

ა. კოტარია

ზოგადი მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია

ნაწილი I

(მეტეოროლოგიის საფუძვლები)

საქართველოს სსრ უმაღლესი და საშუალო სპეციალური განათლების
სამინისტროს მიერ დამტკიცებულია სახელმძღვანელოდ სტუდენტებისათვის



თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა
თბილისი 1972

სახელმძღვანელო ორ ნაწილად გამოდის. წინამდებარე პირველ ნაწილში მოცემულია ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების ფიზიკური დახასიათება: ატმოსფეროს ზოგადი თვისებები, მზის სხივური ენერჯია, სითბოსა და ტენიანობის ბრუნვა ქვეყნულ ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის, ატმოსფეროს თერმოდინამიკის კლემენტები. აორთქლება, ნალექების წარმოშობა და სხვა.

წიგნი განკუთვნილია სტუდენტ-გეოგრაფებისა და მასწავლებელთათვის. იგი დაეხმარება საქართველოს ჰიდრომეტსამსახურის სისტემის მუშაკებსაც.

ა ვ ტ ო რ ი ს ა ბ ა ნ

ზოგადი მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის კურსი სტუდენტებს ეკითხებათ უნივერსიტეტში გეოგრაფიულ სპეციალობათა სწავლების შემოღების დღიდან. მიუხედავად ამისა, სახელმძღვანელო დედაენაზე ამ დარგში არ გაგვიჩნდა.

წინამდებარე ნაშრომი შედგენილია სსრ კავშირის უმაღლესი და საშუალო სპეციალური განათლების სამინისტროს მიერ დამტკიცებული პროგრამების მიხედვით გეოგრაფიული, ჰიდროლოგიური და ოკეანოლოგიური სპეციალობის სტუდენტთათვის. სახელმძღვანელოს შედგენისას დიდ სირთულეს წავაწყდით, ვინაიდან აღნიშნულ პროგრამებში შეტანილია განსხვავებული ცალკეული საკითხები, ასევე სხვადასხვაა ზოგიერთი საკითხის შინაარსის მოცულობაც. მაგალითად, ჰიდროლოგიურ და ოკეანოლოგიურ სპეციალობათა პროგრამებში არ შედის ისეთი საკითხები, როგორც არის ჰაერის მოძრაობა, ატმოსფეროს ცირკულაცია, ოპტიკური და ელექტრული მოვლენები, რომლებიც გეოგრაფიულ სპეციალობაზე ისწავლება, ხოლო გეოგრაფიული სპეციალობის სტუდენტები კი ისე ვერცლად არ სწავლობენ ზღვებისა და ოკეანეების, მდინარეებისა და წყალსაცავების ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის მიმდინარე ფიზიკურ პროცესებს, როგორც ჰიდროლოგიისა და ოკეანოლოგიის სპეციალობათა სტუდენტები.

მათემატიკური აპარატი სახელმძღვანელოში შედარებით შეზღუდულადაა მოცემული, რადგან მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის საგანი იკითხება პირველ (ფიზიკური და ეკონომიური გეოგრაფიის სპეციალობა) და მეორე (გეომორფოლოგია, ჰიდროლოგია, ოკეანოლოგია) კურსებზე, რომლებზეც უმაღლესი მათემატიკის შესწავლა მხოლოდ იწყება. მიუხედავად ამისა, მიზანშეწონილად ვცანიტ მოგვეცა ზოგიერთი ფორმულის გამოყვანა.

საქართველოს ტერიტორია გამოირჩევა მეტეოროლოგიური და კლიმატოლოგიური პროცესების მრავალფეროვნებით, ამიტომ წიგ-

ნში მაქსიმალურად გამოვიყენეთ ამ პროცესების თავისებურებათა ამსახველი მასალები.

სახელმძღვანელო ორ ნაწილად გამოდის. წინამდებარე პირველ ნაწილში მოცემულია ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების ფიზიკური დახასიათება: ატმოსფეროს ზოგადი თვისებები, მზის სხივეური ენერგია, ჰითბოსა და ტენიანობის ბრუნვა ქვეფენილ ზედაპირსა და ატმოსფეროში, ატმოსფეროს თერმოდინამიკის ელემენტები, აორთქლება, ნალექებს წარმოშობა და სხვ.

მეორე ნაწილში გაშუქებულია კლიმატოლოგიის ძირითადი საკითხები. განსაკუთრებული ყურადღება ეთმობა მეტეოროლოგიურ მასალათა კლიმატოლოგიური დამუშავების თანამედროვე მეთოდების შესწავლას და პრაქტიკული ჩვენების გამოყენებას ამ მასალათა დასამუშავებლად.

ნაშრომი მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის სახელმძღვანელოს შედგენის პირველი ცდაა ქართულ ენაზე, ამიტომ დაზღვეული არ იქნება ზოგიერთი ნაკლისაგან. ყველა საქმიან შენიშვნას ავტორი მადლობით მიიღებს.

შ ე ს ა მ ა ლ ი

მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის საგანი და ამოცანები. დედამიწის ზედაპირი ჰაერის გარსითაა გარემოცული და ცნობილია ატმოსფეროს სახელწოდებით; იგი დედამიწასთან ერთად მოძრაობს. მასში მიმდინარეობს სხვადასხვა ფიზიკური პროცესები და მოვლენები: სითბოს შთანთქმა და გამოსხივება, აორთქლება და წყლის ახვევად და მყარ მდგომარეობაში გადასვლა, ჰაერის ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მოძრაობა, სხვადასხვა ოპტიკური მოვლენები და ა. შ. ამ პროცესებსა და მოვლენებს მეტეოროლოგია შეისწავლის, ამიტომ მას ატმოსფეროს ფიზიკასაც უწოდებენ.

ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა პროცესი და მოვლენა მკიდროდაა დაკავშირებული ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათთან. ატმოსფეროსა და დედამიწის ზედაპირს შორის განუწყვეტლივ წარმოებს სითბოსა და ტენიის ბრუნვა, რომელიც ძირითადად გაპირობებულია მზის სხივური ენერჯიით.

ატმოსფეროს მდგომარეობას მოცემულ მომენტში მასში მიმდინარე ფიზიკურ პროცესთა ერთობლიობით, მოცემული აღგების ამინდი ეწოდება.

ამრიგად, ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა ფიზიკური პროცესი ძირითადად ამინდში გამოვლინდება. ამინდის ცალკეული პროცესებისა და მოვლენების დახასიათება მეტეოროლოგიური ელემენტების მეშვეობით ხდება; ასეთი ელემენტია მზის რადიაცია, დედამიწისა და ატმოსფეროს სითბური გამოსხივება, ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურა, ატმოსფერული წნევა, ქარი, აორთქლება, ტენიანობა, მოლრუბლულობა, ნალექები და სხვ. აღნიშნულ ელემენტებზე დაკვირვების შედეგად მეტეოროლოგია ატმოსფერული მოვლენების განვითარების გარკვეულ კანონზომიერებას ავლენს, რომლის საფუძველზეც მუშავდება პროცესების შემდგომი მსვლელობის, ამინდის წინასწარმეტყველებისა და ზოგიერთ საშიშ მოვლენაზე შემოქმედების მეთოდები.

მეტეოროლოგია განსაკუთრებით მჭიდროდაა დაკავშირებული კლიმატოლოგიასთან, რომელიც გეოგრაფიული მეცნიერების ერთ-ერთ დარგს წარმოადგენს. თვით ამინდის ცნება დაკავშირებულია კლიმატის ცნებასთან. მოცემული ადგილის კლიმატი ეწოდება მისთვის დამახასიათებელი ამინდის მრავალწლიურ რეჟიმს, რომელიც გაპირობებულია მზის რადიაციით, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათითა და მათთან დაკავშირებული ცირკულაციური პროცესებით.¹

კლიმატოლოგია არის მეცნიერება, რომელიც შეისწავლის კლიმატწარმოშობ პროცესებს და მათ რეჟიმს დედამიწის სხვადასხვა ტერიტორიაზე; კლიმატური მასალის ანალიზის საფუძველზე იგი იძლევა სხვადასხვა ტიპის კლიმატთა გეოგრაფიული გავრცელების კანონზომიერებას, კლიმატთა კლასიფიკაციას და ა. შ. ამინდის მრავალწლიურ რეჟიმს კლიმატოლოგია განიხილავს გეოგრაფიული ფაქტორების ურთიერთქმედების ასპექტში. გეოგრაფიულ ფაქტორებში იგულისხმება ადგილის განედი და გრძედი, სიმაღლე ზღვის დონიდან, დედამიწის ზედაპირის ხასიათი (ზღვა, ხმელეთი), ოროგრაფია და სხვ. ამინდის პირობები თუ დროს მცირე ინტერვალში მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის, მოცემული ადგილის კლიმატი, მიუხედავად მისი რყევადობისა, განსაკუთრებული მდგრადობით გამოირჩევა, ეს უკანასკნელი წარმოადგენს ბუნებრივი ლანდშაფტის ერთ-ერთ კომპონენტს.

მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მონაცემები მოცემული ტერიტორიის კლიმატის აღწერის საფუძველია. ამიტომ, რომ კლიმატოლოგიის შესწავლას წინ უნდა უსწრებდეს მეტეოროლოგიის კანონების ღრმა ცოდნა.

მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია მჭიდროდაა დაკავშირებული საბუნებისმეტყველო მეცნიერებებთან. ისინი შეიძლება წარმატებით განვითარდნენ როგორც ფიზიკის, ისე გეოგრაფიულ მეცნიერებათა მიერ მიღწეული შედეგების ფართოდ გამოყენების საფუძველზე. ეს იმით აიხსნება, რომ ატმოსფერული პროცესები მჭიდრო ურთიერთქმედებაშია დედამიწის ზედაპირზე მიმდინარე პროცესებთან. მათ ასეთივე კავშირი აქვთ ჰიდროლოგიასთან. ჰიდროლოგიის ბევრი საკითხი მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის მიერ შესწავლდება და — პირიქით. ამ სამივე მეცნიერებისათვის შესწავ-

¹ კლიმატის განმარტება მოცემულია ე. რუბინშტეინისა და ო. დროზდოვის მიხედვით.

ლის საერთო ობიექტია ატმოსფერული ნალექები, ჰაერის ტემპერატურა და ტენიანობა, წყლის, ნიადაგისა და მცენარეული საფარიდან აორთქლების პროცესები და სხვ.

წყლის ბრუნვის მთელი ციკლიდან მეტეოროლოგია შეისწავლის აორთქლებისა და კონდენსაციის პროცესებს, შემდეგ კი ნალექების წარმოშობის პირობებს, ხოლო კლიმატოლოგია — აორთქლებისა და ნალექების წლიური განაწილების ხასიათს, მათ რეჟიმს და ტერიტორიული განაწილების კანონზომიერებას. რაც შეეხება ჰიდროლოგიას, იგი დაინტერესებულია აორთქლებით და მოსული ნალექების ცოდნით, რადგან ისინი წარმოადგენენ მდინარეთა ჩამონადენის ძირითად წყაროს.

მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია დაკავშირებულია აგრეთვე ასტროფიზიკასთან, ნიადაგმცოდნეობასთან და სხვ.

კვლევას მეთოდი. მეტეოროლოგიაში კვლევის მეთოდი ძირითადად ფიზიკურია. როგორც ზემოთ აღენიშნეთ, მეტეოროლოგია ატმოსფეროს პროცესებს შესახებ მონაცემებს ძირითადად ბუნებრივ პირობებზე დაკვირვებით იღებს. ამისათვის დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში ყალიბდება ობსერვატორიები, ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები და საგუმოგობები; სტაციონარული დაკვირვების გარდა, ფართოდაა გამოყენებული დაკვირვებისა და კვლევის ექსპედიციური მეთოდი. ზოგიერთ მეტეოროლოგიურ ელემენტზე მასობრივი დაკვირვება წარმოებს მარტივი ხელსაწყოებით, ზოგჯერ ხელსაწყოების გარეშე (მოდრუბლულობა, ატმოსფერული მოვლენები და სხვ.); სპეციალური საკითხის შესწავლა აპარატურის მეშვეობითაც ხდება, რომელსაც ატმოსფეროს სხვადასხვა ფენებში რადიოზონდის, თვითმფრინავის, მეტეოროლოგიური რაკეტების, დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრებისა და სხვათა საშუალებით უშვებენ. ბოლო წლებში დამუშავდა ამინდზე ხელოვნური ზემოქმედების მრავალი მეთოდი, რომლებმაც ჩვენს ქვეყანაში დიდი პრაქტიკული გამოყენება პოვა.

რადგან ატმოსფეროში მიმდინარე მოვლენები და პროცესები დიდ სივრცეს მოიცავენ და ძლიერ იცვლებიან დროში, ამიტომ ყველა პუნქტზე ორგანიზებულია განუწყვეტელი დაკვირვება: ერთნაირი ტიპის ხელსაწყოებით, მოსკოვის დეკრეტული დროით და ერთიანი პროგრამის მიხედვით. ასეთი მეთოდით მიღებული მასალა ურთიერთშესადარისი იქნება დროსა და სივრცეში და მას სრულფასოვანი მეცნიერული ღირებულება ექნება. ყველა მეტეოროლოგიური ხელსაწყო განლაგებულია სპეციალურად შერჩეულ მეტეოროლოგიურ მოედანზე. ჰაე-

რის ტემპერატურისა და ტენიანობის საზომი ხელსაწყოები (აგრეთვე იმავე ელემენტების თვითმწერი იარაღებიც) მოთავსებულია სპეციალური კონსტრუქციის ბუღრუგანებში. დაკვირვება წარმოებს დადგენილ ვადებში მოსკოვის დეკრეტული დროით 21, 24, 03. 06, 09, 12, 15, 18 საათზე.

მეტეოროლოგიაში წარმატებით გამოიყენება აგრეთვე თეორიული ანალიზის მეთოდი, სადაც ძირითადად მათემატიკური აპარატია გამოყენებული.

მეტეოროლოგიის მნიშვნელობა ათვისებული მსოფლმხედველობის ფორმირებაში. ამინდის ყველა გამოვლინებას ჯერ კიდევ პირველყოფილი ადამიანი აღევენებდა თვალყურს. მისთვის გაუგებარი იყო ელ-ჰექის, წვიმისა და ქარის, სინათლისა და სითბოს, ყინვისა და გვალვის და სხვათა მიზეზები. ამიტომ იგი თავყვანს სცემდა ბუნების მოვლენებს. როგორც ბოროტ და კეთილ ღმერთებს. ის არც კი ცდილობდა ჰტიქიასთან შებრძოლებას, პირიქით, მსხვერპლის შეწირვით უნდოდა ღმერთების მომადლიერებას.

ამგვარად, პირველყოფილი ადამიანის ბუნების ძალისადმი უმწეობაში რელიგიის თანდათანობითი ჩასახვა გამოიწვია. რწმენა ღმერთის მიმართ მას დიდ ხანს შემორჩა.

მაგალითად, ბერძნებს ელ-ჰექის მბრძანებელ ღმერთად ზევსი მიაჩნდათ, რომაელებს — იუპიტერი, ხოლო სლავებს — პერუნი. ძველ ინდოეთში ჰაერისა და სინათლის ღმერთი ინდრა იყო. საერთოდ უძველეს ხანაში თავყვანს სცემდნენ მზის ღმერთს, რადგან იგი მიაჩნდათ სითბოსა და სინათლის ერთადერთ წყაროდ.

მიწაზე მომუშავეების, მწყემსების, მოგზაურების, მეზღვაურებისა და სხვათა მრავალწლიურმა გამოცდილებამ განაზოგადა ამინდის მოვლენების შეცნობისა და მისი წინასწარმეტყველების ზოგიერთი ნიშანი.

მეტეოროლოგიის მნიშვნელობა სახალხო მეურნეობასა და სსრკ თავდაცვის საქმეში. ატმოსფერო ისეთი გარემოა, სადაც მიმდინარეობს მთელი ჩვენი ცხოვრება. ბუნებრივია, ყველა იმ შედეგს, რომლებიც მეტეოროლოგიამ უკანასკნელი წლების განმავლობაში მიიღო, დიდი მნიშვნელობა ენიჭება სახალხო მეურნეობის ცალკეული დარგების განვითარებაში.

ამინდი და კლიმატი ის ბუნებრივი ფაქტორებია, რომლებიც განსაზღვრავენ მთელ ჩვენს პრაქტიკულ საქმიანობას..

სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარება და მოსავლიანობის ოდენობა ძირითადად სითბოს, სინათლისა და ტენის

იმ რაოდენობაზეა დამოკიდებული, რომელსაც მცენარე იღებს თავისი განვითარების სხვადასხვა სტადიაში. სასოფლო-სამეურნეო სამუშაოთა ცალკეული სახეების (თესვა, მოსავლის აღება, თიბვა და სხვ.) განხორციელებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ამინდის მოკლევადიან და გრძელვადიან პროგნოზებს.

ჩვენში, უკანასკნელ დროს, დიდ წარმატებას მიაღწია სოფლის მეურნეობაში მავნე მეტეოროლოგიური მოვლენების წინააღმდეგ ბრძოლამ. ეს მოვლენებია: სეტყვა, გვალვები, წაყინვები, ყინვები, მინდვრებში თოვლის სიმცირე და სხვ.

მეტეოროლოგიური ფაქტორები დიდ როლს ასრულებს აგრეთვე სატყეო მეურნეობაში; ქართლად იგი განაპირობებს ტყის ზრდა-განვითარებას.

ამინდთანაა დაკავშირებული ავიაციის მუშაობა. ფრენისათვის ხელსაყრელ პირობებს, როგორც ცნობილია, კარგი ხილვადობა, უნისლო, უღრუბლო და უქარო ამინდი წარმოადგენს. საეკარისია ამ ელემენტების „გაუარესება“, რომ შეიქმნას ფრენისათვის სახიფათო მდგომარეობა. ატმოსფეროში ხშირია ჰაერის აღმავალი და დაღმავალი დენები. ისინი იწვევენ თვითმფრინავის ვერტიკალური მიმართულებით რყევას. განსაკუთრებით საშიშია ფრენა ელ-ჭექის ღრუბლებში. ამიტომ, ავიაციის ნორმალური მუშაობისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ამინდის პროგნოზირებას მოცემულ ტრასაზე.

მეტეოროლოგიურ პროცესებზე საკმაოდაა დამოკიდებული აგრეთვე სარკინიგზო, სამდინარო და საზღვაო ტრანსპორტი.

მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის მონაცემები დიდ სამსახურს უწევენ სპეციალურ სამშენებლო ორგანიზაციებს ქალაქებისა და დასახლებული პუნქტების დაგეგმვაში.

განსაკუთრებით დიდია მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის როლი ადამიანის ჯანმრთელობის დაცვის საქმეში. ადამიანის ორგანიზმში ძლიერ მგრძობიარება მზის რადიაციისადმი, ატმოსფეროს წნევის მკვეთრი რყევადობისადმი, ჰაერის ტემპერატურის, ტენიისა და ქარის სიჩქარისადმი და სხვ. მრავალ სნეულებათა განკურნებისათვის წარმატებით გამოიყენება კლიმატური კურორტები.

ამჟამად არსებობს მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის სპეციალური დარგი — სამედიცინო მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია, რომელიც შეისწავლის მეტეოროლოგიური და კლიმატოლოგიური ფაქტორების გავლენას ადამიანის ორგანიზმზე.

ამინდის არასასურველი და მავნე მოვლენების ღრმა შესწავლა ადამიანს უადვილებს მასთან ბრძოლას; აქტიურად ვიყენებთ ბუნების ძალებს, კერძოდ მეტეოროლოგიურ და კლიმატოლოგიურ ფა-

ქტორებს სოციალისტური მშენებლობის სასარგებლოდ. გვალვიან ადგილებში უზარმაზარი ტერიტორიის მორწყვა, ქარსაცავი ტყეების გაშენება, ქაობების ამოშრობა და საერთოდ მიწების მელიორაცია, რომელიც საბჭოთა კავშირში დიდი მასშტაბით წარმოებს, მიზნად ისახავს კლიმატური პირობების გაუმჯობესებას და იმ ფიზიკური პირობების გეგმაზომიერად შეცვლას, რომლებშიც ცხოვრობს ადამიანი, იზრდება და ბარობს ესა თუ ის კულტურა.

მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის განვითარების ისტორიის ძირითადი ეტაპები. ამინდის მოვლენები და პროცესები დიდი ხანია ადამიანის ყურადღებას იპყრობს; მასზედ დაკვირვებას აწარმოებდნენ უმთავრესად ბერძნები, რომაელები, ებრაელები, ეგვიპტელები, ჩინელები და სხვ. ამ ხალხების ისტორიულ ძეგლებში ხშირად გვხვდება ცნობები ატმოსფეროს სხვადასხვა მოვლენებზე.

ანტიკური საბერძნეთის გეოგრაფები და ისტორიკოსები სხვადასხვა ქვეყნებში მოგზაურობისას აღწერდნენ ბუნებრივ პირობებსა და ხალხის ზნე-ჩვეულებებს. მათ საქართველოს ჰავის თავისებურებათა შესახებაც დაგვიტოვეს ზოგიერთი ცნობა, მაგალითად, პიპოკრატეს (ძვ. წ. 454—376) დახასიათებით, კოლხეთში წლის სეზონების მიხედვით სითბოსა და სიცივის ძლიერ ცვალებადობას ადგილი არ აქვს, სინოტივე განსაკუთრებით მაღალია წლის ყველა სეზონში, ატმოსფერული წალექი უხვია, ხშირად ქრის ადგილობრივი ძლიერ მშრალი და თბილი ქარი, ეგრეთ წოდებული „კენხრონი“

გეოგრაფ სტრაბონის (ძვ. წ. 54 წ.—ახ. წ. 24 წ.) ცნობით, იბერიაში ჰავა და ნიადაგი შედარებით მშრალია; იგი აღწერს იბერიას როგორც კურთხეულს და საცხოვრებლად მეტად სასიამოვნო ქვეყანას.

ძველ საბერძნეთში ჰეროდოტემ და არისტოტელემ პირველებმა სცადეს გაეერთიანებინათ და სისტემაში მოეყვანათ ატმოსფერული პროცესების შესახებ დაგროვილი ცნობები.

მიუხედავად იმისა, რომ საშუალო საუკუნეებში სქოლასტიკამ შებოკა მეტეოროლოგიის განვითარება, რუსეთისა და სხვა ქვეყნების მემკვიდრეებმა მაინც შეძლეს ჩანაწერების სახით დაეტოვებინათ ბუნების ზოგიერთი მოვლენის აღწერა.

თანამედროვე მეტეოროლოგიას XVII საუკუნეში ჩაეყარა საფუძველი: გამოიგონეს ძირითადი მეტეოროლოგიური ხელსაწყოები: თერმომეტრი — გალილეიმ (1597), ბარომეტრი — ტორიჩელემ (1643).

შეცნიერულად ორგანიზებული დაკვირვება რუსეთში დაიწყო XVIII საუკუნის პირველ ნახევარში. ამ მხრივ დიდი დამსახურება

მიუძღვის პეტრე I-ს. მან 1725 წელს რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის გახსნისას მოუწოდა მეცნიერებს მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა ფართო წარმოებისაკენ.

რუსეთში მეტეოროლოგიის განვითარებაში უდიდესი როლი ლომონოსოვს ეკუთვნის. მის მიერ იქნა კონსტრუირებული მთელი რიგი მეტეოროლოგიური ხელსაწყოები, მათ შორის საესებით სრულყოფილი სახით — ანემომეტრი, საზღვაო ბარომეტრი, გრაფი-მეტრი და მრავალი სხვ.

ლომონოსოვმა მოხსენებითი ბარათი წარუდგინა მეცნიერებათა აკადემიას. იგი ამტკიცებდა მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა ქსელის ორგანიზაციის აუცილებლობას და მის ერთიან ხელმძღვანელობაში გაერთიანებას. მანვე მოგვცა ამინდის წინასწარმეტყველების აუცილებლობის ძირითად დებულებათა ფორმულირება.

