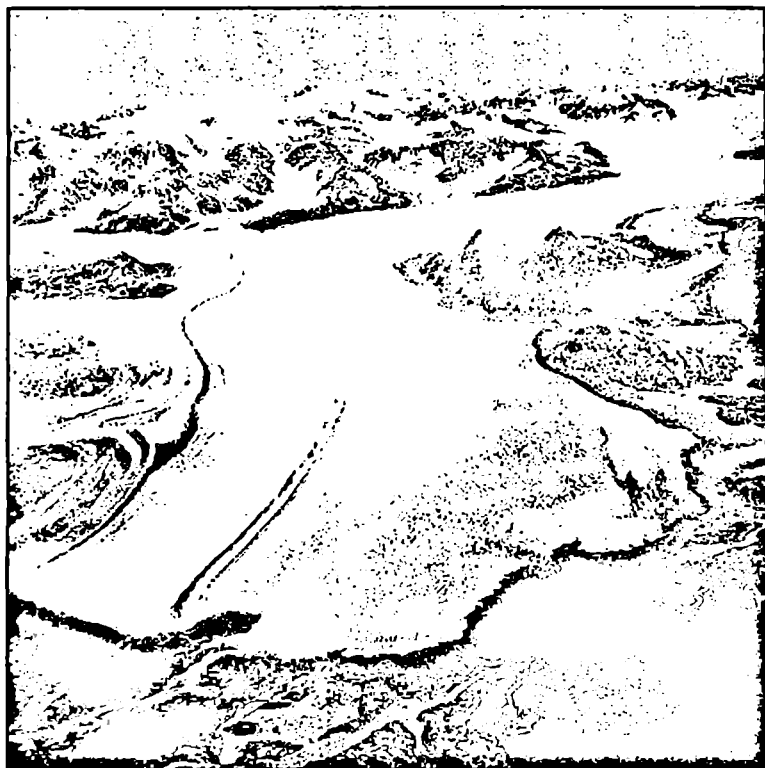
კენაის ნ.კ.-ის აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატი ზღვიურია უხვთოვლიანი ზამთრითა და წვიმიანი ზაფხულით. ნ.კ.-ის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპიროზე ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა წელიწადში 2500-3500 მმ-ია. მთებში კი ფირნის ხაზის ღონეზე 5000 მმ. ნახევარკუნძულის სიღრმეში კლიმატი კონტინენტური ზდება და ნალექები 2-3-ჯერ უფრო ნაკლები გამოიყოფა. მთაში მყარი ატმოსფერული ნალექი ჭარბობს. მთების სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში ფირნის ხაზი ძალიან ქვემოთ 450-750 მ-ზე მდებარეობს, დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში კი 750-1100 მ-ზე. მიუხედავად იმისა, რომ კენაის მთები სიმაღლით არ გამოირჩევა მყინვარები აქ მაინც ფართოდაა წარმოდგენილი.

კენაის მთებში მყინვარების ყველა ძირითადი ტიპია წარმოდგენილი — როგორც მთის საფარისებრი, ისე სხვადასხვა ფორმისა და ზომის ხეობის ტიპის მყინვარები. კენაის მთების გამყინვარების საერთო ფართობი 4600 კმ²-ია. აქ 49 მყინვარის სიგრძე 8 კმ-ზე მეტია და მათზე მთელი გამყინვარების დაახლოებით 70% მოდის. დიდი მყინვარებია: მყინვარული კომპლექსი სპენსერ-ბლეკსტონი, პორტიჯი, ლენგდონი, ფოლინგი და სხვები. გამომტანი მყინვარები ფიორდებში აისბერგებს წარმოქმნიან.

ჩუგანის მთები ვრცელი რკალის სახით აღმოსავლეთიდან დასავლეთით წმინდა ილიას მთებიდან პორტიჯის გადასასვლელამდე ვრცელდება, რის შემდეგაც ისინი კენაის ნახევარკუნძულის მთებში გადადიან. მთის რკალის საერთო სიგრძე დაახლოებით 450 კმ²-ია. მაქსიმალური სიგანე კი 100 კმ-ი. სამხრეთი ფერდობის მყინვარები ალასკის ყურის ფიორდებში ან მათი სათავეების სიახლოვეს ბოლოვდებიან. გამყინვარების საერთო ფართობი 21600 კმ²-ია.

ჩუგანის მთებში ოროგრაფიულად და გამყინვარების მიხედვით სამი მთიანი ჯგუფი გამოირჩევა. ისინი ერთმანეთისაგან უღელტეხილებითა და ხეობებით გამოიყოფა: აღმოსავლეთ ჩუგანი (წმინდა ილიას მთებიდან მდ. კოპერამდე); ცენტრალური ჩუგანი (მდ. კოპერიდან ტომსონის უღელტეხილამდე); დასავლეთ ჩუგანი (ტომსონის უღელტეხილიდან პორტიჯის უღელტეხილამდე). ჩუგანის მთებში მთის საფარული და მთის მყინვარების ყველა ტიპი გვხვდება. აღსანიშნავია ალასკის უდიდესი და ულამაზესი მყინვარები: ბერინგი, კოლუმბია,

ჰარვარდი, ტანა, მაილსი, იატზე და სხვა. მყინვარი ბერინგი ჩრდილოეთ ამერიკის უდიდესი მყინვარია. მისი საერთო სიგრძე 203 კმ-ს, ფართობი კი 5800 კმ²-ს შეადგენს. მყინვარ ბერინგის სათავეს ბაგლეის ფირნულ-მყინვარული პლატო წარმოადგენს, რომლისგანაც მთისწინეთში 43 კმ-იანი განიკვეთის გიგანტური „გუმბათის« ტიპის 50 კმ-იანი სიგრძისა და 8 კმ-იანი სიგანის ენა ეშვება. ბაგლეის პლატოს დასავლეთი ბოლოდან და ბაკსელის ქედიდან მყ. ბერინგის მთისწინა „გუმბათი« დამატებით საზრდოობს მყინვარული ნაკადებისაგან, რომელთა შორის უდიდესია 25 კმ-ზე მეტი სიგრძის მყინვარი სტელური. მყ. ბერინგის მთისწინა „გუმბათის« ამოზნექილი ფრონტი 80 კმ-ზე მეტ სიგრძეზეა გადაჭიმული. მას მორენული გორაკები აკრავს გარს, რომელთა ჩადაბლებებიც ტბებითაა წარმოდგენილი.



ნახ. 47 მყინვარი კოლუმბია

ბერინგის მყინვარიდან სათავეს რამდენიმე მნიშვნელოვანი მდინარე იღებს. მყინვარი კოლუმბია (სიგრძე 68 კმ, ფართობი 1370 კმ²) კოლუმბია-ბეის ყურეში ჩადის. ის დასავლეთ ჩუგაჩის ცენტრალურ ნაწილის აკუმულაციის ვრცელი ზონიდან სამხრეთისაკენ ეშვება. მკვებავი აუზის საშუალო სიმაღლე 3600 მ-ია. და იგი კავშირშია სხვადასხვა მიმართულების მქონე მყინვართა ფირნის ველებთან: ტაზ-ლინა, ნელჩინა, ჰარვარდი, მირსი. მყ. კოლუმბია, ალასკის სანაპიროს ერთ-ერთი ყველაზე დიდი დატოტვილი ტიპის მყინვარია; იგი 4 ძირითადი ტოტისა და მეორე რიგის უამრავი პატარა ნაკადისაგან შედგება. მყინვარის ძირითადი ნაწილის საშუალო სიგანე 4 კმ-ზე მეტია; კოლუმბია-ბეის ყურეში მყინვარის ენის ფრონტის სიგანე 6,5 კმ-ს აღწევს და მისი მექანიკური ნგრევის შედეგად აისბერგები წარმოიქმნება (ნახ. 47).

გასული საუკუნის მეორე და მესამე ათწლეულში, როდესაც მყ. კოლუმბიის აუზში ჯერ ოქროს საბადო, შემდეგ კი სპილენძის მადანი აღმოჩნდა, მყ. კოლუმბიის რაიონი „ოქროს ციებცხელების» არენად გადაიქცა. საბადოებზე მიმავალი გზა მყინვარზე გადიოდა.

სანაპირო ქედი - კასკადოვანი მთების ჩრდილოეთით, წყნარი ოკეანის სანაპიროს გასწვრივ, კანადისა და ალასკის ტერიტორიაზე სანაპირო ქედი ვრცელდება. მისი სამხრეთ ნაწილი (მდ. სკინას სამხრეთით) წყნაროკეანური ქედის სახელითაა ცნობილი (პასეფიკი); ხოლო ჩრდილოეთი - სასაზღვრო ქედით (მოუნდარის ქედი).

წყნაროკეანური ქედი თითქმის მთელ სიგრძეზე 2700 მ-ზე მაღალია. უმაღლესი წერტილია მ. უოლინგტონი (4042 მ). რელიეფი გლაციოგენურია კარგადაა არის გამოხატული მყინარული ფორმებით, მთების უდიდესი ნაწილი აგებულია გრანიტებით, მეტამორფული და დანალექი ქანებით. კლიმატი ზღვიურია, ზომიერად ცივი, უხვთოვლიანი ზამთრითა და გრილი ზაფხულით. 1500 მ. სიმაღლეზე ივლისის თვის საშუალო ტემპერატურა $+10^{\circ}$ - ია. იანვრის -4° ; წელიწადში 2000-დან 3750 მმ-მდე ნალექი გამოიყოფა. ნალექების ძირითადი მასა წყნარი ოკეანის ჩრ. ნაწილში არსებული ალექსის დაბალი წნევის არეიდან შემოსული ზამთრის ციკლონებს მოაქვს. ქედების დასავლეთ ფერდობზე ფირნის ხაზი 1250-1500 მ-ზე მდებარეობს; ხოლო აღმოსავლეთ ფერდობზე 1500-2000 მ-ზე. მაღალი მთის მასივები ვრცელი ფირნულ-ყინულოვანი პლატოებით და მათგან გამოშვებული მყინვარებით არის დაფარული. მცირე ზომის დამოუკიდებ-

ბელი მყინვარები გაფანტულია თითქმის მთელ ქედზე, განსაკუთრებით კი მის დასავლეთ ნაწილში.

წყნარი ოკეანის სამხრეთ ნაწილში გარიბალდის პარკის ტერიტორიაზე დაახლოებით 25 მყინვარია, საერთო ფართობით 57 კმ². აქედან 30 კმ² მწვერვალ გარიბალდზეა (2677 მ). ამ რაიონში თოვლის ხაზის სიმაღლე 1800-2100 მეტრია. ყველაზე დიდია დამოუკიდებელი მყინვარი ჩიკამსი (ფართობი 8.4 კმ²). ეს რაიონი უხვთოვლიანია. მყინვარზე თოვლის საფარის სისქე 5-10 მ-ს შეადგენს. დიდი მყინვარებია: პლეისი, ტელოტი, ფრანკლინი და სხვა.

სასაზღვრო ქედი მდინარეების სკინის და იუკონს შორის ვრცელდება. მისი სიგრძე 850 კმ-ია, სიგანე კი დაახლოებით 160 კმ. სასაზღვრო ქედის აღმოსავლეთი ფერდობი კანადაში, ხოლო დასავლეთი ალასკაში მდებარეობს. ქედის დასავლეთ ფერდობზე ზღვიური კლიმატია 5000-5500 მმ. ნალექებით, აღმოსავლეთ ფერდობზე 1000-2000 მმ. ფირნის ხაზი დასავლეთ ფერდობზე 1000 მ-ზე გადის, აღმოსავლეთ ფერდობზე კი 1500-2000 მ-ზე ზამთარში ზოგჯერ თოვლის საფარი 12-18 მ. სიმაღლეს აღწევს. სანაპირო ქედი – გამყინვარების მძლავრი კერაა ჩრდ. ამერიკაში. აქ 132 მყინვარი 8-კმ-ზე გრძელია და მრავალი შედარებით მცირე ზომისაა. გამყინვარების საერთო ფართობი 11 300 კმ². დიდი მყინვარებია კემბრიის თოვლიანი პლატო და მისგან ჩამოსული გამომტანი მყინვარები სუტონი, ბრომლეი, ბერ-რივერი და სხვები. ფრანკ-მაკი-ხიგლანდის მყინვარული კომპლექსი ხეობის მყინვარებით: ფრანკ-მაკი, სემონი, ბერენდონი, უნუკი, ლედუკი, ჩიკანიმი და სხვა. სასაზღვრო ქედი მდინარეების სტიკინსა და ტაკუს შორის გამყინვარების დიდი მაშტაბებით ხასიათდება. დიდი მყინვარებია: ფლუდი, მადი და გრეიტი. ყველაზე დიდია მყინვარული პლატო ჯუნო (ფართობი 1820 მკ²) და მისგან ჩამოსული ხეობის რთული ტიპის მყინვარები ტაკუ, ტვინი, ტულსეკო, ნორისი, მიდი და სხვები.

კასკადოვანი მთები ეულკან ლასენ-პიკიდან ჩრდილოეთით კალიფორნიის, ორეგონისა და ვაშინგტონის შტატებში (აშშ) ვრცელდება და კანადის ტერიტორიაზე, მდ. ფრეიზერის სამხრეთით მთავრდება. მთები ძლიერ არის დანაწევრებული, განსაკუთრებით კი ჩრდილოეთით, სადაც ვრცელმა პლეისტოცენურმა გამყინვარებამ არსებობის ნათელი კვალი დატოვა კარლინგების, ღრმა ცირკებისა და ტროგების სახით. ყველაზე მაღალი მწვერვალები სამხრეთით არის გან-

ლაგებული ესენია: ჩამქრალი ვულკანების კონუსები, რომელთა უმრავლესობა ჯერ კიდევ ისტორიულ პერიოდში მოქმედებდა, ხოლო ზოგიერთი დღესაც აქტიურია.

აშშ-ს ტერიტორიაზე კასკადოვან მთებში გამყინვარების საერთო ფართობი დაახლოებით 400 კმ²-ს შეადგენს, ხოლო მყინვართა რაოდენობა 980-ია. კანადის ფარგლებში კასკადოვან მთებში მხოლოდ რამდენიმე ალპური ტიპის მყინვარია.

მყინვარები წყნარი ოკეანის მხრიდან მოტანილი თოვლით საზრდოობენ. ჰაერის ნაკადები კასკადოვანი მთების გავლისას ნალექების ძირითად მასას დასავლეთ ფერდობებზე ტოვებს. ასე მაგალითად, სანაპიროდან 100 კმ-იან მონაკვეთში 4500 მმ. ნალექი გამოიყოფა; სანაპიროდან 210 კმ-ში (მყინვარი სამხრეთ კასკადოვანი) 3600 მმ, 250 კმ-ში დაახლოებით 2000 მმ, ხოლო მთების აღმოსავლეთ ნაწილში, სანაპიროდან 350 კმ-ში, მხოლოდ 300 მმ-ია. ამავე მიმართულებით ფირნის ხაზის სიმაღლეც იზრდება. ამის გამო გამყინვარების საერთო ფართობის 80% წყალგამყოფიდან დასავლეთით მდებარეობს. ღრმა კარებში არსებული მყინვარები ქარბუქისა და თოვლის ზეპვების ხარჯზე დამატებით საზრდოობენ. კასკადოვანი მთებში მყინვარები გავრცელებულია ძირითადად მაღალ მწვერვალებზე და ვულკანურ კონუსებზე.

სიერა-ნევადას მთიანი ჯაჭვი კალიფორნიის შტატში (აშშ) სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ თითქმის 690 კმ-ზე ვრცელდება. ქედი მკვეთრად ასიმეტრიულია. აღმოსავლეთ ფერდობი ძალიან ციცაბოა. იგი სიერა-ნევადასა და დიდ აუზს შორის ბუნებრივ ბარიერს ქმნის. ქედის დასავლეთ კალთა უფრო ფართო და დამრეცია და უამრავი კანიონითაა ჩაჭრილი. იგი გამოყოფს სიერა-ნევადას სანაპირო ქედებისაგან, ჩაედინება მდ. მდ. საკრამენტოში და სან-ხოკინში. სიერა-ნევადას უმაღლესი მწვერვალი მ. უიტნი (4418 მ.) სექვოიას ეროვნულ პარკში მდებარეობს. ამას გარდა აქ 4200 მეტრზე მაღალი ექვსი მწვერვალია. წყნარ ოკეანესთან სიახლოვე, ქედის სიმაღლე და დასავლეთის ტენშემცველი ჰაერის მასების მიმართ მისი მერიდიანული განფენილობა დიდი რაოდენობით ნალექების გამოყოფას განაპირობებს, განსაკუთრებით კი ქედის დასავლეთ მხარეს, სადაც მისი რაოდენობა თოვლის ხაზის დონეზე 9000-12000 მმ-ს შეადგენს. ნალექების მაქსიმუმი ზამთრის თვეებში აღინიშნება. ცნობილია ისეთი ფაქტებიც, როცა ერთი თვის განმავლობაში დაგროვებულმა თოვ-

ლის სისქემ 10 მეტრს მიაღწია. თოვლი განსაკუთრებით დიდი რაოდენობით გროვდება ღრმა კარებში და ცირკებში და რელიეფის დაბალი ჰიფსომეტრიის მიუხედავად ბევრი პატარა მყინვარის კვებას უზრუნველყოფს.

სიერა-ნევედაზე 497 მყინვარია, საერთო ფართობით 62.3 კმ². მათი უმრავლესობის ზომა 0.1-დან 1.5 კმ². ყველაზე დიდი მყინვარის ფართობი 1.5 კმ². მყინვარების საშუალო სიმაღლე 3500 მ-ია. მყინვარების ზედაპირის 33% მორენებითაა დაფარული.

13. აღმოსავლეთის მთიანი სისტემის ოლქი

კლდოვანი მთები ატლანტის და წყნარ ოკეანეებს შორის მთავარი წყლამყოფია. ის ვრცელდება თითქმის 3.5 ათას კმ სიგრძეზე აშშ-სა და კანადის ტერიტორიებზე. კლდოვანი მთები ძირითადად პლეოზოური და მეზოზოური ასაკის დანალექი ქანებით და გრანიტებითაა აგებული. კაინოზოურ ერაში მთებმა ამაღლება განიცადა, რღვევებითა და ეროზიული პროცესების შედეგად ღრმად დანაწევრდა ცალკეულ ბლოკებად. პლეისტოცენურმა გამყინვარებამ ღრმა კვალი დატოვა მრავალრიცხოვანი კარების, ცირკების, წვეტიანი პიკებისა და თხემების, ღრმა ტროგების სახით, რომლებიც ყველაზე კარგად ქედების ძალიან მაღალ მონაკვეთებშია გამოხატული. აქვეა თანამედროვე გამყინვარების ძირითადი კერა.

აშშ. ტერიტორიაზე კლდოვანი მთები კორდილიერის აღმოსავლეთ განაპირა სარტყელს ქმნის. ზოგიერთი მასივის სიმაღლე 4000 მ-ს აღწარბებს (მ. ელბერტი 4399 მ. ბლანკა-პიკი 4364 მ. და სხვ.). მათგან დასავლეთით ვრცელი პლატო და 1000-2000 მ სიმაღლის ზეგნებია (კოლუმბიის პლატო, დიდი აუზი, კოლორადოს პლატო), რომლებიც კლდოვან მთებს წყნარი ოკეანის სისტემის მთებისაგან გამოყოფს. კლდოვან მთებში აშშ-ს ისეთი დიდი მდინარეები იღებს სათავეს, როგორებიცაა კოლორადო და კოლუმბია, რომლებიც წყნარ ოკეანეში, ზოლო მისისიპი და მისი შენაკადები ატლანტის ოკეანეში ჩაედინებიან.

კლდოვან მთებში უფრო მცირე ატმოსფერული ნალექი მოდის, ვიდრე წყნარი ოკეანის მთებში. ამასთან, ფირნის ზაზის სიმაღლეს

მნიშვნელოვნად მაღლა მდებარეობს. ამიტომაც მყინვარები აქ მხოლოდ ძალიან მაღალ მწვერვალებზე და მასივებზე გვხვდება.

აშშ-ს ტერიტორიაზე კლდოვან მთებში 319 მყინვარია, საერთო ფართობით 578.9 კმ²; მის სამხრეთ ფერდობზე პატარა მყინვარებია.

კლდოვანი მთები კანადის ტერიტორიაზე 1500 კმ-ზეა გადაჭიმული. აქ თითქმის მთის მყინვარების ყველა ტიპია წარმოდგენილი. ფართოდაა გავრცელებული ხეობის, კარული, მწვერვალის, დაკიდული ტიპის მყინვარები. ასევე გვხვდება აღდგენილი მყინვარები, რომლებიც ძირითადად დაკიდული მყინვარების ჩამოშლით საზრდოობენ.

ბრუსკის ქედი მთელს ჩრდილოეთ ალასკაში ვრცელდება 1000 კმ. სიგრძის და 250 კმ. სიგანის გიგანტური რკალით. თხემის სიმაღლე დასავლეთიდან (1500 მ) აღმოსავლეთისაკენ (2800 მ) მატულობს. ბრუსკის ქედი წარმოადგენს კლიმატურ ბარიერს ზომიერ სარტყელსა და არქტიკულ კლიმატს შორის. ნალექების რაოდენობა 2800 მმ-ია.

აქ ძირითადად გავრცელებულია კარული და მცირე ზომის ხეობის ტიპის მყინვარები. საერთო ჯამში ბრუსკის ქედზე 1000 მყინვარია, 723 კმ². ფართობით. ფირნის ხაზის სიმაღლე მერყეობს 1250 მეტრიდან 2250 მეტრამდე. მცირე ზომის მყინვარები გავრცელებულია კიგლუაკის (ფართობი 3.0 კმ²), კილბუკის (გამყინვარების ფართობი 230 კმ²) და პოლარული მხარის სხვა მთებში (260 კმ²).

VI. აზიის ინდოეთის ოკეანის პროვინცია

14. ჰინდიუშ-ყარაყორუმის ოლქი

ჰინდიუშში აზიის ერთერთი მაღალი მთიანი სისტემაა. იგი ავღანეთისა და პაკისტანის ტერიტორიებზე, პამირის, ყარაყორუმისა და ჰიმალაებს შორის მდებარეობს. ჰინდიუშში სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილოეთ-აღმოსავლეთისკენ 700 კმ-ზეა გადაჭიმული. ეს მთიანი სისტემა ოროგრაფიული თვალსაზრისით ორ თითქმის თანაბარ, სამხრეთ-დასავლეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილად იყოფა. ჰინდიუშის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილის სიმაღლე 4000-5000 მ-ია, ცალკეული მწვერვალების 6000 მ. ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილის კი 5000-7000 მ. მის სამხრეთ ნაწილში, პაკისტანის ტერიტორიაზე უმაღლესი მწვერვალი მ. ტირიჩმირი (7690 მ.) მდებარეობს.

ჰინდიუშში ძალიან მშრალი კლიმატია. ნალექები გამოყოფა დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან მონაბერი ჰაერის მასების მიერ. შესაბამისად ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობები უფრო მეტ ნალექს იღებს, ვიდრე სამხრეთ-დასავლეთი. ჰინდიუშის დასავლეთ ნაწილში ნალექების ძირითადი რაოდენობა ზამთარში მოდის. აღმოსავლეთ ჰინდიუშში მეტი სიმშრალითა და სიმკაცრით გამოირჩევა. ამ ნაწილში 2500-4300 მ სიმაღლეზე ნალექების რაოდენობა მხოლოდ 50-60 მმ-ს შეადგენს. კარგად დატენიანებულია ჰინდიუშის სამხრეთ ფერდობები, რასაც ინდოეთის ოკეანიდან გადმონაცვლებული ზაფხულის მუსონი უზრუნველყოფს. ნალექის მაქსიმუმიც ზაფხულში გამოიყოფა. ზამთარი კი მკაცრი და მცირე ნალექიანია.

ჰინდიუშის დასავლეთ ნაწილის ჩრდილო ფერდობზე ფირნის ზაზი 4000-4700 მ-ზე მდებარეობს, ხოლო სამხრეთზე 5100 მ-ზე მაღლაა. ცენტრალურ ჰინდიუშის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ფერდობზე ფირნის ზაზი 4300-4900 მ-ზეა, ჩრდილო-აღმოსავლეთზე კი 5000-5200 მ-მდე. ჰინდიუშში ფირნის ზაზი სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე უფრო დაბლა მდებარეობს, ვიდრე ჩრდილოეთ ფერდობზე. ეს განპირობებულია სამხრეთიდან ინდოეთის ოკეანის მუსონური ჰავით, რომელიც ნალექებს სამხრეთ ფერდობზე ტოვებს.

ჰინდიუშის მთიანი სისტემის მყინვარების უმრავლესობა მის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ ნაწილშია თავმოყრილი. მთა ტირიჩმირის რაიონში და მისგან აღმოსავლეთით რამოდენიმე ათეულ კილომეტ-

რზე 5500 მ. სიმაღლის თხემია გადაჭიმული, რომელიც ფირნისა და ყინულის სქელი ფენით არის დაფარული. ვრცელი ფირნიდან მრავალი მყინვარი ეშვება, მათ შორის ძალიან დიდებიც: მყინვარი ჩიანტარი (სიგრძე 32 კმ, ფართობი 260 კმ²), მყინვარი ტირიჩი (სიგრძე 30 კმ, ფართობი 170 კმ²), მყინვარი ატრაკი (სიგრძე 28კმ, ფართობი 129 კმ²) და სხვ. მყინვარის ენები დაფარულია ზედაპირული მორენებით, რაც თოვლის ზვავეებით კეებას უკავშირდება. ჰინდიყუშში ძირითადად ქვაბულის და ხეობის, ალპური და თურქესტანული ტიპის მყინვარებია გავრცელებული. გვხვდება კარული და დაკიდული ტიპის მყინვარებიც.

ყარაყორუმში აზიაში ჰიმალაის შემდეგ სიმაღლით მეორე მთიანი სისტემაა. მისი საშუალო სიმაღლე 6000 მ-ია. ბევრი მწვერვალის სიმაღლე 7000 მ-ზე მეტია, ხოლო 5 მათგანის 8000 მ-ს აღემატება. მათ შორის უმაღლესი, ევერესტის შემდეგ სიმაღლით მეორე მწვერვალი ჩოგორი (K-2) 8611 მ ერთერთი ყველაზე ძნელად მისადგომია. აღსანიშნავია მწვერვალი ხიდენი ანუ გაშერბრუმ 1 - 8068 მ. ყარაყორუმის მთიანი სისტემა პამირის სამხრეთ-აღმოსავლეთით, კუნლუნისა და ჰიმალაებს შორის მდებარეობს. იგი ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ თითქმის 800 კმ-ზეა გადაჭიმული და მოიცავს ჩინეთისა და ინდოეთის ტერიტორიებს. ყარაყორუმის მთები ალპური დანაოჭების ეპოქაში ჩამოყალიბებული და სამი პარალელური და რამოდენიმე მაღალი განშტოებებისაგან შედგება. მთების სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილი გრანიტებითა და გნეისებით არის აგებული, შუა ნაწილი ძირითადად პალეოზოური და მეზოზოური პერიოდის მეტამორფული და დანალექი ქანებით. მთების ჩრდილოეთი კი კრისტალური ფიქლებითა და იურული კირქვებით არის წარმოდგენილი. რელიეფი გამოირჩევა ძალიან მკვეთრი ფორმებით და ღრმად დანაწევრებული ხეობებით. ყარაყორუმში ბევრი მწვერვალი, ხეობა და ქვაბული ფირნის ხაზის ზემოთ მდებარეობს, რაც ამ მხარეში მძლავრ გამყინვარებას განაპირობებს.

მაღალმთიანი, ღრმად დანაწევრებული რელიეფის და დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ვრცელი განფენილობის გამო ყარაყორუმის კლიმატი დიდი კონტრასტებით გამოირჩევა. ღრმა მთათაშორის ხეობებში კლიმატი მშრალი და თბილია. წელიწადში მხოლოდ 100 მმ ნალექი გამოიყოფა. განსხვავებული სურათი შეიმჩნევა მაღალმთიან ზონაში ფირნის ხაზის ღონეზე (ზღ.-დან 5000 მ-სიმაღლეზე) ჰაე-

რის საშუალო წლიური ტემპერატურა -4-5⁰-ია. ატმოსფერული ნალექები ძირითადად მყარი სახით გამოიყოფა და მისი რაოდენობა წელიწადში 1200-2000 მმ-ს შეადგენს. აქ ატმოსფერული ნალექების წყაროს ატლანტის ოკეანიდან და ხმელთაშუა ზღვიდან გადმონაცვლებული ციკლონები წარმოადგენს. მათ ფორმირებაში ინდოეთის ზაფხულის მუსონების როლი მნიშვნელოვანია. ნალექების დიდი რაოდენობა ყარაყორუმის დასავლეთ და სამხრეთ ნაწილში გამოიყოფა, შედარებით ნაკლები კი აღმოსავლეთ და ჩრდილოეთ მხარში. შესაბამისად იცვლება ფირნის ზაზის სიმაღლეც.

ყარაყორუმში ფირნის ზაზი ყველაზე ქვემოთ სამხრეთ დასავლეთით ჩამოდის (4600-5000 მ-ზე), ჩრდილოეთით 5000-6000 მ-ზეა; ხოლო უკიდურეს ჩრდილო-აღმოსავლეთით 6000-6200 მ-ზე აღის.

ყარაყორუმში, დაბალ განედებში მდებარეობის მიუხედავად, თანამედროვე გამყინვარების მძლავრ და კომპაქტურ კერას წარმოადგენს. აქ გამყინვარება მთელი მთიანი სისტემის საერთო ფართობის 16%-ს იკავებს. ხოლო მის დასავლეთ ნაწილში 30%-ს. ყარაყორუმში ძირითადად დატოტვილი და ხეობის რთული ტიპის მყინვარებია წარმოდგენილი, რომლებიც ღრმა ხეობებშია მოთავსებული და მათი საზრდოობა წარმოებს არა ფირნის აუზიდან, არამედ თოვლის ზეპვების შედეგად. ხეობის ტიპის დიდი მყინვარების ენები ძირითადად ზედაპირული მორენებით არის დაფარული, რაც მათ აბლაციისაგან იცავს და სიგრძეზეც გავლენას ახდენს.

ყარაყორუმში გამყინვარების ფართობი 15400 კმ²-ია. მყინვარების რაოდენობა კი 2300 შეადგენს. მყინვარებში დაკონსერვებული წყლის მოცულობა 2860 კმ³-ია. ყარაყორუმის სამხრეთ ფერდობზე მყინვარებს მეტი ფართობი უკავიათ და უფრო დაბლა ეშვებიან, ვიდრე ჩრდილოეთზე, რაც ძირითადად მუსონების ტენიანობითა და ოროგრაფიული პირობებით არის განპირობებული.

ყარაყორუმში ბევრი დიდი მყინვარია. მათგან ხუთის სიგრძე 50 კმ-ს აღემატება. ესენია: სიაჩენი, ბალტორო, ბიაფო, ბათურა, ზისპარი, თითოეულის ფართობი 285 დან 750 კმ²-მდეა. დანარჩენი 30 მყინვარის სიგრძე 20 კმ-ს აღემატება და მათი ფართობი 60-დან 410 კმ²-მდეა.

მყინვარი სიაჩენი (სიგრძე 76 კმ, ფართობი 750 კმ²) უდიდესია ყარაყორუმში. იგი კონდუსის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობზე 7000 მეტრ სიმაღლიდან ეშვება. მისი ენა დიდ მანძილზე ზედაპირული

მორენით არის დაფარული. მყინვარის ენა 3550 მ. მთავრდება.

მყინვარი_ბათურა დატოტვილი ტიპის მყინვარია. მისი სიგრძე 59 კმ-ია, ზოლო ფართობი 285 კმ². იგი ყარაყორუმის დასავლეთით მდ. ზუნზის აუზში მდებარეობს.

მყინვარი_ბალტორალ (სიგრძე 62 კმ, ფართობი 750 კმ²) მ. გაშვებრუმიდან იწყება და მ. ჩოგორისაკენ მიედინება. იგი ათზე მეტი მყინვარული ნაკადისაგან შედგება. მყინვარის ენა 3530 მეტრ სიმაღლეზე ბოლოვდება. იგი ბიაფოს შემდეგ ფართობით მეორე მყინვარია მდ. ბრალდუს აუზში.

15. ჰიმალაის ოლქი

მსოფლიოს უმაღლესი მთიანი სისტემა ჰიმალაი აზიაში მდებარეობს. იგი მოიცავს ჩინეთის, ინდოეთის, ნეპალის, პაკისტანისა და ბუტანის ტერიტორიებს. ამ მთიან სისტემაში 11 რვათასიანი მწვერვალია, მათგან უმაღლესია ჯომოლუნგმა (ევერესტი) 8848 მ. ჰიმალაი დიდი გიგანტური რკალის სახით ტიბეტის მთიანეთს აკრავს გარს და ამ უკანასკნელს ინდ-განგის დაბლობისაგან გამოყოფს. მთიანი სისტემა 2500 კმ-ზეა გადაჭიმული და სიგანით 200-300 კმ-ს შეადგენს. ჰიმალაი ჩამოყალიბდა ალპური ოროგენეზის პერიოდში. მისი სამხრეთ მთისწინეთი ძირითადად ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებით არის აგებული; ღერძული მონაკვეთი კი გნეისებით, კრისტალური ფიქლებით და სხვ. ჰიმალაის თანამედროვე რელიეფი ქედების ოთხი ჯგუფისაგან შედგება. ისინი ცალკეულ მასივებად მდინარეთა ღრმა ხეობებითაა დაყოფილი. ესენია — სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ — წინაჰიმალაი, მცირე ჰიმალაი, დიდი ჰიმალაი და ლადახის ქედი.

ჰიმალაის ჩრდილოეთ საზღვარს გიგანტური გასწვრივი დეპრესია წარმოადგენს, სადაც საპირისპირო მიმართულებით მიედინებიან მდინარეები განგი და ბრაჰმაპუტრა (ცანგპო). ეს არის ბუნებრივი საზღვარი ტიბეტის ზეგანთან.

ჰიმალაი დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით პირობითად შემდეგ მონაკვეთებად იყოფა: პენჯაბის (მდ. ინდის ხეობიდან, ჩრდილო-დასავლეთით მდ. სატლეჯამდე), კუმაონის (მდ. სათლე-

ჯამსა და კალს შორის), ნეპალის (ნეპალის ფარგლებში), სიკიმის (ინდოეთის შტატ სიკიმის ფარგლებში) და ასამის (ბუტანის დასავლეთი საზღვრიდან მდ. ბრაჰმაპუტრას დიდ მუხლამდე.

ჰიმალაი გიგანტური კედლის სახით არის აღმართული ინდ-განგის დაბლობის თავზე და კარგად გამოხატულ კლიმატურ ბარიერს წარმოადგენს. მისგან სამხრეთით ნოტიო ტროპიკული, ჩრდილოეთით კი ცივი მაღალმთიანი უდაბნოს კლიმატია გაბატონებული. ჰიმალაის სამხრეთ ფერდობზე ყველა სიმაღლითი სარტყლის მონაცვლეობა შეიმჩნევა – დაწყებული ნოტიო ტროპიკული ტყითა და სავანებით და დამთავრებული მუდმივი თოვლითა და მყინვარებით. აქ წელიწადის დროები ერთმანეთისაგან ძირითადად მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობით განსხვავდება. წლიური ნალექების 80-90% ივნისიდან ოქტომბრამდე მოდის მუსონების პერიოდში. ნალექების დიდი რაოდენობა ჰიმალაის აღმოსავლეთ მონაკვეთში აღინიშნება. აქ 2500-3000 მ. სიმაღლეზე 3200-5000 მმ-დე ნალექი მოდის. დასავლეთით მათი რაოდენობა თანდათანობით მცირდება და კუმაონის ჰიმალაებში წელიწადში 1500-2000 მმ, ზოლო პენჯაბის ჰიმალაებში 900-1000 მმ ნალექები მოდის. ინდოეთის ზაფხულის მუსონებთან დაკავშირებული ტენიანი ჰაერის მასები ნალექის თითქმის მთელ რაოდენობას მთიანი სისტემის სამხრეთ ფერდობზე ტოვებს. ჩრდილოეთით იგი ტენით გადარიბებული გადადის, რის გამოც აქაური კლიმატი სიმშრალით გამოირჩევა. მდ. ინდის და ბრაჰმაპუტრას ზემო წელის ხეობებში 3500 მ. სიმაღლეზე წელიწადში 80 მმ ნალექი გამოიყოფა. (ქ. ლჰასას სადგურის მონაცემები)

ჰიმალაებში ზამთარში (ნოემბრიდან მარტამდე) ფირნის ხაზის ზემოთ ჩრდილო-დასავლეთის ქარებია გაბატონებული, რომლებსაც მცირე ნალექი მოაქვთ. ამიტომაც მათი როლი მყინვარების კვებაში შემოიფარგლება მხოლოდ ზაფხულის მუსონის დროს გამოყოფილი თოვლის გადანაწილებაში. ატმოსფეროში დროებითი სიმშვიდე მხოლოდ ზამთრისა და ზაფხულის მუსონების გარდამავალ პერიოდში აღინიშნება აპრილი-მაისი, სექტემბერი-ოქტომბერი, ამ დროს ალპინისტები აქტიურად იყენებენ მწვერვალების დასალაშქრავად.

ჰიმალაის სამხრეთ ფერდობზე ფირნის ხაზი უფრო ქვემოთ მდებარეობს, ვიდრე ტიბეტის მხარეს მიმართულ ჩრდილოეთ ფერდობზე, რაც ატმოსფერული ნალექების გამოყოფის თავისებურებაზეა დამოკიდებული. დიდი სხვაობა ნეპალის ჰიმალაებში შეიმჩნევა, სადაც

მთები მაქსიმალურ სიმაღლეს აღწევენ. ჯომოლუნგმას რაიონის სამხრეთ ფერდობზე ფირნის ხაზი 5400-5600 მ-ზე მდებარეობს, ჩრდილოეთზე კი 5800-6000 მ-ზე. აქ ფირნის ხაზის მაღალი მდებარეობა და ციცაბო ფერდობები არ უწყობს ხელს მძლავრი მყინვარების ჩამოყალიბებას.

ფირნის ხაზის ყველაზე დაბალი მდებარეობა პენჯაბის (4400-4600 მ) და ასამის (4600 მ) ჰიმალაის სამხრეთ ფერდობებზე ფიქსირდება, რაც ინდოეთის ოკეანიდან ზაფხულის მუსონების დროს ნალექების სიუხვეს უკავშირდება. ჰიმალაისათვის დამახასიათებელია დღე-ღამური ტემპერატურების ძლიერი რყევა, რაც ფიზიკურ გამოფიტვას ინტენსიურს ხდის. ნაფიტი მასალა მყინვარების ზედაპირზე ხვდება და მორენულ საფარს ქმნის.

ჰიმალაებში გამყინვარების საერთო ფართობი 33 200 კმ²-ს შეადგენს, ყინულის მოცულობა კი 6640 კმ³. მყინვარები ძირითადად მაღალმთიანი მასივებისა და მწვერვალების გარშემო თავმოყრილი. ჰიმალაის მყინვარები მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ სამხრეთ აზიის მდინარეების საზრდოობაში: ინდი, განგი, ბრაჰმაპუტრა და სხვა მათი შენაკადები.

პენჯაბის ჰიმალაი მოიცავს ნანგაპარბატის (8126 მ) და ნუნკუნის (7135 მ) მასივებს, ასევე დხოლადხარის ქედს. ნანგაპარბატის მასივი დიდი შეფარდებითი სიმაღლეებითა და ციცაბო ფერდობებით ხასიათდება. ეს უკანასკნელი ხელშეშლელ როლს თამაშობს მყინვარების წარმოქმნის პროცესში. მყინვარების კვების ზონა 5000 მ-დან 6500 მ-მდე მდებარეობს. მასივის სამხრეთ ფერდობზე ფირნის ხაზი 4400-4500 მ-ზე გადის. ჩრდილოეთზე კი 4900-5000 მ-ზე. მასივის ძირში (ჩრდილოეთით) არიდული კლიმატია, ნალექების რაოდენობა 50-120 მმ-ია წელიწადში, ხოლო მასივის მაღალმთიან ზოლში 8000 მმ წელიწადში, რაც ხელს უწყობს გამყინვარების მძლავრი კერის წარმოქმნას. მყინვარების ფართობი 690 კმ²-ს შეადგენს. აქ სჭარბობს თურქესტანული ტიპის მყინვარები, რომლებიც ნახევრი თოვლით იკვებებიან.

კუმონის ჰიმალაი - ჰიმალაის მთიანი სისტემის გამყინვარების უდიდეს კერას წარმოადგენს. ამ ნაწილის მწვერვალ ბადრინატიდან (7188 მ) ჰიმალაის უდიდესი მყინვარი განგოტრი ეშვება. მისი სიგრძე 32 კმ-ია, ფართობი 300 კმ². ფირნის ხაზი 5150 მ. სიმაღლეზე მდებარეობს. ენა ბოლოვდება 3800 მ-ზე. ეს მყინვარი ხეობის რთუ-



ნახ. 48 მწვერვალი ჯომოლუნგმა



ნახ. 49 მყინვარი კეტრაქი

ლი ტიპისაა და ხუთი ნაკადისაგან შედგება.

ნეპალის ჰიმალაი - ჰიმალაის მთიანი სისტემის ყველაზე მაღალი ნაწილია, თუმცა გამყინვარება მასზე მძლავრად არ არის წარმოდგენილი. ეს დაკავშირებულია ატმოსფერული ნალექების მცირე რაოდენობასთან და ციკაბო ფერდობებთან. მყინვარები ძირითადად რვაათასიანი მასივების სიახლოვეს არის წარმოდგენილი: ჯომოლუნგმაზე (8848 მ), დხაულაგირზე (8172 მ), ანაპურნაზე (8078 მ) და სხვ. აქედან გამყინვარების ცენტრად ჯომოლუნგმას მასივი ითვლება, მაკალუსა (8463 მ) და ლზოცზეს (5801მ) მწვერვალებით. აქ ნალექები ძირითადად მუსონური ქარების დროს ივნისიდან სექტემბრამდე გამოიყოფა და თოვლის ხაზის სიმაღლეზე, ჩრდილოეთ ფერდობზე მისი რაოდენობა 600-800 მმ-ს შეადგენს, აქ ფირნის ხაზი 600-700 მ-ით მაღლა მდებარეობს, ვიდრე სამხრეთზე, სადაც 1000-1500 მმ ნალექი მოდის. ჯომოლუნგმას მასივზე სულ 600 მყინვარია საერთო ფართობით 1600 კმ². დიდი მყინვარები ჰიმალაური და თურქესტანული ტიპისაა და ღრმა ხეობებშია განლაგებული. ამ რაიონის ყველაზე დიდი მყინვარია დასავლეთი რონგბუკი. იგი მწვერვალ ჯომოლუნგმადან ჩრდილოეთით ეშვება. მისი სიგრძეა 22 კმ, ფართობი 86.9 კმ². მყინვარის ენა 5150 მ სიმაღლეზე ბოლოვდება. იგი კონტინენტური ტიპის ცივი მყინვარია. დიდი მყინვარებია გავრცელებული შიშაპანგმას (8046მ) და ჩოიოს (8203მ). მწვერვალების ფერდობებზე (ეპტრაქი, ნგოზუმპა, დასიო, დარჩუ და სხვები) ზოგიერთი მწვერვალი თოვლმყინვარებით არის დაფარული (შიშაპანგმა, ლამბალა.)

სიკიმის ჰიმალაებში გამყინვარების მძლავრ კერას კანჩენჯანგას (8585 მ) მასივი წარმოადგენს. აქ მდებარეობს ჰიმალაის სიდიდით მეორე მყინვარი ზემუ (სიგრძეა 31 კმ, ფართობი 130 კმ²). იგი 4350 მ-ზე ბოლოვდება.

ასამის ჰიმალაებში მიუხედედად იმისა, რომ ნალექების დიდი რაოდენობა გამოიყოფა და ფირნის ხაზი დაბლა მდებარეობს გამყინვარება სუსტადაა წარმოდგენილი. ამის მიზეზია მთების დაბალი ჰიფსომეტრიული მაჩვენებლები. მყინვარები კულაინგრის (7554 მ), ნანგტას (7089 მ), ნამჩაბავრას (7756 მ) მასივებზეა წარმოდგენილი. ნამჩაბავრას მყინვარები ჰიმალაის უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარეობს. მწვერვალიდან ხუთი მყინვარი ეშვება, მათგან უდიდესია სალუნგი. მისი ენა 2950 მ-ზე მდ. ბრაჰმაპუტრის კალაპოტიდან 1.5 კმ-ში ბოლოვდება.

16. ტიბეტის ოლქი

ტიბეტი მსოფლიოში ყველაზე დიდი და მაღალი მთიანეთია, ფართობით 2 მლნ. კვ. კმ. ტიბეტის მთიანეთის საგები ზედაპირის (ცოკოლი) საშუალო სიმაღლე 4500 მეტრია, მასზე აღმართული ქედების კი 6000-7000 მ. ქედებს განედური განფენილობა აქვთ. ტიბეტის მთიანეთი სხვადასხვა ასაკისა და შემადგენლობის ქანებისაგან არის აგებული. ესენია: კვარციტები, გნეისები, თიხაფიქლები, ქვიშაქვები, გრანიტები და სხვ.

ტიბეტის მთიანეთი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს სუბტროპიკული ზონის მაღალმთიან კლიმატურ ზონას მიეკუთვნება. მისი ჩრდილოეთი და ცენტრალური (შიდა) ნაწილი მკაცრი და მკვეთრად კონტინენტური კლიმატით გამოირჩევა. მთიანეთის აღმოსავლეთი და სამხრეთ-აღმოსავლეთი მხარე კი ნაკლებ მკაცრი და მეტად ტენიანია. აქ ნალექები ძირითადად წელიწადის თბილ პერიოდში გამოიყოფა, რაც წყნარი და ინდოეთის ოკეანეების ზაფხულის მუსონებთან არის დაკავშირებული. ნალექების რაოდენობა სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში წელიწადში 1500-3000 მმ-ს შეადგენს. აღმოსავლეთ ტიბეტში სათავეს იღებს ჩინეთისა და ინდოჩინეთის უდიდესი მდინარეები: ზუანხე, იანძი, მეკონგი, სალუინი და სხვ. ტიბეტის მთიანეთი წყნარი და ინდოეთის ოკეანეების აუზების მდინარეების წყალგამყოფია.

ტიბეტის მთიანეთში ფირნის ზაზი მაღალა მდებარეობს. იგი კუნძულის ჩრდილო და აღმოსავლეთ ფერდობებზე 5200-5400 მ-ზე მდებარეობს, შიდა ტიბეტის დასავლეთით 6000-6200 მ-ზეა, ხოლო ტიბეტის აღმოსავლეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში 4400-5000 მ-მდე ჩამოდის, რაც წყნარი და ინდოეთის ოკეანეების ზაფხულის მუსონებით არის გაპირობებული. შესაბამისად, გამყინვარებას აქ უფრო მძლავრი ხასიათი აქვს, ვიდრე დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში.

ტიბეტის მთიანეთში არიდული კლიმატისა და ფირნის ზაზის მაღალი მდებარეობის გამო მყინვარები მხოლოდ მაღალ ქედებსა და მწვერვალებზეა. გამყინვარების ფართობი 28 100 კმ² შეადგენს.

კუნძულში აზიის ყველაზე გრძელი მთიანი სისტემაა. იგი დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით 3000 კმ-ზე, პამირიდან სინო-ტიბეტის მთებამდეა გადაჭიმული და ტიბეტს ჩრდილოეთისა და

ჩრდილო-აღმოსავლეთის მხრიდან აკრავს გარს. კუნლუნი პარალელური ქედებისაგან შედგება, რომლებიც ზ.დ.-დან 6000 მ-დან 7700 მ-დეა აღმართული. მისი უმაღლესი მწვერვალია მ. ულუგმუშთაგი 7723 მ. აღმოსავლეთ კუნლუნი ზაფხულში აღმოსავლეთ აზიის მუსონის გავლენის ქვეშ იმყოფება, რის გამოც აქ ნალექების რაოდენობაც მეტია და შესაბამისად, ფირნის ხაზიც უფრო დაბლა 4800-5100 მ-ზე მდებარეობს. ამ ნაწილში მთები უფრო დაბალია, რის გამოც გამყინვარებას უფრო ნაკლები ფართობი უჭირავს, ვიდრე დასავლეთ და ცენტრალურ ნაწილში.

კუნლუნში გამყინვარებას 11640 კმ² ფართობი უჭირავს. მყინვარების დიდი ნაწილი ჩრდილოეთ ფერდობზე მდებარეობს. სწორედ ამ ნაწილშია კუნლუნის უდიდესი მყინვარი იალუნგი (სიგრძე 30 კმ, ფართობი 131 კმ²). მყინვარის ენა 5150 მ-ზე ბოლოვდება.

კუნლუნის ცენტრალურ ნაწილში მაღალ მწვერვალებზე და მასივებზე გავრცელებულია მყინვარები. ასე მაგალითად: მ. ულუგმუშთაგი (7723 მ) დაფარულია თოვლიყინულებით, ფართობით 500 კმ², აქედან დაშვებული მყინვარები ბოლოვდებიან 4950-5150 მ. სიმაღლეზე. მყინვარებით არის დაფარული მ. მონომახის ქუდი (7720 მ), ბაიან-ხარა (5500 მ) და ამნე-მაჩინი (6100 მ).

ნანშანი რამოდენიმე რიგის მაღალი სუბპარალელური მიმართულების მთიან სისტემას წარმოადგენს. იგი ჩინეთის ტერიტორიაზე 400 კმ-ზეა გადაჭიმული. ქედების ზოგიერთი მასივები 6000 მ-ზე ზემოთ ვრცელდება. ნანშანის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში ცენტრალური აზიის უდიდესი ტბა კუკუნორი (ცინხაი) მდებარეობს. ნანშანის აღმოსავლეთ ნაწილის მდინარეები ხუანხეს აუზს მიეკუთვნებიან.

ნანშანის კლიმატი მკვეთრად კონტინენტურია, თუმცა მისი აღმოსავლეთი ნაწილი წყნარ ოკეანური მუსონის გავლენით შედარებით ნოტიოა. ფირნის ხაზი ჩრდილოეთ ფერდობზე 5020 მ-ზე, აღმოსავლეთზე 5050 მ-ზე, ხოლო სამხრეთზე 5140 მ სიმაღლეზე გადის.

მყინვარები ნანშანში ფართოდაა გავრცელებული, თუმცა ისინი არ ქმნიან დიდ კომპლექსს და მცირე ზომით ხასიათდებიან. აქ 2859 მყინვარია საერთო ფართობით 1972,5 კმ². ხეობის ტიპის მყინვარებიდან გამოირჩევა მყინვარი ლატხუტოუ (სიგრძე 10.1 კმ, ფართობი 21.9 კმ²), ფართობით კი უდიდესია ბრტყელი მწვერვალის ტიპის მყინვარი დანგე (57.1 კმ²). მიუხედავად იმისა, რომ ნანშანის აღმო-

სავლეთ ნაწილი უფრო ტენიანია, ჰიფსომეტრიული თავისებურების გამო მყინვარები ძირითადად მის დასავლეთ და ცენტრალურ ნაწილშია წარმოდგენილი.

შიდა-ტიბეტი კუნლუნის სამხრეთითაა და ტალღისებურ პლატოს წარმოადგენს. მისი სიმაღლე 4500-5000 მ-ია, ცალკეული ქედებისა კი ზ.დ.-დან 6000-7000 მ-მდე აღმართული. შიდა ტიბეტში მკვეთრად კონტინენტური და მშრალი კლიმატური პირობებია, რის გამოც, მაღალი ჰიფსომეტრიული მაჩვენებლებისა და ვრცელი განფენილობის მიუხედავად, მყინვარები მცირე რაოდენობითაა წარმოდგენილი. მათ 3190 კმ² ფართობი უკავიათ. აქ ჭარბობს დიდი ზომის კარული და დაკიდული ტიპის მყინვარები. შიდა ტიბეტში ფირნის ხაზი 6000-6200 მ-ზე მდებარეობს, ზოგ ადგილას 6400 მ-ზეც, რაც დედამიწის ზურგზე ფირნის ხაზის უმაღლეს მაჩვენებელს წარმოადგენს.

შიდა ტიბეტს სამხრეთ-აღმოსავლეთის მხრიდან ნენჩე-ტანგლას ქედი აკრავს. ამ ქედზე ნალექები დიდი რაოდენობით გამოიყოფა, რასაც წყნარი და ინდოეთის ოკეანეების ზაფხულის მუსონები განაპირობებს. ნენჩე-ტანგლაზე ხეობის ტიპის მყინვარები ზოგ ადგილას სუბტროპიკული ტყეების ზონაშიც იჭრება. ამ ქედზე ყველაზე გრძელი მყინვარია კაჩინი (სიგრძე 35 კმ, ფართობი 172 კმ²), მისი ენა 2530 მ სიმაღლემდე ჩამოდის. ნენჩე-ტანგლას ქედზე მყინვარებში არსებული წყლის მარაგი 540 კმ³-ით არის შეფასებული.

აღმოსავლეთ ტიბეტში ლინ-ტიბეტის მთები კუნლუნის ქედის ოროგრაფიული გაგრძელებაა. ეს მთები მერიდიანული მიმართულებით ხასიათდებიან. რელიეფი მდ. მეკონგის, იანძის, იალუნძიანის და დადუხეს ხეობებით ღრმად არის ჩაჭრილი. ამ სისტემაში შედის გუნგაშანის მასივი, რომელიც ტიბეტის მთიანეთის აღმოსავლეთ საზღვარს წარმოადგენს. სინო-ტიბეტში თავისი მაღალი მორფომეტრიული მაჩვენებლებით მკვეთრად გამოიყოფა უმაღლესი მწვერვალი მინაგონგა 7556 მეტრი სიმაღლით, ზოლო ქედის მთელი რიგი მონაკვეთები 6000 მეტრს აღემატებიან.

მასივზე შემდეგი მორფოლოგიური ტიპის მყინვარები გვხვდება ხეობის მარტივი და რთული, კარული, დაკიდული. მწვერვალ მინაგონგას დასავლეთით ფერდობზე მდებარეობს ერთ-ერთი დიდი მყინვარი გომბა. იგი ორი ნაკადისაგან შედგება დიდი გომბა და პატარა

გომბა. მყინვარ დიდი გომბას სიგრძეა 12.0 კმ, ფართობი კი 25.6 კმ².

მწვერვალ მინა-გონგას აღმოსავლეთ კალთაზე მყინვარი ჰაილო-გოუ მდებარეობს. მისი ფართობი 23.7 კმ². სიგრძე კი 13.5 კმ. მყინვარის ფირნს საინტერესო მორფოლოგიური ნიშნები აქვს. მარცხენა მხარე რელიეფში ღრმად არის ჩამჯდარი და მისი მიმართულებით ხდება მყინვარის ძირითადი მასის გადაადგილება, ზედაპირი ნაპრალიანია და შედარებით ნაკლები დახრილობით ხასიათდება. გუნ-გაშანის მასივზე ფირნის ხაზი საშუალოდ მდებარეობს 5000-5200 მეტრის სიმაღლეზე, ხოლო თოვლის ხაზი 5800-6000 მეტრის სიმაღლეზე.

VII. სამხრეთ ამერიკის წყნაროკეანური პროვინცია

ამ პროვინციაში შედის ანდები - სამხრეთ განედის 32° - 56° შორის. მყინვარების მკვეთრი ატმოსფერული ნალექები დაკავშირებულია წყნარი ოკეანიდან შემოსულ ციკლონურ მასებთან, განსაკუთრებით ზამთრის პერიოდში. მყინვარები განლაგებულია წყალგამყოფი ქედის გასწვრივ, რომელიც ამავე დროს ჩილეს და არგენტინის საზღვარს წარმოადგენს. პროვინცია იყოფა ორ ოლქად: 1). ანდების 30° - 46° განედებს შორის და 2). პატაგონიის (ჩრდილოეთ და სამხრეთ ყინულოვანი პლატო) 46° - 51° განედებს შორის.