1849 წელს პეტერბურგში ჩამოყალიბდა მთავარი ფიზიკური ობსერვატორია (ამჟამად ა. ვოეიკოვის სახელობის მთავარი გეოფიზიკური ობსერვატორია), რომელმაც გააერთიანა მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა ქსელი და თავისი მუშაობის მასშტაბით ბევრი სახელმწიფოსათვის სანიმუშო გახდა.

XIX საუკუნის უდიდესი გეოგრაფი და კლიმატოლოგი ა. ვოეიკოვი (1842—1915) კლიმატოლოგიის ფუძემდებლად ითვლება რუსეთში. მისმა შრომებმა მნიშვნელოვნად წააწია წინ კლიმატოლოგია და მას ახალი მიმართულება მისცა.

სერიოზული წარმატებებია მიღწეული მეტეოროლოგიის ცალკეულ დარგებშიც. უნდა აღინიშნოს აეროლოგიური დაკვირვების მიზნით ი. ზახაროვის (1804) პირველი აფრენა აეროსტატით და შემდეგ კი იმავე მიზნით მასობრივი აფრენა მ. რიკაჩოვის. მ. პომორცევისა და დ. მენდელეევის.

მეტეოროლოგიის დარგში დიდი მუშაობა აქვს ჩატარებული მენდელეევის. მას განსაკუთრებით აინტერესებდა ჰაერის მაღალი ფენები. იგი ფიქრობდა, რომ ამინდის სწორი წინასწარმეტყველებისათვის აუცილებელია ატმოსფეროს მაღალი ფენების შესწავლა, სადაც, მისი აზრით, „ამინდი კეთდება“.

XX საუკუნის დასაწყისში უდიდესმა რუსმა სინოპტიკოსმა ბ. მულტანოვსკიმ პირველმა დაამუშავა ამინდის გრძელვადიანი პროგნოზის მეთოდი.

ატმოსფეროს ელექტრობის შესწავლის საქმეში დიდი ღვაწლი მიუძღვის ვ. ობოლენსკის.

ა. ვოეიკოვის, გ. ვისოცკის, ა. ტოლსკის შრომებმა ხელი შეუწევეს სატყეო მეტეოროლოგიის განვითარებას.

აქტივობების განვითარების საქმეში დიდი წვლილი შეიტანეს. ო. ხვოლსონმა, ვ. მიხელსონმა, ს. საეინოვმა და ნ. კალიტინმა.

მეტეოროლოგიის ცალკეული დარგები განსაკუთრებით განვითარდა დიდი ოქტომბრის სოციალისტური რევოლუციის შემდეგ. 1921 წლის ივნისში რსფსრ სახალხო კომისართა საბჭომ ვ. ი. ლენინის ხელმოწერით გამოცა დეკრეტი „რსფსრ-ში მეტეოროლოგიური სამსახურის ორგანიზაციის შესახებ“. მთავრობის შემდგომი დეკრეტით 1929 წელს შეიქმნა საბჭოთა კავშირის ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველო, რომელმაც მოახდინა ჩვენი ქვეყნის ყველა იმ. ლონისძიების კოორდინაცია, რომელიც მიმართული იყო ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს შესასწავლად.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე და მის ფარგლებს გარეთ (ანტარქტიკა) ჩამოყალიბდა მრავალი პოლარული, საზღვაო, სასოფლო-სამეურნეო, საკურორტო, სამთო და სხვა მეტეოროლოგიური სადგური და ობსერვატორია. ამ გარემოებამ ძირითადად განაპირობა საბჭოთა წყობილების პირობებში მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის სწრაფი განვითარება.

მეტეოროლოგიიდან გამოყოფილმა ცალკეულმა დარგებმა დაზღუდიებული მეცნიერების სახე მიიღო. მაგალითად, აეროლოგია, რომელიც ატმოსფეროს მაღალ ფენებს შეისწავლის, იმდენად წინ წავიდა, რომ ამჟამად სპეციალური ინსტიტუტები დიდ მუშაობას ეწევა რიგი ფიზიკური პროცესების შესასწავლად. ამ დარგში ცნობილია შრომები პ. მოლჩანოვისა და ვ. სელეზნიოვასი; კლიმატოლოგიაში — ე. რუბინშტეინის, გ. დროზდოვის, ბ. ალსოვის, თ. პოკროვსკაიას და სხვ.; სითბური და რადიაციული ბალანსების შესწავლის დარგში — მ. ბუდიკოსა და ტ. ბერლიანდის; სინოპტიკურ მეტეოროლოგიაში — ს. ხროშოვის, ნ. ტაბოროვსკის, ხ. პოდოსიანის, ბ. ძერძიევსკის, ა. ასკანაზისა და სხვ.; დინამიკურ მეტეოროლოგიაში — ა. ფრიდმანის, ნ. კოჩინის, ი. კიბელის, ე. ბლინოვასი და სხვ.

განვითარდა სამამულო კლიმატოლოგიის ცალკეული დარგები. ლ. ბერგის კლიმატთა ლანდშაფტურმა კლასიფიკაციამ, ბ. ალსოვის დინამიკურმა კლიმატოლოგიამ, ე. ფიოდოროვის კლიმატის კომპლექსური მეთოდით დახასიათებამ მსოფლიო აღიარება პოვა.

დიდ ინტერესს იწვევს შრომები მიკროკლიმატოლოგიაში: ს. საპოენიკოვას, ა. ჩუდნოვსკის, ი. გოლცბერგის და სხვების.

აგრომეტეოროლოგიამ დიდი როლი შეასრულა სოფლის მეურნეობის კულტურების მოსავლიანობის გაზრდის საქმეში. ამ დარ-

გში თავიანთი შრომებით მსოფლიო სახელი მოიხვეჭეს თ. დავითაიამ, ტ. სელიანინოვამ, ლ. ბაბუშკინმა და სხვებმა.

განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს ქართველი მეცნიერების როლი საქართველოში მეტეოროლოგიისა და კლიმატოლოგიის ცალკეული დარგების განვითარებაში. ქართველმა სინოპტიკოსებმა, კ. პაპინაშვილმა, ვ. გიგინეიშვილმა, ე. ნაფეტვარიძემ, ს. გუნიაშვილმა, თ. ხარჩილაძემ, მ. ზახაშვილმა და სხვებმა, ფიზიკური მეთოდების საფუძველზე დაამუშავეს სინოპტიკური პროცესების მსვლელობის თავისებურებანი საქართველოს პირობებში.

აქტინომეტრიულ კვლევას მიეძღვნა შ. მოსიძისა და ი. ცუცქერიძის მრავალი შრომა.

საქართველოს ტერიტორიის აგრომეტეოროლოგიური პირობების შესწავლაზე დიდი შრომა გასწიეს თ. დავითაიამ, კ. კელენჯერიძემ, ე. ჭიქიამ, შ. ტერტვაძემ, ო. კანდელაკმა, გ. ჩხუბიანაშვილმა და სხვებმა.

მეტეოროლოგიის კონკრეტულ საკითხებზე ცნობილია გ. სულაქელიძის, ი. ქურდიანის, მ. ჩხეტიას და ზ. ხვედელიძის შრომები.

საქართველოს აეროკლიმატოლოგიისა და კლიმატოლოგიის განვითარების საქმეში დიდი წარმატებები მოიპოვეს ი. კვარაცხელიამ, მ. კორძახიამ, გ. ქირაქაძემ, კ. გოგიშვილმა, შ. ქავახიშვილმა, თ. ცომაიამ; მ. კორძახიას ფუნდამენტური შრომა „საქართველოს ჰავა“ ყველა სპეციალისტისა და განსაკუთრებით კი გეოგრაფისათვის სამაგიდო წიგნს წარმოადგენს.

ამჟამად მეტეოროლოგიაში კვლევის მოცულობა თანდათანობით იზრდება. იზრდება აგრეთვე მეტეოროლოგიის დარგში საერთაშორისო მეცნიერული თანამშრომლობაც.

მეტეოროლოგიური ხამსახურის ორგანიზაცია საბჭოთა კავშირში. მსოფლიოს ყველა ქვეყანაში და მათ შორის საბჭოთა კავშირშიც არსებობს საერთო-სახელმწიფოებრივი ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური; ჩვენში მას ხელმძღვანელობს სსრკ მინისტრთა საბჭოსთან არსებული ჰიდრომეტეოროლოგიის სამსახურის სამმართველო. მის მთავარ ამოცანას წარმოადგენს სახალხო მეურნეობისა და ქვეყნის თავდაცვისათვის საჭირო მეტეოროლოგიური, კლიმატოლოგიური, აეროლოგიური, აგრომეტეოროლოგიური, ჰიდროლოგიური და ზღვის ჰიდრომეტეოროლოგიური მონაცემებით უზრუნველყოფა-მომსახურება.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურებისა და საგუშაგოების ქსელი მათ მიერ ჩასატარებელ სამუშაოთა პროფილის მიხედვით იყოფა სხვადასხვა სახეობად (მეტეოროლოგიურ, აეროლოგიურ,

ჰიდროლოგიურ და სხვ.), დაკვირვების მოცულობის სამუშაოთა მიხედვით კი — თ ა ნ რ ი გ ე ბ ა დ.

1960 წლის კლასიფიკაციის მიხედვით მეტეოროლოგიური დაკვირვების ქსელი შედგება I, II, III თანრიგის სადგურებისა და I, II, III თანრიგის საგუშაგოებისაგან.

გარდა საერთო მეტეოროლოგიური და აეროლოგიური დაკვირვებებისა, გეოფიზიკურ ობსერვატორიებში წარმოებს დაკვირვება მზის ენერგიის შემოსავალ-გასავალზე, სინათლის მოვლენებზე, ატმოსფეროს ელექტრობაზე და სხვ. სადგურების, საგუშაგოებისა და ობსერვატორიების გარდა, ჰიდრომეტეოროლოგიურ სამსახურში შედის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტები. მათ შორის აღსანიშნავია ა. ვოეიკოვის სახელობის მთავარი გეოფიზიკური ობსერვატორია, სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტი, მოსკოვის ჰიდრომეტეოროლოგიური ცენტრი, ცენტრალური აეროლოგიური ობსერვატორია, ჰიდრომეტეოროლოგიურ ხელსაწყოთა ს/კ ინსტიტუტი, აეროკლიმატოლოგიის ს/კ ინსტიტუტი და რამდენიმე ზონალური ს/კ ინსტიტუტი პერიფერიებში.

განსაკუთრებით უნდა აღვნიშნოთ ამიერკავკასიის ჰიდრომეტეოროლოგიური ს/კ ინსტიტუტის შესახებ. იგი შეიქმნა თბილისის გეოფიზიკური ობსერვატორიის ბაზაზე, რომელიც ჯერ კიდევ 1849 წელს იქნა ორგანიზებული. ზემოაღნიშნულ ინსტიტუტში ამჟამად წარმატებით მიმდინარეობს ს/კ სამუშაოები ჰიდრომეტეოროლოგიის სხვადასხვა საკითხებზე.

გარდა ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურისა, ჰიდრომეტეოროლოგიური და კლიმატოლოგიური კვლევა წარმოებს უნივერსიტეტებსა და სხვა უმაღლეს სასწავლებლებში, სსრკ და მოკავშირე რესპუბლიკების მეცნიერებათა აკადემიების სხვადასხვა დაწესებულებებში და სხვაგან.

ობსერვატორიებსა და ჩვეულებრივ მეტეოროლოგიურ სადგურებში ატმოსფერულ მოვლენებზე დაკვირვება მხოლოდ ყველაზე დაბალ ფენებს მოიცავს. უფრო მაღალ ფენებზე დაკვირვებისათვის იქმნება მაღალმთიანი სადგურები და ობსერვატორიები (ფელჩენკოს ყინვარი (4200 მ), ყაზბეგი (3660 მ) და სხვ.).

მაღალ ფენებზე დაკვირვებისათვის იყენებენ აეროსტატებს, თვითმფრინავებს, რადიოლოკაციას, მეტეოროლოგიურ რაკეტებს და დედამიწის ხელოვნურ თანამგზავრებს.

რადგან მეტეოროლოგიური დაკვირვება ყველა ქვეყანაში წარმოებს, ამიტომ ბუნებრივად წამოიჭრა აზრი დაკვირვების ერთიან

მეთოდისა და მთელი მსოფლიოს მეტეოროლოგიური სამსახურის შეთანხმებული მუშაობის შესახებ.

1873 წელს ნიდერლანდებში შეიქმნა პირველი საერთაშორისო მეტეოროლოგიური ორგანიზაცია; ხოლო 1947 წელს ვაშინგტონში გაერთიანებული ერების მეტეოროლოგიური სამსახურის დირექტორთა კონფერენციაზე ჩამოყალიბდა მსოფლიოს მეტეოროლოგიური ორგანიზაცია. ამჟამად მასში 125 ქვეყანა მონაწილეობს: მისი მიზანია ყველა სამუშაოთა კოორდინაცია, დაკვირვებათა სტანდარტიზაცია, მთელს მსოფლიოში მეტეოროლოგიური სამსახურის მუშაობის გაუმჯობესება და მეტეოროლოგიური ცნობების ურთიერთგაცვლა.

ამჟამად უკვე მოქმედებაშია შემკრები და მეტეოროლოგიური ინფორმაციის გამაანალიზებელი მსოფლიოს ორი მეტეოროლოგიური ცენტრი — მოსკოვსა და ვაშინგტონში.

მეტეოროლოგიის საფუძვლები

თ ა ვ ი

ატმოსფეროს საერთო თვისებები

§ 1. ატმოსფეროს უაღვანელოა

მშრალი და სუფთა ჰაერი, რომელიც წყლის ორთქლსა და სხვა ნაწილაკებს არ შეიცავს, სხვადასხვა გაზების მექანიკურ შენარევს წარმოადგენს. ჰაერის ძირითადი შემადგენელი ნაწილია აზოტი, ჟანგბადი, არგონი და ნახშირმჟავა გაზი; მათი პროცენტული შედგენილობა მოცემულია 1-ელ ცხრილში.

ც ხ რ ი ლ • 1

ძირითადი გაზები	აზოტი	ჟანგბადი	არგონი	ნახშირ- მჟავა გაზი
%-ლი შედგენილობა მოცულობის მიხედვით	78.04	20.95	0.93	0.03
სიმკვრივე ჰაერთან შედარებით	0.97	1.11	1.98	1.53

როგორც 1-ლი ცხრილიდან ჩანს, აზოტი და ჟანგბადი მთელი მშრალი ჰაერის მოცულობის 99,03% -ს შეადგენს. ამ ძირითადი გაზების გარდა, ჰაერში ძალზე მცირე რაოდენობით გვხვდება კრიპტონი, ქსენონი, ნეონი, ჰელიუმი, მეთანი, აზოტის ქანგი, წყალბადი, ოზონი. ყველა ჩამოთვლილი გაზი ატმოსფეროში არსებული ტემპერატურისა და წნევის პირობებში გაზობრივ მდგომარეობას ინარჩუნებს.

ძირითადი გაზების პროცენტული შედგენილობა დედამიწის ზედაპირზე თითქმის ყველგან ერთნაირია. რყევადობას განიცდის ის გაზები, რომლებიც დედამიწიდან ჩვდება ატმოსფეროში; ასეთია ნახშირორჟანგი (CO_2), რომელიც გამოიყოფა ცოცხალი ორგანიზმიდან სუნთქვისა და წვის შედეგად; მაგალითად, პოლარულ მხარეში იგი 0,02%-ს შეადგენს, ხმელეთის ზედაპირზე უფრო მეტი რაოდენობით გვხვდება, ვიდრე ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირზე. კიდევ უფრო დიდია მისი შემცველობა მოქმედი ვულკანების მახლობლად, დიდ ქალაქებსა და სამრეწველო რაიონებში (0,5%-ი).

გაზებს შორის ყველაზე მეტ ყურადღებას ოზონი (O_3), წყალბადი და ჰელიუმი იმსახურებს. ოზონი ძალზე მცირე რაოდენობითაა ჰაერში. ნორმალური წნევისა და 0° -იანი ტემპერატურის პირობებში, ატმოსფეროში არსებული ოზონი რომ შეგვეგროვებინა, მაშინ იგი შექმნიდა მხოლოდ 3 მმ-იან სისქის ფენას.

როგორც ცნობილია, ოზონი წარმოადგენს სამატომიან ჟანგბადს; ატმოსფეროს ქვედაფენებში იგი წარმოიშობა ძირითადად კვეპა-ქუხილისა და ზოგიერთი ორგანული ნივთიერების დაჟანგვის, ხოლო ზედაფენებში — მზის ულტრაიისფერი რადიაციის მოქმედების შედეგად: ეს უკანასკნელი იწვევს ჟანგბადის მოლეკულათა დისოციაციას აქტიურ ატომებად, შემდეგ კი ატომების მოლეკულასთან შეერთებას.

მიწისპირა ფენებში ოზონი ძლიერ რყევადობას განიცდის; იგი 1 მმ ჰაერში საშუალოდ $3,10^{-8}$ გ-ს შეადგენს; მაგრამ ზოგჯერ შეიძლება მისი კონცენტრაცია ნულამდეც შემცირდეს. თუ 10 კმ სიმაღლემდე იგი არაკანონზომიერად იცვლება, უფრო მაღლა მის მატებას აქვს ადგილი. 20—25 კმ სიმაღლეზე შეიმჩნევა ოზონის შემცველობის მაქსიმუმი, რის შემდეგაც მისი რაოდენობა შედარებით მცირდება და 55—60 კმ სიმაღლეზე ძალზე უმნიშვნელო ხდება.

ოზონის რაოდენობა ატმოსფეროში წლის განმავლობაში ერთი და იგივე არ არის. იგი გაზაფხულზე უფრო მეტია, ვიდრე შემოდგომაზე; ჩრდილოეთ განედებზე უფრო მეტია, ვიდრე სამხრეთისაზე.

მიუხედავად მისი სიმცირისა, იგი მაინც დიდ როლს ასრულებს ატმოსფერულ პროცესებში და, რაც მთავარია, დედამიწაზე სიცოცხლისათვის ნორმალური პირობების შექმნაში. ეს იმით აიხსნება, რომ ოზონი შთანთქავს მზის ულტრაიისფერ სხივებს 0,15—0,29 მიკრონის ზონაში, რომელიც სასიკვდილოდ მოქმედებს ცოცხალ ორგანიზმზე; აღნიშნული სხივების შთანთქმის გამო ოზონის მოლეკულები სწრაფ დისოციაციას განიცდის. ამგვარად, ატმოსფეროში ოზონის წარმოშობა და დაშლა ერთდროულად მიმდინარეობს

დიდ სიმაღლეებზე ჰაერის შედგენილობის შესახებ გაბატონებული იყო შეხედულება, რომელიც ეყრდნობოდა დალტონის კანონს; ამ კანონის მიხედვით ყოველი გაზი სივრცეში არსებობს სხვა გაზებისაგან დამოუკიდებლად.

დალტონის კანონიდან გამომდინარეობს, რომ რაც უფრო მეტად იზრდება სიმაღლე, ატმოსფეროში მძიმე გაზების შემცველობა მით უფრო სწრაფად კლებულობს; რომ 100 კმ სიმაღლის ზემოთ ატმოსფერო შედგება წყალბადისა და ჰელიუმისაგან, ხოლო უფრო მაღლა მხოლოდ წყალბადისაგან. რა თქმა უნდა, ეს ჰიპოთეზა არ გამართლდა. საქმე ისაა, რომ ატმოსფეროში მიმდინარე ზოგიერთი ოპტიკური მოვლენა და პოლარული ნათების სპექტრი არ იძლევა აღნიშნული ჰიპოთეზის დამამტკიცებელ საბუთს.

სტრატოსტატებით და ზონდებით ატმოსფეროს 30 კმ სიმაღლის ფენის ექსპერიმენტულმა შესწავლამ სრულიად უკუაგდო დალტონის კანონიდან გამომდინარე ატმოსფეროში გაზების დანაწილების შესაძლებლობა. დადასტურებულია, რომ ამ ფენაში ჰელიუმი და ქანგბადი სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლილებას არ განიცდის.

უკანასკნელი 10—15 წლის მანძილზე მეტეოროლოგიური რაკეტებისა და დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრების დაკვირვებათა შედეგად მიღებულია ცნობები ატმოსფეროს ფიზიკური თვისებების შესახებ.

უკვე დადგენილია ის ფაქტი, რომ 100 კმ-ის ფენაში ჰაერში არსებული ძირითადი გაზების: აზოტის, ქანგბადისა და არგონის კონცენტრაცია მუდმივობით ხასიათდება. ატმოსფეროს შედგენილობის მუდმივობა როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტალური მიმართულებით ძირითადად ტურბულენტური შერევითაა გამოწვეული.

უფრო მაღალ ფენებშიც (1000 კმ-მდე) მათი შედგენილობა უცვლელია, მაგრამ ეს გაზები დისოციაციას განიცდიან მზის რადიაციის ზემოქმედებით 90—100 კმ-ზე მაღლა. მაგ., 130 კმ სიმაღლეზე ქანგბადის (O_2) მოლეკულები მხოლოდ 25%-ის ოდენობით გვხვდება. აზოტის (N_2) მოლეკულების დისოციაცია შედარებით უფრო ძნელად მიმდინარეობს. ვარაუდობენ, რომ მისი ატომური მდგომარეობაში გადასვლა უნდა ხდებოდეს დაახლოებით 220 კმ-დან.

ისეთი მსუბუქი გაზები, როგორცაა ჰელიუმი და წყალბადი მაღალ ფენებში შემჩნეულია ატომურ მდგომარეობაში. ვარაუდობენ,

რომ ატმოსფეროს საზღვარზე იპინი გამოდიან დედამიწის მიზიდულობის ძალის მოქმედების სფეროდან და საპლანეტათშორისო სივრცეში გადადიან.

§ 2. წყლის ორთქლი ატმოსფეროში

წყლის ორთქლი ატმოსფეროში დედამიწის ზედაპირიდან ხვდება და ვრცელდება ყველა მიმართულებით. იგი ყველგან ერთნაირი რაოდენობით არ იმყოფება. მაგალითად, პოლარულ რაიონებში საშუალოდ 0,2%-ია, ეკვატორზე — 2,5%-ი; არის შემთხვევები, როცა მისი რაოდენობა ხულიდან 4%-მდე იცვლება.

წყლის ორთქლის არსებობა ჰაერში შეიძლება განვსაზღვროთ ჰაერის ტენიანობის შემდეგი სიდიდეებით:

1. აბსოლუტური ტენიანობა a — წყლის ორთქლის რაოდენობაა გრამებში, რომელსაც შეიცავს ერთეული მოცულობის ჰაერი და გამოისახება გ/სმ³ ან გ/მ³.

2. წყლის ორთქლის დრეკადობა (პარციალური წნევა) e — როგორც ყოველ გაზს, წყლის ორთქლსაც გააჩნია დრეკადობა (წნევა); იგი მისი სიმკვრივისა და აბსოლუტური ტემპერატურის პროპორციულია და ატმოსფერული წნევის მსგავსად გამოისახება მილიმეტრებში (მმ) ან მილიბარებში (მბ).

აბსოლუტურ ტენიანობასა (a) და წყლის ორთქლის დრეკადობას (e) შორის არსებობს განსაზღვრული დამოკიდებულება. ნორმალური წნევისა და 0° ტემპერატურის პირობებში 1 მ³ მშრალი ჰაერის წონაა 1293 გ; t ტემპერატურისა და e დრეკადობის დროს 1 მ³ ჰაერის წონა შეადგენს

$$\frac{1293 \cdot e}{(1 + at)} \text{ გ/მ}^3,$$

სადაც a ჰაერის მოცულობითი გაფართოების კოეფიციენტია

$$\left(a = \frac{1}{273} = 0,0036 \approx 0,004 \right).$$

იმავე პირობებშიათვის 1 მ³ წყლის ორთქლის წონა, რომლის სიმკვრივე მშრალი ჰაერის სიმკვრივესთან შეფარდებით 0,622, იქნება

$$a = \frac{1293 \cdot 0,622 e}{(1 + at) P_0} \text{ გ/მ}^3.$$

P_0 ნორმალური წნევაა ზღვის დონეზე (760 მმ).