17. ანდების ოლქი

ანდები სამხრეთ ამერიკის კონტინენტის დასავლეთ სანაპიროს გასწვრივ 7000 კმ-ზეა გადაჭიმული. ანდების განფენილობის დიდი ნაწილი ეკვატორულ და ტროპიკულ კლიმატურ სარტყელშია, სადაც მყინვარის ჩამოსაყალიბებლად არა ხელსაყრელი პირობებია, თუმცა მყინვარები აქაც გვხვდება ვულკანური ფერდობების ზედა ნაწილებში ან მთიანი მასივების ძალიან მაღალ ადგილებში.

ამ პროვინციაში მყინვარების საზრდოობას წყნარი ოკეანიდან გადმონაცვლებული დასავლეთის ციკლონები განაპირობებს, რის გამოც ანდების დასავლეთ და აღმოსავლეთ ფერდობების დატენიანების პირობები ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავებულია. შესაბამისად, ფირნის ზაზი დასავლეთ ფერდობზე უფრო ქვემოთ ეშვება, ვიდრე აღმოსავლეთ ფერდობზე. პროვინციის ჩრდილოეთ საზღვრიდან სამხრეთით ფირნის ზაზის მდებარეობა 600-650 მ-მდე მცირდება. ზოგიერთ რაიონში კი თოვლის ზაზი ფირნის ზაზთან ახლოსაა განლაგებული. ნალექები ძირითადად ზამთარში გამოიყოფა, ზაფხული კი სიმშრალით გამოირჩევა.

ამ პროვინციაში გამყინვარების ფართობი 5850 კმ²-ს შეადგენს. ანდების რაიონში გვხვდება ხეობის, ბრტყელი მწვერვალის,

კარული და დაკიდული ტიპის მყინვარები. ეს უკანასკნელი მთების დასავლეთ ფერდობების ქარისაგან დაცულ და დაჩრდილულ ადგილებში მდებარეობს. ჩრდილოეთ ჩილეს ანდებში მყინვარები 6000 მ-ზე მაღლაა აზიდული, სამხრეთით კი ხეობის ტიპის მყინვარები ჭარბობს, რომელთა სიგრძე 10 კმ-ს აღემატება (მყინვარი უნივერსი-დადი).

ანდებში გამყინვარების მიხედვით გამოიყოფა ცალკეული მასივები, მათ შორის აღსანიშნავია, სამხრეთ ამერიკის უმაღლესი მწვერვალი აკონკაგუა (6960 მ). აქ მყინვარებს 80კმ² უკავიათ. თოვლმყინვარებით დაფარული მწვერვალებიდან რამოდენიმე ხეობის ტიპის მყინვარი ეშვება: ვაკასი, რელინჩოსი, ორკონესი და სხვა. ფირნის ხაზი აკონკაგუაზე 4300 მ. გადის. ანდების დიდ მყინვარს მიეკუთვნება უნივერსიდადი (სიგრძე 11.6 კმ, ფართობი 29 კმ²), რომელის პლატო ალტო-დე-ლოს-აირესის მასივიდან ეშვება. მყინვარები მორფოლოგიური ტიპებისა და ზომების მიხედვით კაკასიონის მსგავსნი არიან.

18. პატაგონიის ოლქი

(სამხრეთ განედის 46°-51°-შორის)

რელიეფის მორფოლოგიური და მორფომეტრიული ხასიათი და ძალზე ნოტიო კლიმატური პირობები ანდების მთებში მძლავრ გამყინვარებას განაპირობებენ. გამოიყოფა ორი მყინვარული პლატო – ჩრდილოეთის და სამხრეთის. გამყინვარების საერთო ფართობი დაახლოებით 20 ათასი კმ²-ია. ანდების დასავლეთი დიდი გამომტანი მყინვარები ზღვაში ეშვებიან და აისბერგებს აძლევენ დასაბამს, ხოლო აღმოსავლეთით ზ.დ. 150-200 მეტრზე განლაგებულ დიდ ტბებში ჩადიან. წყნარი ოკეანის სანაპიროსკენ ნალექების რაოდენობა რელიეფის სიმაღლესთან ერთად იზრდება – სანაპიროზე 2000-3000 მმ ნალექი მოდის, ხოლო მყინვარების პლატოების ზედაპირზე 1500-2000 სიმაღლეზე კი 7000 მმ. ნალექი მოდის, მხოლოდ თოვლის სახით. აღმოსავლეთით კლიმატი უფრო მშრალი ხდება და შესაბამისად ნალექებიც მცირდება.

ჩრდილოეთის მყინვარული პლატო - გავრცელებულია ჩრდილოეთიდან-სამხრეთისაკენ 130 კმ-ზე, სიგანით 45-75 კმ. მყინვარების ფართობი 7600 კმ². ჩრდილოეთის მყინვარული პლატოს ცენტრალური ნაწილი ვრცელი ტალღისებური ფირნის აუზს წარმოადგენს, გვერდებზე მრავალრიცხოვანი ნუნატაკებით. პლატოდან დასავლეთით ჩამოდის დიდი მყინვარები სან-თადეო, სიგრძე 57 კმ, სიგანე 8კმ, და სან-რაფაელი, სიგრძე 45 კმ, სიგანე 3კმ, ხოლო აღმოსავლეთით კოლონია და ნეფი.

მყინვარული პლატოს სამხრეთ ნაწილში მდებარეობს დიდი მყინვარები სტეფანე (50 კმ. სიგრძით), ბეტინი და სხვა.

ჩრდილოეთ მყინვარულ პლატოზე ფირნის ხაზის საშუალო სიმაღლე 1250-1350 მ-ია. დასავლეთ ფერდობზე ფირნის ხაზის სიმაღლე შედარებით დაბალია, აღმოსავლეთზე კი მაღალი.

სამხრეთ პატაგონიის მყინვარული პლატო - ვრცელდება 360 კმ-ზე, საშუალოდ 40 კმ. სიგანით. გამყინვარების საერთო ფართობი 12 ათასი კმ². პლატოს საშუალო სიმაღლე 1500 მ-ია. მყინვარული პლატოს მორფოლოგია ანდების ღერძის ახლოს განლაგებულ გამყოლ დეპრესიებს უკავშირდება. მყინვარულ პლატოზე ბევრია ნუნატაკები. წყნარი ოკეანის მხარეს მრავალი გამომტანი მყინვარი ეშვება, ზოგიერთები ფიორდებში ან დიდ ტბებში ჩადიან და აისბერგებს წარმოქმნიან. დიდი გამომტანი მყინვარებიდან აღსანიშნავია: დასავლეთით - ხორხე-მონტი (სიგრძე 52 კმ, სიგანე 5 კმ), ბერნარდო, ტემპნო და სხვა, აღმოსავლეთით კი ზიგინსი, რივერა, ორინტალი და სხვა. სამხრეთ აღმოსავლეთით ჩამოდის მყინვარი ველმა (სიგრძე 40 კმ. ფართობი 575 კმ².), ხოლო ჩრდილო აღმოსავლეთით მყინვარი ჩიკო. სამხრეთ ამერიკის უდიდეს მყინვარს წარმოადგენს მყინვარი უფსალა, (სიგრძე 60 კმ. ფართობი 595 კმ²), რომელიც სამხრეთ პატაგონიის მყინვარული პლატოდან ჩამოდის და 60 მეტრამდე ყინულოვანი კედლით ტბა ლაგო-არხენტინოში ჩადის.

ცეცხლთვანა მიწის არქიპელაგი. მისი ფართობი 72 ათასი კმ²-ია, აქედან მყინვარებით დაფარულია 3500 კმ². არქიპელაგის კუნძულები ერთმანეთისაგან ღრმა ფიორდებით არის გამოყოფილი. გამყინვარების მთავარი კერა ძირითად კუნძულზეა, კორდილიერა-დარვინის (2280-2468 მ) მთებში, რომელიც ანდების გაგრძელებას წარმოადგენს.

VIII. ახალი ზელანდიის წყნაროკეანური პროვინცია

19. ახალ ზელანდიის ოლქი

ახალი ზელანდიის კუნძულოვანი რკალი (ჩრდილოეთი, სამხრეთი, სტიუარტი და მრავალი პატარა კუნძული) 1700 კმ-ზეა გადაჭიმული და ტასმანის ზღვას აღმოსავლეთიდან აკრავს. ის ამ პროვინციაში ერთადერთი მყინვარული ოლქია და ახალი ზელანდიის ორ კუნძულს ჩრდილოეთს და სამხრეთს მოიცავს.

ახალი ზელანდიის დიდი ნაწილი სუბტროპიკულ კლიმატურ სარტყელში მდებარეობს, მხოლოდ სამხრეთის კუნძულის უკიდურესი სამხრეთ ნაწილია ზომიერ სარტყელში. მიუხედავად ამისა ფერდობებზე და მწვერვალებზე ვრცელი მყინვარული აუზები არის წარმოდგენილი. ამის მიზეზია მკვეთრად გამოხატული ოკეანური ტიპის კლიმატი უხვი ნალექით, რომელიც ძირითადად წელიწადის ცივ პერიოდში მოდის.

ახალი ზელანდიის წყნაროკეანურ პროვინციაში თანამედროვე გამყინვარების მძლავრი კერა სამხრეთ კუნძულზეა წარმოდგენილი. აქ მრავალი მწვერვალის სიმაღლე 3000 მ-ს სცილდება. ამ მასივზე ზეობის ტიპის დიდი და პატარა მყინვარია აგვრცელებული. ყველაზე გრძელია მყინვარი ტასმანია მისი სიგრძეა 29.0კმ, ფართობი კი 156.5 კმ²; მყინვარის ენის ბოლო 600 მ. სიმაღლემდე ეშვება, ფირნის ხაზის საშუალო სიმაღლე 1800 მ-ს შეადგენს.

კუნძულ ჩრდილოეთზე მყინვარები მხოლოდ მის ყველაზე მაღალ ვულკანური მთის რეაპეხუს (2797 მ) ფერდობებზეა. ამ მხარეში 7 მყინვარია 7.24 კმ² ფართობით, ფირნის ხაზი 2450 მ სიმაღლეზე მდებარეობს.

IX. ტროპიკულ-ეკვატორული პროვინცია

ეკვატორული პროვინცია გამყინვარების ოთხ განცალკევებულ ოლქს მოიცავს: 1). მექსიკა-ცენტრალური ამერიკის ატლანტის ოკეანური; 2) სამხრეთ ამერიკის ატლანტის ოკეანური 3). აფრიკის და 4). ახალი გვინეის. აქ მყინვარების უმეტესობა ეკვატორის მახლობელი განედების მაღალ ვულკანებსა და მთის მასივებზეა წარმოდგენილი. მხოლოდ მექსიკის მყინვარები ეკვატორიდან 20°-ით ჩრდილოეთით მდებარეობს, თუმცა მათ რეჟიმს ბევრი აქვს საერთო ეკვატორული პროვინციის მყინვარების რეჟიმთან.

ეკვატორული მყინვარების რეჟიმის საერთო თვისებას წარმოადგენს ის გარემოება, რომ წელიწადის განმავლობაში აქ გამოიყოფა 2 პერიოდი - აკუმულაციისა და აბლაციის. ეკვატორულ სარტყელში 2 წვიმიანი და 2 მშრალი სეზონის გამო აკუმულაცია წელიწადში 2-ჯერ აღემატება აბლაციას. მექსიკის მყინვარებზე: ნოემბრიდან იანვრამდე და ივნისიდან სექტემბრამდე. აფრიკის მყინვარებზე: მარტიდან მაისამდე და ნოემბრიდან დეკემბრამდე, ხოლო მექსიკაში თებერვლიდან მაისამდე და სექტემბრიდან ოქტომბრამდე.

20. მექსიკა-ცენტრალური ამერიკის ატლანტის ოკეანური ოლქი

ამ ოლქში მყინვარები გვხვდებიან 5000 მეტრზე მაღალ მწვერვალებსზე - სიერა-ნევადა, სანტა მარტზე და კორდილიერა-დე-მერიდაზე. ეს მასივები ნალექებს კარიბის ზღვიდან იღებს. გამყინვარების საერთო ფართობი 14.4 კმ² და ძირითადად მცირე ზომის მყინვარებია გავრცელებული მაღლა აზიდულ მწვერვალებზე: კრისტობალი (5775 მ), ბოლივარი (5007 მ), სიმონსი (5660 მ), ლა კონჩა (4922 მ), და სხვა. ფირნის ხაზი მწვერვალების შედარებით ნოტიო ჩრდილოეთის ფერდობებზე 4900, ხოლო სამხრეთ ფერდობზე 5000 მეტრზეა.

მექსიკის ტერიტორიაზე მყინვარები წყნარი ოკეანის სანაპიროდან მექსიკის ყურემდე გადაჭიმულ მხოლოდ სამ ვულკანურ მასივზეა წარმოდგენილი. ესენია: ორისაბა (5700მ), პოპოკატეპეტლი (5452მ)

და ისტაკსიხუატლი (5286 მ).

ყველაზე მაღალ ვულკან ორისაბაზე 9 მყინვარი 9,42 კმ² ფართობს იკავებს. ამ ადგილისათვის ხეობის და დაკიდული ტიპის მყინვარებია დამახასიათებელი. პოპოკატეპეტლისა და ისტაკსიხუატლის ვულკანური მწვერვალები კი შედარებით თხელი თოვლ-მყინვარული ქედით არის დაფარული. სულ მექსიკის ეკვატორულ მონაკვეთში 24 მყინვარია, 11.0 კმ² ფართობით.

21. სამხრეთ ამერიკის ატლანტის ოკეანური ოლქი

ეს ოლქი მოიცავს ანდების ნახევარზე მეტს სამხრეთ განედის 30°-მდე. მყინვარები გავრცელებულია კოლუმბიის, ეკვადორის, პერუს, ბოლივიის და ნაწილობრივ ჩილეს და არგენტინის ტერიტორიაზე. კლიმატური პირობებიდან გამომდინარე მყინვარები აქ გვხვდება მხოლოდ ცალკეული მაღალი ვულკანური მასივების გარშემო, რომელთა სიმაღლე 5000 მეტრზე მაღალია. ატმოსფერული ნალექებით ამ რეგიონის კვება ხდება ატლანტის ოკეანიდან ამაზონის დაბლობის გავლით. მყინვარების საერთო ფართობი მთლიანად ამ ოლქში დაახლოებით 5835 კმ²-ია. ძირითადად გავრცელებულია ხეობის, კარული, დაკიდული, მყინვარული ქედების და ვულკანური კონუსების ტიპის მყინვარები.

კოლუმბიის ანდები მოიცავს დასავლეთ, ცენტრალურ და აღმოსავლეთ კორდილიერებს. მყინვარები განლაგებულია ვულკანურ კონუსებზე. აღსანიშნავია რომ ვულკანთა ამოფრქვევა იწვევს მყინვარების ინტენსიურ დნობას, რასაც მყინვარის ხეობაში კატასროფული სახის წყალდიდობასა და ღვარცოფებს წარმოშობს. ასეთ მოვლენას ადგილი ჰქონდა 1985 წლის 13 ნოემბერს, მდინარე ლაგუნიას ხეობაში, ვულკან რუსის ამოფრქვევისას. დაიღუპა 23 ათასი კაცი და დაზარალდა 230 ათასი. ეს იყო ერთერთი ყველაზე დიდი კატასტროფა, კაცობრიობის ისტორიაში, რომელიც გლაციალურმა ღვარცოფმა გამოიწვია. მგავსი რისკის შემცველობა აქვთ იმ მყინვარებს რომლებიც თანამედროვე ვულკანიზმის კერებთან არიან დაკავშირებული. გამყინვარების ერთერთ მთავარ კერას კოლუმბიის ანდებში, ვულკანი ჩიმბორასო (6310 მ) წარმოადგენს. აქ საერთო ჯამში 14 მყინვარი არის 32კმ² ფართობით.

პერუს ანდები ტროპიკულ სარტყელში თანამედროვე გამყინვა-

რების ყველაზე მძლავრი კერაა. გამყინვარების ცენტრებს წარმოადგენენ: კორდილიერა-ბლანკა, კორდილიერა-უაიში, კორდილიერა-რაურა, კორდილიერა-დე-კარაბია, და სხვა. პერუს ანდების მყინვარების კვებაც ატლანტის ოკეანიდან ხდება, ამიტომ ფირნის ხაზი აღმოსავლეთ ფერდობზე 4500 მ-ზეა, დასავლეთ ფერდობზე კი 5500 მეტრამდე აღის. მყინვარები ვრცლადაა წარმოდგენილი კორდილიერა-ბლანკაზე – 828 კმ². აქ მდებარეობს ეულკანი უასკარანი (6768 მ). მყინვარული ქუდიდან გადმოკიდებული მყინვარები ძლიერ მექანიკურ ნგრევას განიცდიან და ამიტომ მიმდებარე ხეობებში ხშირია ხდება კატასტროფული მყინვარული ზეგებები და გლაციალური ღვარცოფები.

მყინვარები ასევე ფართოდ არის წარმოდგენილი კორდილიერა-დე-ვილკანოტაში. თანამედროვე გამყინვარების საერთო ფართობი 1400 კმ²-ია. აღსანიშნავია მყინვარული გუმბათი კელკაია, (ფართობი 55 კმ², მყინვარის სისქე 180 მ-ია და მყინვარული პლატო კეუნომარი (სიმაღლე 5500-5800 მ, ფართობი – 90 კმ², ფირნის ხაზის სიმაღლე 5500 მ)

ბოლოვოის ანდებში გამყინვარება ძირითადად აღმოსავლეთ კორდილიერებშია განვითარებული. ბოლოვოის ტერიტორიაზე მყინვარებს დაახლოებით 2150 კმ² ფართობი უკავიათ. მყინვარების შედარებით სუსტადაა წარმოდგენილი ჩილე-ბოლივიის ტროპიკულ ანდებში სადაც მშრალი კლიმატია გაბატონებული. მყინვარები გვხვდება მხოლოდ 6000 მეტრის მაღალ მწვერვალებზე.

22. აფრიკის ოლქი

მყინვარები აფრიკაში ორ ეულკანზე – კილიმანჯაროზე (5895 მ) და კენიაზე (5199 მ) და მსხვილ მთიან მასივ რუვენზორზეა (მწ. მარგარიტა 5109 მ) წარმოდგენილი. გამყინვარების ფართობი 25 კმ²-ს შეადგენს, რაც 2-ჯერ აღემატება მექსიკის მყინვარების რაოდენობას.

ამ რეგიონის კლიმატის საერთო თავისებურებას წელიწადის მშრალ და წვიმიან სეზონად დაყოფა და წელიწადის განმავლობაში ტემპერატურული პირობების უმნიშვნელო რყევა განაპირობებს. ფირნის ხაზის ყველაზე მაღალი მაჩვენებელი 4800-5200 მ. კილიმანჯარო-

ზეა დაფიქსირებული, კენიაზე 4680-4750 მ-ია; რუვენზორზე კი 4570-4750 მ. სხვაობა ფირნის ხაზის მდებარეობაში დაკავშირებულია კილიმანჯაროს მყინვარულ ზონაში ღრუბლიანობისა და მყარი ატმოსფერული ნალექების შედარებით მცირე რაოდენობასთან, ვიდრე კენიაზე და რუვენზორზე.

კილიმანჯარო აფრიკის უდიდესი ვულკანური მასივია 100 კმ. დიამეტრით. შედგება ერთმანეთთან შეერთებული სამი ვულკანისაგან: მანავეზი (5183 მ), შირა (4005 მ) და კიბო (5895 მ). ვულკანი კიბო ყველაზე მაღალი და ახალგაზრდაა, თანამედროვე მყინვარებიც მასზეა განლაგებული. მანავეზეზე კი პერიოდულად ნაქარი თოვლნარები წარმოიქმნებიან. კიბოზე 11 მყინვარია, დაახლოებით 7 კმ². ფართობით. ყველაზე დიდი მყინვარია პენკი (სიგრძე 2.4 კმ).

კენიასა და რუვენზორზე პატარა ზომის დაკიდული ტიპის მყინვარებია, რომლებიც ძალიან ნელა მოძრაობენ.

23. ახალი გვინეა

ახალ-გვინეაზე თოვლნარები და მცირე ზომის მყინვარები წარმოდგენილია სამხრეთ აზიის უმაღლეს, თოვლიან მწვერვალ ჯაიაზე (კარსტენი)-5029 მ. აქ 7 მყინვარია, 6.9 კმ². ფართობით. თოვლისა და ყინულის ლაქები გვხვდება იდენბერგის (4800 მ), იულინის (4700 მ) და ვილგელმინას (4790 მ) მწვერვალებზე.

მთის თოვლიანი რაიონი წყნარი ოკეანის ეკვატორულ კლიმატურ ზოლში მდებარეობს; მისთვის პაერის მაღალი ტემპერატურა, სუსტი ქარი და უხვი ატმოსფერული ნალექია დამახასიათებელი. გამყინვარების ზონაში ნალექების წლიური რაოდენობა 3000 მმ-ს შეადგენს. ფირნის ხაზი 4500-4700 მ-ზე მდებარეობს. აქ ძირითადად ხეობის და კარული ტიპის მყინვარებია გავრცელებული.

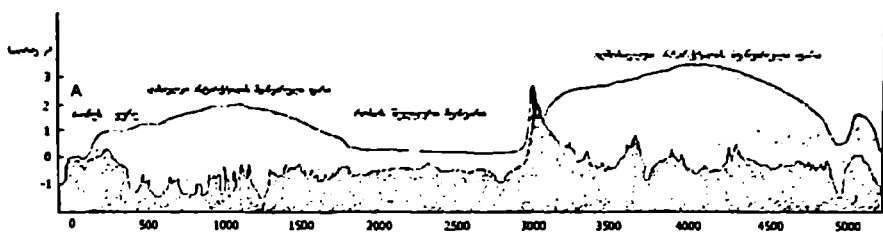
X. ანტარქტიკული პროვინცია

24. ანტარქტიდა

კონტინენტი ანტარქტიდა თითქმის მთლიანად სამხრეთ პოლარული წრის შიგნით მდებარეობს. მისი ფართობი 13 980 ათას კმ²-ს შეადგენს, აქედან 1582 ათასი კმ² შელფურ მყინვარებს და კუნძულებს უკავიათ. მისი სანაპირო ხაზი (30 ათასი კმ-ზე მეტი) სუსტად დანაწევრებულია. კონტინენტს წყნარი და ატლანტიკის ოკეანეების მხრიდან როსის, ამუნდსენისა და უედელის განაპირა ზღვები აკრავს. სამხრეთ ამერიკის მხარეს კი ანტარქტიდის ნახევარკუნძულია გადაჭიმული.

ანტარქტიდის კონტინენტის დიდი ნაწილი დაფარულია ვრცელი მყინვარული საფარით, რომლის ფართობი 13650 კმ²-ს შეადგენს. ყინულის საშუალო სისქე 1830 მ-დან 2160 მ-მდე მერყეობს. მაქსიმალური კი 4700 მ-ს აღწარბებს. ანტარქტიდის ზედაპირის მხოლოდ 2.4 % (330 ათ.კმ²) არის ყინულისაგან თავისუფალი. ესენია: ყინულქვეშა ქედების მწვერვალები, ნუნატაკები და ანტარქტიდული ოაზისები. ყინულის საერთო მოცულობა დაახლოებით 30 მლნ.კმ³-ია. თუ ამ ციფრს გადავიყვანთ წყლის მოცულობაზე, მაშინ იგი ტოლი იქნება 540 წლის მანძილზე მსოფლიო მდინარეების მიერ ჩამონადენი წყლის რაოდენობისა. კონტინენტის მყინვარულ საფარში დაკონსერვებული ყინულის გადნობის შედეგად მსოფლიო ოკეანის დონეს 60-70 მ-ით აიწევდა, რაც კონტინენტებისა და კუნძულების საპორტო ქალაქების და სანაპირო დაბლობების დატბორვას განაპირობებდა, ხოლო ყინულის მასისაგან განავისუფლებული ხმელეთი იზოსტატიკური წონასწორობის ხარჯზე 500 მ-ით აიწევდა.

ანტარქტიდის თანამედროვე მყინვარული საფარი უნიკალური წარმონაქმნია. მისი დღევანდელი ზომები ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში მეოთხეული გამყინვარების ზომებს უტოლდება. ანტარქტიდაში ყველა ტიპის მყინვარია წარმოდგენილი მყინვარული ფარიდან დაწყებული, მთის მყინვარული ტიპებით დამთავრებული.



ნახ. 50 ანტარქტიდის მყინვარული საფარის სისქე

ანტარქტიდის გამყინვარების საფუძველს ზმელეთის გიგანტური ფარი წარმოადგენს, რომელსაც დასავლეთ და აღმოსავლეთ ანტარქტიდის თითქმის მთელი და ანტარქტიდის ნახევარკუნძულის დიდი ნაწილი უკავია. მყინვარული ფარის ფართობი დაახლოებით 12 მლნ. კმ²-ს შეადგენს (კონტინენტის გამყინვარების საერთო ფართობის 88%). შელფურ მყინვარებს კონტინენტის გამყინვარების საერთო ფართობის 11.3% უკავიათ. მყინვარულ გუმბათებზე და მაღლობებზე 1%-ზე ნაკლები მოდის (შელფური და მთის მყინვარების ფარგლებში).

კონტინენტის მყინვარული საფარი სამი ნაწილისაგან შედგება: აღმოსავლეთ ანტარქტიდის ვრცელი მყინვარული ფარი, საერთო ფართობით 9.9 მლნ. კმ². დასავლეთ ანტარქტიდის მყინვარული ფარი 1.8 მლნ. კმ² ფართობით და ანტარქტიდის ნახევარკუნძულის 0.3 მლნ. კმ²-იანი მყინვარული ფარი. მიუხედავად იმისა, რომ სამივე მათგანი ერთმანეთთან არის დაკავშირებული, მათ მაინც დამოუკიდებელი საზღვრობის ცენტრი აქვთ. აღმოსავლეთ ანტარქტიდის მყინვარული ფარიდან ყინული დასავლეთ ანტარქტიდის მყინვარულ ფარში გაედინება და უდიდესი შელფური მყინვარების როსისა და რონე-ფილხნერის საზღვრობაშიც მონაწილეობს.

აღმოსავლეთ ანტარქტიდის მყინვარული ფარი ერთმანეთთან შერწყმული რამოდენიმე ბრტყელი გუმბათისაგან შედგება. მყინვარული ფარის შიდა მხარე ასეულ კილომეტრზე გადაჭიმულ იდეალურ ვაკეს ქმნის. აღმოსავლეთ ანტარქტიდის მყინვარული საფარი ფართობითა და სისქით ყველაზე დიდია. მისი საშუალო სისქე 2380 მ-ს შეადგენს. მაქსიმალური სისქე ორ ადგილას იქნა დაფიქსირებული (4350 მ და 4776 მ)

დასავლეთ ანტარქტიდის მყინვარული ფარი როგორც ფართობით, ისე სისქით (საშუალო სისქე 1100 მ.) ბევრად ჩამორჩება კონტინენტის აღმოსავლეთ ფარს. მისი ზედაპირის საშუალო სიმაღლე 910 მ-ია, მაქსიმალური 2000 მ-მდეა, მყინვარის ფსკერი ზ.დ.-დან საშუალოდ 390 მ-ით დაბლა მდებარეობს.