თუ e და P -ს მილიმეტრებში გამოვსახავთ, მაშინ

$$\frac{1293 \cdot 0,622}{760} = 1,06,$$

ხოლო

$$a = \frac{1,06 \cdot e}{1 + \alpha t} \text{ გ/მ}^3. \quad (1)$$

თუ e და P მილიბარებშია გამოსახული, მაშინ

$$\frac{1293 \cdot 0,622}{1013} = 0,80,$$

ხოლო

$$a = \frac{0,80 e}{1 + \alpha t} \text{ გ/მ}^3. \quad (2)$$

a და e სიდიდეები ურთიერთპროპორციულია და განსაზღვრავენ ჰაერის აბსოლუტურ ტენიანობას;

როცა e მილიმეტრებშია გამოსახული, მაშინ $\frac{1,06}{1 + \alpha t}$ კოე-

ფიციენტი ერთს უახლოვდება და a და e მნიშვნელობანი თითქმის ერთნაირია, $16,5^\circ$ ტემპერატურის დროს კი — ერთმანეთს ემთხვევა. აქედან გამომდინარე, ხშირად წყლის ორთქლის დრეკადობას აბსოლუტურ ტენიანობას უწოდებენ. როდესაც a გამოისახება მმ-ში, მაშინ მისი სიდიდე შესამჩნევად განსხვავდება e -გან.

მაგალითად, $t = 20^\circ$, $e = 18$ მმ. აბსოლუტური ტენიანობა

$$a = \frac{0,8 \cdot 18}{1 + 0,004 \cdot 20} = \frac{14,4}{1,08} = 13,5 \text{ გ/მ}^3.$$

თუ წყლის ორთქლის დრეკადობა $e = 18$ მმ, მაშინ

$$a = \frac{1,06 \cdot 18}{1 + 0,004 \cdot 20} = 17,6 \text{ გ/მ}^3.$$

3. წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა E — ორთქლის ის მაქსიმალური რაოდენობაა, რომლის დროსაც მოცემულ ტემპერატურაზე ჰაერი ნაჭერი ხდება. ჰაერში წყლის ორთქლის შემცველობის საზღვარი მის ტემპერატურაზეა დამოკიდებული. ამ საზღვრის ზემოთ, როგორც წესი, ატმოსფეროში წყლის ორთქლის მატება არ ხდება, რადგან ჰარბი წყლის ორთქლი კონდენსირდება. ეს სიდიდეც მმ-ში ან მმ-ში გამოისახება.

4. შეფარდებითი ტენიანობა r — აბსოლუტური ტენიანობის შეფარდება წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობასთან მოცემული ტემპერატურის პირობებში და გამოისახება პროცენტებში:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad (3)$$

შეფარდებითი ტენიანობა გამოხატავს წყლის ორთქლით ჰაერის გაუღენთის ხარისხს. როგორც ვხედავთ, როცა ჰაერი სრულ ნაჭერ მდგომარეობაშია, მაშინ $e = E$ და $r = 100\%$.

შეფარდებითი ტენიანობის მნიშვნელობა უშუალოდ მიუთითებს იმაზე, თუ ჰაერი რამდენად ახლოსაა ნაჭერ მდგომარეობასთან.

5. ჰვედრითი ტენიანობა s — წყლის ორთქლის რაოდენობაა გრამებში, რომელსაც შეიცავს 1 გ (1 კგ) ჰაერი. იგი გამოისახება ფორმულით:

$$s = \frac{0,622 \cdot e}{P - 0,378e} \quad (4)$$

ვინაიდან წყლის ორთქლის დრეკადობა (e) ატმოსფერულ წნევასთან (P) შედარებით ძალზე მცირეა, ამიტომ საკმაო სიზუსტით შეიძლება დაიწეროს

$$s = \frac{0,622 \cdot e}{P} \text{ გ/გ} \quad (5)$$

თუ კილოგრამებში გამოვსახავთ, მაშინ

$$s = \frac{622 \cdot e}{P} \text{ გ/კგ}$$

6. ნამის წერტილი τ — ეწოდება იმ ტემპერატურას, რომლის დროსაც ჰაერში არსებული წყლის ორთქლი აღწევს ნაჭერ მდგომარეობას.

ვინაიდან ნამის წერტილის დროს ჰაერი ნაჭერ მდგომარეობაშია ($e = E$), ცხრილიდან (იხ. დანართი) ვპოულობთ $E = e$ სიდიდეს და მის შესაბამის (t) ტემპერატურას, რომელიც იქნება საძიებო ნამის წერტილი (τ).

7. ტენიანობის დეფიციტი d — წარმოადგენს სხვაობას (მმ-ში ან მგ-ში) წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობას (E) და მოცემული ტემპერატურის პირობებში ჰაერში ნამდვილად არსებულ წყლის ორთქლის დრეკადობას (e) შორის.

$$d = E - e \quad (6)$$

ატმოსფერო ყოველთვის შეიცავს ატივენარებულ მდგომარეობაში როგორც მყარ, ისე თხევად ნაწილაკებს. ნაწილაკები ატმოსფეროში შეიძლება მოხვდეს კოსმოსური სივრციდან ან დედამიწის ზედაპირიდან.

ნაწილაკების ძირითადი მასა წარმოიშობა ნიადაგისა და მთის ქანების გამოფიტვით, ინდუსტრიული ცენტრების ზრდით, ვულკანური მოქმედებით, ზღვის მარილების (იგი ზღვის ღელის დროს წყლის შეხებების აორთქლების შედეგია), ორგანული ნაწილაკების — მიკროორგანიზმების, მცენარეთა მტერიანჭა და სხვათა მეშვეობით. მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ ატმოსფეროს პროცესებისა და მოვლენების განვითარებაში. ისინი კარგად შთანთქავენ მზის რადიაციას და ამით აძლიერებენ ჰაერის გათბობას. ასეთი ნაწილაკებით ჰაერის დამტვერიანება ძლიერ მოქმედებს ატმოსფეროს გამკვირვალობასა და ხილვადობაზე; ჰიგროსკოპიული, წყალში ხსნადი ან სველებადი უწყვილესი ნაწილაკები წარმოადგენენ კონდენსაციის გულებს; ამ გულებზე წარმოებს წყლის ორთქლის დალექვა. ატმოსფერო მისი შენარევეებით კოლოიდურ ხსნარს ემსგავსება. სუფთა ჰაერი შეიძლება ჩაითვალოს გამხსნელად, ატივენარებული ნაწილაკები კი — ჰაერში გახსნილ კოლოიდურ ნაწილაკებად.

თუ თხევად კოლოიდურ ხსნარებს ჰიდროზოლს უწოდებენ, მაშინ ატმოსფეროს შეიძლება აეროზოლი ეწოდოს. ატმოსფეროს როგორც კოლოიდის განხილვა სასარგებლოა იმდენად, რამდენადაც მის ცალკეულ მოვლენაზე შეიძლება გავავრცელოთ ფიზიკური ქიმიის ზოგიერთი დებულება.

უქანასკნელ ხანებში განსაკუთრებული ყურადღება ეთმობა ატომური იარაღის გამოცდის შედეგად გამოყოფილ აეროზოლური ნაწილაკების შესწავლას.

ჰაერში ატივენარებული უწყვილესი ნაწილაკების ზომა სხვადასხვაა. მიწისპირა ჰაერის ფენებში ისინი უფრო მსხვილია, ვიდრე მაღალ ფენებში. სხვადასხვა წარმოშობის აეროზოლის ნაწილაკების ზომა შეიძლება იყოს 10^{-7} — 10^{-9} სმ-ისა და უფრო დიდი რადიუსის. ამიტომ ისინი ატმოსფეროში ატივენარებულ მდგომარეობაში დიდი ხნის განმავლობაში იმყოფებიან და ჰაერის ღინებათა მეშვეობით მოძრაობენ როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტალური მიმართულებით. ნაწილაკთა ყველაზე მეტი რაოდენობა ქალაქებსა

და განსაკუთრებით სამრეწველო ადგილებშია. გამოანგარიშებულია, რომ ლონდონში ერთ კვირა დღეს ატმოსფეროში 100 ტ მური დაეკურავდა; ხოლო მთელს ინგლისში წლის განმავლობაში მან 2.420.900 ტონა შეადგინა.

ვულკან კრაკატაუმ 1883 წელს ჰაერში ამოაფრქვია 18.000 კმ³ ფერფლი და მტვერი, ე. ი. 36 მილიარდი კილოგრამი. იგი ჰაერში ორი წლის განმავლობაში მოძრაობდა.

მეტეოროლოგიურ პირობებთან დამოკიდებულებით თბილისში აეროზოლის სიმადლის მიხედვით განაწილებენ საგულისხმო სურათს იძლევა ა. მახარაშვილი (ცხრ. 2).

ც ხ რ ი ლ ე 2

1 ლ ჰაერში ნაწილაკთა ხაზუალო რაოდენობა (n) სხვადასხვა სიმაღლეზე

სიმაღლე კმ-ით	0.0	1.0	2.0	3.0	4.0
n	19370—22400	5590—9670	1090—5680	840—770	150—260

როგორც მე-2 ცხრილიდან ჩანს, ნაწილაკთა რაოდენობა დიდ ფარგლებში მერყეობს.

თბილისის გამტვერიანების საკითხი კარგად შეისწავლა მეცნიერთა ჯგუფმა პროფ. ა. ბალაბუევის ხელმძღვანელობით. დადგენილია, რომ მიწისპირა ჰაერის ფენებში აეროზოლის კონცენტრაციაზე ძირითად გავლენას ტემპერატურის ინვერსიული (ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით მატება) განაწილება ახდენს. როგორც დაკვირვებიდან გამომდინარე, თბილისში ყველაზე მტვრიან ადგილად ქალაქის ცენტრი—პუშკინის ქუჩა ითვლება (3,35 გ/მ³), ნაწილაკთა უმცირესი რაოდენობა (0,30 გ/მ³) კი უნივერსიტეტის ტერიტორიაზე მოდის. დიდი დამტვერიანება მდ. მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე — პლესანოვის პროსპექტის გასწვრივ.

მტვრის დაგროვების ზონაში ღამით და დილით ადრე, განსაკუთრებით ზამთარში, მტკვრის ხეობის გასწვრივ გაწოლილია სქელი ფენის ნისლი, რომლის სიმძლავრე 100—300 მ შეადგენს.

აეროზოლის ყველა ნაწილაკი დედამიწის სიმძიმის ძალის მოქმედებით ძირს ეცემა (ილექტება). მიუხედავად იმისა, რომ წყლის უწერილესი წვეთის წონა იმავე მოცულობის ჰაერზე 775-ჯერ, ხოლო მტვრის ნაწილაკის წონა 2000-ჯერ მეტია, მაინც მათი ვარდნის სიჩქარე ძალზე მცირეა; ძირითადი მიზეზი ის არის, რომ ნაწილაკი ვარდნის პროცესში განიცდის ხახუნს და საკმარისია აღ-

გილი ექნეს სულ მცირეოდენი ჰაერის აღმავალ დინებასაც კი, რომ ნაწილაკი ისევ ატივინარებულ მდგომარეობაში დარჩეს ან უფრო მაღლა ავიდეს.

აეროზოლის ნაწილაკთა სიჩქარე მიახლოებით შეიძლება გამოვთვალოთ ფორმულით:

$$v = \frac{2}{9} \cdot \frac{g}{k} \rho r^2, \quad (7)$$

სადაც g სიმძიმის ძალის აჩქარებაა ($g = 980,6$ სმ/წმ²), k — შინაგანი ხახუნის კოეფიციენტი და უდრის $1,72 \cdot 10^{-4}$ გ/სმ წმ, ρ — ჰაერის სიმკვრივე, r — ნაწილაკის რადიუსი.

თუ g და r რიცხვით მნიშვნელობებს ჩავსვამთ (7) ფორმულაში, მაშინ სიჩქარე

$$v = 1,26 \cdot 10^6 \rho r^2. \quad (8)$$

წყლის წვეთებისათვის $\rho = 1$ და (8) ფორმულა უფრო გამარტივდება:

$$v = 1,26 \cdot 10^6 r^2 \text{ (სმ/წმ)}. \quad (9)$$

წყლის წვეთებისათვის, რომლის $r > 20$ მკ, (9) ფორმულა არ გამოდგება. ასეთი წვეთების ვარდნის სიჩქარე შეიძლება გამოითვალოს შემდეგი ემპირიული ფორმულით:

$$v = 1344 \sqrt{r} \text{ (სმ/წმ)}. \quad (10)$$

როგორც ზემოაღნიშნული ფორმულებიდან ჩანს, აეროზოლთა ვარდნის სიჩქარე ძალზე მცირეა. მაგალითად, თუ ჩავთვლით $r = 10^{-4}$ სმ, მაშინ (9) ფორმულიდან ვიპოვით, რომ $v = 1,26 \cdot 10^{-2}$ სმ/წმ. დაეუშვათ, რომ წყლის ნაწილაკის დიამეტრი 0,4 მკ. ხოლო სიმკვრივე ერთს ტოლია, მაშინ 100 მ სიმაღლიდან, სრულიად წყნარ ჰაერში, ვარდნისათვის საჭირო იქნებოდა 4000 საათით. თუ მტერის ნაწილაკის დიამეტრი უდრის 2 მკ. და $\rho = 2,2$, იგი აღნიშნულ გზას 90 საათში დაფარავს.

ცხრილი 3

სხვადასხვა ზომის წყლის წვეთების ვარდნის სიჩქარე

წვეთის დიამეტრი მიკრონებში	ვარდნის სიჩქარე
ბურუსის უწყრილესი ნაწილაკები — 0,1 მკ	1 მმ/სთ
ბურუსის უფრო მსხვილი ნაწილაკები — 1 მკ	10 მმ/სთ
ნისლისა და ღრუბლების ნაწილაკები — 10 მკ	100 მმ/სთ
თქორის ნაწილაკები — 100 მკ	10—30 სმ/წმ.
წყლის წვეთები — 1 მმ	4,45 მ/წმ
მსხვილი წვიმის წვეთები — 5 მმ	8 მ/წმ

გარდა ზემოთ დასახელებული ნაწილაკებრთა, ატმოსფეროში დიდი რაოდენობითაა იონები („იონ“ ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს მოხეტიალეს). ისინი წარმოადგენენ ატმოსფეროს გაზების მოლეკულებისა (მაღალ ფენებში ატომების) და აეროზოლის (წვეთების, მტკრის, კრისტალების) დამუხტულ ნაწილაკებს (იხ. თავი X11. § 2).

იონები ხშირად წარმოადგენს ღრუბლებისა და წვიმის წვეთების, კრისტალების კონდენსაციის გულებს. ამიტომ ისინი გარკვეული მუხტების მატარებელნი არიან და სხვადასხვა გზით დამატებითი მუხტების შემოერთების შემდეგ მათი დამუხტულობა რამდენიმე მილიონ ელემენტურ მუხტამდე აღწევს.

ატმოსფეროში დიდი რაოდენობითაა რადიოაქტიური შენარევეები; ისინი ძირითადად წარმოიშობიან ბუნებრივი და ხელოვნური რადიოაქტიური ზემოქმედების შედეგად. ბუნებრივი გზით ატმოსფეროში რადიოაქტიური შენარევეები შეიძლება მოხედეს: ნიადაგის კაპილარებიდან რადიოაქტიურ ნივთიერებათა დიფუზიით, ღვამიწის ზედაპირიდან ატმოსფეროში ატანილი რადიოაქტიური მტკრითა და კოსმოსური მტკრისა და მეტეორიტების მეშვეობით.

რადიოაქტიურობა არის ატომის დაშლის პროდუქტი, საიდანაც გამოიყოფა დადებითად და უარყოფითად დამუხტული ნაწილაკები α და β სხივების სახით. მას თან ერთვის ხშირ შემთხვევაში ელექტრომაგნიტური (ყ სხივები) გამოსხივება.

კოსმოსური გამოსხივების ნეიტრონთა მოქმედების შედეგად ატმოსფეროში წარმოიშობა ნახშირბადის (C^{14}), წყალბადისა (H^3) და ბერილიუმის (Be^7) რადიოაქტიური იზოტოპები.

უკანასკნელი ათი წლის განმავლობაში სხვადასხვა სიძლიერის ატომური იარაღის გამოცდის შედეგად რადიოაქტიურ ნივთიერებათა კონცენტრაცია ატმოსფეროში გადიდდა. 1954 წლიდან რადიოაქტიური იზოტოპის — ნახშირბადის (C^{14}) შემცველობა ატმოსფეროში ყოველწლიურად 2%-ით მატულობს და ამჟამად უკვე ბუნებრივ დონეს 16—19%-ით გადააქარბა. განსაკუთრებით საშიშია რადიოაქტიური იზოტოპი სტრონციუმ-90; ატომგულის აფეთქების შედეგად დაახლოებით ასი რადიოაქტიური ელემენტი წარმოიშობა.

ატმოსფეროში მოხვედრილი ერთი ტონა რადიოაქტიური ნივთიერებიდან სტრატოსფეროში ხვდება 18 კგ რადიოაქტიური სტრონციუმის. ამ უკანასკნელს კალციუმის მსგავსი ქიმიური თვის-

სებები ახასიათებს. მცენარე მას კარგად შეიწოვს, შემდეგ ის ხვდება ადამიანისა და ცხოველის ორგანიზმში, რაც დიდ საშიშროებას წარმოადგენს ჭანჭრთვლობისათვის.

ვარაუდობენ, რომ ატმოსფერული ნალექები რადიოაქტიურ აქტივიზაციას იმიტომ განიცდის, რომ რადიოაქტიურ იზოტოპთა ნაწილაკები კონდენსაციის გულებს წარმოადგენენ; გარდა ამისა ისინი ატმოსფეროში ვარდნის დროს მექანიკურად მდიდრდებიან სხვადასხვა პროდუქტებით.

ქვეა-ქუხილის ღრუბლებიდან მოსული ნალექები უფრო მეტი რადიოაქტიურობით ხასიათდება, ვიდრე გაბმული ნალექები; თოვლი უფრო რადიოაქტიურია, ვიდრე წვიმის წვეთები.

ზემოაღნიშნული გარემოება იწვევს იმას, რომ ატმოსფეროში რადიოაქტიური შენარჩევები დიდი რაოდენობითაა კავკასიის ტერიტორიაზე, სადაც ნალექების რაოდენობა დიდად აღემატება საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ჩრდილოეთ რაიონებისა და შუა აზიის ნალექებს.

სიმაღლის ზრდა იწვევს რადიოაქტიურ შენარჩევთა კონცენტრაციის კლებას. მიწისპირა ჰაერის ფენებში კლების ინტენსივობა უფრო მეტია, ვიდრე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზედა ნაწილსა და თავისუფალ ატმოსფეროში.

§ 4. ატმოსფეროს სიმაღლე

მრავალრიცხოვან დაკვირვებებს მივყავართ იმ დასკვნამდე, რომ ატმოსფეროს ზედა საზღვარი არ აქვს, იგი თანდათანობით გადადის საპლანეტათშორისო სივრცეში.

ატმოსფეროს 100 კმ-იანი ფენის შესახებ არსებული მონაცემები შეიძლება საიმედოდ ჩაითვალოს; უფრო მაღალი, ფენებისათვის ცნობები ძალზე შეზღუდულია და ნაკლებ ზუსტი.

ატმოსფეროს იმ ფენების სიმაღლე, სადაც ოდნავ მაინც შეიმჩნევა ზოგიერთი ფიზიკური მოვლენა, 1000—1200 კმ-ს აღწევს.

ასეთ მოვლენებს მიეკუთვნება სადა ფისებრი ღრუბლები, რომლებიც 20—25 კმ სიმაღლეზეა განლაგებული. იგი მბრწყინავი ნაირფეროვნებით ხასიათდება.

უფრო მეტ სიმაღლეზე (დაახლოებით 80—85 კმ-ზე) დაცურავს ვერცხლისებრი ღრუბლები. ისინი მოძრაობენ აღმოსავლეთიდან და ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ 40—80 მ/წ სიჩქარით. ვარაუდობენ, რომ ორივე ღრუბელი წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალებისაგანაა შემდგარი.

ატმოსფეროს ფიზიკური თვისებების შესასწავლად მნიშვნელოვან შედეგს იძლევა და ი ს ი ს ა და ა ი ს ი ს მოვლენები, რომლებიც დაახლოებით 70 კმ სიმაღლემდე აღწევენ. ეს მოვლენები შეიმჩნევა მზის ჩასვლის შემდეგ და მზის ამოსვლამდე. ორივე შემთხვევაში ცის თაღის სიკაშკაშე და ფერადოვნება იცვლება. ასევე თანდათანობით იცვლება დედამიწის ზედაპირის განათებაც. ამ მოვლენების ძირითადი გამომწვევია ატმოსფეროს მაღალ ფენებში მზის სინათლის გაბნევა.

ატმოსფეროს სიმკვრივია და ტემპერატურის მნიშვნელოვან მონაცემებს მეტეოროგრაფიულ დაკვირვება იძლევა. მეტეოროები წარმოადგენს სხვადასხვა ზომის კოსმოსურ სხეულებს, რომელნიც მოძრაობენ 70—100 კმ/წმ სისწრაფით. ატმოსფეროში მოხვედრისას მეტეოროები ხურდება, შემდეგ იწვება. ატმოსფეროს შედარებით მკვრივ ფენებში ისინი გახურებას იწყებენ 100—200 კმ სიმაღლეზე, ჩაქრობას კი დაახლოებით — 85 კმ სიმაღლეზე. ზოგიერთი ძალზე დიდი მასის მეტეორი მთლიან დაწვას ვერ ასწრებს და დედამიწაზე ეარდება.

პოლარული ნათების შესწავლა დიდ შესაძლებლობას იძლევა ატმოსფეროს მაღალი ფენების კვლევის საქმეში. იგი წარმოადგენს ატმოსფეროში მოხვედრილ მზის კორპუსკულარული გამოსხივებით გამოწვეულ გაიშვიათებული გაზების ნათებას. პოლარული ნათების ფუძე 60—100 კმ-ს აღწევს, ხოლო მისი ზედა საზღვარი 1000—1200 კმ-მდე ვრცელდება.

ამჟამად ვარაუდობენ, რომ ატმოსფეროს ვერტიკალური სიმძლავრე 20 000 კმ-ს აღწევს. ატმოსფეროს საერთო მასა 5,27 10¹⁶ ტონაა და დედამიწის მასის დაახლოებით ერთმეტილიონედ ნაწილს შეადგენს. ატმოსფეროს ძირითადი მასა დაგროვილია დედამიწის ზედაპირის მიმდებარე ვიწრო ფენაში, მთელი მასის 50% დაახლოებით მოთავსებულია ზედაპირიდან 5 კმ სიმაღლეზე, 75%—10 კმ-ზე, 90%—16 კმ-ზე, 95%—20 კმ-ზე, ხოლო 99%—30-35 კმ სიმაღლეზე.

§ 6. ატმოსფეროს ვერტიკალური აღნაგობა

ატმოსფერო თავისი ფიზიკური თვისებებით ერთგვაროვანი არ არის; იცვლება როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტალური მიმართულებით. თვით თავისი შედგენილობით (თერმული რეჟიმით, ელექტრონული და სხვა ფიზიკური მოვლენებით) ვერტიკალური

მიმართულებით შეიძლება დაიყოს ხუთ ძირითად ფენად: ტროპოსფეროდ, სტრატოსფეროდ, მეზოსფეროდ, თერმოსფეროდ და ეგზოსფეროდ (ცხრ. 4).

ც ხ რ ი ლ ი 4

ატმოსფეროს ვერტიკალური დაყოფა

ფ ე ნ ა	საშუალო სიმაღლე კმ-ით	გარდამავალი ფენა
ტროპოსფერო	0—11	ტროპოპაუზა
სტრატოსფერო	11—50	სტრატოპაუზა
მეზოსფერო	50—90	მეზოპაუზა
თერმოსფერო	90—800	თერმოპაუზა
ეგზოსფერო	800	

მე-4 ცხრილში მოტანილია საშუალო მონაცემები. სინამდვილეში შეიძლება ადგილი ექნეს ცალკეული ფენების სიმაღლეთა მნიშვნელოვან გადახრას, რომელიც გამოწვეულია განედის, წლის დროის, მეტეოროლოგიური მდგომარეობისა და სხვათა მიზეზით.

1. ტ რ ო პ ო ს ფ ე რ ო ატმოსფეროს ქვედაფენაა. მისი საშუალო სიმაღლე, როგორც მე-4 ცხრილიდან ჩანს, 11 კმ-ს უდრის. იგი შეიძლება მერყეობდეს პოლუსებზე და ეკვატორზე 7 კმ-იდან 18 კმ-მდე, ზომიერ განედებზე კი — 10—12 კმ-მდე.

ტროპოსფეროში მოქცეულია მთელი ატმოსფეროს 3/4; ყველა ძირითადი მეტეოროლოგიური მოვლენა და პროცესი ამ ფენაში მამდინარეობს. ტროპოსფეროსათვის დამახასიათებელია სიმაღლის მიხედვით ჰაერის ტემპერატურის დაცემა ყოველ 100 მეტრზე საშუალოდ 0,6°-ით; აქ მიმდინარე ყველა პროცესზე არსებით გავლენას ახდენს ვერტიკალური მიმართულებით ჰაერის შერევა და დეამიწასა და ატმოსფეროს შორის სითბოს გაცვლა.

ატმოსფეროს წყლის ორთქლის თითქმის მთელი მარაგი ტროპოსფეროშია მოქცეული და მონაწილეობას იღებს სხვადასხვა ფორმის ღრუბლების გაჩენაში.

ტროპოსფეროს ზედა საზღვარზე ჰაერის ტემპერატურა ეცემა —50 —60°-მდე.

ტროპოსფეროს პირობითად ყოფენ სამ ფენად:

ა. ქვედა ტროპოსფერო ანუ ატმოსფეროს მოსაზღვრე ფენები — დედამიწის ზედაპირიდან 1,0—1,5 კმ სიმაღლემდე; ამ ფენას ხახუნის ფენასაც უწოდებენ, რადგან მასზე ყველაზე მეტ გავლენას დედამიწის ზედაპირი ახდენს. აქ წარმოიშობა ქვედა იარუსის ღრუბლები.

ბ. შუა ტროპოსფერო — 1,0—1,5-დან 6—7 კმ სიმაღლემდე. ამ ფენაში ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა ძლიერ შესუსტებულია. გაბატონებული პროცესებია: ჰაერის მასათა გადატანა, ძლიერი კონვექცია და შუა იარუსის ღრუბლების გაჩენა.

გ. ზედა ტროპოსფერო—6 — 7 კმ-დან ტროპოპაუზამდე. ამ ფენებში მიწის გავლენა ძლიერ შესუსტებულია. აქ წარმოიშობა მაღალი იარუსის ყინულოვანი ღრუბლები.

ტროპოპაუზა ანუ სუბსტრატოსფერო გარდამავალი ფენაა ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს შორის. აქ ხდება ჰაერის გაცვლა ქვედა და ზედაფენებს შორის. ტროპოპაუზის ფენა დიდი არ არის და მერყეობს რამდენიმე ასეული მეტრიდან 1—2 კმ-მდე. ტროპოპაუზის მდგომარეობას განსაზღვრავენ ტემპერატურის იზოთერმული ან სუსტი ინვერსიული მსვლელობით.

ჰაერის მასებს შორის მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტის პირობებში ზედა ტროპოსფეროში და ქვედა სტრატოსფეროში (ტროპოპაუზის მახლობლად) წარმოიშობა კ ა ვ ლ უ რ ი დ ი ნ ე ბ ე ბ ი. აქ ვიწრო ზოლად მოქმედებს ძლიერი ქარები, რომელთა სიჩქარეც შეიძლება 200—300 კმ/სთ მიაღწიოს. ქველური დინებები უფრო ხშირია სუბტროპიკულ ზონაში.

2. ს ტ რ ა ტ ო ს ფ ე რ ო 50—60 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება. ამ ფენისათვის დამახასიათებელია ტემპერატურის იზოთერმული (ქვედაფენებში) და შემდგომ ინვერსიული მსვლელობა. ტემპერატურის, იზოთერმული მსვლელობა ძირითადად ზომიერი განედებისთვისაა დამახასიათებელი, ინვერსიული კი — დაბალი განედებისთვის. თუ საშუალო განედებში სტრატოსფეროს ტემპერატურა —50 —55°-ია, ეკვატორულ ზონაში იგი —70 —80°-ს აღწევს. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ამ ფენაში (20—25 კმ) ადგილი აქვს სადაფისებრი ღრუბლების წარმოშობას, რაც მიუთითებს აქ წყლის ორთქლის არსებობაზე.

20—25 კმ-ზე ზემოთ შეიმჩნევა ტემპერატურის მატება (სტროპოპაუზის ფენებში იგი საშუალოდ 0°-ს აღწევს); იგი ძირითადად გამოწვეულია ოზონის მიერ მზის მოკლელტალღიანი რადიაციის შთანთქმით.

3. მ ე ზ ო ს ფ ე რ ო ვრცელდება დაახლოებით 90 კმ-ზე, სადაც ტემპერატურა ეცემა —70 —80°-მდე. ამ ფენაში საერთოდ ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით კლებულობს.

როგორც სტრატოსფეროში, ისე მეზოსფეროში ადგილი აქვს ტემპერატურათა წლიურ მსვლელობას. მეტეოროლოგიური რეკორტების მონაცემებით, საშუალო განედებზე სტრატოსფეროში

ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 10—13°-ს შეადგენს. ამასთან ტემპერატურის მაქსიმუმი მით უფრო ადრე დგება, რაც უფრო დიდია სიმაღლე. მაგალითად, 26—40 კმ სიმაღლეზე მაქსიმუმი ივნისშია, 44—50 კმ-ზე კი — აპრილ-მაისში.

4. ატმოსფეროს ყველაზე უფრო სქელი ფენა ატმოსფერო ანუ იონოსფეროა. ეს ფენა ძირითადად ტემპერატურის განუწყვეტელი მატებით ხასიათდება. იგი ვრცელდება 90 კმ-დან დაახლოებით 800 კმ-მდე.

კოსმოსური გამოსხივებისა და მზის ულტრაიისფერი სხივების მეშვეობით თერმოსფეროში ინტენსიურად მიმდინარეობს მოლეკულათა დისოციაცია, იონიზაცია და სხვა პროცესები.

იონოსფეროში ჰაერის დიდი გაიშვიათების მიუხედავად იონების რაოდენობა რამდენჯერმე აღემატება ატმოსფეროს ქვედაფენებისას; ეს იონები, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ძირითადად უანგბადისა და აზოტის დამუხტული ატომები და თავისუფალი ელექტრონებია.

აღნიშნულ ფენაში დიდი იონიზაცია ბევრად ზრდის ჰაერის ელექტროგამტარობას და ამით ხელს უწყობს რადიოტალღების არეკვლას, შთანთქმასა და გარდატეხას. აღნიშნული ფენის ზედა საზღვარზე ტემპერატურა 800—1000°-ს აღწევს.

5. თერმოსფეროს (იონოსფეროს) ზემოთ მოთავსებულია ატმოსფეროს გარეგანი ფენა — ეგზოსფერო. იგი დაახლოებით 600 კმ სიმაღლიდან იწყება. ამ ფენაში ხდება ატმოსფეროს თანდათანობითი გადასვლა საპლანეტათშორისო სივრცეში. აქ ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით მცირედ იცვლება. მისი მნიშვნელობა 1000—1500°-ს აღწევს (აბსოლუტური სკალით).

ეგზოსფეროს განევის ფენასაც უწოდებენ, რადგან ზოგიერთი ვაზის ატომი (განსაკუთრებით წყალბადი) სწრაფი მოძრაობის გამო ატმოსფეროს წყდება და გადადის კოსმოსურ სივრცეში.

აქამდე ვარაუდობდნენ, რომ ეგზოსფერო და საერთოდ ატმოსფერო 2000—3000 კმ სიმაღლეზე მთავრდებოდა. მაგრამ შემდგომმა დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ წყალბადი, რომელიც ეგზოსფეროდან კოსმოსურ სივრცეში ზვდება, დედამიწის გარშემო აჩენს გვირგვინს (მსგავსად მზის გვირგვინისა), რომელიც 20 000 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება.

დედამიწის თანამგზავრების მეშვეობით დადგინდა, რომ დედამიწის სფეროს გარშემო არსებობს რადიაციის ორი სარტყელი. ეს სარტყელები წარმოადგენს დამუხტულ ნაწილაკთა კონცენტრაცი-

ას; ისინი დიდი ენერჯის მატარებელი არიან და მათი მოძრაობის სიჩქარე სინათლისა უახლოვდება.

შინაგანი სარტყელი დედამიწიდან დაშორებულია 2—5 ათასი კმ-ით, ხოლო გარეგანი — 13—80 ათასი კმ-ით. შინაგანი რადიაციული სარტყელი დედამიწისეული წარმოშობის პროტონებისაგანაა შემდგარი, ხოლო გარეგანი — მზიური წარმოშობის ელექტრონებისაგან.

დამუხტული ნაწილაკები დედამიწის მაგნიტური ველის გავლენას განიცდიან და განაპირობებენ ზემოაღნიშნული სარტყელების არსებობას.

§ 6. ატმოსფეროს ჰორიზონტალური დანაწილება

ჰაერის მასები და ფრონტები. ატმოსფერო თავისი ფიზიკური მდგომარეობით ერთგვაროვანი არ არის. ეს განსაკუთრებით ატმოსფეროს ქვედა ნაწილზე — ტროპოსფეროზე ითქმის. აქ ყველაზე მეტად შედგენდება დედამიწის ზედაპირის გავლენა. დედამიწის ზედაპირი მზიიდან სითბოს სხვადასხვა რაოდენობით იღებს; ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა ტროპოსფეროში წარმოშობს ფიზიკურად მკვეთრად განსხვავებულ ჰაერის მასებს. ჰაერის მასები თავიანთი ფორმირების პროცესში იღებენ იმ თვისებებს, რომელ გეოგრაფიულ პირობებშიც ისინი წარმოიშენენ. მაგალითად, თუ ჰაერის მასა დიდი ხნის განმავლობაში იქნებოდა გრენლანდიის ყინულოვან პლატოზე, მაშინ იგი სრულიად სხვა თვისებებს შეიძენდა, ვიდრე ჰაერის მასა, რომელიც საპარის უდაბნოში იწყებს ფორმირებას.

ერთი და იმავე ჰაერის მასის ფიზიკური თვისებები თითქმის ერთგვაროვნებით ხასიათდება; ეს ასეც უნდა ყოფილიყო, რადგან მათი ფორმირების კერის ზედაპირიც ხომ თითქმის ერთგვაროვანია (ზღვა, ხმელეთი, ყინული, უდაბნო და სხვ.).

ტროპოსფეროს შიგნით ასეთი ჰაერის მასები დიდ ტერიტორიას მოიცავს (მილიონი კმ²); ვერტიკალური მიმართულებით მათ შეიძლება სტრატოსფეროდეცე კი მიაღწიონ.

ერთი ადგილიდან მეორეზე გადანაცვლებისას ჰაერის მასებს გადააქვს მათთვის დამახასიათებელი ამინდის პირობები. სხვადასხვა ჰეზონში ამა თუ იმ ტიპის ჰაერის მასის გაბატონებული მდგომარეობა ძირითადად განსაზღვრავს მოცემული რაიონისათვის დამახასიათებელ კლიმატურ რეჟიმს. მაშასადამე, ჰაერის მასების შესწავლა და კლასიფიკაცია ხდება მათი ფორმირების კერის გე-

ოგრაფიული პირობების მიხედვით; აქედან გამომდინარე, არჩევენ ოთხი ტიპის ჰაერის მასას:

1. ა რ ტ ი კ უ ლ ს (ანტარქტიკულს), რომელიც წარმოიშობა პოლარული წრის გადაღმა არქტიკის (ანტარქტიკის) მუდმივი თოვლისა და ყინულის პირობებში;

2. პ ო ლ ა რ უ ლ ს — ზომიერი განედების ოკეანეებისა და კონტინენტების ზედაპირზე;

3. ტ რ ო პ ი კ უ ლ ს — ტროპიკული და სუბტროპიკული სარტყელის ოკეანეებისა და კონტინენტების ზედაპირზე;

4. ე კ ვ ა ტ ო რ უ ლ ს — ეკვატორის ზონაში და ერთი ნახევარსფეროდან მეორეში გადადის.

ჰაერის მასა ერთი რაიონიდან მეორეში გადაადგილებისას განიცდის ტრანსფორმაციას. თერმული პირობების მიხედვით იგი ორგვარია: თბილი და ცივი.

ჰაერის მასებს, რომელნიც გადაადგილებიან ცივი ზედაპირიდან თბილისაკენ (მაღალი განედებიდან დაბალისაკენ), ც ი ვ ი ჰ ა ე რ ი ს მასები ეწოდებათ. ცივი ჰაერი ახალ რაიონში აცივებას იწვევს, მაგრამ გზადაგზა თვითონაც განიცდის ქვედაფენებში გათბობას. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იზრდება, წარმოიშობა მძლავრი კონვექციური მოვლენები — გროვა-წვიმის ღრუბლები და ნალექები ძლიერი თავსხმით.

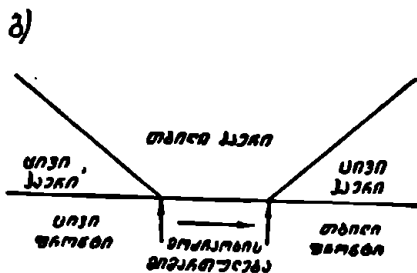
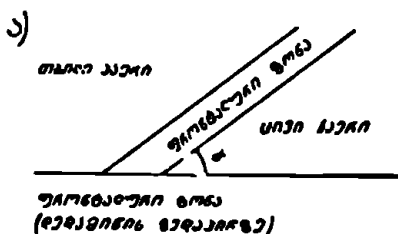
ჰაერის მასებს, რომელნიც გადაადგილებიან თბილიდან ცივი ზედაპირისაკენ, თ ბ ი ლ ი მასები ეწოდებათ. თბილი ჰაერი მიწისპირა ფენებში ცივდება. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მცირდება, კონვექცია ძლიერ სუსტდება და ძირითადად ფენა ღრუბლები და ნისლი წარმოიშობა.

ჰაერის მასები, გარდა თერმოდინამიკური დაყოფისა, მათი ფორმირების კერის ზედაპირის ხასიათის მიხედვით შეიძლება ზ ღ ვ ი უ რ და კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ უ რ ჰაერის მასებად დაიყოს. ასეთი დაყოფა ძირითადად შეეხება: არქტიკულ, პოლარულსა და ტროპიკულ ჰაერის მასებს.

ტროპოსფეროში ყველა ტიპის ჰაერის მასა განუწყვეტლივ მოძრაობაშია. ისინი დიდი მანძილით შორდებიან პირვანდელი ფორმირების კერას და ღრმად იჭრებიან სხვა მასებში: მათ შორის წარმოიშობა ვიწრო გარდამავალი ზონა, რომელსაც ფრონტალურ ზედაპირს ანუ ფრონტის ხაზს უწოდებენ. ფრონტალური ზედაპირი მცირე კუთხითაა დახრილი დედამიწის ზედაპირისაკენ (ნახ. 1-ა).

იმ ფრონტებს, რომელნიც წარმოიშობა ძირითადი გეოგრაფიული ტიპის ჰაერის მასებს შორის, მ თ ა ვ ა რ ფრონტებს უწოდებენ.

არჩევენ სამ ძირითად ფრონტს: ა რ კ ტ ი კ უ ლ ს — არქტიკული და პოლარული ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირი; პ ო ლ ა რ უ ლ ს — პოლარული და ტროპიკული ჰაერის გამყოფი ზედაპირი, და ტ რ ო პ ი კ უ ლ ს — ტროპიკული და ეკვატორული ჰაერის



ნახ. 1. ფრონტალური ზონის სქემა (ა) და თბილი და ცივი ფრონტები (ბ)

გამყოფი ზედაპირი. ჰაერის მასებთან ერთად მოძრაობს ფრონტებიც; ფრონტალურ ზედაპირზე მეტეოროლოგიური ელემენტები განიცდის ძლიერ ცვლილებას (წყვეტას). ეს განსაკუთრებით ტემპერატურაზე ითქმის, რომელიც თბილიდან ცივი ჰაერის მასებში გადასვლის დროს შეიძლება 10—15°-ით შეიცვალოს.

ფრონტალური ზედაპირის მოძრაობის მიხედვით არჩევენ თბილ და ცივ ფრონტებს. თ ბ ი ლ ი ფ რ ო ნ ტ ი ს დ რ ო ს თ ბ ი ლ ი ჰ ა ე რ ი დაეწევა ცივს და იწყებს აღმასრიალს; ხოლო ცივი ჰაერი უკან იხევს და ადგილს უთმობს პირველს. ც ი ვ ი ფ რ ო ნ ტ ი ს დ რ ო ს კ ი ცივი მასები შეიჭრება თბილში, და ეს უკანასკნელი უკან იხევს (ნახ. 1. ბ).

ფრონტების გადაადგილებისას კარგად შეიმჩნევა ცვლილებები ღრუბელთა ფორმებში, ნალექების მოსვლაში, ტემპერატურისა და ტენიანობის მსვლელობაში და საერთოდ ყველა იმ ელემენტში, რომლებითაც ამინდს ვახასიათებთ.

§ 7. გაზების ძირითადი კანონები

მშრალი ჰაერის მდგომარეობის განტოლება და ჰაერის სიმკვრივე. მშრალი ჰაერის ძირითად შემადგენელ ნაწილს აზოტი, ჟანგბადი, ნახშირორჟანგა გაზი და არგონი წარმოადგენს. ვინაიდან ამ გაზების ტემპერატურა ატმოსფეროში მეტია მათ კრიტიკულ ტემპერატურაზე, ისინი ყოველთვის გაზობრივ მდგომარეობაში რჩებიან. ამიტომ, ატმოსფეროში შექმნილი პირობების გამო, მასში შემავალი ყველა გაზი პრაქტიკულად იდეალური გაზის თვისებებს ატარებს; აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია გამოვიყენოთ იდეალური გაზების ძირითადი კანონები.

როგორც ცნობილია, გაზების მდგომარეობის ძირითად განმსაზღვრელ პარამეტრებს T ტემპერატურა, P წნევა და ρ სიმკვრივე; ან V ხვედრითი მოცულობა წარმოადგენს. ეს ელემენტები ერთმანეთთან მკიდროდა დაკავშირებული მენდელეევი-კლაპეირონის განტოლებით, რომელსაც გაზის მდგომარეობის განტოლება ს უწოდებენ:

$$PV = RT, \quad (11)$$

სადაც, P წნევაა, V — ხვედრითი მოცულობა, T — აბსოლუტური ტემპერატურა ($T = 273 + t^\circ$ ცელს), R — გაზის მუდმივა.

როგორც ვიცით, ხვედრითი მოცულობა: $V = \frac{1}{\rho}$, სადაც ρ სიმკვრივეა; თუ ჩავსვამთ მას (11) ფორმულაში, მივიღებთ:

$$P = \rho RT. \quad (12)$$

ამ ფორმულიდან შეიძლება განვსაზღვროთ გაზის მუდმივა

$$R = \frac{P}{\rho T}. \quad (13)$$

მშრალი ჰაერისათვის, ნორმალურ პირობებში, როდესაც $T = 273^\circ$ ($t = 0^\circ$) და $P = 1013250$ დინი/სმ²,

$$R = \frac{1013155 \text{ დინი/სმ}^2}{0,00129 \text{ გ/სმ}^3 \cdot 273} = 2,8704 \cdot 10^6 \text{ ერგი/გ. გრად.}$$

მშრალი ჰაერის სიმკვრივე ρ შეიძლება გამოითვალოს (12) ფორმულიდან:

$$\rho = \frac{P}{RT}. \quad (14)$$

ჰაერის სიმკვრივე ეწოდება იმ მასას, რომელსაც შეიცავს ერთეული მოცულობის ჰაერი. როგორც (14) ფორმულიდან ჩანს, ρ დამოკიდებულია როგორც ჰაერის ტემპერატურაზე, ისე მის წნევაზე.

მშრალი ჰაერის სიმკვრივე ნორმალური წნევისა და ტემპერატურის პირობებში შეიძლება ასეც გამოისახოს:

$$\rho_0 = \frac{P_0}{RT_0} \quad (14-a)$$

თუ ჩავსვამთ მათ რიცხვით მნიშვნელობებს. მივიღებთ, რომ

$$\rho_0 = \frac{1013250 \text{ დინი/სმ}^2}{2.87 \cdot 10^6 \text{ ერგი/გ. გრად. } 273} = 0.00129 \text{ გ/სმ}^3,$$

ანუ $1,29 \cdot 10^{-3} \text{ გ/სმ}^3$.

თუ $t = 20^\circ$ და $P = 840$ მმ, მშრალი ჰაერის სიმკვრივე

$$\rho = 1 \cdot 10^{-3} \text{ გ/სმ}^3,$$

ასეთ პირობებში კი 1 მ³ ჰაერი 1 კგ-ს იწონის.

ნოტიო ჰაერის სიმკვრივე. ბუნებრივ პირობებში ატმოსფერო ყოველთვის მოიცავს წყლის ორთქლის გარკვეულ რაოდენობას. წყლის ორთქლის სიმკვრივის შეფარდება მშრალი ჰაერის სიმკვრივესთან უდრის 0,622-ს. მაშასადამე, წყლის ორთქლი მშრალ ჰაერზე უფრო ნაკლები წონისაა. ამიტომაც, რომ ტენიანი ჰაერი, რომელიც წყლის ორთქლს შეიცავს, ერთი და იმავე ტემპერატურისა და წნევის პირობებში უფრო მსუბუქია, ვიდრე მშრალი ჰაერი.

განესაზღვროთ ნოტიო ჰაერის სიმკვრივე $\rho_{\text{ნოტიო}}$, რომელსაც T ტემპერატურა, P წნევა და e წყლის ორთქლის დრეკადობა გააჩნია. ეს ჰაერი შეიძლება წარმოვიდგინოთ როგორც მშრალი ჰაერისა და წყლის ორთქლის ნარევი, მაშინ მივიღებთ მშრალი ჰაერისა (ρ) და წყლის ორთქლის სიმკვრივეთა (q) ჯამს:

$$\rho_{\text{ნოტიო}} = \rho + q \quad (15)$$

ჰაერის საერთო P წნევიდან მშრალი ჰაერის წილზე $P - e$ წნევა მოდის; ე. ი. მშრალი ჰაერის სიმკვრივე ρ ნარევის ამ ნაწილისათვის განისაზღვრება (14) ფორმულით:

$$\rho = \frac{P - e}{RT} \quad (16)$$

წყლის ორთქლის სიმკვრივეც შეიძლება (14) ფორმულით გან-
ვსაზღვროთ, თუ მას ნამრავლის სახით დავუმატებთ წყლის ორთქ-
ლის სიმკვრივის შეფარდებას მშრალი ჰაერის სიმკვრივესთან — 0,622:

$$q = 0,622 \frac{e}{RT} . \quad (17)$$

თუ (16) და (17) ფორმულებს ჩავსვამთ (15) განტოლებაში, მი-
ვიღებთ ნოტიო ჰაერის მდგომარეობის განტოლებას:

$$p_{\text{ნოტ.}} = \frac{P-e}{RT} + \frac{0,622e}{RT} = \frac{P}{RT} \left(1 - 0,378 \frac{e}{P} \right) . \quad (18)$$

დაბალი ტემპერატურის პირობებში ტენიანი ჰაერის სიმკვრივე
უმნიშვნელოდ განსხვავდება მშრალი ჰაერის სიმკვრივისაგან, რად-
გან e -ს მნიშვნელობა ტემპერატურის კლებასთან ერთად მცირ-
დება.