შელფურმა მყინვარებმა ანტარქტიდის სანაპიროს 17800 კმ-იანი მონაკვეთი შელფური მყინვარებით არის წარმოდგენილი. შელფური მყინვარები მცურავი გიგანტური ზომის ყინულის ფილებია, რომლებიც ანტარქტიდის კონტინენტის მყინვარების გაგრძელებას წარმოადგენენ ზღვაში. ისინი საზრდოობენ, როგორც ხმელეთიდან გადმონაცეპული ყინულის მასის საშუალებით, ისე, მყარი ატმოსფერული ნალექით, თუმცა აღსანიშნავია, რომ პირველის წვლილი გაცილებით მეტია. ანტარქტიდის შელფური მყინვარების საერთო ფართობი 1 650 ათ. კმ²-ია, ხოლო მათში არსებული ყინულის მოცულობა დაახლოებით 720 ათ. კმ³. ყველაზე დიდია დასავლეთ ანტარქტიდაში როსის (წყნარი-ოკეანის სექტორი) და რონე-ფილზნერის (ატლანტის ოკეანის სექტორი) შელფური მყინვარები. მათი ფართობი ერთად 1 მლნ.კმ²-ს შეადგენს. ისინი სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ 700-850 კმ-ზე ვრცელდებიან. აღმოსავლეთ ანტარქტიდაში შელფური მყინვარები კონტინენტის სანაპირო ზაზის გასწვრივ 10 ათას კმ-ზეა გადაჭიმული. მათი სიგანე 100-250 კმ-ია. ფართობის მიხედვით გამოირჩევა შელფური მყინვარები: ეიმერი (39 000 კმ²), შეკლტონი (37 000 კმ²) - ინდოეთის ოკეანის სექტორში, ბელინსჰაუზენი (40 000 კმ²) - ატლანტიკურ სექტორში.

შელფური მყინვარები იმისდა მიხედვით, თუ რა მდებარეობა უკავიათ კონტინენტურ მყინვარებთან შედარებით, იყოფიან შიდა და გარე მყინვარებად. მათი საზრდოობისა და ყინულის მოძრაობის რეჟიმი განსხვავებულია. ის მყინვარები, რომლებიც ღრმად იჭრებიან ყურეში უფრო დაცულნი არიან ზღვის ტალღებისა და დინების დამანგრეველი ზემოქმედებისაგან და საზრდოობის უკეთესი პირობები გააჩნიათ, ვიდრე ღია ზღვაში გასულ მყინვარებს. პირველის კარგი მაგალითია მყინვარი როსი, მეორისა კი შელკტონი.

გამომტანმა მყინვარებმა ანტარქტიდაში ფართოდაა წარმოდგენილი გამომტანი მყინვარები. ისინი სწრაფად მოძრავი ყინულის ნაკადებია, რომლის საშუალებითაც მყინვარული საფარის ყინულშეპკრები აუზიდან ყინულის ძირითადი მასის გამოტანა ხდება.

მათი წარმოშობა დაკავშირებულია მყინვარული ფსკერის დანაწევრებასთან, რადგანაც იგი ხელს უწყობს ყინულის ცალკეული ნაკადების სწრაფ მოძრაობას. ანტარქტიდის გამომტანი მყინვარების სიგანე რამოდენიმე კმ-ს შეადგენს და წელიწადში 1 კმ. სიჩქარით მოძრაობენ. სწრაფი მოძრაობის გამო მყინვარების სათავეში ან გვერდებზე ნაპრალების სისტემა წარმოიქმნება. ამის მაგალითია: მყინვარები ლამბერტი, მერცი, სკოტი, დენმენი და სხვ. გამომტანი მყინვარები ზღვაში ბოლოვდებიან და მოცურავე მყინვარულ ენებს ქმნიან. ამასთან დასაბმს აძლევენ პატარა ზომის აისბერგებს. გამომტანი მყინვარები გამოირჩევიან ზომების და ფორმების მრავალფეროვნებით, დაწყებული გიგანტური ყინულოვანი “მდინარეებით” დამთავრებული 15 და 30 კმ. სიგრძის ნაკადებით. მყინვარ ლამბერტის სიგრძე 500 კმ-ზე მეტია, სიგანე კი 30 კმ-ია შელფურ მყინვარ ეიშირში გადასვლისას.

აისბერგები მყინვარზე ჩამოტეხილი ყინულის მოცურავე ნაწილებია. ანტარქტიდის მყინვარებს ჩამოტეხილი აისბერგები წლების განმავლობაში (6-დან 12 წლამდე) სამხრეთის ოკეანეში ცურავენ და ზღვის დინებებსა და ქარების მიმართულებას ემორჩილებიან. აქ ისინი ზღვის ტალღების, ზემოქმედების შედეგად შედარებით პატარა ბლოკებად იშლებიან და ჰაერისა და ზღვის ტემპერატურის მოქმედების შედეგად თანდათან დნებიან. ერთერთი უდიდესი, 170 კმ-იანი სიგრძის და ზღვის ზემოთ 40 მ-ის, სიმაღლის აისბერგი სამხრეთ შეტლანდის კუნძულების მაზლობლად იქნა აღმოჩენილი. წყლის ქვეშ აისბერგის მოცულობა 70-90% იყო.

აისბერგი ძირითადად შელფურ და გამომტან მყინვარებზე ჩამოტეხვის შედეგად წარმოიქმნება. გარეგანი ნიშნების მიხედვით სამი ტიპის აისბერგი გამოიყოფა: მაგიდისებური, რომლებიც შელფურ მყინვარებზე ჩამოტეხვის შედეგად წარმოიქმნებიან; გუმბათოვანი – გამომტანი მყინვარების ენიდან ჩამოტეხილი და ბასრ მწვერვალიანი მყინვარული საფარის კიდის ჩამოტეხვით.

აისბერგი ძირითადად მაღალი განედების ოკეანეებში და ზღვებში ყალიბდება და ზღვის დინების მიერ გადაიტანება უფრო დაბალ განედებში, რაც ხელს უშლის გემების მოძრაობას და ხშირად კატასტროფის მიზეზიც კი ხდება. გარდა ხელშემშლელი ფაქტორისა მათ დადებითი მხარეც გააჩნიათ. აისბერგი წარმოადგენს მტკნარი წყლის მარაგს და შეიძლება გამოყენებულ იქნეს მშრალი კლიმატური პირობების მქონე ქვეყნებში. ამჟამად დამუშავებულია რამდენიმე

პროექტი ცხელ და მშრალ ქვეყნებში (არაბეთის) აისბერგის ღრეი-ფისათვის.

კლიმატი ანტარქტიდის მძლავრი მყინვარული საფარის არსებო-ბას კლიმატი განაპირობებს. კონტინენტის ჰევა ოთხი ძირითადი ფაქტორით განისაზღვრება: შზის რადიაციით, რელიეფის მაღალმთიან-ი ოროგრაფიული პირობებით, ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური თა-ვისებურებებით და ატმოსფეროს ცირკულაციით – ციკლონური გრი-გალით ანტარქტიდის მყინვარული საფარის პერიფერიის გასწვრივ და ანტიციკლონური რეჟიმით მის ცენტრალურ ნაწილში.

ანტარქტიდაში ციკლონური მოქმედება განსაკუთრებით აქტიური ზამთარშია. მისთვის დამახასიათებელია შტორმული ქარები და თოვ-ლი. წელიწადის ცივ პერიოდში ციკლონების გააქტიურება დაკავში-რებულია იმასთან, რომ ამ პერიოდში დიდია კონტრასტი შედარებით თბილ ზღვიურ ჰაერის მასასა და განსაკუთრებულად ცივ ანტარქტი-დულ ჰაერის მასას შორის. ზაფხულში კონტრასტი მცირდება და ციკლონების მოქმედებაც სუსტდება.

ანტარქტიდის მყინვარული ფარის თოვლ-ფირნული ფენის ზედა-პირის ტემპერატურა და ჰაერის ტემპერატურა განისაზღვრება რადი-აციული რეჟიმით, ზღვის დონიდან ადგილის სიმაღლით და ზღვის აკვატორიისაგან დაშორების მიხედვით. ტემპერატურის კანონზომიე-რი კლება შეიძწევა სანაპიროდან ცენტრისაკენ, იგივე მიმართულე-ბით მყინვარული საფარის აბსოლუტური სიმაღლე იზრდება. კონტი-ნენტის თითქმის მთელ ტერიტორიაზე (ანტარქტიდის ნახევარკუნძუ-ლის, სანაპირო ზოლისა და ოაზისების გარდა) ჰაერის და მყინვარუ-ლი ფარის ზედაპირის ტემპერატურა ყოველთვის 0°-ზე დაბალია. სანაპირო რაიონებში განედური მდებარეობისა და ოკეანის სიახლო-ვის მიხედვით წლიური საშუალო ტემპერატურა -6.1°-დან -11.5°-მდე იცვლება (სადგური ზოპ-ბეი). კონტინენტის სიღრმეში ჰაერის და მყინვარული ფარის თოვლ-ფირნული ფენის ზედაპირის ტემპერატუ-რა ძლიერ მცირდება. იგი ზღვის დონიდან 2740 მ-ზე -38.8°-ია (სადგური პიონერსკაია), 3488 მ-ზე -55.4° (სადგური ვოსტოკი “სი-ცივის პოლუსად” არის წოდებული, მინიმალური ტემპერატურა -87°-ია ფიქსირებული). ტემპერატურის დაცემა დაკავშირებულია კონტი-ნენტური ჰაერის მასების შემოჭრასთან.

ყინულის ფენების ტემპერატურული მდგომარეობა ანტარ-ქტიდის მყინვარული ფენის სისქის ტემპერატურული მდგომარეობა

ღრმა ბურღებისა და თეორიული გამოთვლების შედეგად არის ცნობილი. მართალია, ანტარქტიდის ცენტრალურ ნაწილში ბურღვა ძალიან რთული საქმეა, მაგრამ ამ გზით მოპოვებული მასალა ისეთ ფასდაუდებელ ინფორმაციას მოიცავს, როგორიცაა მყინვარული საფარის თანამედროვე მდგომარეობა და განვითარება. კერძის გამოკვლევით დგინდება არა მარტო ყინულის ფენების ასაკი და ფორმირების ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები, არამედ შესაძლებელია მათი რეკონსტრუქცია გლობალურ მასშტაბში. ანტარქტიდის მყინვარულ საფარში ბოლო 400000 წლის ისტორიაა ჩაწერილი.

ქვემოთ მოცემულ ცხრილებში (16,17) მოყვანილია მაგალითები მყინვარის ბურღვისა და ყინულის ფენებში ტემპერატურის განაწილების შესახებ.

მყინვარის ბურღვის ადგილი და წლები

ცხრილი. 17

ბურღვის ადგილ- მდებარეობა	ბურღვა		აბს.სიმაღლე მ-ში	ყინულის სისქე, მ-ში	სამწლოური ტემპერატურა, °C	აეროულაცი- ის სიჩქარე, კ/მ² წელ
	წლები	სიღრმე, მ-ში				
ანტარქტიდა						
ბერლი	1966	2163	1530	2163	-28	16
გუმბათი ჩ	1978	905	2140	3400	-53	3.4
ვოსტოკი	1974	950	3740	3490	-55.5	2.3
	1982	2083				
	1985	2202				
	1990	2546				
	1993	2755				
	1996	3350				
	1997	3523				
	1998	3623				
	2000	3700				

ტემპერატურის განაწილება მყინვარული საფარის ფენებში

ცხრილი 18

სიღრმე მ-ში	ტემპერატურა °C	სიღრმე მ-ში	ტემპერატურა °C
სადგური ვოსტოკი		სადგური ბერლი	
10	-57	10	-28
1000	-49	1000	-28
2000	-36	1500	-21
3000	-18	1750	-15
3800	-2.4	2000	-7
		2164	-1.6

ამ ცხრილიდან კარგად ჩანს, რომ ყინულის ტემპერატურა სიღრმეში მატულობს და მყინვარის ფსკერზე ის დნობის ტემპერატურას უახლოვდება.

თოვლის საფარის ფორმირება და დინამიკა ანტარქტიდის მყინვარული საფარის საზრდოობის ერთადერთ წყაროს მყარი ატმოსფერული ნალექი წარმოადგენს. კონტინენტზე ნალექი მოაქვს ოკეანიდან გადმონაცვლებულ ტენიან ჰაერის მასებს და ციკლონებს. ციკლონები ხშირი და ძლიერია ანტარქტიდის პერიფერიულ ნაწილში, სადაც იგი ნალექის დიდ რაოდენობას ტოვებს. ნალექის მაქსიმალური რაოდენობა მოდის და გროვდება მყინვარული საფარის ფერდობებზე, რომელიც ზღვის დონიდან 300-600 მ-დან 1000-1500 მ-მდე მდებარეობს. კონტინენტის სიღრმეში მათი რაოდენობა თანდათანობით მცირდება.

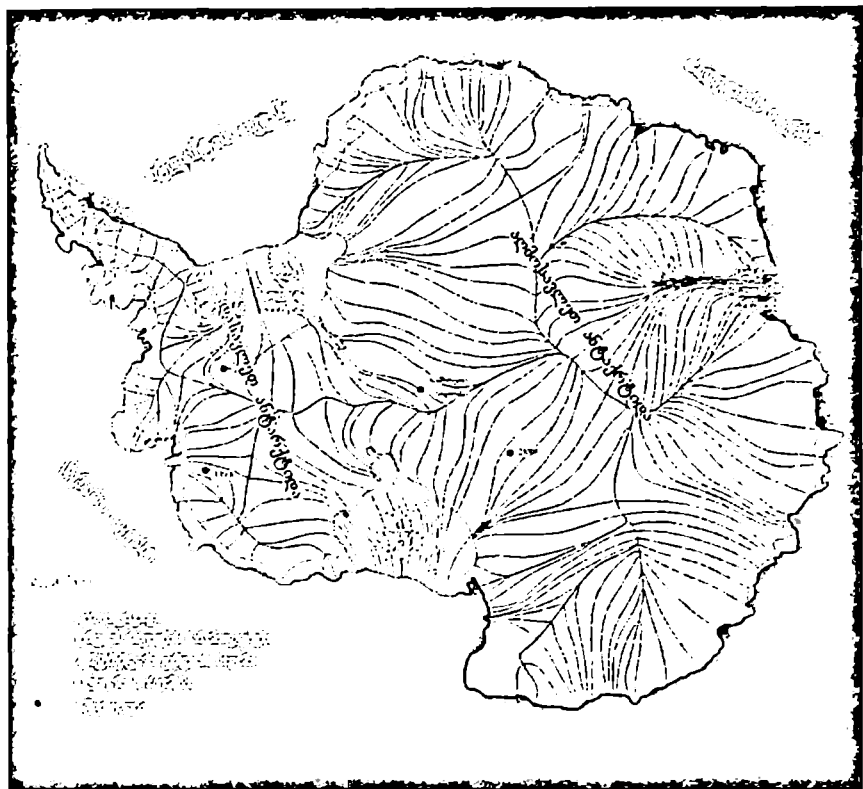
მყინვარული ფარის ტერიტორიაზე თოვლის საფარის განაწილება დამოკიდებულია, არა მარტო მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექის რაოდენობაზე, არამედ ქარის მიერ მის შემდგომ გადანაწილებაზე.

ანტარქტიდისათვის დამახასიათებელია ციკლონური და დაღმავალი ტიპის ქარები. ჰაერის მასების ძლიერი გადანაცვლება მყინვარული საფარის ცენტრალურ ნაწილში მკვეთრად გამოხატულ ტემპერატურულ ინვერსიას იწვევს, რაც ატმოსფეროს ქვედა ფენაში მყინვარული ფარის ფერდობზე ჰაერის ცივი მასების ჩამოღინებას განაპირობებს დაღმავალი ქარის სახით. დაღმავალი ქარის სიჩქარე მყინვარული ფარის პერიფერიულ ნაწილში მიახლოებისას თანდათან მატულობს და ზამთარში სანაპიროზე მაქსიმუმს აღწევს. ზაფხულში დაღმავალი ქარის მოქმედება მკვეთრად შესუსტებულია.

კონტინენტის სანაპირო რაიონებში ციკლონური მოქმედება ძალიან გააქტიურებულია. იგი განსაკუთრებით ძლიერია მყინვარული ფარის ფერდობებზე 2500-3000 მ. სიმაღლემდე.

ქარის ორივე ტიპი ძლიერია ზამთრის თვეებში, რადგანაც ამ დროს კონტინენტისა და მის გარემოცველ ოკეანეებს შორის ტემპერატურული კონტრასტი დიდია. დაღმავალი ქარისათვის დამახასიათებელია ქარხვეტა, ციკლონურ ქარებს კი მოაქვთ თოვლი და ქარბუქი.

ყინულწარმოქმნის პირობები მჭიდროდაა დაკავშირებული ტემპერატურულ პირობებთან. ანტარქტიდის კონტინენტური მყინვარული საფარის ვრცელ ტერიტორიაზე ზედაპირის ტემპერატურა არასოდეს აღწევს დნობის ტემპერატურას და თოვლის ყინულად გარდაქმნა



ნახ.51 ანტარქტიდის მყინვარული საფარი

სუსტად შემჭიდროვებისა და რეკრისტალიზაციის გზით ხდება.

აბლაცია და მყინვარულ მასის ბალანსი ანტარქტიდის მყინვარული საფარის აბლაცია წარმოებს აისბერგის მოტეხვის, დნობისა და აორთქლების, ქარის მიერ თოვლის გადატანის, გამომტანი და შელფური მყინვარების ქვედა ნაწილის მოდნობის შედეგად.

ანტარქტიდის მყინვარების საერთო აბლაციის 85% აისბერგების მოტეხვით არის გაპირობებული. თუმცა ეს პროცესი რეგულარულად არ მიმდინარეობს სანაპიროს გარკვეულ ადგილებში ცალკეულ წლებში, ის შეიძლება საერთოდ არ მოხდეს, ხოლო სხვა ადგილებში ერთდროულად იმდენად დიდი აისბერგები წყდება, რომელთა მოცულობაც მყინვარულ საფარზე მოსული მყარი ატმოსფერული ნალექების წლიურ რაოდენობას აღემატება.

ზედაპირული მოდნობის ხარჯზე მყინვარული საფარი მასას კარგავს მხოლოდ ვიწრო სანაპირო ზონაში, ანტარქტიდის ოაზისების რაიონებში და ნუნატაკების ირგვლივ.

ანტარქტიდის ბუნებრივი ზონები ანტარქტიდის მყინვარული ფარი კონცენტრირებულად განლაგებული ოთხი ზონისაგან შედგება: ცენტრალური ზონა, დაღმავალი ქარის ზონა, ანტარქტიდული სანაპიროს ზონა და ოკეანური ზონა.

ცენტრალური ზონა მოიცავს მყინვარული ფარის მაღალ, ნაკლებად დანაწევრებულ ცენტრალურ ნაწილს. აქ მკაცრი კლიმატური პირობებია. ჰაერის ტემპერატურა ზაფხულში -22° -დან -40° -მდეა; ზამთარში კი -40° -დან -89° -მდე. ჰაერი მშრალია, ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა მცირეა. ცენტრალურ ზონაში მუშაობა ძალიან რთულია ჰაერის დაბალი ტემპერატურისა და ატმოსფეროს გაიშვიათების გამო.

დაღმავალი ქარების ზონა მოიცავს მყინვარული ფარის ფერდობის 700-800 კმ-იან მონაკვეთს $3000-2800$ მ-დან $1200-1000$ მ-ის სიმაღლემდე. მისი ჩამოყალიბება მყინვარული ფარის სიღრმეში ხდება, თანდათან იგი ძლიერდება და ზამთარში ხშირად გრიგალისებურ ძალას აღწევს. ამ ზონაში ძლიერი დაღმავალი და ციკლონური ქარები შეუსვენებლივ ცვლიან ერთმანეთს, რაც თოვლის საფარის არათანაბარ გადანაწილებას იწვევს და წარმოიქმნება ზედაპირის აკუმულაციურ-დეფლაციური რელიეფი. ამ ზონიდან თოვლის დიდი რაოდენობით გადატანა ხდება.

ანტარქტიდის სანაპირო ზონა მყინვარული ფარის განაპირა, ძალიან ციცაბო და დანაწევრებულ ფერდობს მოიცავს. ამ ზონაში მიმდინარებს გამომტანი მყინვარების დანაწევრება, ყინულის მოძრაობის სიჩქარის მკვეთრი ზრდა და მისი სისქის შემცირება. აქ გამოიყოფა ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა $800-900$ მმ/წელიწადში.

ოკეანურ ზონას უკავია ანტარქტიდის სანაპიროსთან მოსაზღვრე კუნძულების მყინვარული გუმბათები და შელფური მყინვარების შიდა ნაწილები. ზონის კლიმატი გაბატონებული ციკლონური რეჟიმით, ნალექების სიუხვით ($700-800$ მმ/წელიწადში) ხანდახან თხევადი სახით და ხშირი ნისლით გამოირჩევა.

ანტარქტიდის სანაპიროს და ოკეანური ზონები თოვლის დაგროვებისა და გასავლის დიდი მაჩვენებლით გამოირჩევა. ეს უკანასკნელი ძირითადად აისბერგების მოტეხვის გზით ხდება.

25. კუნძულები

ანტარქტიდის გარშემო ოკეანის გიგანტურ რკალში მრავალი კუნძული და არქიპელაგია. ბევრ მათგანზე ნოტიო და ცივი კლიმატური პირობების გამო მყინვარებია წარმოდგენილი. განსაკუთრებით გამოირჩევა შემდეგი კუნძულები: კერგელენი, ბუვე, ბალენი, სკოტი, პეტრე პირველი, სამხრეთ სენდვიჩი, სამხრეთ გიორგი, სამხრეთ ორკნეი, სამხრეთ შეტლანდი, პალმერის არქიპელაგი, ბისკო, ადელაიდა, ალექსანდრე პირველი, როსი; ანტარქტიდის კუნძულების გამყინვარების მთლიანი ფართობი დაახლოებით 25.5 ათას კმ²-ს შეადგენს, ხოლო მათში არსებული ყინულის მოცულობა 5.7 ათას კმ³-ს. ზოგიერთი მყინვარის ენა ზღვის სანაპიროს აღწევს, რაც ხელს უწყობს აისბერგების წარმოქმნას.

სამხრეთ-გოდრგი ატლანტის ოკეანეში ერთ-ერთ უდიდეს კუნძულს წარმოადგენს. მისი ფართობია 4144 კმ², სიგრძე 160 კმ. კუნძულის რელიეფი მთიანია და რთული დანაწევრებით გამოირჩევა. მწვერვალები 1500 მ-ზე ზემოთ მდებარეობს. სანაპირო ხაზი ძლიერ შეჭრილია ღრმა ყურეებითა და ფიორდებით. კუნძულის ფართობის ნახევარზე მეტი (2320 კმ²) ყინულით არის დაფარული. აქ ფირნის ხაზის სიმაღლე 250 მ-დან 500 მ-მდე მერყეობს.

კუნძულზე ძირითადად წარმოდგენილია მარტივი და რთული ხეობის ტიპის მყინვარები. ბევრი მყინვარი ერთიანდება და დიდ ფირნულ ველს წარმოქმნის. ისინი 25-30 კმ სიგძისაა. მათი ფართობი 1900 კმ²-ზე მეტია. მძლავრ გამყინვარებას ამ კუნძულზე კლიმატური პირობები განაპირობებს. აქ კლიმატი ოკეანური ტიპისაა, ცივია. ნალექების რაოდენობა წელიწადში 1300 მმ-ია. თოვა მოსალოდნელია წელიწადის ნებისმიერ დროს, ასევე წვიმაც. ხშირია გრივადი და შტორმი. წყნარი ამინდები, რაც იშვიათია ამ რეგიონისათვის, ნისლიანია.

ინდოეთის ოკეანის სამხრეთ ნაწილში კ—კერგელენზე, რომელიც ამავე სახელწოდების არქიპელაგის უდიდეს კუნძულს წარმოადგენს გამყინვარების ოთხი კერა არსებობს. მის ცენტრალურ ნაწილში რთული მყინვარი კუკი მდებარეობს, რომლის ფართობია 500 კმ². მისი ფირნის პლატოდან 30 გამომტანი ტიპის მყინვარის ენა ეშვება. ზოგი მათგანი ზღვის სანაპიროს აღწევს და აისბერგებს წარმოქმნის. ფირნის ხაზი 600 მ-დან 900 მ-მდე გადის. გამყინვა-

რების სხვა კერებში უფრო მცირე ზომის მყინვარებია წარმოდგენილი, მათი ენა მორენითაა დაფარული.

არქიპელაგ კერგელენზე ცივი, ზღვიური ტიპის კლიმატია. წელიწადის ნებისმიერ დროს ხშირია დასაუღეთის შტორმული ქარები, რომელთაც უხვი ნალექი მოაქვთ კუნძულებზე. მყინვარ კუკზე წელიწადში 2000 მმ, ხოლო სანაპიროზე 1000 მმ ნალექი გამოიყოფა.

აუზების მიხედვით

როგორც ცხრილიდან ჩანს მდინარეთა აუზებს შორის, წამყვანი ადგილი მდ. ენგურის აუზს უკავია. მასზე მოდის საქართველოს მყინვარების რაოდენობის 38.0% და ფართობის 57.7%. რაოდენობის მიხედვით მეორე ადგილი მდ. კოდორის აუზის მყინვარებს უკავიათ – 20.4%, შემდეგ მდ. რიონის 14.3% და თერგის 12.6% აუზებია. მდ. რიონის აუზზე მოდის გამყინვარების ფართობის 13.5%, მდ. თერგის აუზზე – 12.1%, ხოლო მდ. კოდორის აუზზე – 11.6%. მდინარე პირიქითა ალაზნის აუზში გამყინვარება სუსტად არის წარმოდგენილი. აქ ძირითადად განვითარებულია მცირე ზომის მყინვარები, რომლებიც დაკავშირებულია ცალკეულ მაღალ მწვერვალებთან. საქართველოს დანარჩენი მდინარეთა აუზები ბევრად ჩამორჩებიან ზემოთ აღნიშნულთ, როგორც მყინვარების რაოდენობით, ისე ფართობითაც, საერთო ჯამში მათ წილად მოდის მყინვარების საერთო რაოდენობის 10.1% და ფართობის 3.4%.

საქართველოს მყინვარების შესახებ პირველ მეცნიერულ ცნობებს იძლევა ბუმბერაზი ქართველი მეცნიერი ვახუშტი ბაგრატიონი XVII საუკუნის დასაწყისში:

“კვალად არიან მთანი, დიდროვანნი, რამეთუ ჩრდილოთ უძევს კაკკასი შავის ზღვიდამ ვიდრე კასპიამდე, რომლისა სიმაღლე დღე ერთისა საეალ და მარადის მყინვარე უმაღლესთა ზედა, რომლისა სიგრძე ყინულისა არს კ-ლ მხარი, და ჟამსა ზაფხულისასა გასქდების და, თუ შთაუტეო კაცი, მცირე ჟამს ვერ ძალუძს დათმენად სიცივისა; და ქუეშე მისსა დის მდინარენი, და არს ყინულნი მწვანე და წითელი ვითარცა კლდე სიძველის გამო.” (ვახუშტი ბაგრატიონის საქართველოს გეოგრაფია, 1997).

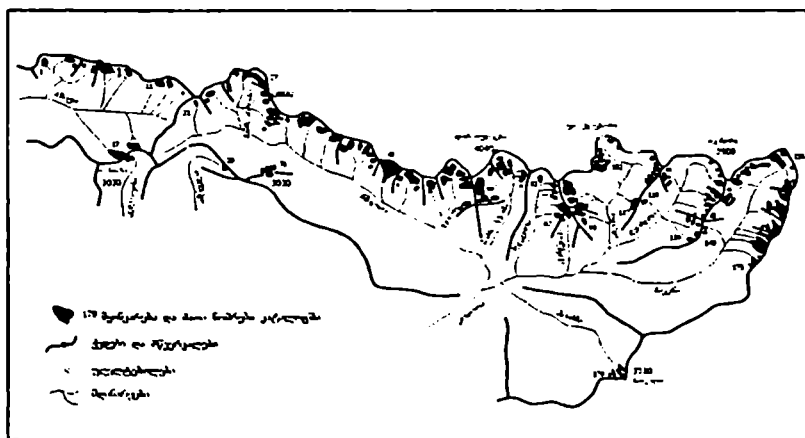
თითქმის ასი წლის შემდეგ საქართველოს მყინვარების აღწერა დაიწყო უცხოელმა მეცნიერებმა. ცნობებს მყინვარების შესახებ ვხვდებით გ. აბიხის, ე. რაღეს, ნ. დინიკის, ი. რაშვესკის, პ. ივანკოვის, პ. კოვალოვის, დ. წერეთლის, ვ. ცომაიას, რ. შენგელიას, გ. კურდღელაიძის, რ. გობეჯიშვილის და სხვათა შრომებში.