მაღალი ტემპერატურის დროს ტენიანი და მშრალი ჰაერის სიმ-
კვრივეთა სხვაობა მატულობს, მაგრამ სხვაობის სიდიდე მაინც
მცირე რჩება. მაგ., 0° ტემპერატურისას, როცა $P = 1000$ მმ (სტან-
დარტულ პირობებში), მშრალი ჰაერის სიმკვრივე $\rho = 1276$ გ/მ³.
როცა ჰაერი ნაჭერ მდგომარეობაშია, ე. ი. 0° ტემპერატურისას,
 $e = 6.1$ მმ, მაშინ მისი სიმკვრივე, იმავე წნევის პირობებში

$$\rho_{\text{ნოტ.}} = 1273 \text{ გ/მ}^3,$$

ე. ი. $\rho_{\text{ნოტ.}}$ 3 გ/მ³-ით ნაკლებია ρ -ზე.

§ 8. პირბაულარი ბუნაირბურა

ნოტიო ჰაერის სიმკვრივის განმსაზღვრელი (15) ფორმულა (14)
ფორმულისაგან განსხვავდება $\left(1 - 0,378 \frac{e}{P} \right)$ მამრავლით, რომელ-
იც გამოხატავს ჰაერის ტენიანობის მდგომარეობას.

ვინაიდან $\frac{e}{P}$ მცირე სიდიდეა, ამიტომ ტოლობა:

$$1 - 0,378 \frac{e}{P} = \frac{1}{1 + 0,378 \frac{e}{P}}$$

შეიძლება ჩაითვალოს ზუსტად. ნოტიო ჰაერის მდგომარეობის (18)
განტოლება კი ასეთ სახეს მიიღებს:

$$P_{\text{ნობ.}} = \frac{P}{RT \left(1 + 0,378 \frac{e}{P} \right)}. \quad (19)$$

ამ უკანასკნელ განტოლებაში შევიტანოთ T_0 პირობითი ტემპერატურის ცნება.

$$T_0 = T \left(1 + 0,378 \frac{e}{P} \right), \quad (20)$$

ხოლო თუ e -ს ხვედრითი ტენიანობით (s -ით) შევცვლით, მივიღებთ, რომ

$$T_0 = T (1 + 0,608 s), \quad (21)$$

სადაც T_0 ვირტუალური ტემპერატურაა.

T_0 -ს მნიშვნელობა შევიტანოთ მე-11 და მე-14 განტოლებებში

$$Pv = R \cdot T_0 \quad (22)$$

და

$$\rho = \frac{P}{RT_0}. \quad (23)$$

ორივე ტოლობა ტენიანი ჰაერის მდგომარეობის განტოლებაა. ამ განტოლებაში T_0 -ს შეტანა ტენიანი ჰაერის მდგომარეობის განტოლებაში მშრალი ჰაერის გაზის მუდმივას (R) შენარჩუნების სავალაუბრებს იძლევა.

ტენიანი ჰაერის ვირტუალური ტემპერატურა ისეთი ტემპერატურაა, რომელიც უქნებოდა სრულიად მშრალ ჰაერს, მისი სიმკვრივე რომ გატოლებოდა ერთი და იმავე წნევის პირობებში ტენიანი ჰაერის სიმკვრივეს.

რაგორც (20) და (21) განტოლებებიდან ჩანს, ვირტუალური ტემპერატურა ყოველთვის მეტია ჩვეულებრივ ტემპერატურაზე. აქედან გამომდინარე, ერთი და იმავე P დროს, ტენიანი ჰაერის სიმკვრივე ნაკლებია მშრალი ჰაერის სიმკვრივეზე. T_0 და T შორის სხვაობა ასე წარმოგვიდგება:

$$\Delta T_0 = T_0 - T,$$

საიდანაც

$$\Delta T_0 = 0,608 s T = 0,378 \frac{e}{P} \quad (24)$$

ΔT_0 ვირტუალური სხვაობაა.

სხვადასხვა წნევისა და ტემპერატურის პირობებში, წყლის ორ-
თქლის მაქსიმალური დრეკადობისას, ვირტუალური სხვაობის სი-
დიდეები მოცემულია მე-5 ცხრილში.

ცხრილი 5

$P_{\text{მა}}$	ტემპერატურა გრადუსებში								
	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
1000	0.0	0.0	0.1	0.3	0.6	1.3	2.6	4.8	8.6
500	0.0	0.1	0.2	0.5	1.2				

მე-5 ცხრილი ნათლად გვიჩვენებს, რომ ვირტუალური სხვაობა
დაბალი ტემპერატურის პირობებში ძალზე მცირეა, ხოლო მაღალი
ტემპერატურისას იგი მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს; წნევის
შემცირებით ΔT , მატულობს.

ვირტუალური ტემპერატურა წარმოადგენს გეოპოტენციალის
ბარომეტრული ფორმულის ერთ-ერთ ძირითად კომპონენტს.

§ 5. აბსოლუტური წნევა და მისი გაზომვის მეთოდები

ე. ტორიჩელიმ 1643 წ. გამოიგონა ბარომეტრი, რომლითაც
შესაძლებელი გახდა ჰაერის წონის (წნევის) განსაზღვრა, ხოლო
ფრანგმა ფიზიკოსმა ბ. პასკალმა საფუძველი ჩაუყარა ტორიჩელის
ბარომეტრით აღვილის სიმაღლის გაზომვებს.

ცნობილია, რომ ჰაერს გააჩნია წონა, რომელიც ქვედაფენებში
უფრო მეტია, ვიდრე ზედაში. ჰაერის სვეტი, რომლის ფუძე 1 სმ²
შეადგენს, საშუალოდ 1,033 კგ იწონის, ხოლო 1 მ²—1.33 ტონას.
ბარომეტრის მეშვეობით ჰაერის წონა შეიძლება გამოისახოს სხვა
ერთეულებში—მილიმეტრებში ან მილიბარებში. ზღვის დონეზე და
45° განედზე ბარომეტრის სინდიყის ჰვეტის სიმაღლე, რომელიც
ატმოსფეროს წონით წონასწორდება, 0° ტემპერატურისას საშუა-
ლოდ 760 მმ უდრის და მას ნორმალურ წნევას უწოდებენ. ასეთ
პირობებში სინდიყის მოცემული სვეტის მასა 1033, 2 გ ტოლია, ე. ი.
თუ სინდიყის სიმკვრივე $\rho = 13,596$ გ/სმ³, მაშინ $76 \cdot 13,596 =$
 $= 1033,2$ გ.

თუ წნევას CGS სისტემის ერთეულებში გამოვსახავთ, მაშინ
1033,2 უნდა გამრავლდეს სიმძიმის ძალის აჩქარებაზე, ე. ი.

$$1033,2 \cdot 980,6 = 10\ 13155 \text{ დინ/სმ}^2.$$

ამჟამად ატმოსფერული წნევის საზომ ერთეულად მიღებულია მილიბარი (მბ); იგი ბარის შეათასედი ნაწილია, ხოლო თვით ბარი ტოლია 10^6 დინ/სმ²-ის.

ატმოსფეროს წნევის საზომი ძირითადი იარაღის სკალა დაყოფილია მილიმეტრებად (რადგან ადრე წნევის ერთეულად მილიმეტრი იყო მიღებული). თუ გვსურს წნევის გადაყვანა მილიმეტრებიდან მილიბარებში, წნევის სიდიდე მილიმეტრებში უნდა გავამრავლოთ 1,333 და, პირიქით, მილიბარიდან მილიმეტრზე გადაყვანისას — 0,75-ზე.

ატმოსფეროს წნევას, გარდა სინდიციანი ბარომეტრისა, ზომვენ ანეროიდის, ბაროგრაფის, მეტეოროგრაფის, რადიოზონდის მეშვეობით. ჩამოთვლილი ხელსაწყოების მიმღები ნაწილი ლითონის კოლოფს წარმოადგენს, საიდანაც ჰაერია ამოქაჩული; წნევის ყოველი ცვლილება კოლოფის დეფორმაციას იწვევს. ისინი შეფარდებითი ხელსაწყოებია და დაგრაღულირებულნი არიან სინდიცის ბარომეტრთან.

§ 10. ატმოსფეროს წნევის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით

ატმოსფეროს წნევა სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, რადგან ჰაერის სიმკვრივე და მალლამდებარე ჰაერის ფენის სისქე თანდათანობით მცირდება. ჰაერის სიმკვრივე რომ უცვლელი რჩებოდეს, ე. ი. ერთგვაროვან ატმოსფეროსთან გვექონდეს საქმე, მაშინ წნევა სიმაღლის პროპორციულად შეიცვლებოდა; მაგრამ, როგორც ცნობილია, ჰაერის ქვედაფენები უფრო მეტი სიმკვრივით ხასიათდება, ვიდრე ზედაფენები, ამიტომ წნევის დაცემა ხაზობრივ კანონზომიერებას არ ექვემდებარება და მას სრულიად სხვა ხასიათი აქვს.

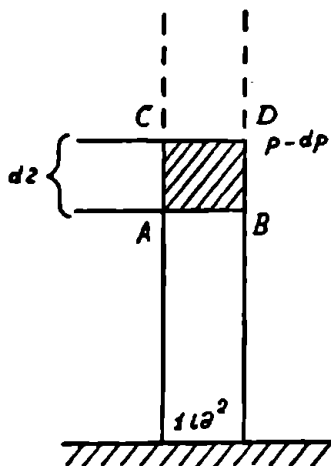
ატმოსფეროში გამოვყოთ 1 სმ² განიკვეთის ტოლი ჰაერის სვეტი (ნახ. 2), ამ სვეტის ნებისმიერ დონეზე კი წნევა P -თი აღვნიშნოთ.

სიმაღლის უსასრულოდ მცირე dz ცვლილებისას წნევაც უსასრულოდ მცირე dP სიდიდით შეიცვლება და, მაშასადამე, CD დონეზე წნევა $P - dP$ -ს ტოლი იქნება. წნევის dP სიდიდით ცვლილება, როგორც ნახ. 2-დან ჩანს, იმ ჰაერის წონა იქნება, რომელიც მოთავსებულია $ABCD$ ოთხკუთხედში.

თუ მოცემულ დონეზე ჰაერის სიმკვრივეა ρ და სიმაღლის ძალის აჩქარება g , მაშინ $ABCD$ ელემენტარული სვეტის წონა $\rho g dz$ -ის ტოლი იქნება და ამიტომ:

$$dP = -\rho g dz. \quad (25)$$

ამ განტოლებას ატმოსფეროს სტატიკის ძირითადი განტოლება ეწოდება. მასში კარგად არის გამოსახული P , ρ , g და z ურთიერთდამოკიდებულება. მართალია, ეს განტოლება ძირითადად



ნახ. 2. სტატიკის ძირითადი განტოლების გამოყვანა

გამოყენილია ატმოსფეროს სტატიკური წონასწორობის პირობებისათვის (მშვიდი, უმოძრაო მდგომარეობისათვის), მაგრამ იგი ასევე წარმატებით და დიდი სიზუსტით გამოიყენება მოძრავი ატმოსფეროსთვისაც (ჰაერის დროს). ეს განტოლება გვიჩვენებს წნევის ცვლილებას სიმაღლის უსასრულოდ მცირე ნაშტის შემთხვევაში.

სტატიკის განტოლებიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ: 1. ატმოსფეროში სიმაღლის ზრდით წნევა კლებულობს და ეს კანონზომიერება შედარებით უფრო მარტივია, ვიდრე სხვა ელემენტების (ტემპერატურა, სიმკვრი-

ვე, ტენიანობა და სხვ.) სიმაღლითი ცვლილების თავისებურებანი, 2. ატმოსფეროს წნევა ყოველ ნებისმიერ დონეზე წარმოადგენს 1 სმ^2 განივკვეთის ჰაერის სვეტის წონას მოცემული დონიდან ატმოსფეროს ზედა საზღვრამდე, 3. სტატიკის ფორმულა საშუალებას იძლევა აგრეთვე გავიგოთ სიმაღლის მიხედვით წნევის დაცემის სიჩქარე: რაც უფრო დიდ სიმაღლეზე ვიმყოფებით, მით უფრო ნაკლებია წნევის დაცემის სიდიდე.

§ 11. ბარომეტრული ფორმულა

წნევის ცვლილების გასაგებად გავაინტეგრავთ (25) ფორმულა z_1 , z_2 და P_1 , P_2 საზღვრებში; ρ სიმკვრივე განვსაზღვროთ მშრალი ჰაერის მდგომარეობის (14) განტოლებიდან.

საბოლოოდ მივიღებთ სიმაღლის ბარომეტრულ ფორმულას:

$$P_2 = P_1 \exp\left(-\frac{g}{RT_{\text{სა.}}}(z_2 - z_1)\right). \quad (26)$$

ეს ფორმულა გვიჩვენებს P წნევის ცვლილებას $T_{\text{სა.}}$ ტემპერატურის ცვლილებასთან დამოკიდებულებით. $T_{\text{სა.}}$ ორ დონეს შორის ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობაა.

(26) განტოლებას ამ სახით (გამოთვლების ჩატარება) ვერ გამოვიყენებთ, რადგან როგორც T , ისე ρ სიმაღლის რთული ფუნქციებია და მათი სიმაღლითი ცვლილების ანალიზური გამოსახვა თითქმის შეუძლებელია.

იმისათვის, რომ ამოცანა ცოტად თუ ბევრად გადაიკრას, T და ρ -ს განაწილების ისეთ კერძო შემთხვევებს იღებენ, რომლებიც ატმოსფეროს ცალკეული ფენებისთვისაა დამახასიათებელი:

1. ერთგვაროვანი ატმოსფეროში ჰაერის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით არ იცვლება, ე. ი. $\rho = \rho_0 = \text{const.}$ აქ ρ_0 ჰაერის სიმკვრივეა $z=0$ დონეზე. თუ g -ს ცვლილებას უგულებელვუყოფთ, მაშინ (25) განტოლებიდან მივიღებთ ბარომეტრულ ფორმულას ერთგვაროვანი ატმოსფეროსათვის:

$$P_z = P_0 - g\rho_0 z. \quad (27)$$

ამ ფორმულის მიხედვით წნევის დაცემა ხაზოვანი კანონზომიერებით წარმოებს, ე. ი. რამდენჯერაც მატულობს სიმაღლე, იმდენჯერ კლებულობს წნევა.

როგორც ვხედავთ, (27) განტოლება P -ს ისეთ მნიშვნელობებს იძლევა, რომელსაც რეალურ ატმოსფეროში საერთოდ ადგილი არ აქვს. მაგრამ იგი კარგ შედეგებს გვაძლევს ჰიდროსფეროსათვის, სადაც წყლის სიმკვრივე ძალიან ვიწრო ფარგლებში იცვლება (წყლის სიმკვრივე ახლოსაა 1 გ/სმ^3 -თან). ამიტომ (27) განტოლებას შეიძლება ჰიდროსფეროს ბარომეტრული ფორმულა ვუწოდოთ (ამ შემთხვევაში სიმაღლე აითვლება ზღვის ან ოკეანის ფსკერიდან).

ერთგვაროვანი ატმოსფეროს სიმაღლე (H), ე. ი. ის სიმაღლე, რომლის დროსაც წნევა ნულს უტოლდება ($P = 0$), შეიძლება გამოვითვალოთ (27) ფორმულიდან

$$0 = P_0 - g\rho_0 H \quad \text{ან} \quad H = \frac{P_0}{g\rho_0}. \quad (28)$$

როგორც ვიცით, მშრალი ჰაერის მდგომარეობის (12) განტოლებიდან $P_0 = \rho_0 RT$; თუ მას ჩავსვამთ (28) ფორმულაში, მივიღებთ,

$$H = \frac{RT}{g} . \quad (29)$$

ნორმალური პირობებისათვის ($T = 273^\circ$ და $g = 980,6$ სმ/წმ²)

$$H = \frac{2,87 \cdot 10^8 \text{ ერგი/გ. გრად.} \cdot 273}{980,6 \text{ სმ/წმ}^2} = 7991 \text{ მ.}$$

მაშასადამე, ერთგვაროვანი ატმოსფეროს სიმაღლე დაახლოებით 8000 მ-ია. თუ ტემპერატურა t განსხვავებულია 0° -გან, მაშინ

$$H_1 = 8000 (1 + \alpha t). \quad (30)$$

2. იზოთერმული ატმოსფერო. ატმოსფერო იზოთერმულია, თუ ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით უცვლელია, ე. ი. $T = T_0 = \text{const}$, სადაც T_0 ტემპერატურაა ზღვის ან დედამიწის რომელიმე დონეზე. ატმოსფეროს სიმაღლე z გამოიანგარიშება ტალოზით

$$z = 18400 (1 + \alpha t) \lg \frac{P_0}{P_z}, \quad (31)$$

სადაც P_0 წნევაა დედამიწის ზედაპირზე, P_z — წნევა z სიმაღლეზე.

ამ ფორმულით, როგორც კერძო შემთხვევა, შეიძლება აგრეთვე გამოეთვალათ სიმაღლე, რომლის დროსაც იზოთერმულ ატმოსფეროში წნევა მცირდება ორჯერ, სამჯერ და ა. შ. ამისათვის $\frac{P_0}{P_z}$ -ის მაგიერად უნდა ჩავსვათ შესაბამისი რიცხვები. მაგ., გამოეთვალათ, რა სიმაღლეზე მცირდება P წნევა ორჯერ, თუ $t = 0^\circ$; $z = 18400 \cdot \lg 2 = 18400 \cdot 0,3 = 5500$ მ. მაშასადამე, 5500 მ სიმაღლეზე წნევა ორჯერ შემცირდება; იმავე პირობებში წნევის 10-ჯერ შემცირება მოხდება 18,4 კმ სიმაღლეზე, ხოლო 100-ჯერ — 37 კმ-ზე. ამგვარად, რაც უფრო მაღლა მდებარეობს ჰაერის მოცემული ფენა, მით უფრო ნაკლებია ამ ფენაში წნევის დაცემის სიდიდე.

3. პოლიტროპული ატმოსფერო ისეთი ატმოსფეროა, როცა ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მუდმივია

$$T = T_0 - \gamma z,$$

სადაც $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ ტემპერატურის გრადიენტია.

პოლიტროპული ატმოსფეროსათვის ტემპერატურა და წნევა დაკავშირებულია შემდეგი სახის ბარომეტრული ფორმულით:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}} \quad (32)$$

პოლიტროპული ატმოსფეროს კერძო შემთხვევებია ერთგვაროვანი, იზოთერმული და ადიაბატური¹ ატმოსფეროები.

პრაქტიკული მიზნებისათვის შემოღებულია ე. წ. სტანდარტული ატმოსფერო. იგი ხასიათდება მეტეოროლოგიური ელემენტების საშუალო განაწილებით. ამ ატმოსფეროსათვის 11 კმ სიმაღლემდე ტემპერატურა უნდა იცვლებოდეს ხაზობრივად ($\gamma=0^{\circ},65/100$ მ), ხოლო წნევა 1013 მმ ტოლი უნდა იყოს. მიღებულია, რომ 11 კმ-მდე ატმოსფერო პოლიტროპულია, ზემოთ — 30 კმ-მდე კი—იზოთერმული.

ზემოთ მოყვანილ ყველა ბარომეტრულ ფორმულაში გათვალისწინებული არ არის ატმოსფეროში წყლის ორთქლის არსებობა და სიმძიმის ძალის ცვლილება. ეს ორივე ელემენტი შეიტანა ლაპლასმა თავის სრულ ბარომეტრულ ფორმულაში:

$$z_2 - z_1 = 18400 (1 + \alpha t) \left(1 + 0,378 \frac{e}{P} \right) (1 + 0,0026 \cos 2f) \times \\ \times (1 + \beta z) \lg \frac{P_0}{P_2}, \quad (33)$$

სადაც $1 + 0,0026 \cos 2f$ მამრავლი გამოსახავს სიმძიმის ძალის აჩქარების ცვლილებას ადგილის განედის მიხედვით; $(1 + \beta z)$ — სიმძიმის ძალის ცვლილებას სიმაღლის მიხედვით; e წყლის ორთქლის საშუალო დრეკადობაა 0 და z დონეს შორის; თავისუფალი ატმოსფეროსათვის $\beta = 0,314 \cdot 10^{-6}$, მთიანი ადგილისათვის კი

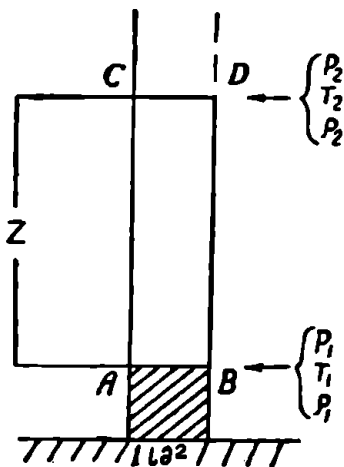
$$\beta = 0,196 \cdot 10^{-6}.$$

ამ ფორმულით შეიძლება ზუსტად განვსაზღვროთ ორ წერტილს შორის სიმაღლეთა სხვაობა. უმრავლესი მეტეოროლოგიური ამოცანის გადასაწყვეტად ისეთი სიზუსტე, როგორსაც ლაპლასის ფორმულა იძლევა, აუცილებლობას არ წარმოადგენს. ის შეიძლება

¹ ადიაბატურ ატმოსფეროში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (γ) მშრალადიაბატურის ტოლია ($\gamma=1,0^{\circ}/100$ მ). როცა $T=273^{\circ}$ -ს, ამ ატმოსფეროს სიმაღლე დაახლოებით 27,7 კმ-ია.

გამარტივდეს, თუ თავისი სიმცირის გამო გამოერიცხავთ $\frac{e}{P}$ და $\cos 2f$, მაშინ (33) ფორმულა დაიყვანება იზოთერმული ატმოსფეროს (31) ფორმულის სახეზე.

ატმოსფეროს მცირე სისქის ფენებისათვის ძირითადად გამოყენებულია ბ ა ბ ი ნ ე ს ფორმულა, რომელიც შემდეგნაირად მიიღება: ორ ღონეს შორის ჰაერის სიმკვრივე ჩავთვალოთ მუდმივად, ე. ი. რაღაც საშუალო სიმკვრივის ტოლად (ρ_m), ხოლო იმავე ღონეს შორის წნევათა სხვაობა $ABCD$ ჰაერის სვეტის წონის ტოლად (ნახ. 3), რომლის განივკვეთია 1 სმ^2 და სიმაღლე z , მაშასადამე,



ნახ. 3. ბაზინეს ბარომეტრული ფორმულის გამოყვანა

$$P_1 - P_2 = \rho_m g z,$$

საიდანაც

$$z = \frac{P_1 - P_2}{\rho_m g} \quad (34)$$

როგორც ცნობილია,

$$\rho_m = \frac{P_m}{RT_m};$$

T_m საშუალო ტემპერატურაა, ხოლო P_m — ორ ღონეს შორის საშუალო წნევა:

$$P_m = \frac{P_1 + P_2}{2},$$

თუ მას ჩავსვამთ სიმკვრივის (ρ_m) ფორმულაში, მივიღებთ

$$\rho_m = \frac{P_1 + P_2}{2RT_m}.$$

თუ ამ გამოსახულებას ჩავსვამთ (34) ტოლობაში, მაშინ

$$z = \frac{2RT}{g} \cdot \frac{P_1 - P_2}{P_1 + P_2}.$$

(29) და (30) ფორმულებიდან ცნობილია, რომ $H = \frac{RT}{g} = 8000 \text{ მ}$, ხოლო

$H_t = \frac{RT}{g} = 8000 (1 + \alpha t_m)$; საბოლოოდ მივიღებთ ბაზინეს ფორმულას:

$$z = 16000(1 + \alpha t) \frac{P_1 - P_2}{P_1 + P_2} \quad (35)$$

ამ ფორმულაში P_1 ქვედა პუნქტის წნევაა, P_2 — ზედა პუნქტი-სა α ჰაერის თერმული გაფართოების კოეფიციენტია, t_m — საშუალო ტემპერატურა ორ დონეს შორის.