1.1 მდინარე ბზიფის აუზი. იგი საქართველოს ტერიტორიის უკიდურეს დასავლეთ აუზს წარმოადგენს, სადაც თანამედროვე მყინვარებია. მისი აუზი მდებარეობს დასავლეთი კავკასიონისა და ბზიფის ქედებს შორის. თანამედროვე მყინვარები განლაგებულია კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე და ბზიფის ქედის ჩრდილო ფერდობზე

ღალი არ არის (3400 მ. სიმაღლის მწვერვალებით არის წარმოდგენილი), თანამედროვე მყინვარების გავრცელება შეპირობებულია შავ ზღვასთან ახლო მდებარეობით, ჰაერის მასების ცირკულაციით და რელიეფის მორფოლოგიური და გეოლოგიური პირობებით. მდ. ბზიფის ხეობაში თანამედროვე ფირნის ხაზი ყველაზე დაბლა მდებარეობს (3000 მ), აქ მცირე ზომის კარული ტიპის მყინვარებია გავრცელებული, სულ ჯამში 18 მყინვარია, 7.22 კმ² ფართობით.

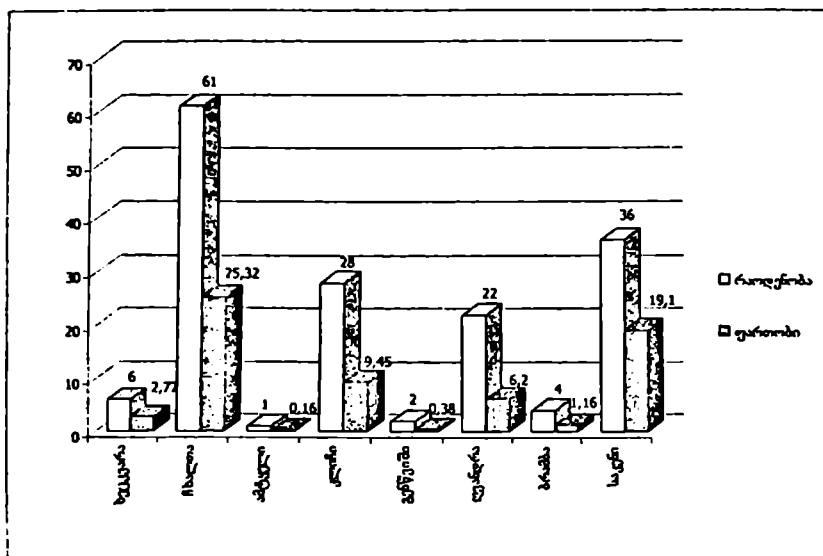
1.2 მდინარე კელასურის აუზი აღნიშნული აუზი სათავეს იღებს ბზიფის ქედის სამხრეთ ფერდობზე. ამ აუზში ერთი მყინვარია, რომლის ფართობი 0.74 კმ²-ია (ნახ. 28).

1.3 მდინარე კოდორის აუზი აქ გამყინვარების ძირითად კერას წარმოადგენს დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი — მარუხის გადასასვლელიდან დაღარის გადასასვლელამდე. ამ მონაკვეთში მდებარეობენ ისეთი მაღალი მწვერვალები როგორიცაა: მარუხ-ბაში (3799 მ), სოფრუჯუ (3780 მ), დომბაი-ულგენი (4046 მ), ხაკელი (3645 მ), ლვანდრა (3984 მ). გამყინვარების ცალკეული კერები წარმოდგენილია კოდორის, ხარიზრას, ჩხალთის (აფხაზეთის), ხუტაის და კლიჩის ქედებზე; განსაკუთრებით აღსანიშნავია ხარიზრას ქედის დასავლეთ ექსპოზიციები, რომელიც მდ. საკენის აუზის გამყინვარების ძირითად კერას წარმოადგენს. ამ ქედზე მდებარეობს 3700 მეტრზე მაღალი მწვერვალები: ხარიზრა, მაგუამიზრა და ოკრილათავი.



ნახ. 53 მდინარეების კოდორის, ბზიფის და კელასურის აუზის თანამედროვე მყინვარები

ზომების და მათ მიერ დაკავებული ფართობების მიხედვით მდ. კოლორის აუზში მყინვარები არათანაბრადაა განაწილებული ცალკეული აუზების მიხედვით, რაც ცალკეული აუზების რელიეფური და კლიმატური პირობებითაა გამოწვეული (ნახ. 29).



ნახ. 54 მყინვარების განაწილება მდ. კოლორის აუზში

რაოდენობის მიხედვით აუზში სჭარბობს მცირე ზომის მყინვარები, მათზე მოდის მთელი მყინვარების რაოდენობის 76.9%. საშუალო ზომის მყინვარების რაოდენობაა 35 (21.9%). დიდი ზომის მყინვარები ხეობაში მხოლოდ ორია. დაკავებული ფართობების მიხედვით მყინვარები შემდეგნაირად არიან განაწილებული: საშუალო ზომის მყინვარებზე მოდის აუზის მყინვარების ფართობის 54.5%, მცირე ზომის მყინვარების ფართობი 23.70 კმ²-ს შეადგენს (36.7%), დიდი ზომის მყინვარების წილი 10.8 %-ია. ზოგიერთ მდინარეთა აუზებში, რომლებიც დაბალი ჰიფსომეტრიით ხასიათდებიან, მხოლოდ მცირე ზომის მყინვარები გვაქვს (მდ. ბრამბა, მდ. ამტყელი, მდ. გეწვიში). დიდი ზომის მყინვარები მდ. ჩხალთის და მდ. საკენის აუზებში გვხვდება (მყ. სოფრუჯუ და მყ.საკენი). მცირე ზომის მყინვარები ჰიფსომეტრიულად 2300-3200 მეტრის ფარგლებში გრცელდებიან, საშუალო ზომისა კი – 2370-3000მ.

დებიან, საშუალო ზომისა კი - 2370-3000მ.

მდ. კოდორის აუზში საქართველოში გავრცელებული თითქმის ყველა მორფოლოგიური ტიპის მყინვარია წარმოდგენილი. რელიეფის მორფოლოგიური და მორფომეტრიული თავისებურებები და კლიმატური პირობები განაპირობებს მრავალრიცხოვან კარული ტიპის მყინვარებს, როგორც რაოდენობით ასევე ფართობით პირველი ადგილი უკავიათ. მათზე მოდის კოდორის აუზის მყინვარების რაოდენობის 66,9%, ფართობის 38,6%.

თითქმის თანაბარი რაოდენობისაა კარულ-დაკიდული და კარული ხეობის ტიპის მყინვარები, დაკავებული ფართობის მიხედვით მეორეა კარული-ხეობის ტიპის მყინვარები (23,2%), ხეობის ტიპის მყინვარების რაოდენობა სულ ცხრა არის, მაგრამ მათზე მოდის მყინვართა მთელი ფართობის 18,7%.

მდ. კოდორის აუზში ყველა ექსპოზიციის მყინვარები გვაქვს. რაოდენობის მიხედვით ჩრდილო დასავლეთური ექსპოზიციის მყინვარები სჭარბობს 21,9%, შემდეგ მოდის დასავლეთური (18,8%) და სამხრეთული (17,5%). დაკავებული ფართობის მიხედვით სამხრეთული (19,6%), ჩრ-დასავლეთური (19,1%) და დასავლეთური (18,8%) ექსპოზიციის მყინვარებს შორის დიდი განსხვავება არ არის. მდ. კოდორის აუზი კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე მდებარეობს და მყინვარებიც ძირითადად სამხრეთული ექსპოზიციისა უნდა იყვნენ, მაგრამ ჩატარებული გამოკვლევა გვიჩვენებს საერთო ჩრდილოეთური ექსპოზიციის მყინვარები სჭარბობს, როგორც რაოდენობით, ასევე ფართობითაც (მათზე მოდის აუზის მყინვარების რაოდენობის 39.1% და ფართობის 40.8%). ჩრდილეთ ექსპოზიციის ფერდობების უპირატესი გავრცელება აიხსნება შტო ქედების სუბგანედური ან განედური მიმართულებით.

მდ. კოდორის აუზში დიდი მყინვარებია: მარუხი, კლიჩი, სოფრუჯუ, მემული და სხვა.

მყინვარი მ ა რ უ ხ ი, ხეობის ტიპის მყინვარია. მისი ფართობი 1.8 კმ²-ია, სიგრძე - 3.7 კმ. მარუხს კარგად გამოხატული ენა და 300 მ. სიმაღლის ყინულჩანჩქერი აქვს, მყინვარის ენა 1.5 კმ სიგრძისაა (ნახ. 55).



ნახ. 55 მყინვარი მარუხი

მისი ენა სუსტად დანაპრალებულია და მცირე დახრით ხასიათდება. ენის ცენტრალური ნაწილი სუფთაა, მხოლოდ მისი ბოლო მონაკვეთია დაფარული ფხვიერი მასალით. მყინვარის ენის ზედაპირი მისი მცირე დანაპრალებისა და სუსტი დახრის გამო დაღარულია ნაღნობი წყლებით. წყლის მიერ გაჩენილი ღარები საკმაოდ დიდი ზომისაა (2-5 მ. სიგანის) და მხოლოდ სუფთა მყინვარის ზედაპირზე გვაქვს. მყინვარის ენის წინ 800-900 მ. სიგრძეზე მორენული ნაფენებია წარმოდგენილი. სტადიალური მყინვარის ნაკვალევი ხეობის ორთავე ფერდობზე მკვეთრი ხაზით გამოიყოფა (ფერდობზე მოფენილი მორენული მასალის, მცენარეული საფარის, ფერდობის ფერის ტონალობის და სხვა მორფოლოგიური ნიშნების მიხედვით). ხეობაში კარგად არის გამოხატული ბოლო სტადიალური და მიკროსტადიალური მორენები, რაც საშუალებას იძლევა აღვადგინოთ მყინვარის მდებარეობა XIX სტადიის დროს და ვიმსჯელოთ მის ღინამიკაზე ბოლო 180 წლის განმავლობაში.

მდ. კოდორის აუზში ყველაზე დიდია მყინვარი ს ო ფ რ უ ჯ უ , ფართობი 4.6 კმ² მას ვრცელი ფირნის ველი აქვს, ენა კი მცირე ზომისაა და რიგეღზეა გადმოკიდებული, იგი მცირედ არის დანაპრალებული, თუ არ ჩავთვლით მის ენის მონაკვეთს.

მდინარე კ ლ ი ჩ ი ს ხეობა ერთადერთია, რომელიც მთელ სიგრძეზე ტროგული ხეობის ფორმას ინარჩუნებს. თანამედროვე მყინ-

ვარები ძალზე დაბლა ჩამოდიან. მყინვარები ძირითადად წარმოდგენილი არიან აჩაპარას, კლიჩის და ნახარის აუზებში. მყინვარ კლიჩის სიგრძე 2.6 კმ-ია, ფართობი 1.1 კმ². მყინვარი იწყება მ. კლიჩიდან და ჩრდილო აღმოსავლეთური მიმართულებით ვრცელდება (ნახ. 56). მისი ენა 2370 მ. სიმაღლეზე, შუბლის მაგვარი ფორმით მთავრდება. მის წინ კი კარგად გამოხატული წლიური მორენული სერები გვაქვს,



ნახ. 56 მყინვარი კლიჩი

რომელთა სიმაღლე 0.5-1.0 მეტრს არ აღემატება. მდ. კოდორის აუზში მყინვარები კავკასიონის მთავარი წყალგამყოფი ქედის გარდა ჩხალთის (შხაპიძეა) და კოდორის (ხოჯალი) ქედებზე გვხვდება.

1.4 მდინარე ენგურის აუზი მოიცავს ცენტრალური კავკასიონის დასავლეთ ნაწილს, მ. ღვანდრადან მ. ნაუმყვანამდე. სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობს, სამეგრელოს ქედის ჩრდილო და დასავლეთ მონაკვეთებს და ხარიხრას ქედის აღმოსავლეთ ნაწილის მყინვარებს. აქ მდებარეობენ ისეთი მაღალი მწვერვალები, როგორებიცაა: უშბა (4710 მ.), გისტოლა (4895 მ), თეთნულდი (4858 მ), ბაშლი (4148 მ), შხარა (5203 მ) შოთა რუსთველი (4859 მ), ჯანლითაუ (5058 მ) და მრავალი სხვა (ნახ. 58).

მდ. ენგურის აუზში მყინვარები ცალკეულ მდინარეთა აუზებში მათი რაოდენობისა და დაკავებული ფართობების მიხედვით მეტად არათანაბრადაა გადანაწილებული (ნახ. 57).

მდინარე ენგურის აუზში რაოდენობის მიხედვით პირველ ადგილზეა მცირე ზომის მყინვარები, რომელთა ფართობი 0.5კმ²-ს არ აღემატება. მათზე მოდის მთელი აუზის მყინვარების საერთო რაოდენობის 72.9%. თუმცა აღსანიშნავია, რომ მათ მთელი აუზის მყინვარე-

ნავია, რომ იმ მყინვართა რაოდენობა, რომელთა ფართობიც 10 კმ²-ს. აღემატება ენგურის ხეობაში სულ ასეთი 8 მყინვარია (რაოდენობის 2.7%), მათზე კი მოდის მთელი აუზის გამყინვარების 48%. ყველა ეს მყინვარი მდებარეობს კავკასიონის სამხრეთი ფერდობზე.

მდ. ენგურის აუზში რაოდენობის მიხედვით წამყვანი ადგილი უკავიათ კარული ტიპის მყინვარებს. მათზე მოდის მთელი აუზის 48.5%, შემდეგ მოდიან – ხეობის 16.0%, დაკიდული – 13.7% და კარული-ხეობის – 12% ტიპის მყინვარები. ხეობის რთული ტიპის მყინვარებს რაოდენობით უკავიათ მხოლოდ 3%, სამაგიეროდ მათზე მოდის მთლიანად აუზის მყინვარების ფართობის 47.4%. მეორე ფართობის მიხედვით არის ხეობის ტიპის მყინვარები 32.5%. მდ. ენგურის ხეობის რელიეფის მორფოლოგიური თავისებურებების გამო დაკიდული ტიპის მყინვარებს აქ მოკრძალებული ადგილი უკავიათ.

რთული და ძლიერ დანაწევრებული რელიეფის გამო მდ. ენგურის აუზში გვხვდება ყველა ექსპოზიციის მყინვარი, მიუხედავად იმისა რომ გამყინვარების უმთავრეს კერას კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი წარმოადგენს, რაოდენობის მიხედვით მაინც წამყვანი ადგილი ჩრდილოეთური ექსპოზიციის მყინვარებს უკავიათ, შემდეგ მოდიან სამხრეთული ექსპოზიციის მყინვარები (18.1%). საერთო ჩრდილოეთური (ჩ. ჩ-დ. ჩ-ა.) ექსპოზიციის მყინვარებს უკავიათ საერთო რაოდენობის 51.1%, საერთო სამხრეთულს კი 33.2%. ჩრდილოეთ ექსპოზიციის მყინვარები კი უმთავრესად განლაგებულნი არიან კავკასიონის შტო ქედებზე, რომელთა მიმართულება განედურია ან სუბმერიდიანული და ეს მყინვარები მცირე ფართობებით ხასიათდებიან. ამის გამოა, რომ დაკავებული ფართობის მიხედვით პირველი ადგილი სამხრეთული ექსპოზიციის მყინვარებზე მოდის 25.0%, შემდეგ მოდიან დასავლეთური ექსპოზიციის მყინვარები 21.6%. ჩრდილოეთური ექსპოზიციის მყინვარებზე მოდის 9.3%, საერთო სამხრეთული ექსპოზიციის მყინვარებზე მოდის 48.8%, ჩრდილოეთისაზე კი 26.0%. მდ. ენგურის აუზის დიდი მყინვარები განლაგებული არიან კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე და ბუნებრივია მათი ექსპოზიციაც საერთო სამხრეთულია.

მდ. ნენსკრის აუზი მდ. ენგურის შენაკადებს შორის ფართობით ყველაზე დიდია და უკავია 625 კვ.კმ. ამ აუზზე მოდის მთელი მდ. ენგურის აუზის მყინვარების რაოდენობის 1/4 ნაწილი, მაგრამ მყინვარების ფართობის მიხედვით იგი ჩამორჩება მდ. მესტიანჭალას

და მდ. მულხურას აუზებს. ნენსკრის ხეობის რელიეფის მორფომეტრიული და მორფოგრაფიული ხასიათი განაპირობებს აქ მყინვარების არათანაბარ განლაგებას. ხეობის ტიპის მყინვარები ძირითადად გვხვდება მდ. ნენსკრის მარჯვენა შენაკადების აუზებში და შთავლერის ქედის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე. მცირე ზომის კარული ტიპის მყინვარები გვაქვს კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე.

თავისი ზომებით, მორფოლოგიური და მორფომეტრიული თავისებურებებით მდ. ნენსკრას ხეობაში გამოირჩევა შთავლერისა და ხარიხრას მყინვარები.

მყინვარი შთავლერი — ჩრდილოეთური ექსპოზიციის ხეობის ტიპის მყინვარია, მისი სიგრძე 3.45 კმ-ია, ფართობი 2.48 კმ². მყინვარის ენა მთავრდება 2640 მ. სიმაღლეზე. მყინვარი იწყება ორი დამოუკიდებელი ფირნიდან, რომლებიც მდებარეობენ მწ. შთავლერის (3990 მ.) ჩრდილო ფერდობზე. აღმოსავლეთის ფირნი შერთებულია მდ. ნაკრას მყინვრების ფირნთან. მყინვარი შთავლერი მთელ სიგრძეზე ორ ყინულჩანჩქერს ინვითარებს — ერთი ფირნიდან გამოსვლისას, მეორე კი ენის შუა მონაკვეთში. მყინარის ენა სუსტად დანაგვიანებულია და რელიეფში კარგადაა გამოხატული. მისი ენა ოვალური ფორმით მთავრდება. ენას დანაგვიანებისაგან იცავს მის ორივე მხარეზე კარგად გამოხატული გვერდითი სტადიალური მორენები, რომლის შიგნით კარგად გამოხატული მიკროსტადიალური მორენა გვხვდება, რომლის საშუალებით შეიძლება დადგინდეს მყინვარის შემცირების პარამეტრები.

მდ. ნაკრის აუზის ყველაზე დიდი მყინვარები (ნაკრა, ლიელაშტი) განლაგებულია ქვიშის ქედის დასავლეთ ფერდობზე.

მყინვარი ლელაშტი — ყველაზე დიდი მყინვარია მდ. ნაკრას ხეობაში, ხეობის ტიპისაა, აქვს ვრცელი ფირნის ველი, მყინვარის ენა სუფთაა და ფირნიდან გამოსვლის შემდეგ მთვრდება რიგელზე. მისი სიგრძე 4.30 კმ-ია, ფართობი 4.30 კმ². მყინვარის ენა 2900 მ. სიმაღლეზე მთვრდება. ფირნის ექსპოზიცია სამხრეთულია, ზოლო ფირნის ქვემო მონაკვეთი და ენა დასავლეთური მიმართულებისაა. გრანდიოზული რიგელის გამო მორენები არა აქვს. ადრე ენას ყინულჩანჩქერის ფორმა უნდა ჰქონოდა და ფხვიერი მასალა რიგელის ძირში გროვდებოდა. მყინვარის ენა რიგელის თავზე მცირე მანძილზე ეხალც გადმოედინება.

მდ. დოლრას აუზი — მდებარეობს კავკასიონის წყალგამყოფი

ქედის სამხრეთ ფერდობზე. დოლრას ხეობას მთელს სიგრძეზე ტროგული ფორმა აქვს. მის სათავეებში კარგად არის შემონახული ძველი ცირკი, რომელიც წარმოქმნილია გვიან პლეისტოცენში გამყინვარების მოქმედების შედეგად. ეს ვრცელი ცირკი წარმოადგენდა დოლრის ძველი გამყინვარების კვების არეს. ერთიანი მყინვარის ენა ვიურმის დროს ენგურის ხეობაში გამოდიოდა. მდ. დოლრას აუზში მყინვარები ძირითადად მდებარეობენ ქვიშის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობზე, ბაკის ქედის ჩრდილო ფერდობზე და კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, მწ. დონღუზორუნბაშა (4450 მ) და მწ. უშბას შორის (4710 მ). აუზის უდიდესი მყინვარებია: ქვიში, დოლრა, უშბა და სხვა.

მყინვარი ქ ვ ი შ ი ასეთი დასახელების მყინვარი ყველა ტოპოგრაფიულ რუკაზე ერთიანი მყინვარის სახით არის მოცემული. იგი წარმოიქმნებოდა რამოდენიმე მძლავრი მყინვარის შეერთებით. 1977 წელს ჩატარებული ექსპედიციის საფუძველზე სულ სხვა სურათი იყო. მყინვარი ქვიში გაყოფილია ოთხ დამოუკიდებელ მყინვარად (ქვიში, ლადევალი, ცალგმილი და ლაკრა). ამ მყინვარების ენები ერთმანეთისგან 0.3-0.5 კმ-ით არიან დაცილებულნი და ინტენსიურ უკანდახვევას განიცდიან. მკვდარი მყინვარი დღეს მხოლოდ ლადევილის ენის წინ არის (0.5-0.7 კმ-ზე), კარგადაა გამოსახული ორი გროტით (მყინვარ ლადევილიდან გამოშდინარე წყლის ნაკადი ამ ყინულის ქვეშ გაედინება.) უნდა აღინიშნოს, რომ თუ ადრე მყინვარ ქვიშის ენა ძალზე სქელი, ფხვიერი მასალით იყო დაფარული, (ეს ფაქტორი განაპირობებდა, რომ აქ ყოველთვის გეკონდა დიდი ზომის მკვდარი მყინვარი) დღეს კი ცალკეული მყინვარის ენები თითქმის სუფთა ზედაპირით ხასიათდებიან.

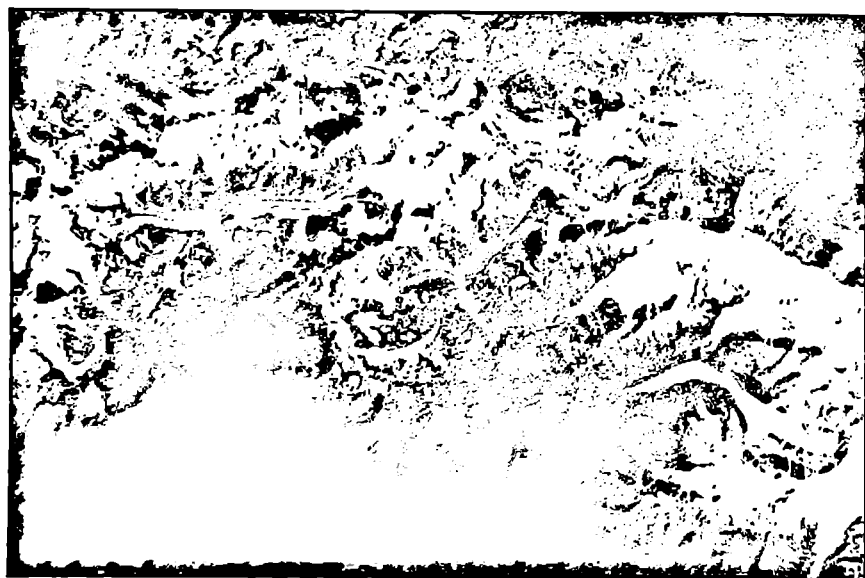
მდინარე ენგურის აუზში თანამედროვე გამყინვარების თვალსაზრისით უდიდესია მისი მარჯვენა შენაკადი მდ. მულხურას აუზი, რომელის ორი მესტიაჭალის (25 მყინვარი, ფართობი 57.52კმ²) და თავად მულხურას (31 მყინვარი, ფართობი 81.58კმ²) აუზებად იყოფა (ნახ.59). მყინვარების რაოდენობა სულ 56-ია, რომელთა მიერ დაკავებული ფართობი ჯამში 139.1 კმ²-ია. მდ. მულხურას აუზში მდებარეობენ საქართველოს უდიდესი მყინვარები: ჭალაათი, ლეხზირი (მესტიაჭალის აუზი), წანერი და ტვიბერი (მულხურას აუზი). თავისი მორფოლოგიური და მორფომეტრიული თავისებურებებით გამოირჩევა საქართველოს უდიდესი მყინვარი ლ ე ხ ზ ი რ ი. იგი ხეობის რთული ტიპის მყინვარია და სამი ძირითადი ნაკადისაგან შედგება.

გეგმაში მას ჯვრის ფორმა აქვს. მყინვარის ფართობია 35.80 კმ². სიგრძე 12.2 კმ. მარჯვენა და მარცხენა ნაკადების ენის ზედაპირს რამოდენიმე შუა მორენა გაუყვება, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ ენა რამოდენიმე მყინვარის შეერთების შედეგად წარმოიქმნება. აღსანიშნავია, რომ ლეხზირის ენის ბოლო მონაკვეთში შუა მორენები ერთმანეთს უერთდებიან და მძლავრი ზედაპირული მორენებით გადაფარავენ მყინვარის ენას, ეს კი ართულებს ცალკეული ნაკადების ენების გამოყოფას, ხოლო ენიდან 1კმ-ის ზემოთ ისინი ადვილად განირჩევიან ზედაპირის გაჭუჭყიანების ხარისხით.

მყინვარი ლეხზირის აღმოსავლეთის (მარცხენა) ნაკადი ხუთი მყინვარისაგან იქმნება, რომელთა შეერთების შემდეგ იგი ინვითარებს 300 მეტრის ცინულჩანჩქერს, შემდეგ მყინვარის ენა სუსტი დახრილობით ხასიათდება, რომლის ზედაპირზე ხუთი შუამორენული სერიაა. ისინი ენის ბოლო მონაკვეთში ერთმანეთს უერთდებიან და ორი მძლავრი შუამორენით არის წარმოდგენილი.

მყინვარ ლეხზირის მარჯვენა – დასავლეთი ნაკადი ორი ენისაგან შედგება, მათი შეერთების შემდეგ მყინვარის ზედაპირზე შუა მორენა არის გამოხატული.

მყინვარ ლეხზირის ცენტრალური ნაკადი სამხრეთული ექსპოზი-



ნახ. 59. მდ. მულხურას და მესტიაჭალის მყინვარები კოსმოსიდან 2000 წ.

ციისაა. მისი სიგრძე 7.6 კმ-ია, ფართობი 6.9 კმ². ვრცელი ფირნიდან გამოსვლის შემდეგ იგი ვიწრო ენის სახით სოლისებურად იჭრება მყინვარ ლეხზირის ენაში სუფთა ნაკადის სახით.

მდ. ენგურის აუზში ასევე გვხვდება სხვა დიდი მყინვარები: ტიბერი, ადიში, შხარა, ხალდე, წანერი, ყვითლოდი, ნაგება და სხვა.

მყინვარი ა დ ი შ ი – ყველაზე ლამაზი მყინვარია კავკასიონზე, იგი სამ ნაწილად იყოფა: მაღლა 3800 ზემოთ ვრცელი ფირნის ველით, რომელიც გარშემორტყმულია მაღალი მწვერვალებით (თეთნულდი, ადიში, გისტოლა, ლაქუცა და სხვა). გრანდიოზული ყინულვარდნილით (1000-1500 მეტრის სიმაღლის) და კლასიკურად გამოხატული ენით. მყინვარის სიგრძე 7.6 კმ-ია, ფართობი კი 10.2 კმ²-ი. ადიში ხეობის ტიპის მყინვარია (ნახ.60).