ბარომეტრული ფორმულების მეშვეობით შეიძლება გადავწყვიტოთ შემდეგი საკითხები:

ა. თუ ცნობილია ქვედა და ზედა პუნქტებზე P_1 და P_2 წნევა და t_m საშუალო ტემპერატურა, მაშინ შეიძლება განვსაზღვროთ შეფარდებითი სიმაღლე, ე. ი. ზედა და ქვედა წერტილებს შორის სხვაობა (ბარომეტრული ნიველირება). ამისათვის შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც ლაპლასისა და ბაბინეს ფორმულები, ასევე მკირე სიმაღლისათვის — იზოთერმული ატმოსფეროს ბარომეტრული ფორმულა.

ბ. მოცემულ z_2 სიმაღლეზე ვიპოვოთ P_2 წნევა, თუ ცნობილია ქვედა z_1 წერტილში P_1 წნევა და $z_2 - z_1$ ფენის საშუალო ტემპერატურა (t_m). ამ შემთხვევაშიც საკითხის გადაწყვეტა შეიძლება იმავე ფორმულებით, რომლითაც პირველი საკითხი იქნა გადაწყვეტილი.

გ. წნევა დაეიყვანოთ ზღვის დონეზე; თუ ცნობილია P_2 , t_m , z_2 , გავიგებთ P_1 , ე. ი. წნევას, რომელიც ექნებოდა მოცემულ სადგურს ზღვის დონეზე.

ზემოაღნიშნული ამოცანების გადაწყვეტას არა მარტო სუფთა მეტეოროლოგიური, არამედ სახალხომეტურნობრივი და განსაკუთრებით სამხედრო მნიშვნელობაც ენიჭება.

§ 12. ბარომეტრული საზნაური და წნევის ვერტიკალური გრადიენტი

წნევის ცვლილების დახასიათება სიმაღლის მიხედვით შეიძლება უფრო სწრაფად განხორციელდეს ბარომეტრული საფეხურის ან წნევის ვერტიკალური გრადიენტის მეშვეობით.

ბარომეტრული საფეხური ისეთი სიმაღლეა, რომელზეც უნდა ავიდეთ ან ჩამოვიდეთ, რომ წნევა შეიცვალოს ერთი მილიბარით. მაშასადამე, თუ სიმაღლის dz -ით ცვლილება იწვევს წნევის dP

ცვლილებას, მაშინ ბარიული საფეხური $h = -\frac{dz}{dP}$ მ/მმ: ბარომეტ-

რული საფეხური შეიძლება გამოვიყვანოთ ბაბინეს ფორმულიდან თუ $P_1 - P_2 = 1$ მმ, ხოლო $P_1 + P_2$ შეიძლება საკმაო სიზუსტით გა-

უტოლდება $2P$, მაშინ ჩაკევამთ ამ სიდიდეებს ბაბინეს ფორმულაში, მივიღებთ

$$h = \frac{8000}{P_m} (1 + \alpha t_m), \quad (36)$$

სადაც

$$P_m = \frac{P_1 + P_2}{2}.$$

როგორც ამ ფორმულიდან ჩანს, ბარიული საფეხური წნევის უკუპროპორციულია, რის გამოც იგი სიმაღლის მიხედვით მატულობს. ერთი და იმავე წნევის პირობებში ბარიული საფეხურის მნიშვნელობა თბილ ჰაერში უფრო მეტია, ვიდრე ცივში.

თუ

$$P = 1000 \text{ მმ და } t = 0^\circ,$$

მაშინ

$$h = \frac{8000}{1000} (1 + 0,004 \cdot 0^\circ) = 8 \text{ მ/მმ}.$$

ტემპერატურისა და წნევის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის ბარიული საფეხურის მნიშვნელობა მოცემულია მე-6 ცხრილში.

ც ხ რ ი ლ ი 6 .

წნევა მმ-ში	ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ ა				
	-40	-20	0	20	40
1000	6.7	7.4	8.0	8.6	9.3
500	13.4	14.7	16.0	17.3	18.6
100	67.2	73.6	80.0	86.4	92.8

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ბარიული საფეხური მატულობს როგორც წნევის კლებით, ისე ტემპერატურის მატებით.

ბარომეტრული საფეხურის მეშვეობით მიახლოებით შეიძლება გამოვიტყუალოთ შეფარდებითი სიმაღლე (ბარომეტრული წიველირება), ვიპოვოთ მოცემულ სიმაღლეზე წნევა და დავიყვანოთ იგი ზღვის დონეზე.

ბ ა რ ი უ ლ ი გ რ ა დ ი ე ნ ტ ი ბარიული საფეხურის შებრუნებული სიდიდეა და იძლევა ერთეულ სიმაღლეზე წნევის ცვლილების ინტენსივობას. თუ მას აღვნიშნავთ G -თი, მაშინ

$$G = - \frac{dP}{dz}, \quad (37)$$

იგი გამოიყვანება სტატიკის ძირითადი (25) განტოლებიდან:

$$\frac{dP}{dz} = \rho g,$$

სადაც

$$\rho = \frac{P}{RT}$$

და

$$\frac{dP}{dz} = -\frac{g}{R} \cdot \frac{P}{T}.$$

აქედან ვიპოვით, რომ

$$G = -\frac{980,6}{2,87 \cdot 10^6} \cdot \frac{P}{T} = -3.42 \frac{P}{T} \text{ მბ/100 მ.} \quad (38)$$

ამ ფორმულის მეშვეობით შეიძლება გამოვითვალოთ G -ს მნიშვნელობა მბ/100 მ P და T სხეადასხვა მნიშვნელობისათვის (ცხრ. 7).

ცხრილი 7

ტემპერატურა გრად.	წნევა მბ		
	1000	500	100
-40	14.68	7.94	1.47
0	12.52	6.26	1.25
+40	10.92		

როგორც მე-7 ცხრილიდან ჩანს, წნევის ვერტიკალური გრადიენტი ყველაზე მეტია ქვედა ტროპოსფეროში, განსაკუთრებით დაბალი ტემპერატურის პირობებში.

§ 13. ჰაერის ტემპერატურის, წნევისა და სივსკრივის ვერტიკალური განაწილება

ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ზოგიერთი საკითხი განხილული იყო მეხუთე პარაგრაფში. აქ შევეხებით მაღალ ფენებში ტემპერატურის განაწილებას. როგორც რაკეტული და დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრების მონაცემები გვიჩვენებს (ცხრ. 8), 90 კმ-დან ტემპერატურა მატულობს და 300 კმ-ზე იგი 628°-ს აღწევს, ხოლო უფრო მაღლა 2000—3000°-აც კი შეიძლება მიაღწიოს. უნდა აღვნიშნოთ, რომ ასეთი მაღალი ტემპერატურის გადა-

ცემა რაიმე მიკროსკოპულ სხეულებზე და მათზე ისეთი მოქმედების მოხდენა როგორც დედამიწაზე, ჰაერის დიდი გაიშვიათების გამო, შეუძლებელია. ამ ტემპერატურას ბიოლოგიური ეფექტი არ გააჩნია. ამის დამამტკიცებელია თუნდაც ის, რომ ხელოვნური თანამგზავრიდან გარეთ გამოსულ კოსმონავტებს არავითარი თერმული ზემოქმედება არ განუცდიათ, ვინაიდან აქ ტემპერატურა განისაზღვრება გამოსხივების გაცვლით გარემო ნივთიერებასთან.

ცხრილი 8

სიმაღლე კმ-ში	ტემპერატურა (გრად)	წვევა მმ-ში	სოკრივი გ/სმ ³	სიმაღლე კმ-ში	ტემპერატურა (გრად)	წვევა მმ-ში	სოკრივი გ/სმ ³
0	21	757	1193	40	-15	2,29	4,2
2	5	598	989	50	-1	6,38 · 10 ⁻¹	1,09
4	-12	466	815	60	-21	1,71 · 10 ⁻¹	3,16 · 10 ⁻¹
6	-26	358	661	70	-47	9,74 · 10 ⁻²	7,69 · 10 ⁻²
8	-40	270	530	80	-59	7,5 · 10 ⁻²	1,16 · 10 ⁻²
10	-53	201	429	90	-62	1,9 · 10 ⁻²	8,29 · 10 ⁻³
12	-56	149	317	100	-36	4,3 · 10 ⁻²	8,29 · 10 ⁻⁴
16	-54	79,0	171	150	145	3,7 · 10 ⁻²	3,40 · 10 ⁻²
20	-57	41,9	89,7	200	459	2,8 · 10 ⁻²	1,66 · 10 ⁻²
30	-42	9,22	18,6	260	590	3,6 · 10 ⁻²	1,52 · 10 ⁻²
				300	628	1,3 · 10 ⁻²	4,42 · 10 ⁻²

ისე როგორც მიმდებარე ფენებში, დიდ სიმაღლეებზეც ტემპერატურებს დღეღამური მსვლელობა ახასიათებს. ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა კლებულობს 1,0 კმ სიმაღლემდე, რომლის შემდეგ იგი კვლავ მატულობს და ტროპოსფეროს ზედაფენებში 4—5°-ს აღწევს. ატმოსფეროს ზონდირებამ გვიჩვენა, რომ სტრატოსფეროში ჰაერის ტემპერატურა შეიძლება მკვეთრად შეიცვალოს დროში (10—20°-ით დღე-ღამეში).

მაღალ ფენებში, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ტემპერატურას წლიური მსვლელობაც ახასიათებს. საშუალო განედებზე სტრატოსფეროში წლიური ტემპერატურის ამპლიტუდა 10—13°-ს შეადგენს. რაც უფრო მატულობს სიმაღლე, მით უფრო მეტად იგვიანებს მაქსიმალური ტემპერატურა. 26—40 კმ სიმაღლეზე ტემპერატურის მაქსიმუმი ივნისშია, 44—50 კმ-ზე — აპრილ-მაისში; მეზოსფეროში კი ტემპერატურის მაქსიმუმი ზამთრის თვეებზე მოდის.

წნევისა და სიმკვრივის განაწილება გარკვეულ კანონზომიერებას ემყარება. ორივე სიდიდე დიდ სიმაღლეზე ძალზე მცირე მნიშვნელობებით ხასიათდება. ორივე ელემენტი 100 კმ სიმაღლეზე,

დედამიწის ზედაპირთან შედარებით, 10^6 -ჯერ, ე. ი. მილიონჯერ მცირდება, ხოლო 200 კმ სიმაღლეზე — 10^{10} -ჯერ, ამასთან ერთად, იმავე პროპორციით მცირდება მოლეკულათა რიცხვი ერთეული მოცულობის ჰაერში და იზრდება მათი თავისუფალი გარბენის მანძილიც.

დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ სიმკვრივეს დღეღამური მსვლელობაც აქვს: მაქსიმუმია დაახლოებით შუადღისას, მინიმუმი კი — ღამით. 200—300 კმ სიმაღლეზე დღიდან ღამისაკენ სიმკვრივის ცვლილება 10%-ზე მეტს არ შეადგენს.

დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრების მონაცემებით, 500 კმ სიმაღლეზე სიმკვრივე დღისით სამჯერ უფრო მეტია, ვიდრე ღამით, 600 კმ-ზე — 6-ჯერ მეტია, ხოლო 700 კმ-ზე — 11-ჯერ.

სიმკვრივის დღეღამური მსვლელობის ძირითადი მიზეზია დიდ სიმაღლეებზე ატმოსფეროს ძლიერი გათბობა მზის რადიაციით.

სიმკვრივის ცვლილებაზე, წნევის გარდა, დიდ გავლენას ახდენს ტემპერატურაც. ეს განსაკუთრებით მიწისპირა ჰაერის ფენებზე ითქმის. აქ შესაძლებელია სიმკვრივის ცვლილების სამი შემთხვევა: როცა p სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, სიმკვრივე მუდმივია, ზოგ შემთხვევაში კი შეიძლება მის მატებას ჰქონდეს ადგილი; ეს დამოკიდებულია ვერტიკალურ ტემპერატურულ გრადიენტზე $\left(-\frac{dT}{dz}\right)$. მცირე და ნორმალური ტემპერატურული გრადიენტის

პირობებში სიმკვრივე ჩვეულებრივ კლებულობს. თუ $-\frac{dT}{dz}$ -ის

მნიშვნელობა მობრუნდება და მიაღწევს $3,4^{\circ}/100$ მ. მაშინ სიმკვრივე უცვლელი დარჩება (ერთგვაროვანი ჰაერის ფენა). მაგრამ საკმარისია ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდემ გადაეკარბოს $3,4^{\circ}/100$ მ, რომ მან დაიწყოს მატება. ცხადია, ატმოსფეროს ასეთი მდგომარეობა ძალზე არამდგრადია: უფრო მძიმე და მკვრივი ჰაერი ძირს ეშვება, თბილი და მსუბუქი კი — მაღლა იწევს ასვლას. როგორც ვხედავთ, ატმოსფეროში წარმოიშობა მძლავრი კონვექცია. ამ გარემოებას შეიძლება ადგილი ჰქონდეს უშუალოდ მიმდებარე ფენებში რამდენიმე მეტრ სიმაღლემდე. ხშირია შემთხვევები, როცა მზიან, ცხელ ამინდში 2 მ სიმაღლეზე ჰაერის ტემპერატურა $5-10^{\circ}$ -ით ნაკლებია ნიადაგისპირა ფენებთან შედარებით.

მზის რადიაცია

§ 1. ზოგადი ცნობები მზის რადიაციის შესახებ

დედამიწის ზედაპირსა და ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებისა და მოვლენების გამაპირობებელს მზის სხივური ენერგია წარმოადგენს. სხივური ენერგიის სახით მზე დედამიწასა და ატმოსფეროს ყოველწლიურად უგზავნის მთელი გამოსხივებული ენერგიის ერთორმეპილიარდედ ზაწილს, რაც შეადგენს დაახლოებით 2,5 · 10¹⁸ კალ/წთ. ამ ენერგიასთან შედარებით სითბოს სხვა წყაროებიდან მიღებული (ვარსკვლავებიდან, კოსმოსური გამოსხივებით, დედამიწის შინაგანი ენერგიით და სხვ.) სითბური ენერგია იმდენად მცირეა, რომ შესაძლებელია მათი უგულვებლყოფა.

მზის სხივური ენერგია, ან როგორც მას უწოდებენ — მზის რადიაცია წარმოადგენს ელექტრომაგნიტურ ტალღათა ერთობლიობას, რომელიც ძირითადად ხილული და უხილავი სხივების კომპლექსითაა წარმოდგენილი — გამა-სხივები, რენტგენის, ულტრაიისფერი, ინფრაწითელი სხივები და რადიოტალღები. ისინი ვრცელდებიან ყოველი მიმართულებით, ელექტრომაგნიტური ტალღების სახით; მათი სიჩქარე 300.000 კმ/წმ აღწევს. სხივური ტალღები ატმოსფეროს ზედა საზღვრიდან დედამიწის ზედაპირამდე განიცდის არსებით ცვლილებას. რადგან დედამიწა მზიდან დიდი მანძილით (საშუალოდ 150.000.000 კმ) არის დაშორებული, დედამიწაზე მოხვედრილი ყველა სხივი შეიძლება ერთმანეთის პარალელურად ჩეთვალოს. ამ სხივურ ნაკადს პ ი რ დ ა პ ი რ ი რ ა დ ი ა ც ი ა ეწოდება. სხივების ნაწილი ატმოსფეროში არსებული აეროზოლის ნაწილაკების მიერ გაიბნევა და დედამიწის ზედაპირზე გვევლინება გა ბ ნ ე უ ლ ი რ ა დ ი ა ც ი ა ს ა ხ ი თ . პ ი რ დ ა პ ი რ ი რ ა დ ი ა ც ი ა ეწოდება მთლიანი რადიაცია წარმოადგენს მზის სხივური ენერგიის ძირითად ნაწილს.

დედამიწაზე მოხვედრილი მზის რადიაციის დიდი ნაწილი ზედაპირის მიერ შთანთქმება და აბობნებს მას, ნაწილი კი—აირეკლება. ატმოსფეროც შთანთქავს რადიაციას, მაგრამ შედარებით ნაკლებს. რადიაციის იმ ნაწილს, რომელიც დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს მიერ აირეკლება — ა რ ე კ ლ ი ლ რ ა დ ი ა ც ი ა ეწოდება.

უოველი სხეული, რომლის ტემპერატურა აბსოლუტურ ნულზე მეტია, თავის მხრივ, გამოასხივებს გრძელტალღიან რადიაციას, რომელსაც ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ უ ლ ი რ ა დ ი ა ც ი ა ეწოდება. როგორც დედამიწის ზედაპირი, ისე ატმოსფერო სითბოს გამოასხივებადი სხეულებია და მათ დედამიწის და ატმოსფეროს შემხვედრ გამოასხივებას უწოდებენ. დედამიწისა და ატმოსფეროს რადიაცია, მსგავსად მზის რადიაციისა, შთანთქმასა და არეკვლას განიცდის.

მზე ატმოსფეროში გამოასხივებს აგრეთვე კ ო რ ჰ უ ს კ უ ლ ა რ უ ლ რ ა დ ი ა ც ი ა ს. ის წარმოადგენს ელექტრულად დამუხტულ მივთიერებათა ელემენტარულ ნაწილაკებს, რომელთა სიჩქარე ($v=400-3000$ კმ/წმ) გაცილებით ნაკლებია სინათლის სიჩქარეზე. ეს ნაკადი თითქმის მთლიანად შთანთქმება ატმოსფეროში 100 კმ-ზე უფრო მეტ სიმაღლეზე და მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს იქ მიმდინარე ფიზიკურ პროცესებზე.

მეტეოროლოგიაში გამოყოფენ მოკლეტალღიან და გრძელტალღიან რადიაციას. მოკლეტალღიანი რადიაციის ტალღის სიგრძე (λ) მოთავსებულია 0.1 მკ-სა და 4.0 მკ შორის. მზის რადიაციის 99%-ი მოკლეტალღიან რადიაციაზე მოდის. გრძელტალღიანი რადიაციის ტალღის სიგრძე $\lambda > 4$ მკ-ზე და 100—120 მკ-მდე აღწევს. ეს უკანასკნელი დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს რადიაციაა.

§ 2. მზი და მზის გამოსხივების ძირითადი კანონები

მზე ძალზე რთული აგებულებისაა. იგი შედგება მზის ატმოსფეროს, ფოტოსფეროსა და შინაგანი ნაწილისაგან: მ ზ ი ს ა ტ მ ო ს ფ ე რ ო შ ი უ ე დ ის ქ რ ო მ ო ს ფ ე რ ო (12.000—14.000 კმ სიმაღლით) და შ ე მ ბ რ უ ნ ე ბ ე ლ ი ფ ე ნ ა (დაახლოებით 500 კმ). ეს ორივე ფენა ძირითადად წყალბადისა და ჰელიუმისაგანაა შემდგარი. ქრომოსფეროს ზემოთ იწყება მზის გ ვ ი რ გ ვ ი ნ ი ს ფ ე ნ ა, რომელიც მზის გარეგან გარსს წარმოადგენს. მზის ატმოსფეროს შემადგენელი გაზები დიდ მოძრაობას განიცდის. ფ ო ტ ო ს ფ ე რ

ოს სისქე 100—300 კმ-ია. იგი გავარეარებული გაზების გაუმკვირ-
ვალე, მზის სფეროს ზედაპირის ხილული გამომსხივებადი ფენაა.
მის ზედაპირზე ადგილი აქვს ისეთ მოვლენებს როგორცაა ჩირალ-
დნები, გრანულები და ლაქები.

ფოტოსფეროს ტემპერატურა, გაზომილი სხვადასხვა მეთოდე-
ბით, საშუალოდ 6000°-ს შეადგენს. ასეთი ტემპერატურის პირობ-
ებში ყველა ნივთიერება მხოლოდ გაზობრივ მდგომარეობაშია და
მუდმივ მოძრაობას განიცდის, რის გამოც მზის ზედაპირი ერთგვა-
რ:ოვნებას კარგავს.

მზის ზედაპირზე ხშირად შეიმჩნევა სწრაფად წარმოშობი და
მქრობადი ხათელი მარცვლები — გრანულები და ცალკეული, ძალ-
ზე კაშკაშა ჩირალდნები. გრანულიაციის წარმოშობის მიზეზია ფო-
ტოსფეროში მიმდინარე აღმავალი და დაღმავალი დენები. ფო-
ტოსფეროს ცალკეულ ნაწილში კარგად შეიმჩნევა ე. წ. მზის
ლაქები. ლაქების წარმოშობის პირობები ძალზე ცვალებადია,
მაგრამ მრავალი დაკვირვებით დადგენილია, რომ მას გააჩნია პე-
რიოდული რყევადობა (საშუალოდ 11 წელი). ლაქების ტემპერატ-
ურა დაახლოებით 4600°-ია და გაცილებით ნაკლებია ფოტოსფერ-
ოს მეზობელი ადგილების ტემპერატურაზე (6000°). მზის ლაქების
გაჩენის საწყისი ეტაპი თუ მზის აქტივობის გაზრდას იწვევს, მათი
რაოდენობისა და ფართობის შემდგომი ზრდა, დაბალი ტემპერატუ-
რის გამო, პირიქით, მის აქტივობას ამცირებს.

შინაგანი ნაწილი ძალზე მაღალი ტემპერატურით (40
ზღნ. გრად.) ხასიათდება. მასში მიმდინარეობს რთული ბირთვული
რეაქცია, რომელიც მზის ენერჯიის ძირითად წყაროს წარმოადგენს.

მზეზე მიმდინარე მოვლენათა აქტივობის ცვლილება იწვევს
სხივური ენერჯიის ნაკადის ცვლილებას. ამჟამად თითქმის დადგე-
ნილად უნდა ჩაითვალოს, რომ მზის აქტივობის ცვლილება ზემოქ-
მედებას ახდენს დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე რიგ პრო-
ცესებზე: იონოსფეროს იონიზაციაზე, პოლარულ ნათებაზე, დედა-
მიწის მაგნიტურ ველზე და სხვ.

ბუნებაში ყოველი სხეული გამოასხივებს და შთანთქმავს სხივე-
რი ენერჯიის გარკვეული სიგრძის ტალღებს. ყველაზე კარგი გამო-
მსხივებადი და მშთანთქმელია აბსოლუტურად შავი სხეული, შავი
ზედაპირი. ამიტომ, შავ ზედაპირზე და აგრეთვე დედამიწის სხვა-
დასხვა სხეულებზე შეიძლება გავრცელდეს კირხჰოფის, სტეფან-
ბოლცმანისა და ვინის კანონები.

კირხჰოფმა კავშირი დაამყარა სხეულის გამოსხივებასა
და მის შთანთქმით უნარიანობას შორის; ეს კანონი შეიძლება ასე

ჩამოვყალიბოთ: საგნის გამოსხივებითი უნარიანობის ($e_{\lambda, T}$) შეფარდება მის შთანთქმით უნარიანობასთან ($K_{\lambda, T}$) ყველა სხეულისათვის მუდმივი სიდიდეა და ტალღის სიგრძისა (λ) და ტემპერატურის (T) უნივერსალურ $E(\lambda, T)$ ფუნქციას წარმოადგენს.

$$\frac{e_{\lambda, T}}{K_{\lambda, T}} = E(\lambda, T). \quad (39)$$

ამგვარად, ფუნქცია $E_{\lambda, T}$ აბსოლუტურად შავი სხეულის გამოსხივებითი უნარიანობაა ($K_{\lambda, T} = 1$). ბუნებაში აბსოლუტურად შავი სხეული არ არსებობს. ყველა რეალური სხეულისათვის $K_{\lambda} < 1$, ე. ი. მათ მიერ გამოსხივებული ენერგია უფრო ნაკლებია, ვიდრე აბსოლუტურად შავი სხეულისა.