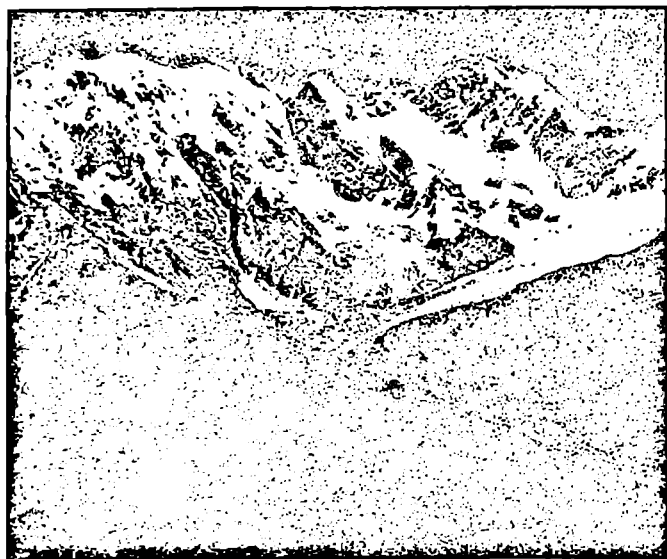
მყინვარ ადიშის ფირნი მყარი ნალექის აკუმულაციის არეს წარმოადგენს. ნალექების დაგროვებას ხელს უწყობს მისი ჰიფსომეტრიული მდებარეობა და მორფოლოგიური თავისებურება. ნაპრალები ფირნში ცოტაა და ისიც დახურულია. ყინულწარმოქმნა რეჟელაციური და რეკრისტალიზაციური გზით მიმდინარეობს.

მყინვარის მეორე მონაკვეთი ყინულვარდნილი გრანდიოზული ზომებისაა; 50⁰-იანი კუთხით მყინვარის ენა ეშვება 1500 მეტრ სიმაღლეზე და მნახველი ალტაცებაში მოჰყავს. მისი სიგანე 700-800 მეტრია. ხასიათდება აშლილი ნაპრალებით. მრავლადაა სერაკები და ქარაფები. ყინულვარდნილი თეთნულდის მხარეზე შეწყვეტილია 40-50 მეტრის სიმაღლით. ამ მონაკვეთში მყინვარი ინტენსიურ მექანიკურ ნგრევას განიცდის. მონგრეული ყინული ყინულვარდნილის ძირში გროვდება და ყინულის მცვივანას კონუსს ქმნის, რომელიც შემდეგ მყინვარის ენას უერთდება.

ყინულის ძირიდან (2650 მ.) მყინვარის ფორმა მკვეთრად იცვლება; ენა სუსტად დახრილია (100-150) და ლამაზი მარაოსებრი ფორმით 2380 მეტრ სიმაღლეზე მთავრდება. მყინვარის ენის სიგრძე 2.5 კმ-ს აღემატება, მცირედ არის დანაგვიანებული და ცენტრალურ ნაწილში ამობურცულია. მთელ სიგრძეზე მას მიუყვება ოვივები და მის სილამაზეს თავისებურ ელფერს აძლევს. მყინვარების ზედაპირი ტალღოვანია, მრავალრიცხოვანი მყინვარული ჭებით, წისქვილებით და აბლაციური ფორმებით. მის ზედაპირზე ბევრი ღარი და ხეცები გვაქვს, რომელთაც ნაღნობი წყალი აჩენს. მყინვარის ზედაპირი ნაპრალებს მოკლებულია, ისინი მხოლოდ გვერდებზე და ყინულჩანჩქე-

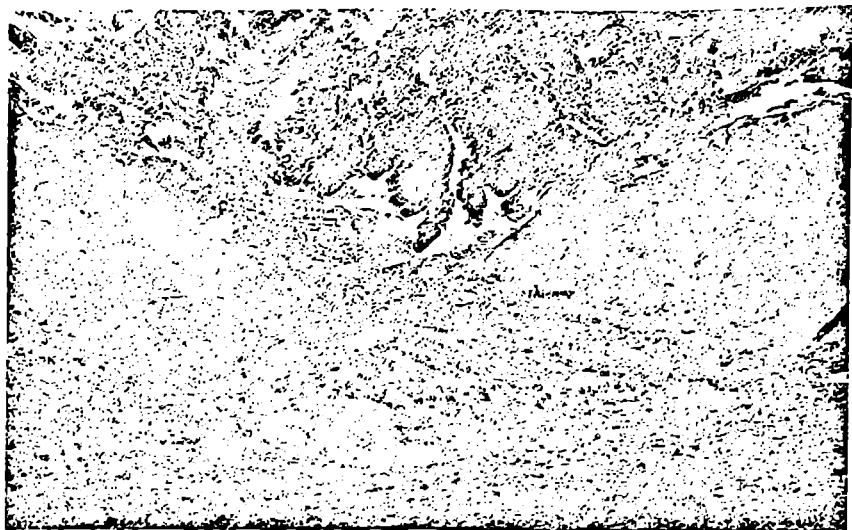
რის ძირში გვხვდება.

მყინვარის ენას ორივე მხარეზე მკვეთრად გამოხატული სტადიალური მორენები მიუყვება, რომელებიც ენის ბოლოდან 1.0 კმ-ის შემდეგ ირკალება და ბოლო სტადიალურ მორენეში გადადის. მყინვარის წინ სტადიალური მორენის ფერდობზე და ზეობის ძირზე — მიკროსტადიალური მორენებია განვითარებული. უშუალოდ ენის წინ რამდენიმე წლიური რკალური სერი აღინიშნება.



ნახ.60 მყინვარი ხალდე

მყინვარი ხ ა ლ დ ე (ნახ. 60) — სიგრძე 7.9 კმ, ფართობი — 10.52 კმ², — ზეობის ტიპის მყინვარია. ფირნის ველი შემოფარგლულია კაკასიონის მთავარი ქედის უმაღლესი მწვერვალებით (შხარა, პუშკინის პიკი, ჯანლი, რუსთაველის პიკი და სხვ.), რომელთა სიმაღლე 5000 მ-ს აღემატება. ზემო ნაწილში იგი წარმოდგენილია სამი ყინულვარდნილით, რომლებიც დიდი ნაპრალიანობით ხასიათდებიან. ყინულვარდნილთა შეერთება ხდება 2800 მ-ზე. ქვემოთ კი მყინვარის ენა იცვლის მიმართულებას სამხრეთ-დასავლეთისაკენ და ბოლოვდება 2500 მეტრის სიმაღლეზე. სამივე მყინვარის შეერთების ადგილას მყინვარი ფართოვდება და ვრცელ მოედანს აჩენს, რომლის ქვემოთ მყინვარი ერთ მძლავრ ნაკადად მოედინება. ენის ბოლო დაფარულია სქელი მორენული საფარით და მყინვარის ზედაპირს ინტენსიური



ნახ.61 მყინვარი შხარა

დნობისაგან იცავს. მყინვარის ენაზე ორი შუა მორენა არის. ხალღეს მყინვარს ორივე მხარეზე სტადიალური მორენა გაუყვება, რომლებიც ირკალებიან და ბოლო მორენეში გადადიან.

მყინვარი შ ხ ა რ ა (ნახ. 61) — ხეობის ტიპის მყინვარია, სიგრძე 4.8 კმ, ფართობი—5.6 კმ². მდებარეობს შხარას მასივის სამხრეთ ფერდობზე. მისი სამივე ტოტი ერთდება 3000 მეტრზე. აქედან კი მყინვარს სამხრეთ-დასავლეთური მიმართულება აქვს. მყინვარის ენა საკმაოდ დანაპრალებულია, განსაკუთრებით მისი მარჯვენა მონაკვეთი. შუა ნაწილიდან მყინვარის ზედაპირი იფარება ფხვიერი მასალით. მყინვარის ზედაპირი მდიდარია აბლაციური ფორმებით (მაგილები, ჭიანჭველას გროვები და სხვა). მყინვარის ენა მთავრდება ჩამოხვეწილი და ცენტრალურ ნაწილში შეწეული შუბლით.

მყინვარს ორივე მხარეზე კარგად გამოხატული გვერდითი სტადიალური მორენები აქვს, რომლებიც ბოლო სტადიალური მორენით მთავრდებიან.

სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობის მყინვარები (ნახ.62). სვანეთის ქედი ზაგაროს გადასასვლელიდან სოფ. ხაიშამდე ვრცელდება, მისი სიგრძე დაახლოებით 100 კმ-ია.

იგი წარმოადგენს მდ. ენგურისა და მდ. ცხენისწყლის წაყალგამყოფს. თანამედროვე მყინვარული საფარით და ჰიუსომეტრიული მაჩ-

ვენებლებით იგი საქართველოს ქედებს შორის პირველია. ამავე ნიშნებით იგი სამ მონაკვეთად იყოფა: აღმოსავლეთი, ცენტრალური და დასავლეთი. აქედან აღმოსავლეთი და დასავლეთი მონაკვეთები ჰიფსომეტიულად უფრო დაბლები არიან და თანამედრივე ყინულსაფარი აქ არ გვხვდება. (გარდა მწ. დადიაშისა).

მყინვარები გავქვს ცენტრალურ მონაკვეთზე, რომელიც მდებარეობს ლასილისა და ლეშნურის მონაკვეთებს შორის. აქ განლაგებულია ქედის უმაღლესი მწვერვალები: ლაილა 4010 მ, ლეშნილი 3817 მ, და სხვები. ენგურის ყველა მარცხენა შენაკადი ხაიშამდე სათავეს სწორედ სვანეთის ქედზე იღებს. აქ სულ 48 მყინვარია, რომელთა საერთო ფართობი 27.76 კმ²-ია. სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე ძირითადად მცირე ზომის კარული და დაკიდული ტიპის მყინვარებია. მათზე მოდის მთელი მყინვარების რაოდენობის 87.6% და ფართობის 48%.

რაკი მყინვარები სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობზე არიან განლაგებულნი, მათი ექსპოზიციაც შესაბამისად ჩრდილოეთურია.



ნახ.62 სვანეთის ქედის მყინვარები

სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობის უდიდესი მყინვარები მწვერვალ ლაილას ფერდობზე ფორმირდებიან თვით მწვერვალი ლაილა მყინვარული ქედითაა დაფარული. ამ მყინვარებს შორის უდიდესია მყინვარი ლაილა, რომელიც მდებარეობს მდ. ხუმფერის აუზში. მისი სიგრძეა 5.7 კმ, ფართობი 5.24 კმ². მყინვარი ჩრდილოეთის ექსპოზიციისაა. იგი ორი ნაკადისაგან შედგება, მათი შეერთების შემდეგ მყინვარის ენა ძლიერ შევიწროვებულია და მთავრდება 2220 მეტრზე. იგი სვანეთის ქედის მყინვარებს შორის ყველაზე დაბლა ჩამოდის. მყინვარის ზედაპირს ნაკადების შეერთების შემდეგ, შუა მორენა გაუყვება. მყინვარ ლაილას ორივე მხარეზე კარგად გამოხატული გვერდითი სტადიალური მორენები აქვთ.

1.5 მდ. ხობისწყლის აუზის მყინვარები მდ. ხობისწყალი სათავეს იღებს სამეგრელოს ქედის სამხრეთ ფერდობზე. ჰივსომეტრიულად სამეგრელოს ქედის მწვერვალები 3300 მეტრს არ აღემატებიან. მიუხედავად ამისა აქ მცირე ზომის 16 მყინვარი გვაქვს, რომელთა საერთო ფართობი 0.88 კმ²-ს უდრის. თანამედროვე მყინვარების ფორმირებას აქ განსაზღვრავს: 1. რელიეფის მორფოლოგიური თავისებურება და ფერდობის ექსპოზიცია, 2. შავი ზღვისადმი მიმართული ხელსაყრელი მდებარეობა, რაც განაპირობებს მყარი ატმოსფერული ნალექების სიუხვეს ზამთრის პერიოდში, 3. მყარი ატმოსფერული ნალექების გადაქარვა და რელიეფის ღრმად ჩამჯდარი უარყოფით ფორმებში დაგროვება.

მყინვარები კარული ტიპისანი არიან; ხასიათდებიან — აღმოსავლეთური ექსპოზიციით, მხოლოდ ერთი მყინვარის ფართობი უდრის 0.15 კმ²-ს. დანარჩენები უფრო მცირე ზომისანი არიან.

1.6 მდ. რიონის აუზის მყინვარები გამყინვარების ძირითად ცენტრს წარმოადგენს ცენტრალური კავკასიონის წყალგამყოფი ქედი მ. ნაუმყვანიდან მ. კოზიხოზამდე. აქ მდებარეობს ისეთი მასივები, რომელთა სიმაღლე 4000 მეტრს აღემატება. გამყინვარების ცალკეული კერები გვაქვს სვანეთის, ლეჩხუმის და შოღა-კედელას ქედების იმ მონაკვეთებში, რომელთა სიმაღლე 3500 მეტრს აჭარბებს. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე თანამედროვე მყინვარების რაოდენობით და ფართობით რიონის აუზი ჩამორჩება მხოლოდ ენგურის აუზს და აღემატება დანარჩენ აუზებს. აქ ჯამში 112 მყინვარია, საერთო ფართობით 75.1 კმ² (ნახ. 63, ნახ. 64)

ალო ზომის მყინვარები — 35.3%. მცირე ზომის მყინვარების ფართობზე მოდის მხოლოდ 21.0%.

მდ. რიონის აუზში გავრცელებული მყინვართა მორფოლოგიური ტიპებიდან რაოდენობის მიხედვით წამყვანი ადგილი უკავიათ კარული ტიპის მყინვარებს მათზე მოდის აუზის მყინვარების რაოდენობის 57.7%. საკმაოდ ბევრია დაკიდებული ტიპის მყინვარები — 16.2%; ხეობის ტიპის მყინვარებს რაოდენობით უკავიათ მხოლოდ 12.6%; დაკავებული ფართობის მიხედვით კი მათზე მოდის აუზის მთელი მყინვარების ფართობის 48.5%. შემდეგ მოდიან კარული (20.4%) და კარულ-ხეობის (9.8%). ხეობის ტიპის მყინვარები განლაგებული არიან ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, კარული ტიპისა კი ძირითადად შტო ქედებზე.

მდ. რიონის აუზის მყინვარები ძირითადად განლაგებული არიან ცენტრალური კავკასიონისა და სვანეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე, ამიტომაცაა, რომ აქ საერთო სამხრეთული (ს, სა, სდ) ექსპოზიციის მყინვარებს წამყვანი ადგილი უკავიათ როგორც რაოდენობის მიხედვით, ასევე ფართობით; მათზე მოდის მთელი მყინვარების რაოდენობის 62.2% და ფართობის 69.4%. დანარჩენი ექსპოზიციის მყინვარები თითქმის თანაბარი გავრცელებით ხასიათდებიან. მდ. რიონის აუზის უდიდესი მყინვარებია ყორულდაში, ზოფხიტო, ლაბოდა, კირტიშო, ბოყო, ბუბა, თბილისა, ჭანჭახი და სხვა.

მყინვარი **ზოფხიტო** (ნახ. 65) — სიგრძე 4.2 კმ, ფართობი 2.88 კმ² მწვერვალ გეზუდან იწყება და სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ მიემართება. მისი ფირნის აუზი და ენა 300 მეტრის სიმაღლის ყინულვარდნილითაა გამოყოფილი. მყინვარის ენას იდეალური მოხაზულობა აქვს, მისი სიგანე 200-300 მეტრია, დახრილობა 10°-20° და მთავრდება 2480 მ. სიმაღლეზე. ყინულვარდნილი ძირში სხვადასხვა მიმართულების ნაპრალებს ინეითარებს; მისი ზედაპირი, განსაკუთრებით კი გვერდები, დაფარულია თოვლის ზეგების მიერ ჩამოტანილი ფხვიერი მასალით (ზედაპირული მორენებით).

1971 წ. მყინვარის ენის წინ 14 წლიური მორენული სერი დაფიქსირდა, მათი სიმაღლე ერთ მეტრამდეა. აღნიშნული სერები ასახავენ 1960-1973 წლიდან მისი უკან დახვევის ხასიათს.

1960-1961 წწ. — 6.7 მ.

1961-1962 წწ. — 3.0 მ.

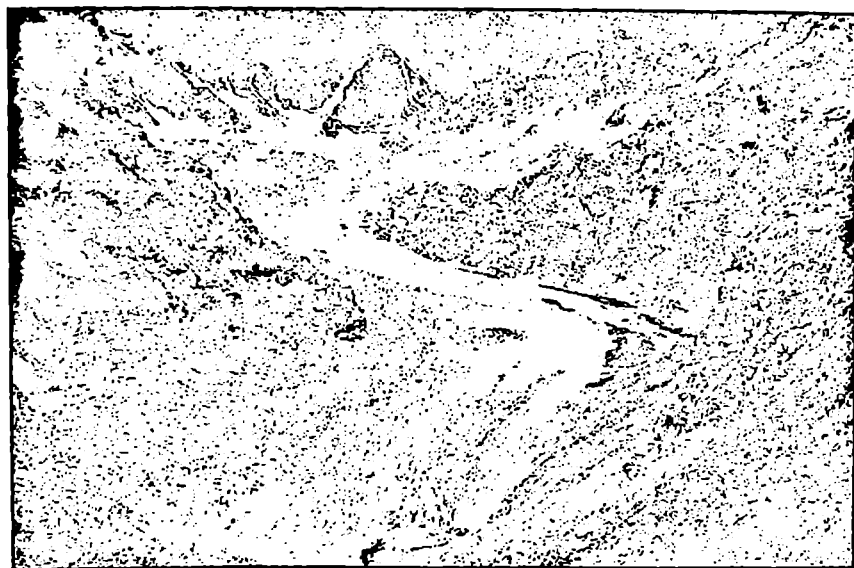
1967-1968 წწ. — 1.0 მ.

1968-1969 წწ. — 2.0 მ.

1962-1963 წწ. – 11.0 მ.
 1963-1964 წწ. – 12.3 მ.
 1964-1965 წწ. – 7.0 მ.
 1965-1966 წწ. – 6.0 მ.
 1966-1967 წწ. – 5.5 მ.

1969-1970 წწ. – 2.5 მ.
 1970-1971 წწ. – 2.0 მ.
 1971-1972 წწ. – 0.5 მ.
 1972-1973 წწ. – 0.0 მ.

ჩატარებული გაზომვები გვიჩვენებს, რომ მყინვარების უკანდახევა არაერთგვაროვანია. მათი ჯამური უკანდახევა 13 წელიწადში 61.5 მ. უდრის. მყინვარი 1962-1964 წლებში უფრო სწრაფად იხევდა უკან (11-12 მ.), ხოლო 1971-1973 წწ. მისი უკუსვლა მხოლოდ 0.5 მეტრია. როგორც ვხედავთ ამ პერიოდში მყინვარი სტაციონალურ მდგომარეობაშია. მცირე წინ წამოწევები ან სტაციონარული მდგომარეობა ბევრ მყინვარზე იყო შემჩნეული. ამ დროს ფორმირდა მიკროსტადიალური მორენა.



ნახ.65 მყინვარი ზოფზიტო

მყინვარი ბოყო (ნახ. 66) – ხეობის ტიპისაა. მისი ფართობი 5.02 კმ²-ია. სიგრძე კი 4.7კმ. მყინვარის ფირნი და ენა კარგადაა არის გამოჩენილი. ფირნის სიგანე 4 კმ-ია, ენის სიგრძე 2.6 კმ. მისი ფირნი შეერთებულია კავკასიონის ჩრდილოეთი ფერდობის ერთ-ერთ უდი-

დეს მყინვარ ყარაუგომის ფირნთან. შეერთების ადგილას ფირნის სიგანე 1.5 კმ-ია. მყინვარის ენის სიგანე 300-400 მეტრია და დასერილია სხვადასხვა მიმართულების ნაპრალებით. მყინვარის ენის ზედაპირი ძირითადად სუფთაა (ნახ.). მის მარცხენა მხარეზე გვაქვს მძლავრი მორენული საფარი, რაც მომავალში გამოიწვევს ამ მონაკვეთის “მკედარ ყინულად“ გადაქცევას.



ნახ.66 მყინვარი ბოყო

მდ. ბოყოსწყლის ხეობაში კარგად არის გამოხატული ბოლო სტადიალური გამყინვარების კვალი. მყინვარს ორივე მხარეს გაუყვება გვერდითი სტადიალური მორენები, რომლებიც ქვემოთ ირკალებიან და გადადიან ბოლო მორენაში. გვერდითი მორენების გარე ფერდობები მცირედ დახრილია, ძირითადი ფერდობებიდან გამოიყოფა ჩადაბლებებით, სადაც მცირე ზომის ტბა არის. შიგნითა ფერდობი ძლიერ დახრილია და ეროზიულ-გრავეიტაციული პროცესებითაა დანაწევრებული. ხეობის ძირზე კარგად ჩანს მიკროსტადიალური მორენები

მდ. ცხენისწყლის აუზში თანამედროვე გამყინვარების თავლსაზრისით ორი ძირითადი კერა გამოიყოფა ცენტრალური კავკასიონის

და სვანეთის ქედის სამხრეთი ფერდობის. ამ აუზში უდიდესია ხეობის ტიპის მყინვარი – ყორულდაში, ფართობი 3.2 კმ², სიგრძე 2.5 კმ.

1.7 მდ. ლიახვის აუზის მყინვარები თანამედროვე გამყინვარების კერებს მდ. ლიახვის ხეობაში წარმოადგენს ბრუტსაბძელის (ჯავის) ქედი (კავკასიონის შტოქედი) და მდ. თერგისა და მდ. ლიახვის აუზების წყალგამყოფი კავკასიონის ქედი მ. ზილგახორხიდან (3856 მ) მ. ლაზგეტიტამდე (3877 მ). საკვლევ აუზში ეს მონაკვეთები ჰიფსომეტრულად ყველაზე მაღალია. ბრუტსაბძელის ქედზე 11 მყინვარი გვაქვს, 2.09 კმ² ფართობით. აქედან 4 – მყინვარი სამხრეთ – დასავლეთ ფერდობზე მდებარეობს და ამავე მიმართულების ექსპოზიციით ხასიათდებიან. დანარჩენი მყინვარები განლაგებულია ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზე და მათი ექსპოზიციაც ჩრდილო-აღმოსავლეთურია. მორფოლოგიურად ეს მყინვარები კარულ და დაკიდულ ტიპს ეკუთვნიან. ხასიათდებიან მცირე ზომით (0.5 კმ² ფართობით).

მთლიანად მდ. ლიახვის აუზში 16 მყინვარია, რომელთა ჯამური ფართობი 3.95 კმ²-ს შეადგენს.

1.8 მდინარე არაგვის აუზის მყინვარები თანამედროვე მყინვარები მდ. არაგვის აუზში სუსტად არიან წარმოდგენილი, რაც ჩვენი აზრით გაპირობებულია ერთის მხრივ აუზის დაბალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობით და მეორეს მხრივ კლიმატური პირობების თავისებურებებით (მშრალი კონტინენტური ჰაერის მასებით გავლენით). მდ. არაგვის აუზში სულ სამი მყინვარი გვაქვს 0.80 კმ² ფართობით (ნახ. 67).

აღნიშნულ აუზში მყინვარები ასე ნაწილდება: ორი კარული ტიპის მყინვარი გვაქვს თეთრი არაგვის ხეობაში – მ. მეფისკალოს (3590 მ.) და მ. შერხოტას (3694 მ.) ჩრდილო ფერდობზე. მდ. ხევსურეთის არაგვის ხეობაში კი მდებარეობს ა ბ უ დ ე ლ ა უ რ ი ს კარული-ხეობის ტიპის მყინვარი (ნახ. 67).

მყინვარს აღმოსავლეთური ექსპოზიცია აქვს. მისი სიგრძე 1.8 კმ-ია, ფართობი 0.65 კმ². იგი ღრმად არის ჩამჯდარი ძველ მყინვარულ ცირკში. ენა დანაგვიანებულია და სუსტადაა გამოხატული თანამედროვე სტადიალური მორფოსკულპტურული ფორმები. სამაგიეროდ მდ. როშკას ხეობის ძირზე კარგად არის შემონახული გვიან პლეისტოცენური და ჰოლოცენური ასაკის მორენები, რომელთა საშუალებით შესაძლებელია აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერ-



ნახ. 67 მცინვარი აბუდელაური

დობზე ძველი გამყინვარების რეკონსტრუქცია.

1.9 მდ. თერგის აუზის მყინვარები საქართველოს ფარგლებში მდ. თერგის სათავეები მდებარეობს კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე. სამხრეთიდან შემოსაზღვრულია მთავარი წყალგამყოფი ქედის მწვერვალებით (ნახ. 69, ნახ.70).

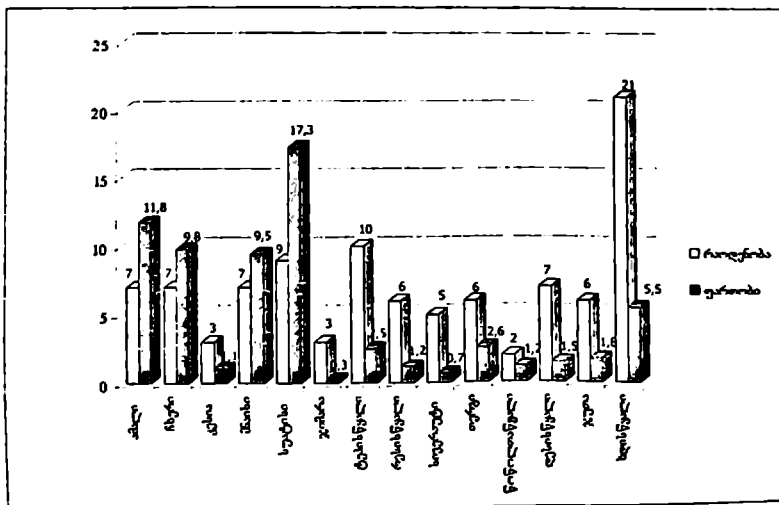
მდ. თერგი სათავიდან — კასრისყელამდე თრუსოს ქვაბულში მიედინება. კობიდან ყაზბეგამდე ხეობას სუბპერიდიანული მიმართულება აქვს, ხოლო ყაზბეგის შემდეგ მერიდიანული. იგი მოიცავს საქართველოს ისტორიულ-ეთნოგრაფიულ კუთხეს — ხევს. ხევის მშვენებას წარმოადგენს თოვლყინულოვანი საბურველით დაფარული კავკასიონის ერთ-ერთი უმაღლესი მწვერვალი — მყინვარწვერი (ყაზბეგი) — 5047 მ. სიმაღლით (ნახ.68).

გამყინვარების მთავარ კერას თერგის აუზში წარმოადგენს ჯი-მარა — ყაზბეგის (ხორხის ქედი). ამ მასივის საშუალო სიმაღლეა 4500 მ. მასივის ფერდობებიდან სათავეს იღებენ ისეთი მძლავრი



ნახ. 68 მყინვარწვერი

ზეობის ტიპის მყინვარები, როგორიცაა დევდორაკი, გერგეთი (ორწვერი), მნა, სუათისი და სხვა. გამყინვარების ცალკეული კერები ლაკავშირებულია მთავარი წყალგამყოფის მწვერვალებთან, რომელთა სიმაღლე აღემატება 3800 მ-ს (ზილგაზრხი, კალასანი, ჭაუზი) და მდ. ქისტურას წყალგამყოფ ქედებთან.