კირხჰოფის კანონიდან გამომდინარეობს, რომ ბევრი სხეული და განსაკუთრებით გაზები მოცემული ტემპერატურის დროს შთანთქავს იმ სიგრძის ტალღებს, რომელთაც თვითონ გამოასხივებს, ე. ი. ისინი ხასიათდებიან შთანთქმისა და გამოსხივების სელექტური თვისებებით.

სტეფან-ბოლცმანმა დაადგინა, რომ აბსოლუტურად შავი სხეულის გამოსხივებითი უნარიანობა მხოლოდ მის ბუნებასა და T ტემპერატურაზეა დამოკიდებული. ამგვარად, აბსოლუტურად შავი სხეულის სრული გამოსხივებითი უნარიანობა პირდაპირპროპორციულია მისი აბსოლუტური ტემპერატურის მეოთხე ხარისხისა:

$$E = \sigma T^4, \quad (40)$$

სადაც $\sigma = 8,26 \cdot 10^{-11}$ კალ/სმ² წთ. კოეფიციენტია, რომელიც რიცხობრივად უდრის აბსოლუტურად შავი ზედაპირის გამოსხივებით-უნარიანობას ტემპერატურის 1°-ით ცვლილებისას.

როგორც (40) ფორმულიდან ჩანს, აბსოლუტურად შავი სხეულის გამოსხივება (E) მატულობს აბსოლუტური ტემპერატურის მეოთხე ხარისხის (T^4) პროპორციულად.

ვინმე დაამყარა კავშირი აბსოლუტურად შავი სხეულის აბსოლუტურ ტემპერატურასა და იმ ტალღის სიგრძეს (λ_m) შორის, რომელიც გამოსხივების მაქსიმალური ინტენსივობით ხასიათდება.

ვინის კანონის თანახმად, სხეულის გამოსხივების მაქსიმალური ინტენსივობის ტალღის სიგრძის (λ_m) ნამრავლი მის აბსოლუტურ ტემპერატურაზე (T) მუდმივი სიდიდეა:

$$\lambda_m \cdot T = \text{const} = 2884 \text{ მკ. გრად.} \quad (41)$$

(41) ფორმულით შეიძლება განვსაზღვროთ სხეულის ტემპერატურა, თუ ცნობილია სპექტრში ენერგიის განაწილება, ე. ი. მაქსიმალური ინტენსივობის ტალღის სიგრძე (λ_m) და, პირიქით, თუ ცნობილია T აბსოლუტური ტემპერატურა, განვსაზღვროთ გამოსხივების მაქსიმალური ინტენსივობის ტალღის სიგრძე (λ_m).

ზემოაღნიშნული ფორმულები შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც აბსოლუტურად შავი სხეულისათვის, ასევე მზის მიმართ.

გამოვიანგარიშოთ მზის გამომსხივებელი ზედაპირის ტემპერატურა, თუ 1 სმ^2 შავი ზედაპირი მზის სხივებისადმი პერპენდიკულარულადაა მიმართული და 1 წუთში მიღებული სითბო ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე $1,98$ კალ შეადგენს.

თუ აღვნიშნავთ მზის რადიუსს R -ით, ხოლო r_0 --- საშუალო მანძილს დედამიწიდან მზემდე, შეიძლება განვსაზღვროთ მზის გამოსხივებითი უნარიანობა:

$$E = 1.98 \left(\frac{r_0}{R} \right)^2 = 1.98 \left(\frac{149.500.000}{695.600} \right)^2 = 91.925 \text{ კალ/სმ}^2 \text{ წთ,}$$

მაშინ (40) ფორმულიდან მზის ფოტოსფეროს ტემპერატურა

$$T = \sqrt[4]{\frac{E}{\sigma}} \approx 5800^\circ.$$

რადგან მზის სპექტრში მაქსიმალური ენერგია $\lambda_m = 0,47 \text{ მკ}$, ამიტომ ვინის (41) ფორმულიდანაც შეიძლება განვსაზღვროთ მზის ფოტოსფეროს ტემპერატურა:

$$T = \frac{2884}{\lambda_m} = \frac{2884}{0,47} = 6136^\circ.$$

შავი ზედაპირის გამოსხივება სწრაფად მატულობს ტემპერატურის მატებასთან ერთად და ენერგიის მაქსიმუმიც თანდათანობით გადაადგილდება მოკლე ტალღებისაკენ. ამიტომაც, რომ ვინის კანონს აგრეთვე ვინის გადანაცვლების კანონსაც უწოდებენ.

† § 8. მზის რადიაციის სპექტრული შედგენილობა

მზის რადიაციის სპექტრი ძალზე რთული შედგენილობისაა. მზის ფოტოსფეროს მიერ გამოსხივებული განუწყვეტელი სპექტრი მზისა და დედამიწის ატმოსფეროს ზეგავლენით ცვლილებას განიცდის. აქ ნათლად შეიმჩნევა შთანთქმის მუქი ზოლები, რომელთაც ფრაუნჰოფერის ზოლებს უწოდებენ; ზოლებს, რომლებიც

დედამიწის ატმოსფეროს შთანთქმის შედეგად წარმოიქმნება, ტელურული ხაზები ეწოდება.

მუქი ზოლებისა და ხაზების ადგილსამყოფელის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ მზისა და დედამიწის ატმოსფეროს შედგენილობაზე; მათი ფართისა და ინტენსივობის მიხედვით კი — მშთანთქმელ ნივთიერებათა კონცენტრაციაზე.

მეტეოროლოგიაში პრაქტიკული თვალსაზრისით საინტერესოა სპექტრის ის ნაწილი, რომლის ტალღის სიგრძეც მოთავსებულია 0,10 და 80—100 მკ შორის, რადგან მზე, დედამიწა და ატმოსფერო ენერგიის ძირითად ნაწილს სწორედ ტალღების ამ ინტერვალში გამოასხივებენ. აღნიშნული სიგრძის ტალღები იყოფა:

1. ულტრაიისფერ რადიაციად (სხივებად) — ტალღის სიგრძე 0,1-დან 0,4 მკ-მდე;

2. სპექტრის ხილულ რადიაციად — 0,40 და 0,76 მკ ტალღებს შორისაა მოთავსებული, იგი იყოფა 8 ფერად (ცხრ. 9).

ც ხ რ • ლ ი 9

ფერი	ტალღის სიგრძე მკ-ში	ფერი	ტალღის სიგრძე მკ-ში
იისფერი	0.390—0.455	ყვითელ-მწვანე	0.550—0.575
ლურჯი	0.455—0.495	ყვითელი	0.575—0.595
ცისფერი	0.495—0.505	ნარინჯისფერი	0.585—0.620
მწვანე	0.505—0.650	წითელი	0.620—0.760

3. ინფრაწითელ რადიაციად, რომელიც მოთავსებულია 0.76 და 100 მკ სიგრძის ტალღებს შორის.

მზის რადიაცია თითქმის მთლიანად მიეკუთვნება მოკლეტალღიან რადიაციას, რომლის სპექტრის ტალღის სიგრძე 0,1 და 4,0 მკ შორის არის მოქცეული. მაშასადამე, იგი მოიცავს ულტრაიისფერ, ხილულ და ინფრაწითელ სხივებს და მზის მთელი სხივური ენერგიის 99%-ს შეადგენს.

მზის სხივური ენერგიის 46% სპექტრის ხილულ ნაწილს ხვდება, 7% — ულტრაიისფერს, 47% — ინფრაწითელს.

ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე მზის რადიაციისა და თეორიულად გამოთვლილი აბსოლუტურად შავი ზედაპირის ($T=6000^{\circ}$) ენერგიების განაწილების სპექტრები საკმაოდ უახლოვდება ერთმანეთს. ორივე სპექტრზე სხივური ენერგიის მაქსიმუმი $\lambda=0,47$ მკ. ტალღის სიგრძეს ხვდება. მზის სპექტრის ულტრაიისფერ ნაწილში

ენერგია საგრძობლად ნაკლებია, აბსოლუტურად შავი სხეულის სპექტრის ულტრაიისფერ ნაწილთან შედარებით; ეს ბუნებრივია, რადგან მზე არ წარმოადგენს იდეალურად გამომსხივებლად (აბსოლუტურად შავ) სხეულს, და ამავე დროს მზის რადიაცია მოედინება სხვადასხვა სიღრმეზე მდებარე ფენებიდან, რომელთაც სხვადასხვა ტემპერატურა გააჩნიათ.

† § 4. მზის მუდმივა

მზის რადიაცია ატმოსფეროში გავლისას მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის; იგი ნაწილობრივ გაიბნევა, შთაინთქმება და შესუსტებული სახით გვევლინება დედამიწაზე. ამიტომაც, რომ დედამიწის სხვადასხვა წერტილში მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა სხვადასხვაა. ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე იგი არ იცვლება (რადგან მასზე ატმოსფერო არ მოქმედებს), თითქმის მუდმივია, რისთვისაც მას S_0 -ით მუდმივა უწოდეს.

მზის მუდმივა (S_0) სითბოს ის რაოდენობაა კალორიებში, რომელიც ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე სხივებისადმი პერპენდიკულარულად მიმართული ერთეული ფართობის (1 სმ^2) შავი ზედაპირი იღებს დროის ერთეულში (1 წთ), თუ დედამიწა მზიდან საშუალო მანძილითაა დაშორებული.

მზის რადიაციის ინტენსივობის შეცვლა მანძილის კვადრატის უკუპროპორციულად იწვევს მზის მუდმივას შეცვლას. თუ მოცემულ მომენტში მანძილს დედამიწიდან მზემდე R -ით აღვნიშნავთ, ხოლო საშუალო მანძილს — R_0 -ით, მაშინ

$$S_0 = S_m \left(\frac{R}{R_0} \right)^2,$$

სადაც S_m მზის მუდმივას საშუალო მნიშვნელობაა; $\left(\frac{R}{R_0} \right)^2$ კოეფიციენტი იცვლება 0.967-დან (იანვრის დასაწყისში) 1.034-მდე (ივლისის დასაწყისში). ეს გარემოება იწვევს წლის განმავლობაში მზის მუდმივას $\pm 3,5\%$ -ით ცვლილებას (ცხრ. 10)

ცხრილი 10

მზის მუდმივას წლიური ცვლილება

თვე	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
S_0	2.05	2.03	2.02	1.98	1.95	1.93	1.91	1.92	1.95	1.98	2.01	2.02

მიუხედავად იმისა, რომ რადიაციის ინტენსივობის, მზის მუდმივას გაზომვისა და გამოთვლის მეთოდები თანდათანობით უმჯობესდება, უფრო სრულყოფილი ხდება, მაინც მისი ზუსტი მნიშვნელობა ჯერ კიდევ არ ვიცით.

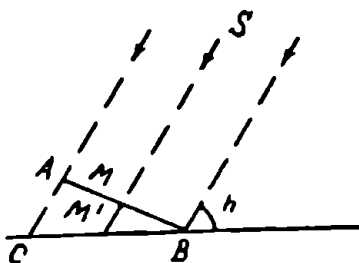
ბოლო დრომდე მსოფლიოში მზის მუდმივას ორა სიდიდით არსებობდა: ევროპული აქტინომეტრული სკალით $S_0 = 1.83$ კალ/სმ²წთ, და ამერიკული — $1,94$ კალ/სმ²წთ.

ამჟამად საერთაშორისო შეთანხმებით მზის მუდმივას სიდიდე ტოლია $1,98$ კალ/სმ²წთ.

§ 5. დედამიწის ზედაპირის ინსოლაცია

პირდაპირი რადიაცია, რომელიც პარალელური სხივების სახით გვევლინება დედამიწის ზედაპირზე, ხასიათდება სითბური ენერჯის იმ რაოდენობით, რომელსაც იღებს ერთეულ დროში (1 წთ) სხივებისადმი პერპენდიკულარულად მიმართული ერთეული ფართობის (1 სმ²) შავი ზედაპირი. თუ პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობას პერპენდიკულარული ზედაპირიდან (S) გადავიყვანთ ჰორიზონტალური ზედაპირის რადიაციის ინტენსივობაზე (S'), მივიღებთ ინსოლაციას; მასასადამე, ინსოლაცია ეწოდება 1 სმ² დედამიწის ჰორიზონტალური ზედაპირის მიერ 1 წთ მიღებული მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობას და გამოისახება კალ/სმ²წთ.

დავუშვათ, რომ CB ჰორიზონტალურ ზედაპირზე, რომლის ფართობია M' , ეცემა S' ინტენსივობის მზის სხივები. AB ზედაპირი



ნახ. 4. ინსოლაციის განსაზღვრა
ჰორიზონტალურ ზედაპირზე

M ფართობით, რომელიც სხივებისადმი პერპენდიკულარულად მიმართული, იღებს S რადიაციას; მზის სიმაღლე ჰორიზონტზე აღენიშნოთ h -ით (ნახ. 4).

M და M' ფართობები რადიაციას თანაბარი რაოდენობით იღებენ.

$$S' M' = SM,$$

საიდანაც

$$S' = S \cdot \frac{M}{M'}$$

ABC სამკუთხედიდან

$$\frac{M}{M'} = \frac{S}{S'} = \sin h,$$

აქედან

$$S' = S \cdot \sin h. \quad (42)$$

ამ ფორმულით გამოითვლება პორიზონტალური ზედაპირის ინსოლაცია. რაც უფრო ნაკლებია მზის სიმაღლე (h), მით უფრო ნაკლებ სითბოს იღებს ზედაპირი.

ნებისმიერად დახრილი ზედაპირისათვის ინსოლაცია გამოითვლება ფორმულით: $S' = S \cdot \cos \theta$, სადაც θ კუთხეა მზის სიმაღლესა და მოცემული ზედაპირის ნორმალს შორის.

§ 6. მზის რადიაციის საერთო უმსუხვადა ამომოწეროვი

მზის პარალელური სხივები ატმოსფეროში გავლისას არსებით ცვლილებას განიცდის; ისინი დედამიწის ზედაპირზე ძალზე შესუსტებული სახით გვევლინებიან. ატმოსფეროში მზის რადიაციის შესუსტების ძირითადი მიზეზია სხივების გაბნევა, როგორც ჰაერის მოლეკულების, ისე აეროზოლის (მტვერი, წყლის წვეთები, ორგანული ნაწილაკები და სხვ.) მიერ, და რადიაციის სელექტური (შერჩევითი) შთანთქმა წყლის ორთქლის, ოზონის, ენგბადისა და ნახშირმჟავა გაზის მიერ. ეს ორივე პროცესი (გაბნევა და შთანთქმა) ერთდროულად მიმდინარეობს, მაგრამ მათი როლი და მნიშვნელობა მზის რადიაციის საერთო შესუსტებაში სხვადასხვაა.

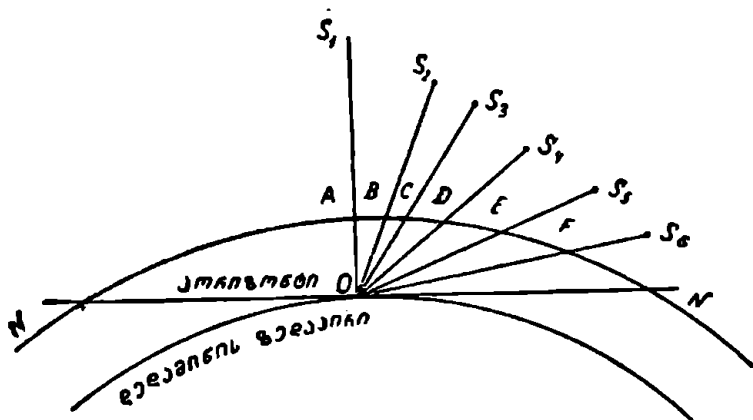
გაბნევისა და შთანთქმის ერთობლივი მოქმედება იწვევს დედამიწის ზედაპირზე მზის პირდაპირი რადიაციის საგრძნობ შესუსტებას ატმოსფეროს ზედა საზღვართან შედარებით.

მზის სხივებს ატმოსფეროში სხვადასხვა სისქის ჰაერის ფენების გავლა უხდება. რაც უფრო ახლოსაა მზე პორიზონტთან, ატმოსფეროში სხივები მეტ გზას გაივლის და რადიაცია უფრო მეტად შესუსტდება.

ნახ. 5-ზე გამოსახულია დედამიწის ზედაპირი და ატმოსფეროს ზედა საზღვარი (NN); აქ მოცემულია სხივების გზა (AO, BO, CO

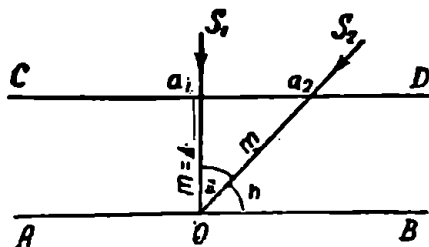
და ა. შ.) ატმოსფეროში მზის სხვადასხვა სიმაღლესთან დაკავშირებით.

როცა მზე ზენიტშია, ე. ი. $h = 90^\circ$, მზის სხივებს ნაკლები გზის გავლა უხდება ატმოსფეროში (AO). მზის სიმაღლის შემცირებით ატმოსფეროს ფენა მატულობს, მაშასადამე, სხივებსაც მეტი გზა აქვს გასაელელი.



ნახ. 5. სხივების გზა ატმოსფეროში

მზის ზენიტური მდგომარეობის დროს ატმოსფეროს სისქეს პირობითად ერთ ატმოსფეროს მასად ან, სიმარტივისათვის, ერთ ატმოსფეროდ მიიჩნევენ ($m=1$).



ნახ. 6. ატმოსფეროს მასის რაოდენობის განსაზღვრა მზის სიმაღლესთან დამოკიდებულებით

ატმოსფეროს მასა (m) შეიძლება განესაზღვროთ მზის სიმაღლესთან კავშირში (ნახ. 6). დაუშვათ, რომ დედამიწა პორიზონტა

ლური ზედაპირია (AB), CD — ატმოსფეროს ზედა საზღვარი, ხოლო O — დაკვირვების წერტილი. როდესაც მზე ზენიტშია (S_1), მაშინ ატმოსფეროში სხივების მიერ გავლილი გზა იქნება Oa_1 ($m=1$), ხოლო S_2 მდგომარეობისას — Oa_2

Oa_1a_2 მართკუთხა სამკუთხედიდან

$$\frac{a_1 O}{a_2 O} = \frac{1}{m} = \sin h$$

ან

$$\frac{a_1 O}{a_2 O} = \frac{1}{m} = \cos z,$$

საიდანაც

$$m = \frac{1}{\sin h} = c \operatorname{sc} h$$

ან

$$m = \frac{1}{\cos z} = \sec z \quad (43)$$

ატმოსფეროს ნებისმიერი წნევის დროს

$$m = c \operatorname{sc} h \cdot \frac{P}{P_0}$$

და

$$m = \sec z \frac{P}{P_0}, \quad (43-a)$$

სადაც P_0 წნევაა ზღვის დონეზე (760 მმ).

(43-ა) ფორმულით საკმაო სიზუსტით შეიძლება გამოვითვალოთ ატმოსფეროს მასა m , თუ $h > 30^\circ$ ($z < 60^\circ$). იმ შემთხვევაში, როცა $h < 30^\circ$ ($z > 60^\circ$), უნდა გავითვალისწინოთ ატმოსფეროს ზედა საზღვრის სიმრუდე და მიმდებარე ჰაერის ფენებში მნიშვნელოვანი სიმკვრივით (ρ) გამოწვეული სხივების რეფრაქცია. ბემპორადომ, გაითვალისწინა რა აღნიშნული პირობები, მოგვცა მზის სხვადასხვა სიმაღლისათვის ატმოსფეროს მასის მნიშვნელობანი (ცხრ. 11)

ც ხ რ ი ლ ი 11

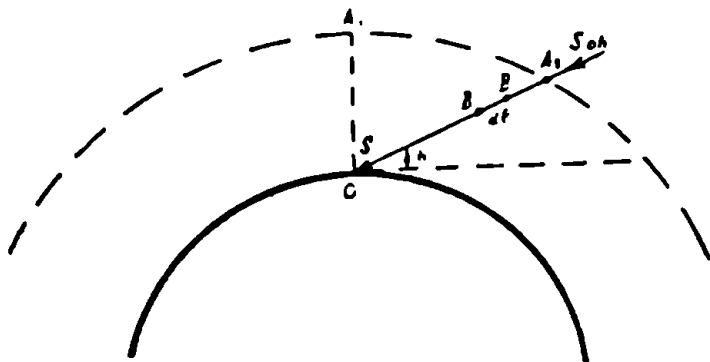
ატმოსფეროს მასის (m) დამოკიდებულება მზის სიმაღლესთან (h, z)

z°	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85	90
h°	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	0
m	1	1.02	1.06	1.16	1.30	1.55	2.0	2.90	5.60	10.40	35.40

როგორც მე-11 ცხრილიდან ჩანს, ატმოსფეროს ყველაზე მეტი მასა გააჩნია მზის ამოსვლისა და ჩასვლის მომენტში ($h=0^\circ$ ან $z=90^\circ$); ამ შემთხვევაში „მასა“ ან „ატმოსფეროთა რიცხვი“ $m=35,4$, ე. ი. სხივები ზენიტურ მდგომარეობასთან ($h=90^\circ$, $z=0^\circ$) შედარებით 35,4-ჯერ უფრო მეტ გზას გაივლის და უფრო მეტად შესუსტდება. ატმოსფეროს მასა სწრაფად მატულობს მზის სიმაღლის შემცირებასთან ერთად, ხოლო ამ უკანასკნელის მაღალი მდგომარეობისას მასის მატების სიდიდე ნაკლებია. მაგ., მზის სიმაღლის 60-დან 50°-მდე კლება იწვევს m -ის 0,14-ით მატებას, ხოლო თუ h° 10-დან 0°-მდე შემცირდა, მაშინ m 29,8-ით მოიმატებს. ომისათვის, რომ მასამ მოიმატოს 4-დან 5-მდე, მზის სიმაღლე უნდა შემცირდეს სულ 3°-ით, ხოლო მასის 1-დან 2-მდე გაზრდისათვის h -მა უნდა დაიკლოს 60°-ით.

როგორც აღნიშნული იყო, რაც უფრო მცირეა მზის სიმაღლე, მით უფრო მეტი მშთანქმელი და გამბნევი ნაწილაკები ხვდება მზის სხივებს თავის გზაზე და ატმოსფეროს გამჭვირვალობაც სუსტდება.

ატმოსფეროში მზის რადიაციის შესუსტებას სხივების გაბნევით და მშთანქმით იხილავენ შესუსტების საერთო კოეფიციენტის გამოყენებით.



ნახ. 7. ლამბერტის ფორმულის გამოყვანა

პარალელური მონოქრომატული რადიაცია, რომელიც განსაზღვრული სიგრძის ტალღის (λ) ნაკადს წარმოადგენს, ატმოსფეროს მთელი მასის გავლისას ($l=OA_1$) შესუსტება (ნახ. 7); უსასრულ-

1 მონოქრომატული — ერთი ფერის შქონე; აქ იგულისხმება მზის სპექტრის რომელიმე ფერი ვარკვეული სიგრძის ტალღით.

ოდ მცირე dl გზაზე, სადაც პერი ρ სიმკვრივეით ხასიათდება, რადიაციის ინტენსივობა (dS_λ) შემდეგი ფორმულით გამოისახება:

$$dS_\lambda = -n S_{0\lambda} \rho dl, \quad (44)$$

სადაც a პროპორციულობის კოეფიციენტი (მას შესუსტების კოეფიციენტსაც უწოდებენ), $S_{0\lambda}$ მზის მუდმივაა.