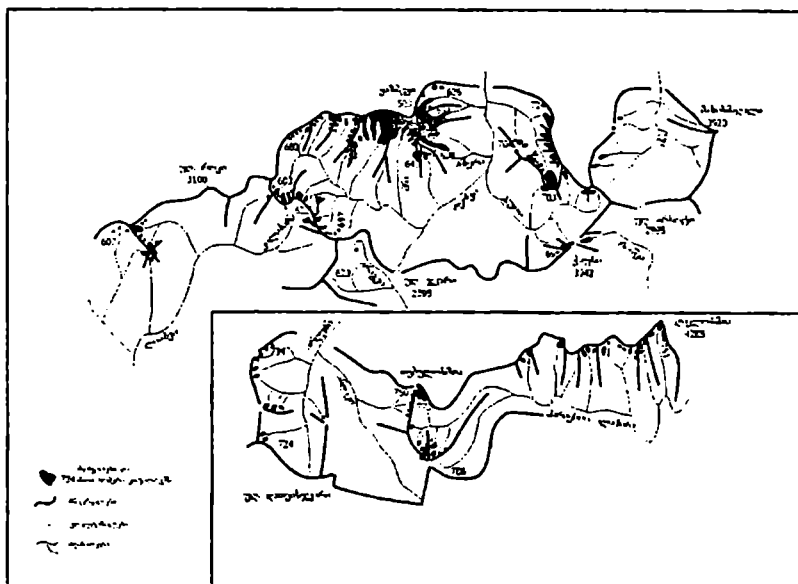


ნახ. 69 მყინვარების განაწილება მდ. თერგის აუზში

მდ. თერგის აუზზე მოდის მთელი საქართველოს მყინვარების რაოდენობის 12.6% და ფართობის 12.1%. თერგის აუზში გვაქვს 99 მყინვარი, საერთო ფართობით 67.19 კმ² (ნახ. 33). მდ. თერგის აუზში ყველაზე უფრო გაერცელებულია კარული ტიპის მყინვარები. მათ წილზე მოდის აქ არსებული მყინვარების 53.5%, შემდეგ მოდის დაკიდული ტიპის მყინვარები (48.2%). თითქმის თანაბარი ფართობი უკავიათ დაკიდულ (17.9%) და კარული (17.1%) ტიპის მყინვარებს.

თერგის აუზში ყველა ექსპოზიციის მყინვარები გვხვდება. საერთო ჩრდილოეთური ექსპოზიციისაა – 34.4%, ხოლო საერთო სამხრეთული ექსპოზიციის – 32.2%. დაკავებული ფართობის მიხედვით კი წამყვანია სამხრეთული (ს, ს-დ, ს-ა) ექსპოზიციის მყინვარები (55.8%), მდ. თერგის აუზში მცირე ზომის (0.5 კმ²) მყინვარები სჭარბობს. მათზე მოდის მთელი მყინვარების რაოდენობის 74.8% და ფართობის 18.3%. დიდი ზომის მყინვარების რაოდენობა სულ 8 არის, მაგრამ მათ უკავიათ მთელი აუზის მყინვარების ფართობის 58.5%

მდ. თერგის აუზში ყველა დიდი მყინვარები დაკავშირებულია მყინვარწყვერის მასივთან: ღვედლორაკი, გერგეთი, მნა, სუათისი.



ნახ. 70 მდინარე თერგის და აღმოსავლეთ საქართველოს მდინარეთა აუზების თანამედროვე მყინვარები

მყინვარი დ ე ვ ღ ო რ ა კ ი, ფართობი 7.55 კმ²-ია იგი იწყება ყაზბეგის მწვერვალიდან და გრძელდება 7 კმ-ის მანძილზე. დეცლო-რაკის მყინვარი ცნობილია თავისი მძლავრი ყინულოვანი ჩამოზავე-ბით რომელიც აღინიშნა 1776, 1778, 1785, 1808 და 1817 წწ. მძლავრი ჩამოზავება მოხდა 1832 წელს, როდესაც ყინულოვანმა ზევემა დააგუბა მდ. თერგი და მისი დინება შეაჩერა 8 საათით. ჯებირის გარღვევის შემდეგ გლაციალურმა ღვარცოფმა დიდი ზიანი მიაყენა ქ. ვლადიკავკასს.

მყინვარი გ ე რ გ ე თ ი ხეობის ტიპისაა. მისი სიგრძე 7.80 კმ-ია, ზოლო ფართობი – 6.85 კმ². მაღალი თოვლიანი ქედებით გარშე-მორტყმული ფირნის აუზი მდებარეობს დაახლოებით 3900 მ-ზე. მყინვარებს გერგეთსა და დეცლორაკს გააჩნიათ საერთო ყინულგამყო-ფი, ამიტომ იმ მყინვარების ფართობი, რომლებიც იწყებიან ყაზბეგ-მაილის მყინვარულ პლატოზე, განისაზღვრება მიახლოებით. ფირნის აუზიდან მყინვარი მოედინება სამხრეთით, შემდეგ მწვერვალ ორწვე-რიდან უხვევს აღმოსავლეთით და ქმნის ყინულვარდნილს. ქვემოთ მყინვარი თანდათან ვიწროვდება და მთავრდება 2950 მ. სიმაღლეზე. მდ. ჩხერის ხეობაში მყინვარის ენის წინ კარგად მოჩანს გვერდითი და ბოლო სტადიალური მორენები.

მყინვარი ს უ ა თ ი ს ი შედგება სამი ნაკადისაგან. მათგან უდიდესია აღმოსავლეთის ნაკადი, რომლის სიგრძე 5.6 კმ-ია, ზოლო ფართობი 11.12 კმ².

1.10 მდ. ასას აუზის მყინვარები (ნახ.70). მდ. ასას აუზი მდებარეობს კავკასიონის ჩრდილო ფერდობზე. საქართველოს ტერი-ტორიაზე მას არხოტისწყალი ჰქვია. ამ რაიონში ზოგიერთი მწვერ-ვალის სიმაღლე (ჩაშისმაღალი, მარტინისმთა, მახისმაღალი, არწივის-მაღალი) 3700 მეტრს აღემატება, სწორედ აქ გვხვდება მყინვარები სულ 9, რომელთა საერთო ფართობი 2.59 კმ²-ია.

მდ. ასას აუზში გვხვდება ჩრდილოეთური ექსპოზიციის, კარული და დაკიდებული ტიპის პატარა მყინვარები.

1.11 მდ. არღუნის აუზის მყინვარები მდ. არღუნის აუზი მდებარეობს კავკასიონის ჩრდილო ფერდობზე. მასში შედიან არღუ-ნისა და ანდაქის ხეობები, რომლებსაც მერიდიანული მიმართულება აქვთ. მყინვარები თავმოყრილია მდინარეების ასას და არღუნის წყალ-გამყოფ ქედზე და აწუნთას ქედის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე. აქ მწვერვალების სიმაღლე 3800-4000 მ-ს აღწევს. მიუხედავად

იმისა, რომ რელიეფის ჰიფსომეტრული ნიშნულები საკმაოდ მაღალია, გამყინვარება აქ მხოლოდ ცალკეულ მწვერვალებთანაა დაკავშირებული, ხოლო მყინვარები მცირე ზომით გამოირჩევა. ეს განპირობებულია არა მარტო კლიმატური პირობებით, არამედ რელიეფის მორფოლოგიური თავისებურებებით. მდ. არღუნის აუზის რელიეფი აგებულია იურული დანალექი ქანებით, რომლებიც ძლიერ დენუდაციას განიცდიან. სწორედ ამიტომ პლეისტოცენური გამყინვარების ფორმები, სადაც ყველაზე კარგად ინახება და გროვდება თოვლი, ცუდად არის შემონახული.

მდ. არღუნის აუზში 17 მყინვარია, რომელთა ფართობიც 2.70 კმ²-ს შეადგენს. თანამედროვე გამყინვარება წარმოდგენილია კარული და დაკიდებული ტიპის მყინვარებით. მყინვარების ექსპოზიცია ძირითადად ჩრდილოეთურია, მხოლოდ მდ. შატილის (მდ. არღუნის მარცხენა შენაკადი) აუზის მყინვარებს აქვთ სამხრეთული ექსპოზიცია.

1.12 მდინარე პირიქითა ალაზნის აუზის მყინვარები (ნახ.70). მდ. პირიქითა ალაზნის აუზი კავკასიონის ჩრდილო ფერდობზე მდებარეობს და განედური მიმართულება აქვს. ამ რეგიონში მყინვარები განლაგებული არიან პირიქითას (კაჩუსა და დიკოს მთას მწვერვალებს შორის) და აწუნთას (ამუგოსა და თებულოს შორის) ქედებზე, სადაც ცალკეული მწვერვალების სიმაღლეები 3800-4000 მ-ს აღემატებიან. მყინვარების რაოდენობა 36-ია, მათი ფართობი კი 7.7 კმ²-ს შეადგენს.

ამ რაიონში 18 კარული ტიპის მყინვარია (ფართობი 2.8 კმ²), კარულ-ხეობის – 8 (ფართობი 4.10 კმ²) და დაკიდული ტიპის – 7 (ფართობი 1.07 კმ²).

ყველაზე დიდი მყინვარია თ ე ბ უ ლ ო . ის ჩაწოლილია თებულოს მთის (4450 მ.) სამხრეთ ფერდობის ღრმა ცირკში (ნახ.71). მყინვარი ხეობის ტიპისაა. აქვს სამხრეთული ექსპოზიცია და დაფარულია მორენული მასალით.



ნახ.71 მწვერვალი თებულო

2. მყინვარების მორფოლოგიური ტიპები

საქართველოს მყინვარების მორფოლოგიური ტიპები ძირითადად წარმოიქმნა XIX საუკუნის დასაწყისში, როდესაც დამთავრდა უკანასკნელი სტადიალური გამყინვარების მაქსიმალური ფაზა. მყინვარების მორფოლოგიური ტიპების ჩამოყალიბებაში განსაკუთრებული მნიშვნელობა რელიეფის ფორმების მორფომეტრიულ და მორფოგრაფიულ პირობებს ენიჭება. იმისათვის, რომ მყინვარის გარკვეული მორფოლოგიური ტიპი მივიღოთ საჭიროა რელიეფის თავისებური ფორმაც. კავკასიონმა თავისი მაღლა აზიდული, ღრმად დანაწევრებული თხემური ნაწილით, ქანების ლითოლოგიური სახესხვაობებით და ძველი გამყინვარების შედეგად შემორჩენილი გლაციალური ფორმებით განაპირობა სხვადასხვა მორფოლოგიური ტიპის მყინვარების წარმოქმნა. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მორფოლოგიური ტიპის ჩამოყალიბებას გლაციოლინამიკური პროცესებიც განაპირობებდა. მიუ-

ზედავად იმისა, რომ უკანასკნელი 150 წელიწადია კავკასიონის მყინვარები დეგრადაციას განიცდიან, ახალი მორფოლოგიური ტიპი არ წარმოქმნილა და არც ძველი გამქრალა; თუმცა ეს პროცესი ხეობის რთული ტიპის მყინვარებზე დიდ გავლენას ახდენს. უახლოეს მომავალში მოსალოდნელია კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ხეობის რთული ტიპის მყინვარების ხეობის ტიპის მყინვარებად დაშლა. საქართველოში დღეისათვის შემდეგი მორფოლოგიური ტიპის მყინვარები გვხვდება: ხეობის რთული, ხეობის მარტივი (ერთი ან მრავალკამერიანი ფირნით), კარული-ხეობის, კარულ-დაკიდული, დაკიდული და კარული. ხეობის რთული ტიპის მყინვარები რაოდენობით ყველაზე ცოტაა, მაგრამ ფართობის მიხედვით პირველ ადგილზეა. ამ მორფოლოგიურ ტიპს მიეკუთვნება საკვლევი ტერიტორიის ყველაზე დიდი მყინვარები: ლეხზირი, ჭალათი, უშბა, ლაილა, ხალდე, შხარა და ბუბა. ყველა მყინვარი წარმოქმნილია ორი ან რამდენიმე მყინვარული ნაკადის შეერთებით. XIX საუკუნეში ხეობის რთული ტიპის მყინვარები უფრო მეტი იყო. XX საუკუნის ბოლო წლებში ზოგიერთი მყინვარი უკან დახვეის შედეგად გაიყო და მარტივი ტიპის მყინვარებად წარმოგვიდგნენ. ასე მაგალითად: 1950-1955 წლებში გაიყო მყინვარი ზოფხიტო (მდ. რიონის ხეობა), მყინვარი ლაილჭალა (ეკუთვნის სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობს). უკანასკნელ პერიოდში 1962-1965 და 1985-1989, 1995-2000 წლებში დაიყო მდ. ენგურის დიდი მყინვარები ქვიში და ტვიბერი რამდენიმე ხეობის ტიპის მყინვარად.

ბოლო 30 წელიწადია ხეობის რთული ტიპის მყინვარებს ხშირად გამოეყოფათ მცირე ზომის მყინვარები და ბუნებრივია, რომ ასეთ აუზებში მყინვარების რაოდენობა ძლიერ გაიზარდა. მყინვარ ლეხზირს გამოეყო 3, მყინვარ წანერს – 6, მყინვარ ხალდეს – 4, მყინვარ ლაილას – 1, მყინვარ თბილისას – 3, მყინვარ ტვიბერს – 9, მყინვარ კირტიშოს 1. ყველა გამოყოფილი მყინვარი მცირე ზომისაა (გარდა მყინვარ ყვითლოდისა და დალაყორის მყინვარისა) ძირითადად კარული ან დაკიდული ტიპისაა.

საქართველოში ხეობის მარტივი ტიპის მყინვარებს შენაკადები არ აქვს, ისინი იწყებიან ერთი ან მრავალკამერიანი ფირნიდან. ერთკამერიანი ფირნის ტიპებია: ზოფხიტო, ედენა, დოლრა, ნაგება, ლიადეშტი, ბაკი, გული, მარუხი და სხვა. მრავალკამერიანი ფირნის მყინვარებს კი კვების ვრცელი არე აქვთ. ისინი სხვადასხვა ფერდობიდან იწყე-

ბიან და მორფოლოგიურად ისეთი შთაბეჭდილება იქმნება, რომ თითქოს ერთი ფირნი იყოს. სინამდვილეში კი რამდენიმე კარული ფორმისაგან შედგებიან. ასეთი მყინვარებია: აღიში, ბოყო, შთაველერი და სხვა.

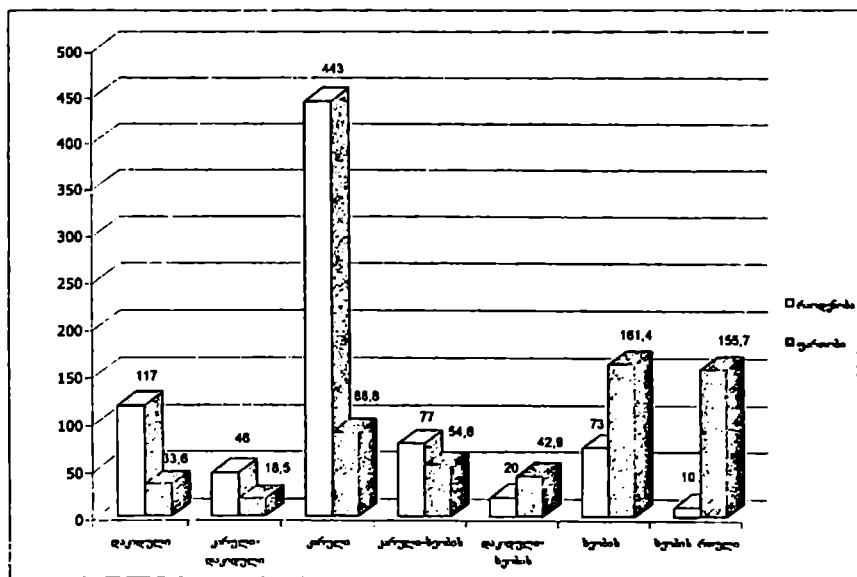
კარული ტიპის ჯგუფის მყინვარებს — კარულ-დაკიდულს, კარულ-ხეობის და თვით კარულს განსაკუთრებული ადგილი უკავიათ და რაოდენობის მიხედვით პირველ ადგილზე არიან. მათზე მოდის მთელი საკვლევი ტერიტორიის მყინვარების რაოდენობის 73.3%. დაკავებული ფართობის მიხედვით ბევრად ჩამორჩებიან ხეობის ტიპის მყინვარებს. ამ ჯგუფის მყინვარებს უკავიათ მთელი გამყინვარების ფართობის 28.8%.

კარული ტიპის მყინვარები საკვლევი ტერიტორიის ყველა მდინარის აუზშია გავრცელებული და ზოგიერთ აუზში კი მხოლოდ ამ ტიპის მყინვარები გვაქვს (კელასური, ზობისწყალი, ამტყელი, მაგანა და ხაიშური). ამ მყინვარებზე მოდის საკვლევი ტერიტორიის მთელი მყინვარების რაოდენობის 55.5% და ფართობის 15.3%.

ლოკალური გავრცელებით ხასიათდებიან კარული-ხეობის და კარული-დაკიდული ტიპის მყინვარები. ისინი ძირითადად გვხვდებიან მდინარეების ენგურის, რიონის და კოდორის აუზებში. მათ უკავიათ მთელი მყინვარების რაოდენობის 17.8% და ფართობის 13.5%. ამავდროულად ტიპის მყინვარები მდინარეების თერგის, ბზიფის და ლიახვის ხეობებშიც გვხვდება.

დაკიდული ტიპის მყინვარები დაკავშირებულია მაღლა აზიდული და ციცაბოკალთებიან მასივებთან. განსაკუთრებით კი ხეობის რთული ტიპის მყინვარების აუზებში გვაქვს. ამ მყინვარების წილად მოდის საკვლევი ტერიტორიის მყინვარების რაოდენობის 10.9% და ფართობის 3.9%.

მორფოლოგიურად სახვადასხვა ტიპის მყინვარების ენები სხვადასხვა ჰიფსომეტრიულ საფეხურზე მთავრდებიან. ჰიფსომეტრულად ყველაზე დაბლა ხეობის რთული ტიპის მყინვარები მთავრდებიან 1850-2400 მეტრიან ჰიფსომეტრიულ ზონაში. ხეობის ტიპის მყინვარების ენები კი მთავრდებიან 2300-3000 მეტრის ფარგლებში. ყველაზე მაღალ ჰიფსომეტრულ საფეხურებს კარული ტიპის მყინვარები იკავებენ — 2800-3300 მეტრი.



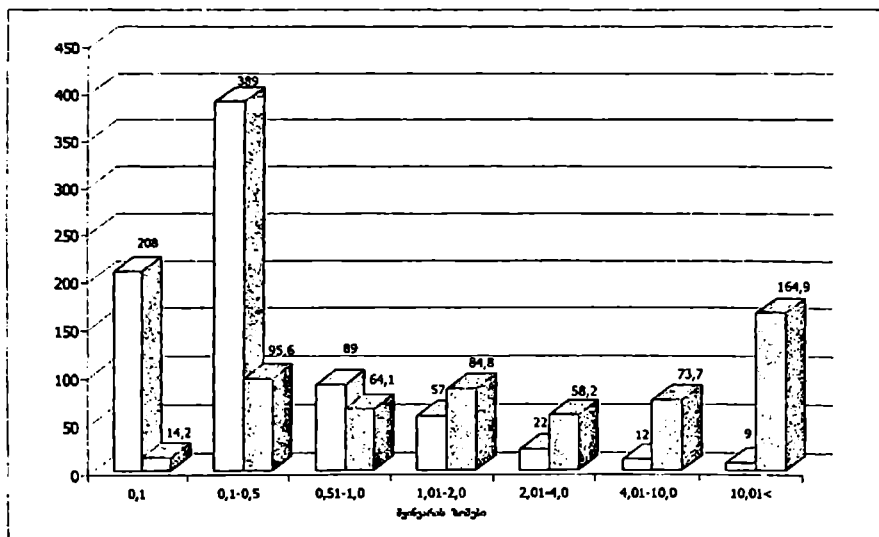
ნახ. 72 მყინვარების განაწილება საქართველოში მორფოლოგიური ტიპების მიხედვით და მათ მიერ დაკავებული ფართობები

3. მყინვარების განაწილება ზომების მიხედვით

საქართველოს ტერიტორიაზე მყინვარები მათი ზომების მიხედვით ძალზე არათანაბრად განაწილებული. ზომების მიხედვით მყინვარები პირობითად სამ ჯგუფად შეიძლება დავყოთ: მცირე ზომისა — 0.5 კმ²-მდე, საშუალო ზომისა — 0.51-დან 2.0 კმ²-მდე და დიდი ზომის 2.01 კმ²-ზე მეტი.

მცირე ზომის მყინვარები თითქმის ყველა მდინარის აუზში გვაქვს. რაოდენობის მიხედვით ამ ზომის მყინვარებზე მოდის მთელი მყინვარების რაოდენობის 76%, მაგრამ ფართობის მიხედვით ჩამორჩებიან საშუალო და დიდი ზომის მყინვარებს - მათზე მოდის მთელი მყინვარების ფართობის 19.7%.

მცირე ზომის მყინვარების ენები ჰიფსომეტრულად ყველაზე მაღ-



ნახ. 73 მცირეზომის განაწილება საქართველოში ზომების მიხედვით

ლა (3000-3500 მ-ზე) მდებარეობენ, ზოგიერთ ოროგრაფიულ ერთეულებზე მხოლოდ მცირე ზომის მცირეზომის გვაქვს — ჩხალთის, სამეგრელოს, შოდა-კედელას, ლეჩხუმის და მთავარი წყალგამყოფი ქედი (აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში).

საშუალო ზომის მცირეზომის თითქმის ყველა აუზში გვაქვს. მათი რაოდენობა 146-ია (მთელი მცირეზომის რაოდენობის 18.6%), ხოლო ფართობი 149.02 კმ²-ია (მთელი მცირეზომის ფართობის 26.8%-ია). ისინი რაოდენობის მიხედვით ბევრად ჩამორჩებიან მცირე ზომის მცირეზომებს, მაგრამ დაკავებული ფართობის მიხედვით მათ აღემატებიან. ამ ზომის მცირეზომები განლაგებულნი არიან ისეთ მდინარეთა აუზებში, რომელთა სათავეების რელიეფის საშუალო სიმაღლე 3500 მეტრამდეა. ასეთი ნიშნებით ხასიათდება ძირითადად დასავლეთი და აღმოსავლეთი კავკასიონი, დვალეთის ქედი და სხვა. ამ ზომის მცირეზომების ენები 2800-3200 მეტრის ფარგლებში მთავრდებიან.

დიდი ზომის მცირეზომები მხოლოდ მდინარეების ენგურის, რიონის, თერგის და კოდორის აუზებში გვაქვს. მორფოლოგიურად ეს მცირეზომები მიეკუთვნებიან ხეობის მარტივ და რთულ ტიპს, ხოლო თერგის ხეობაში დაკიდული-ხეობის ტიპს. ამ ზომის მცირეზომებს რაოდენობის მიხედვით უკავიათ მთელი მცირეზომის რაოდენობის მხოლოდ 5.4%

(43 მყინვარი), ფართობის მიხედვით კი მათზე მოდის მთელი მყინვარების ფართობის 53.5%. დიდი ზომის მყინვარების აუზების რელიეფის საშუალო სიმაღლე 3500 მ-ზე მეტია.

დიდი ზომის მყინვარების წარმოქმნაში კლიმატურ პირობებთან ერთად წამყვანი როლი რელიეფის მორფომეტრიულ და მორფოლოგიურ პირობებს მიეკუთვნება, კერძოდ, კრისტალურ სუბსტრატზე განვითარებულ გვიან პლეისტოცენური გამყინვარების დროს წარმოქმნილ ვრცელ ცირკებს და კარებს. რელიეფის დანაწევრება, გლაციალური ფორმების მაღალი ჰიფსომეტრული მდებარეობა შესანიშნავ პირობებს ქმნის თოვლის საფარის დაგროვებისთვის. დიდი ზომის მყინვარები ძირითადად გავრცელებულია ცენტრალურ კავკასიონზე, მხოლოდ ოთხი მყინვარი გვაქვს დასავლეთ კავკასიონზე.

ამ ზომის მყინვარებიდან ცალკე უნდა აღვნიშნოთ ის მყინვარები, რომელთა ფართობი 10 კმ²-ს აღემატება. ისინი დაკავშირებული არიან ისეთ ოროგრაფიულ ერთეულებთან, რომელთა მწვერვალები თოვლის ხაზის ზემოთ აღიან და მათი სიმაღლეები 4500 მ-ს აღწაბავენ. ასეთი რელიეფია სვანეთის კავკასიონზე მ. უშბიდან მ. შხარამდე და ყაზბეგის მასივზე.

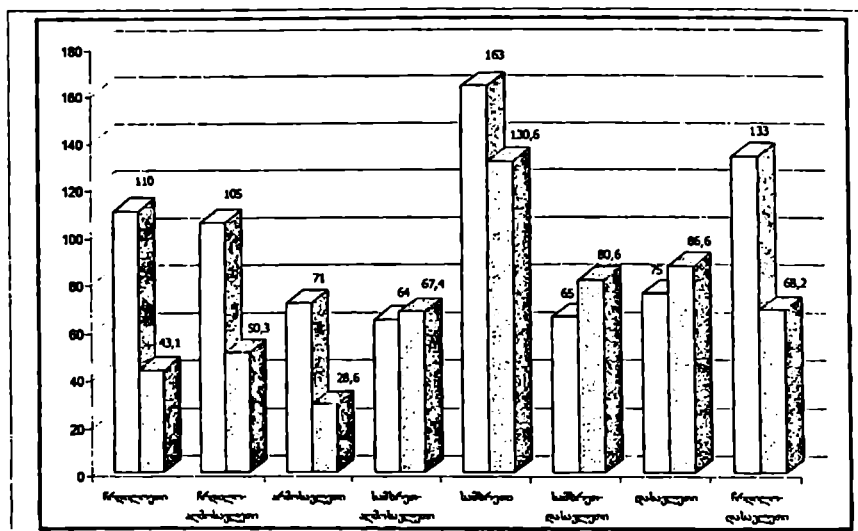
საქართველოს უდიდეს მყინვარებს წარმოადგენენ: წანერი, შხარა, ლეხზირი, ქვიში, უშბა, ხალდე, ადიში და სხვა.

4. მყინვარების ექსპოზიცია

საქართველოში გამყინვარების ძირითად კერას კავკასიონის ქედი წარმოადგენს, თუ დასავლეთ საქართველოს ფარგლებში მისი სამხრეთი ფერდობი შემოდის, აღმოსავლეთ საქართველოში იგი ორივე ფერდობითაა წარმოდგენილი. ბუნებრივია საქართველოში ყველა ექსპოზიციის მყინვარი გვხვდება. საერთო სამხრეთული (ს, სა, სდ) ექსპოზიციის მყინვარებზე მოდის საქართველოს მთელი მყინვარების რაოდენობის 37.2 % (292 მყინვარი) და ფართობის 50.1% (278.71 კმ²). საერთო ჩრდილოური ექსპოზიციისაა 348 მყინვარი (მთელი რაოდენობის 45.3%). მათი საერთო ფართობი 161.82 კმ²-ს შეადგენს (29.1%). ჩრდილოეთის ექსპოზიციის მყინვარების ასეთი დიდი ოდენობა გაპირობებულია კავკასიონის შტო ქედების მერიდიანული

და სუბგანდური მიმართულებით. მათი მორფომეტრიული და მორფოგრაფიული პირობების გამო, ზოგჯერ მხოლოდ ამ ქედების ჩრდილოეთ ფერდობებზეა შესაძლებელი მცირე ზომის მყინვარების არსებობა (ლეჩხუმის, ჩხალთის, ბზიფის, კოდორის, ხარიხრას, შთაელერის და სხვა ქედები).

მოტანილი მასალების ანალიზიდან კარგად ჩანს, რომ სამხრეთის ექსპოზიციის მყინვარები რაოდენობითაც და დაკავებული ფართობითაც აღემატებიან სხვა ექსპოზიციის მყინვარებს. მასზე მოდის მთელი მყინვარების რაოდენობის 20.7% და საქართველოს მყინვარების ფართობის 23.5%. რაოდენობის მიხედვით მეორე ადგილზეა ჩრდილო-დასავლეთის მყინვარები (16.9%), შემდეგ მოდიან ჩრდილოეთური (14.0%) და ჩრდილო-აღმოსავლეთის (13.4%) ექსპოზიციის მყინვარები. დაკავებული ფართობების მიხედვით მეორეზეა დასავლეთი ექსპოზიციის მყინვარები (15.6%). შემდგომ მოდიან სამხრეთ-დასავლეთის (14.5%) და ჩრდილო-დასავლეთის (12.3%) ექსპოზიციის მყინვარები.



ნახ. 74 მყინვარების განაწილება საქართველოში ექსპოზიციების მიხედვით და მათ მიერ დაკავებული ფართობები

დანართი

მსოფლიოს თანამედროვე მყინვარები

რ ე გ ი ო ნ ი	ფართობი კმ²
ა ნ ტ ა რ ქ ტ ი კ ა	13 979 000
ანტარქტიდა	13 975 000
ანტარქტიკის კუნძულები	4000
ა რ ქ ტ ი კ ა	2 044 250
გრენლადიის მყინვარული ფარი	1 802 600
კანადის არქტიკული არქიპელაგი	149 990
კ. ელსმირი	78 350
ბაფინის მიწა	36 830
ვერაზიის არქტიკული კუნძულები	56 125
შპიცბერგენი და იან-მაენი	35 245
ე ვ რ ო პ ა	19 180
კ. ისლანდია	11 785
სკანდინავია	3060
ალპები და პირენეები	2880
კავკასია და ურალი	1455
ა ზ ი ა	118 355
ჰიმალაი	33 055
ტიან შანი	17 875
ყარაყორუმი	16 256
ნან შანი	13 000
პამირო ალაი	12 070
კუნ ლუნი	11 640
ჰინდიუში	6200
ცენტრალური აზიის სხვა რეგიონები	5420
ციმბირი და შორეული აღმოსავლეთი	1540
ჩ რ დ ი ლ ო ე თ ა მ ე რ ი კ ა	123 700
ალასკა	103 700
სანაპირო ქედი	15 410
კლდოვანი ქედი	4580
მექსიკის ვულკანები	10
სამხრეთ ამერიკა	32 300
აფრიკა და ოკეანვა	845
ახალი ზელანდია	810
აფრიკა	20
ახალი გვინეა	15
სულ	16 317 630

მსოფლიოს უდიდესი მთის საფარული მყინვარები

მყინვარი	რეგიონი	მყინვარის ფართობი კმ ²	ენის ბოლო სიმაღლე მ	ფირნის ხაზი მ
წმინდა ილიას მთების მყინვარული კომპლექსი	წმინდა ილიას მთები	35400	0	1150
გრანტის მწიხის მყინვარული კომპლექსი	კ. ელსმირი	29250	0	1300
აგასის მყინვარული საფარი	კ. ელსმირი	16100	300	1200
კ. დევიონის მყინვარული ფარი	კ. დევიონი	15568	0	1400
სამხრეთ პატაგონიის მყინვარული პლატო	ჩილეა და არგენტინის ანდეები	12000	0	950
მაკ-კილდ-სტიის მყინვარული პლატო	კ. აქსელ ზეიბერგი	11734	0	900
კ. შპიცბერგენის ჩრდილო-დასავლეთი რაიონის მყინვარული კომპლექსი	კ. შპიცბერგენი	11107	0	1500
ბაგლის მყინვარული ფარი და მყინვარი ბერინგი	რუგანის და წმინდა ილიას მთები	10400	0	1250
ერანგელი მთების მყინვარული კომპლექსი	ერანგელის მთები	8300	400	1550
მაკ-კილნის მასივი	ალასკის ქედი	8220	300	1650
ჩრდილოეთ პატაგონიის მყინვარული პლატო	ჩილეა და არგენტინის ანდეები	7600	0	1300
რუგანის მთების მყინვარული კომპლექსი	რუგანის მთები	4700	0	1270
კ. შპიცბერგენის სამხრეთი რაიონის მყინვარული კომპლექსი	კ. შპიცბერგენი	3805	0	450
დარკინის მთების მყინვარული კომპლექსი	ცეცხლოვანი მწიხის არქიპელაგი	2500	0	750
ხარდინგის მყინვარული ფარი	კენაის მთები	1900	0	760
მყინვარული პლატო ვუნო	სანაპირო ქედი	1820	0	1150
სარკენტის მყინვარული ფარი	კენაის მთები	1200	0	640
იალბუსი	კაეკასიონი	123	2480	3600

მსოფლიოს უდიდესი გამოშვანი მყინვარები

მყინვარი	რეგიონი	მყინვარის ფართობი კმ²	მყინვარის სიგრძე კმ	ფორმის ხაზის სიგრძე კმ	უნის ბოლო სიმაღლე მ
პეტერმანი	გრენლანდიის მყინვარული ფარი	-	200	20	0
ფრედერიკსხოფი	გრენლანდიის მყინვარული ფარი	73430	75	25	0
აისბერგი	კ. აქსელ ხეივანი	777	58	-	0
სან-თადეო	ჩრდ. პატაგონიის მყინვარული კომპლექსი	456	57	8	-
უუსალა	სამ. პატაგონიის მყინვარული კომპლექსი	595	60	-	180
ნორდენშელდი	კ. ახალი მიწა	1052	62	-	0
„მოსნი“	კ. ახალი მიწა	1142	60	-	0
ფიშერი	დასავლეთ ანტარქტიდა	-	225	40	0
ლამბერტი	დასავლეთ ანტარქტიდა	-	470	100	0
რენიკი	დასავლეთ ანტარქტიდა	-	350	50	0
ტაკერი	ტრანსანტარქტიკული მთები	-	140	18	-
ბერდი	ტრანსანტარქტიკული მთები	-	225	24	-
სკუტერენი	რონეს შელფური მყინვარი	-	250	20	-
იუტულსტრუენი	რონეს შელფური მყინვარი	-	350	45	-

მსოფლიოს უდიდესი მყინვარული კომპლექსები

მყინვარი	ფართობი კმ²	მაქსიმალური სისქე მ	წყლის შემცველი ბა კმ³	ფირნის ხაზი მ
ანტარქტიდის მყინვარული ფარი	11966000	4776	26392500	0-100
გრენლანდიის მყინვარული ფარი	1726400	3416	2689500	800-1800
კ. ახალი მიწის მყინვარული ფარი	19330	500	7300	300-550
მყინვარული გუშბათი „ფლეიფ-ისბლინიკი“ (გრენლანდია)	11000	-	-	900-1200
მყინვარული გუშბათი „ვატაიიოკლეუ“ (კ. ისლანდია)	8538	1036	3168	800-1100
მეცნიერებათა აკადემიის მყინვარული ფარი (ჩრდილოეთის მიწა)	5865	500	2500	370-450
შპიტცერენის არქიპელაგის დასავლეთი და სამხრეთი მყინვარული ფარი	7920	580	750	200-400
მყინვარული ფარი სუკერტოპენი (გრენლანდია)	2330	450	550	950-1400
კ. გეორგიის მყინვარული ფარი	2241	300	360	200-250
ვაილიოვის მყინვარული ფარი (ჩრდილოეთის მიწის არქიპელაგი)	1817	265	413	430-500

მთავლის უდიდესი შუღვენი მენერები

მენერი	ფართობი კმ ²	ფრინტის სიგრძე კმ
როსი	536000	920
რანეფელზენი	532000	1030
ლარსენი	63000	600
ბონისპუზენი	40000	760
ემერი	39000	250
შელტონი	37000	740
რისერლარსენი	32000	940
ბოლენი	31100	1200
ელსა	30000	460
გუა	22500	250
პიკი	20000	160
სალუბერგი	12000	130
ელბტონი	11200	105
ლარსენი	7800	255
კუა	4500	130

გეროპის მყინვარები

მყინვარი	მყინვარის სიგრძე კმ	მყინვარის ფართობი კმ²	ენის ბოლო სიმაღლე მ	ფირნის ხაზი მ
აღლები				
დიდი აღწი	24.7	86.8	1540	3150
პირნერი	14.1	68.9	2120	3240
მერ-დე-გლას	12.3	33.14	1470	2320
ყიშერი	16.0	33.1	1640	3190
ქვედა აარი	13.5	28.4	2180	3000
ზემო აღწი	9.1	21.7	2180	3160
პასტერეკე	9.2	20.0	2070	2940
რონი	10.2	17.4	2140	2950
ოტემა	8.5	16.6	2460	3140
შიაუი	10.0	11.3	1775	3050
კაკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობი				
ბეზინეი	17.6	36.2	2080	3600
დიხ-სუ	13.3	34.0	2070	3300
ქარაუგოში	13.3	26.6	1830	3440
დიდი ასაუ	10.2	19.6	2480	380
აგაშტანი	9.8	15.9	2250	3200
ულუჩინარი	6.8	12.4	3010	3700
ორიო	9.8	10.5	2610	3550
შარათაუ	9.1	10.1	2220	3220
ქეია	8.6	9.7	2200	3640
მიდარაბინი	7.8	9.2	2830	3540
საქართველოს მყინვარები				
ლესორი	12.2	35.8	1970	
წანერი	10.6	28.9	2480	
ტეიბერი	8.1	24.6	2140	
ქეიში	8.5	19.3	2415	
ყეითლოდი	7.3	12.0	2290	
ჭალათი	8	12.3	1800	
ხაღდე	7.9	10.5	2500	
ადიში	7.6	10.2	2380	
უშბა	5.8	9.6	2380	
დიღრა	6.3	8.2	2540	
დუდორაქი	7.0	7.5	2257	
გერმეთი	7.8	6.8	2930	
შხარა	4.8	5.6	2490	
ლაილა	5.7	5.2	2220	
კირტიშო	4.8	5.3	2425	
ბიუი	4.9	5.0	2440	
სოყრუჯუ	3	4.6	2650	
ზოფხიტო	4.2	2.9	2480	
თბილისა	3.0	2.3	2815	
ჭანჭახი	1.9	1.9	3000	
მარუხი	3.5	1.8	2400	

აზიის მყინვარები

მყინვარი	მყინვარის სიგრძე კმ	მყინვარის ფართობი კმ²	ენის პოლო სიმაღლე მ	ფირნის ხაზი 8
ტიბეტი				
კაზინი (ნენგ-ტანგლა)	35.0	172.0	2530	4510
იალუნგი (კუნლუნი)	30.4	131.3	5150	6020
გულადლონგი (ტანგლა)	12.8	35.0	5395	5820
ხელოკოუ (ხენგ-დუან-შანი)	14.5	25.6	2850	4600
გომბა (გუნგაშანი)	12	25.6	3100	5000
პაილოგოუ (გუნგაშანი)	13.5	23.7	1900	5100
პამირ-ალაი				
ფულგენკო	77	949.6	2909	4695
გარამი	30.4	114.6	2970	4750
გრეზმ-ერეიმაილო	37	142	3610	5080
ზერაეშანი	27.8	132.6	2810	4000
ოქტომბერი	19	88.2	4440	5200
კორგენესკაია	21.5	73	3890	5100
პრეობრაჟენსკი	12.8	54	3100	4100
დიდი საუკდარა	20.6	53	4240	5470
განდო	22	44.6	3250	4750
აბრამოვი	9	25.2	3670	4150
ტიანშანი				
სამხრეთი ინილჩეკი	60.5	567.2	2800	4580
ჩრდილოეთი ინილჩეკი	32.8	181.2	3400	4750
კაინლი	29	84.1	3400	4440
პეტროლი	11.3	69.8	3730	4270
მუშკეტოვი	20.5	68.7	3440	4100
სემიონოვი	20.2	56.6	3340	4250
ჩრდილოეთ ყარასაი	12.2	49.2	3800	4160
ჯამან-სუ	10.4	39	3400	4150
კორგენესკი	11.7	38	3270	3950
კოლპაკოვი	10	30.4	3660	4300
ტუგბელინი	36	318.7	2680	4200
უკური	32.4	185.0	2790	4240
მუზარტი	33.0	137.7	2950	4220
ყარაყორუმი				
ბალტორო	62	750	3530	5100
სიანგი	46	750	3550	5300
ხისარი	52	580	2960	5100
ბიადო	68	420	3100	5100
პანმახი	44	410	3590	4900
ცენტ. რიზი	45	300	4960	5800
ჩომოლუნგმა	45.5	290	2750	4900
ხურდოპინი	38	280	3330	5000
ბათურა	59	285	2540	5000
ვირჯერაბი	38	250	3440	5050
ჰიმალაი				
ბრამშა-ნეტრა	55	486	5750	4800
განგოტრი	32	300	3800	5150
ზემ-ი	31	130	4350	5700
კანინგ-დავა	24	107	4400	5750
დას. რონგბუკი	22	86.9	5150	5800
კეტრატი	21.5	74	4300	5800
შაჟატი	16	54	3500	4900
ლიპინი	14	38	3615	4500
სონაპანი	14.7	32.5	3860	4800
ესეზბუ	22	-	4600	5800

ჩრდილოეთ ამერიკის (კორდილიერების მყინვარები)

მყინვარი	მყინვარის სიგრძე კმ	მყინვარის ფართობი კმ ²	ენის ბოლო სიმაღლე მ	ფირნის ხაზი მ
ალასკის ქედი				
კახილტნა	76	580	225	1500
მალდროუ	61	516	750	2500
იენტნა	51	487	230	1600
ელდრიჯი	48	485	335	1600
რუთი	63	449	203	1600
კენაის მთები				
ბლექსტონი	11	80	0	600
ჩევენა	23	370	0	420
ტუსტუმენა	32	390	90	1100
ბერი	27	178	15	550
გრევენიკი	19	72	48	750
ვრანგელის მთები				
ნაბესნა	87	819	870	2100
კენიკოტი	44	551	410	1650
ჩისანა	39	440	1050	2100
ნიზინა	51	429	655	1650
სანფორდი	27	199	1050	2000
ჩუგაჩის მთები				
ბერინგი	203	5800	30	900
მატანუსკა	46	1600	480	1600
კოლუმბია	66	1370	0	1100
პარუარდი	39	500	0	1100
კნიკი	49	380	78	1300
წმინდა ილიას მთები				
ხაბარდი	115	20000	0	1100
სიუარდ-მალასპინა	113	4500	30	1100
უოლში	75	830	900	2300
კლუტლანი	88	510	990	2100
სანაპირო ქედი				
დევისი	41	770	0	1400
ბერდი	48	610	15	-
ტაკუ	53	596	0	1000
სამხ. სოიერი	48	551	0	1200
ლმ კონტე	37	465	0	1500
კასკადოვანი მთები				
უმონსი	9.3	14.7	1440	2050
ტახომა	9	14.7	1372	2050
დემინგი	5.5	14.0	1300	1800
იგრაზამ კოუტსი	10.1	12.4	1220	2000
კოლემან რუზველტი	5.1	10.5	1372	1850

ახალი ზელანდიის მუინეარეები

მუინეარი	მუინეარის სიგრძე კმ	მუინეარის ფართობი კმ ²	ენის ბოლო სიმაღლე მ	ფირნის ხაზი მ.
ტასმანი	29.0	156.5	600	1800
მერჩისონი	17	-	1090	1800
ჟოქსი	15	-	300	1950
მულერი	13	43	850	1900
ფრანკ იოსეფი	11	-	300	1950

1. რ. გობეჯიშვილი, მყინვარები. საქართველოს გეოგრაფია
ნაწ. I, თბილისი, “მეცნიერება“ 2000 წ.
2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Москва, 1997.
3. Гляциологический словарь. Ленинград, Гидрометиздат, 1984.
4. Гобеджишвили Р. Г. Ледники Грузии. Тбилиси, «Мецნიერება»
1989.
5. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Ледники. Москва, «Мысль» 1984.
6. Колесник С. В. Очерки Гляциологии. Москва, 1963.
7. Котляков В. М. Снежный покров земли и ледники. Ленинградъ,
Гидрометиздат, 1968
8. Котляков В. М. Избранные сочинения. В шести книгах. Москва,
«Наука» 2000-2004
9. Петерсон У. С. Б. Физика ледников; Москва, 1984
10. Серебряный Л. Р., Орлов А. В. Ледники в горах. Москва,
«Наука» 1985.
11. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения Москв,
1955

შინაარსი

ნაწილი 1. გლაციოლოგიის ზოგადი საკითხები	
თავი I - შესავალი	7
1. გლაციოლოგიის საგანი და ამოცანები	7
2. გლაციოლოგიის განვითარების ეტაპები	10
3. ბუნებრივი ყინულების გავრცელება დედამიწაზე	13
თავი II – ყინულის ზოგიერთი ფიზიკური თვისებები	17
1. ყინულის კრისტალოგრაფიული თვისებები	17
1.1 ყინულის წარმოქმნა (ბუნებაში წყლის ცვალებადობა)	17
1.2 მყარი ატმოსფერული ნალექი	19
1.3 ბუნებრივი ყინულების კლასიფიკაცია	20
2. ფირნის და ყინულის წარმოქმნა	21
2.1 თოვლის გარდაქმნა ფირნად	22
2.2 ფირნის გარდაქმნა ყინულად	22
3. მინარეგები მყინვარულ ყინულში	23
4. ყინულწარმოქმნის ზონები	24
თავი III. ჰიონოსფერო, თოვლის ხაზი, ფირნის ხაზი	29
1. ჰიონოსფერო	29
2. თოვლის ხაზი და მისი განსაზღვრის მეთოდები	29
3. ფირნის ხაზი და მისი განსაზღვრის მეთოდები	38
4. საქართველოში თოვლის და ფირნის ხაზები	და
მათი დინამიკა	42
თავი IV. მყინვარების წარმოქმნის და	
კეების პირობები	46
1. გამყინვარების ფაქტორი	46
1.1 კლიმატური ფაქტორი	47
1.2 რელიეფის ფაქტორი	49
1.3 მყინვარის როლი გამყინვარებაში	51
2. მყინვარების კეების წყაროები	51
2.1 მყარი ატმოსფერული ნალექები	51
2.2 ნაქარი თოვლი	53
2.3 თოვლის და ყინულის ზეგებები	53
თავი V. მყინვარების მოძრაობა	56
1. მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე	56
1.1 მყინვარის ზედაპირის მოძრაობის სიჩქარის	
განსაზღვრის მეთოდები	56
2. სიჩქარეების განაწილება მყინვარზე	58
3. სიჩქარეების ცვალებადობა დროში	63

4. ნაპრალები მყინვარზე	64
5. კავკასიონის ხეობის ტიპის მყინვარებში ყინულის მოძრაობის სიჩქარის გაზომვა	65
თავი VI. მყინვარების სისტემატიკა და კლასიფიკაცია	70
1. მთის მყინვარები	72
2. საფარული მყინვარები	78
3. მთის საფარული მყინვარები ტიპი	81
4. ქვიანი მყინვარები	82
თავი VII. აბლაცია და მისი სახესხვაობები	85
1. მყინვარქვეშა და მყინვარშიდა აბლაცია და მათი ფორმები	85
2. ზედაპირული აბლაცია	87
2.1 ზედაპირული აბლაციის მეტეოროლოგიური ფაქტორები	88
2.2 აბლაციური ფორმები	89
3. მექანიკური აბლაცია	92
4. აბლაციის გაზომვის მეთოდები	94
5. მყინვარული მასის ბალანსი	95
თავი VIII. მყინვარის ეგზარაციული მოქმედება და ფორმები	97
1. კარი და ცირკი	98
2. მყინვარული ხეობები და მათი გამყოლი და გარდირგარდმო პროფილები	101
თავი IX. მყინვარების აკუმულაციური ფორმები	106
1. მორენები და მათი სახეები	106
1.1 მოძრავი მორენები	106
1.2 დანალექი მორენები	109
1.3 ძველი მორენები	112
თავი X. მყინვარების რყევა	114
1. მყინვარების რყევის სახეები	114
2. მყინვარების რყევის განსაზღვრის მეთოდები	115
3. ცენტრალური კავკასიონის მყინვარების დინამიკა XX საუკუნეში	117
4. ხეობის ტიპის მყინვარების შემცირება XVI-XIX სს სტადიის შემდეგ	125
5. მყინვარული ეპოქები პლეისტოცენში	134
6. გამყინვარების ევოლუცია და ოკეანის დონის გლაციოვესტატიური ცვლილება	137
7. კავკასიის მყინვარების ევოლუცია გვიან პლეისტოცენში	138
8. ევრაზიის მთებში ზედა პლეისტოცენური მყინვარების ევოლუცია	150

ნაწილი 2. მყინვარების გავრცელება დედამიწაზე	
დედამიწაზე თანამედროვე გამყინვარების დარაიონება	158
I. ჩრდილოეთ ამერიკის ატლანტის ოკეანური პროვინცია	161
1. გრენლანდიის ოლქი	161
2. კანადის არქიპელაგის ოლქი	164
II. ჩრდილოეთ ევროპის ატლანტის ოკეანური პროვინცია	167
3. არქტიკული ოლქი	167
4. სკანდინავია-ურალის ოლქი	172
III. ევრაზიის ატლანტის ოკეანური პროვინცია	175
5. ალპების ოლქი	175
6. კავკასიის ოლქი	177
7. პამირ-ალაის ოლქი	182
8. ტიანშანის ოლქი	186
9. ალთაი-საიანის ოლქი	192
IV. აზიის წყნაროკეანური პროვინცია	195
10. კამჩატკა-კორიაკის ოლქი	195
11. აღმოსავლეთ ციმბირის ოლქი	196
V. ჩრდილოეთ ამერიკის წყნაროკეანური პროვინცია	197
12. წყნაროკეანური ქედების (ალასკის) ოლქი	200
13. აღმოსავლეთის მთიანი სისტემის ოლქი	210
VI. აზიის ინდოეთის ოკეანის პროვინცია	212
14. ჰინდიუშ-ყარაყორუმის ოლქი	212
15. ჰიმალაის ოლქი	215
16. ტიბეტის ოლქი	220
VII. სამხრეთ ამერიკის წყნაროკეანური პროვინცია	224
17. ანდების ოლქი	224
18. პატაგონიის ოლქი	225
VIII. ახალი ზელანდიის წყნაროკეანური პროვინცია	227
19. ახალი ზელანდიის ოლქი	227
IX. ტროპიკულ-ეკვატორული პროვინცია	228
20. მექსიკა – ცენტრალური ამერიკის ატლანტის ოკეანური ოლქი	228
21. სამხრეთ ამერიკის ატლანტის ოკეანური ოლქი	229
22. აფრიკის ოლქი	230
23. ახალი გვინეის ოლქი	231
X. ანტარქტიკული პროვინცია	232
24. ანტარქტიდა	232
25. კუნძულები	241

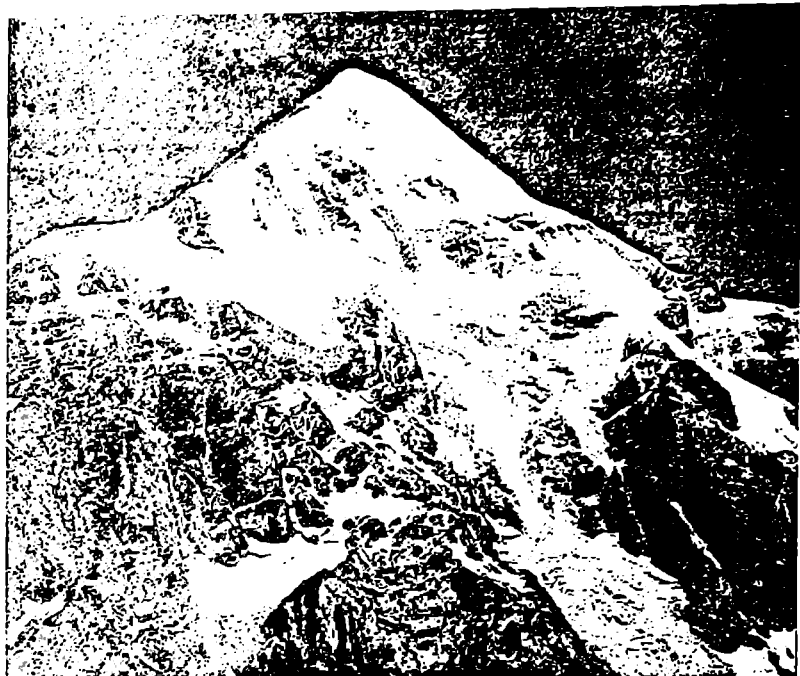
XI. საქართველოს მყინვარები	243
1. საქართველოს თანამედროვე მყინვარების	
ზოგადი დახასიათება	243
1.1 მდინარე ბზიფის აუზის მყინვარები	244
1.2 მდინარე კელასურის აუზის მყინვარები	245
1.3 მდინარე კოდორის აუზის მყინვარები	245
1.4 მდინარე ენგურის აუზის მყინვარები	249
1.4.1 სვანეთის ქედის ჩრდილო ფერდობის მყინვარები	257
1.5 მდინარე ხობისწყლის აუზის მყინვარები	259
1.6 მდინარე რიონის აუზის მყინვარები	259
1.7 მდინარე ლიახვის აუზის მყინვარები	264
1.8 მდინარე არაგვის აუზის მყინვარები	264
1.9 მდინარე თერგის აუზის მყინვარები	265
1.10 მდინარე ასას აუზის მყინვარები	268
1.11 მდინარე არღუნის აუზის მყინვარები	268
1.12 მდინარე პირიქითა ალაზნის აუზის მყინვარები	269
2. მყინვარების მორფოლოგიური ტიპები	270
3. მყინვარების განაწილება ზომების მიხედვით	273
4. მყინვარების ექსპოზიცია	275
დანართი. მსოფლიოს უდიდესი მყინვარები ტიპებისა და	
რეგიონების მიხედვით	277
ლიტერატურა	285



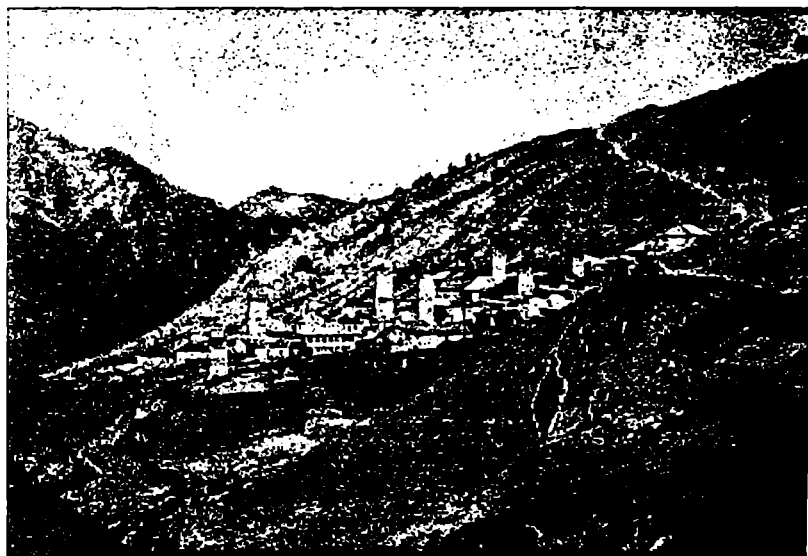
მ. ჩოიუ — 8201 მ.(პიმალაი)



რაჭის კავკასიონი მ. ბურჭულაძე მ. ჭანჭახაძე



მ. თეთნულდი - 4858 მ.



სოფ. აღიში

რამინ გობეჯიშვილი ვახუშტი ბაგრატიონის სახ.
გეოგრაფიის ინსტიტუტის დირექტორი, პროფესორი
ვლადიმერ კოტლიაკოვი რუსეთის მეცნიერებათა
აკადემიის გეოგრაფიის ინსტიტუტის დირექტორი,
პროფესორი

Рамин Григорьевич Гобеджишвили Директор института
географии им. Вахушти Багратиони, профессор
Владимир Михайлович Котляков
Директор института географии РАН, профессор

გარეკანის პირველ გვერდზე მყინვარი ბუბა (რაჭის
კავკასიონი). ბოლო გვერდზე – ზემოთ მყინვარი
ფრიტიოფის ფირნი (შპიცბერგენი), ქვემოთ მ. ლამბალა
(ცენტრალური ჰიმალაი);

გარეკანის შიდა გვერდზე – ზემოთ გამომტანი
მყინვარი კონგსვეგენი (შპიცბერგენი), ქვემოთ შხარის
მასივი. ბოლო შიდა გვერდზე – ზემოთ კავკასიონი მ.
თეთნულდიდან მ. შხარამდე, ქვემოთ – მწვერვალი უშბა.

© წიგნში მოთავსებული ფოტოები გადაღებულია
ავტორების მიერ.

დაკაბადონება: ლ. არევაძე
კორექტორები: ნ. ლომიძე, ს. ხორბაღ ჯე,