თუ ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე $S_{0\lambda}$ მონოქრომატული რადიაციის ნაკადია (მზის მუდმივა), მაშინ რადიაციის შესუსტებას მთელ ატმოსფეროში — მისი ზედა საზღვრიდან (A_1) დედამიწამდე, მივიღებთ (44) ფორმულის გაინტეგრალებით:

$$S_\lambda = S_{0\lambda} e^{-a \int_0^{A_1} \rho dl}, \quad (45)$$

სადაც S_λ მზის რადიაციის მონოქრომატული ნაკადია დედამიწის

ზედაპირზე, სიღიღე $\int_0^{A_1} \rho dl$ ატმოსფეროს ოპტიკური მასაა (m)

მზის სხივების მთელ გზაზე. ვინაიდან მონოქრომატული რადიაცია შესუსტების პროცესში შედგენილობის მიხედვით უცვლელია, ამიტომ პროპორციულობის კოეფიციენტი a მუდმივი რჩება და იგი შეიძლება ინტეგრალს გარეთ გამოვიტანოთ.

მაშასადამე,

$$\int_0^{A_1} \rho dl = m,$$

ხოლო

$$S_\lambda = S_{0\lambda} e^{-am} \quad (45-a)$$

მზის ნებისმიერი სიმაღლისათვის გვექნება:

$$S_\lambda = S_{0\lambda} e^{-a \sec z}. \quad (46)$$

(46) ფორმულა ლამბერტის ეკუთვნის და გამოხატავს ატმოსფეროში მონოქრომატული რადიაციის შესუსტებას.

პრაქტიკაში მზის რადიაციის შესუსტების დასახასიათებლად ხმარობენ ატმოსფეროს გამკვირვებლობის კოეფიციენტს (P_λ). თუ (45-ა და 46) ფორმულებში აღვნიშნავთ,

$$e^{-a} = P_\lambda, \quad (47)$$

მაშინ

$$S_\lambda = S_{0\lambda} \cdot P_\lambda^m. \quad (48)$$

მივიღეთ ბუგეს ფორმულა. ამ ფორმულიდან შეიძლება განვსაზღვროთ P_λ გამკვირვებლობის კოეფიციენტი, როგორც წარმოად-

გენს ატმოსფეროს ოპტიკური თვისებების მნიშვნელოვან მახასიათებელს.

თუ დავუშვებთ, რომ $m = 1$, ე. ი. მზე ზენიტშია, მაშინ (48) ფორმულიდან

$$S_{\lambda} = S_{0\lambda} \cdot P_{\lambda}$$

საიდანაც

$$P_{\lambda} = \frac{S_{\lambda}}{S_{0\lambda}} \quad (49)$$

მაშასადამე, P_{λ} არის ერთ ატმოსფეროში გავლილი მზის რადიაციის ინტენსივობის შეფარდება მზის მულმივასთან. რგი გვიჩვენებს, რადიაციის (მზის მულმივას) რა ნაწილი აღწევს დედამიწამდე. როდესაც მზის სხივები შეეუღლად ეცემა მას.

გამკვირვებლობის კოეფიციენტი შეიძლება დავახასიათოთ ჰაერის მასის ფიზიკური თვისებები. რაც უფრო მეტია ჰაერში წყლის ორთქლი და სხვა შენარევეები, მით უფრო ნაკლებია P_{λ} .

P_{λ} ტალღის სიგრძის ფუნქციაა; რადიაციის შესუსტების ხარისხი სპექტრის სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვაგვარია (ცხრ. 12).

ცხრილი 12

P_{λ} და λ შორის დამოკიდებულება

$\lambda_{\text{მკ}}$	0,35	0,39	0,45	0,50	0,60	0,70	0,80	1,0	2,0
P_{λ}	0,551	0,685	0,512	0,674	0,938	0,966	0,980	0,992	0,999

მე-12 ცხრილში გამკვირვებლობის კოეფიციენტი მოცემულია იდეალურად სუფთა და მშრალი ჰაერისათვის. როგორც ცხრილიდან ჩანს, იდეალურად სუფთა ატმოსფეროს სპექტრის ულტრაიისფერ ნაწილში ($\lambda < 0,35$ მკ) P_{λ} უახლოვდება 0,50-ს, ხოლო წითელ და ინფრაწითელ ნაწილში—0,90-ს. ეს გარემოება იმით აიხსნება, რომ რადიაციის ძირითადი შესუსტების მიზეზი გაბნევაა, მოკლელტალღიანი სხივები კი ყველაზე მეტად გაიბნევა ატმოსფეროში. გრძელტალღიანი რადიაციისათვის ატმოსფერო თითქმის გამკვირვალეა და P_{λ} -ც მატულობს. ამავე მიზეზებით აიხსნება აგრეთვე ის მდგომარეობაც, რომ ატმოსფეროს მასის (m) მომატებით გამკვირვებლობის კოეფიციენტი (P_{λ}) მატულობს (ცხრ. 13).

m და *P* შორის დამოკიდებულება

<i>m</i>	2, 3	3, 4	4, 5	5, 6	6, 7	7, 8	8—9	9—10
<i>P_λ</i>	0,843	0,868	0,878	0,886	0,892	0,897	0,901	0,907

m და *P* შორის დამოკიდებულება ნათლად ჩანს აგრეთვე ბუგეხ (48) ფორმულიდანაც. ბუგეს ფორმულა რადიაციის მთლიანი ნაკადისათვის შეიძლება ასეც დაიწეროს:

$$S = S_0 P^m, \tag{50}$$

რომლის გალოგარიტმებით მივიღებთ

$$\lg S = \lg S_0 + m \lg P,$$

საიდანაც

$$\lg P = \frac{\lg S - \lg S_0}{m}. \tag{51}$$

როგორც მოყვანილი ფორმულიდან ჩანს, გამჭვირვალობის კოეფიციენტი (*P*) ატმოსფეროს მასასთან (*m*) მჭიდრო დამოკიდებულებაშია. იმისათვის, რომ *P* მნიშვნელობანი შესადარისი იყოს დროსა და სივრცეში, დაკვირვების მონაცემები დაჰყავთ განსაზღვრულ სტანდარტულ მასაზე — *m*=1 ან *m*=2.

ვ. კასტროვმა, გაითვალისწინა რა *P*-ს ასეთი დამოკიდებულება გავლილ მასასთან, *S*-ის გამოსათვლელად მოგვცა შემდეგი ფორმულა:

$$S = \frac{S_0}{1 + cm}, \tag{52}$$

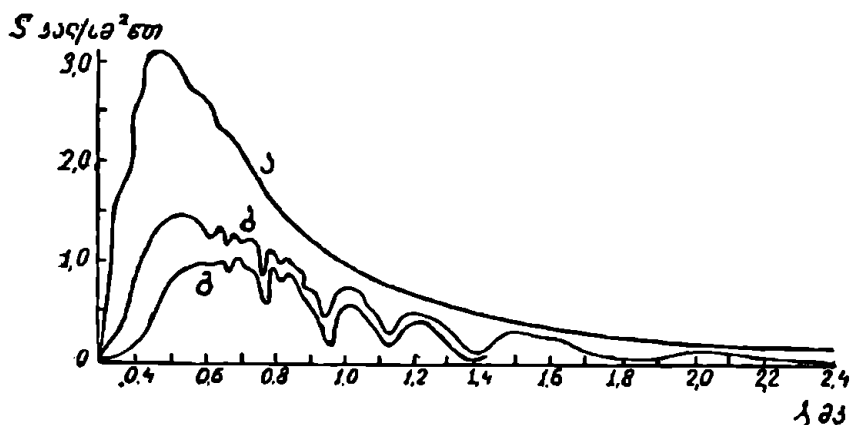
სადაც *c* განსაკუთრებული სიდიდეა, რომელიც გვიჩვენებს ატმოსფეროს გამჭვირვალობის ხარისხს და თითქმის არ არის დამოკიდებული *m* მასაზე. ამ მხრივ ვ. კასტროვის ფორმულა ბუგეს ფორმულასთან შედარებით უფრო ზუსტია.

სხივური ენერგიის შთანთქმა ატმოსფეროში შერჩევითი ხასიათისაა. ჰხვადასხვა გზები და ნაწილაკები განსაზღვრულ სიგრძის ტალღებს შთანთქავენ; სხივური ენერგიის შთანთქმა ძირითადად წითელი და ინფრაწითელი სხივების ხარჯზე ხდება. ძირითადი მშთანთქმელი წყლის ორთქლია, ის განსაკუთრებით კარგად შთანთქავს ინფრაწითელ სხივებს 5,5-დან 7,0 მკ-მდე და 14-დან 40 მკ-მდე;

8,0-დან 12,0 მკ-მდე სიგრძის შუალედური ტალღები ორთქლისა და სხვა გაზების მიერ შთაუნთქავი რჩება, რის გამოც ტალღის აღნიშნულ ინტერვალს ატმოსფეროს გამკვეთველობის ფანჯარას უწოდებენ.

მთელმა რიგმა დაკვირვებებმა დაადასტურა, რომ წყლის ორთქლის გავლენით რადიაციის შესუსტების ხარისხი ძირითადად ატმოსფეროში ორთქლის რაოდენობრივი მაჩვენებლებით განისაზღვრება. მაგალითად, პავლოვსკში (ლენინგრადის მახლობლად) აბსოლუტური ტენიანობის (e) მომატებით რადიაციის ინტენსივობა (S) მცირდება შემდეგნაირად: როცა $e=1,5$ მმ, მაშინ $S=1,25$; $e=9,0$ მმ, $S=1,11$ და $e=15,1$ მმ, $S=1,03$ კალ/სმ²წთ.

რადიაციის კარგი შთანთქმელია ჟანგბადი (ნახ. 8). მას სპექტრის ხილულ ნაწილში ორი ზოლი გააჩნია: პირველი ზოლის ცენტრი 0,76 მკ ხვდება, მეორე ზოლის ცენტრი კი — 0,69 მკ-ს. იგი აგრეთვე შთანთქავს ულტრაიისფერი სხივების ნაწილსაც (0,2 მკ-ზე ნაკლებ სიგრძის ტალღებს), რომელიც სხვადასხვა სიმაღლეზე ჟანგბადის მოლეკულების დისოციაციას, ოზონის წარმოშობასა და უფრო მაღალ ფენებში გაზების იონიზაციას იწვევს.



ნახ. 8. ენერჯის განაწილება მზის სპექტრში (ა—ატმოსფეროს საზღვარი, ბ— $\lambda=35^\circ$ და გ— $\lambda=15^\circ$)

ოზონი მზის რადიაციას შთანთქავს სპექტრის თითქმის ყველა ნაწილში. ყველაზე ინტენსიურად იგი შთანთქავს ულტრაიისფერი სხივებს.

ნახ. 8-დან ჩანს, რომ ულტრაიისფერ ნაწილში სპექტრი წყდება $\lambda=0,29$ მკ ტალღაზე (ბ—მრუდი). შთანთქმის დიაპაზონი მოიცავს 0,20-დან 0,32 მკ-მდე ტალღას — ცენტრით $\lambda=0,255$ მკ. გარდა ამისა, ოზონის შთანთქმით გამოწვეული ზოლი გვხვდება სპექტრის ხილულ (შთანთქმის მაქსიმუმი $\lambda=0,60$ მკ) და ინფრაწითელ ნაწილშიც.

ნახშირმჟავა გაზს (CO_2) შთანთქმის რამდენიმე ზოლი აქვს. მაგრამ ამ გაზით რადიაციის შესუსტება ძალზე უმნიშვნელოა და შეიძლება მხედველობაში არ მივიღოთ.

წყლის ნაწილაკები (ღრუბლები) და მტერის სხვადასხვა შენარევეები რადიაციის მნიშვნელოვან ნაწილს შთანთქავენ. ამ შემთხვევაში შთანთქმა ხდება სპექტრის ინფრაწითელ ნაწილში.

საერთო ჯამში, შთანთქმის შედეგად მზის რადიაციის ინტენსივობა ატმოსფეროში სუსტდება საშუალოდ 15—20%-ით.

† მზის რადიაციის შესუსტების მეორე, უფრო მნიშვნელოვანი ფაქტორია სხივების გაბნევა. რადიაცია გაბნევით უფრო მეტად სუსტდება, ვიდრე შთანთქმით. როგორც ცნობილია, მზის პარალელურ სხივებს (პირდაპირი რადიაცია) თავის გზაზე ხვდება სხვადასხვა ზომის ნაწილაკები და ატმოსფეროს შემადგენელი გაზების მოლეკულები, რომელნიც უცვლიან მას მიმართულებას (გააბნევენ). გამბნევი ზედაპირიდან რადიაცია ელექტრომაგნიტური ტალღების სახით ყველა მიმართულებით ვრცელდება ისე, თითქოს ეს ზედაპირი რადიაციის წყაროს წარმოადგენდეს. რადიაციის გაბნევის სიდიდე დამოკიდებულია ატმოსფეროს ხასიათსა და სხივების ტალღის სიგრძეზე.

ამგვარად, გაბნევის შედეგად პირდაპირი რადიაცია სუსტდება და წარმოიშობა გაბნეული რადიაცია. იგი შეადგენს მზის რადიაციის მთელი ნაკადის დაახლოებით 25%-ს, აქედან $\frac{2}{3}$ დედამიწას უბრუნდება, ხოლო დანარჩენი კოსმოსურ სივრცეში გადადის. გაბნეული რადიაცია ძირითადად მოკლე სიგრძის ტალღებს შეიცავს. რაც უფრო მცირეა გამბნევი ნაწილაკის ზომა, მით უფრო ძლიერ იბნევა მოკლე ტალღები.

რელიემ პირველმა მოგვცა ცის თაღის ფერთან (ციისფერი) დაკავშირებით ატმოსფეროს გაზების მოლეკულათა მიერ რადიაციის გაბნევის თეორია. მან გვიჩვენა, რომ მოლეკულათა მიერ გაბნევის სიდიდე უკუპროპორციულია ტალღის სიგრძის მეოთხე ხარისხისა, ე. ც.

$$\frac{i_{\lambda}}{S_{\lambda}} = \frac{a}{\lambda^4}, \quad (53)$$

სადაც i_{λ} და S_{λ} გაბნეული და პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობაა λ სიგრძის ტალღისათვის; a პროპორციულობის კოეფიციენტია.

$\frac{i_{\lambda}}{S_{\lambda}}$ შეფარდება წარმოადგენს სიდიდეს, რომელიც გვიჩვენებს,

რადიაციის რა ნაწილი გაიბნევა ერთეული მოცულობის გამბნევი გარემოდან.

როგორც (53) ფორმულიდან ჩანს, მოკლეტალღიანი რადიაცია მეტად გაიბნევა, ვიდრე გრძელტალღიანი; მაგ., იისფერი სხივები რომელთა ტალღის სიგრძე $\lambda = 0,40$ მკ, 16-ჯერ უფრო მეტად გაიბნევა, ვიდრე წითელი სხივები, რომელთა $\lambda = 0,80$ მკ.

გრძელტალღიანი რადიაციის უმნიშვნელო გაბნევით აიხსნება მისი მცირე შესუსტება იდეალურად ღუფთა ატმოსფეროში გავლისას, ე. ი. ასეთი ატმოსფერო აღნიშნული - ტალღებისათვის გამჭვირვალეა. მოკლეტალღიანი რადიაციისათვის ეს ატმოსფერო ნაკლებ გამჭვირვალეა, რადგანაც გაბნევის შედეგად სხივები ძლიერ სუსტდება.

გამბნევი ზედაპირიდან გაბნეული რადიაცია არათანაბრად ვრცელდება; რელების კანონის თანახმად, გაბნევა ყველაზე მეტია სხივების დაცემის მიმართულებით და მის საწინააღმდეგოდ და ორჯერ ნაკლებია სხივებისადმი პერპენდიკულარული მიმართულებით.

მზის რადიაციის უფრო მსხვილი ნაწილაკებიდან გაბნევა (მტვრის, წყლის უწყვილესი წვეთები, ყინულის კრისტალები და სხვ.) დიდად განსხვავდება მოლეკულარული გაბნევისაგან, ე. ი. არ ექვემდებარება რელების კანონს. ამ შემთხვევაში გაბნევა უკუპროპორციულია ტალღის სიგრძეზე უფრო ნაკლები ხარისხისა, ე. ი.

$$\frac{i_{\lambda}}{S_{\lambda}} = \frac{a}{\lambda^e}, \quad (54)$$

სადაც e — ხარისხის მაჩვენებელი — ნულზე მეტია და 4-ზე ნაკლები.

თუ ნაწილაკის რადიუსი $r > 10^{-3}$ სმ, მაშინ გაბნევა არ არის დამოკიდებული რადიაციის ტალღის სიგრძეზე და ერთნაირია სპექტრის ყველა ნაწილისათვის. ამიტომაც, რომ მსხვილი ნაწილაკებიდან გაბნეული სხივები უფრო გრძელტალღიანია.

უღრუბლო ამინდში გაბნეული რადიაციის სიდიდე (მოლეკულარული გაბნევა) მცირეა და მიახლოებით კალორიის მეასედ ნაწილს შეადგენს. სხივური ენერჯიის საერთო ნაკადში მისი წილი დედამიწის ზედაპირზე უმნიშვნელოა. მაგრამ ატმოსფეროში სხვადა-

სხვა აეროზოლის ნაწილაკების და განსაკუთრებით ღრუბლების არსებობის დროს გაბნევა ძლიერ მატულობს.

გაბნევა პირდაპირ დამოკიდებულებაშია მზის სიმაღლესა და თოვლის საბურველთან. რაც უფრო მატულობს მზის სიმაღლე, მით უფრო მატულობს თოვლის ზედაპირზე გაბნევის ინტენსივობაც (ცხრ. 14).

ც ხ რ ი ლ 14

ინტენსივობის დამოკიდებულება მზის სიმაღლესა და თოვლის საბურველთან

ინტენსივობა კალ/სმ ² წთ	მ ზ ის ს ი მ ა ლ ლ ე (გ რ ა დ.)						
	0	5	10	20	30	40	50
თოვლის გარეშე თოვლით	0.011 0.017	0.091 0.038	0.044 0.053	0.063 0.072	0.075 0.085	0.085 0.095	0.094 0.104

თოვლის საბურველის არსებობა, ბუნებრივ ზედაპირთან შედარებით, ზრდის გაბნეული რადიაციის ინტენსივობას. ეს იმით აიხსნება, რომ თოვლს სხივების არეკვლია (70—90%) დიდი უნარი აქვს. ატმოსფეროში არეკვლილი რადიაცია კვლავ გაიბნევა, რის შედეგადაც გაბნეული რადიაციის საერთო ნაკადი იზრდება.

მაღალმთიან ზონაში და თავისუფალი ატმოსფეროს დიდ სიმაღლეებზე, სადაც ჰაერი ძალზე გამჭვირვალეა და გაიშვიათებული, გაბნევა შესუსტებულია. რაც უფრო მეტი გზის გავლა უხდება მზის სხივებს ატმოსფეროში, მით უფრო მეტ მოკლეტალღიან სხივებს კარგავს იგი და დედამიწაზე უმეტესად გრძელტალღიანი სხივები გვევლინება. ამიტომაც, რომ მზე ამოსვლისა და ჩასვლის პროცესში იღებს მოყვითალო, ნარინჯისა და ხშირად მოწითალო ფერს. მზის სიმაღლის ზრდასთან ერთად, როგორც აღვნიშნეთ, მოლექულარული გაბნევაც მატულობს — ლურჯი, ცისფერი და იისფერი სხივების ხარჯზე. სწორედ ეს სხივები აძლევს უღრუბლო ამინდში ცის თაღს იმ ფერს, რომელსაც ჩვენ ცისფერს ვუწოდებთ; სიმაღლის ზრდასთან ერთად, მოლექულათა რაოდენობის შემცირების გამო, აღნიშნული ფერი თანდათანობით მუქდება და სტრატოსფეროში და უფრო მაღლა იგი შავ-იისფერში გადადის. აეროზოლების და, კერძოდ, ღრუბლების ნაწილაკების გაბნევის შედეგად ცის თაღი ყოველთვის მოთეთრო-მონაცრისფრო ან მოყვითალო ფერი-საა.

დედამიწის ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის ენერჯიის მაქსიმუმი თუ სპექტრის ხილული ნაწილის მოყვითალო-მომწვანო სხივებს ხვდება, გაბნეული რადიაციის სპექტრში იგი გადაადგილდება უფრო მოკლე სიგრძის ლურჯი სხივებისაკენ.

საერთოდ აღსანიშნავია, რომ გაბნეული რადიაციის სპექტრული შედგენილობა მნიშვნელოვნად იცვლება ატმოსფეროს გამჭვირვალობის ცვლასთან ერთად.

ატმოსფეროში მზის რადიაციის გაბნევა განაპირობებს ატმოსფეროს განათებას—სინათლეს. ატმოსფეროს უქონლობისა და დღის სინათლეს ადგილი ექნებოდა მხოლოდ იქ, სადაც მზის სხივები უშუალოდ დაეცემოდა. მაშასადამე, ატმოსფერო დღისით სინათლის წყაროა, გაპირობებული გაბნეული რადიაციით. სრული მოღრუბლელობის დროს დღის სინათლე გაბნეული რადიაციის შედეგია.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მზის რადიაციის საერთო შესუსტება ატმოსფეროში ძირითადად გამოწვეულია მუდმივი (მოლეკულარული გაბნევა) და ცვლადი (გაბნევა და შთანთქმა აეროზოლის ნაწილაკებით) ფაქტორებით.

მუდმივი და ცვლადი ფაქტორების გამოყოფის მიზნით შემოიღეს ახალი სიდიდე, რომელსაც T სიმღვრივის ფაქტორი ეწოდება. იგი წარმოადგენს რეალური ატმოსფეროს რადიაციის შესუსტების კოეფიციენტის (a) შეფარდებას იდეალური (შშრალი და სუფთა) ატმოსფეროს რადიაციის შესუსტების (A) კოეფიციენტთან:

$$T = \frac{a}{A}, \quad (55)$$

აქედან

$$a = AT.$$

იგი ჩავსვათ ლამბერტის (45) ფორმულაში, მივიღებთ

$$S = S_0 e^{-ATm}. \quad (56)$$

თუ e^{-A} იდეალური ატმოსფეროს გამჭვირვალობის კოეფიციენტს აღვნიშნავთ q (ე. ი. $e^{-A} = q$), მაშინ

$$S = S_0 q^{Tm}. \quad (57)$$

თანახმად ბუგეს (48) ფორმულისა

$$S_0 P^m = S_0 q^{Tm},$$

თუ გავალოგარიტმებთ, მივიღებთ

$$m \lg P = Tm \lg q,$$

$$T = \frac{\lg P}{\lg q}. \quad (58)$$

T სიმღვრივის ფაქტორი არის იდეალური ატმოსფეროს რაოდენობა, რომელიც გამოიწვევდა მზის რადიაციის იმავე შესუსტებას, რასაც რეალური ატმოსფერო.

სიმღვრივის ფაქტორი გამჟვირვალობის კოეფიციენტთან შედარებით ნაკლებადაა დამოკიდებული ატმოსფეროში გავლილ m მასაზე; ამიტომ იგი გამოიყენება აეროზოლებით ატმოსფეროს სიმღვრივის დასახასიათებლად. მისი მნიშვნელობა ერთზე მეტია; იგი უფრო დიდ ინტერვალში იცვლება, ვიდრე გამჟვირვალობის P კოეფიციენტი.

P გამჟვირვალობის კოეფიციენტი განისაზღვრება (51) ფორმულით, იდეალური ატმოსფეროს გამჟვირვალობა კი — (59) ფორმულით:

$$q = 0,907 m^{0,012}. \quad (59)$$

ვინაიდან სიმღვრივის ფაქტორი ნაკლებადაა დამოკიდებული მზის სიმაღლეზე, ამიტომ მისი საშუალებით შესაძლებელია განესაზღვროთ ატმოსფეროს სიმღვრივე სხვადასხვა ამინდისა და კლიმატის პირობებში, რაც ამ ფაქტორს P -თან შედარებით მეტ უპირატესობას ანიჭებს.

P გამჟვირვალობის კოეფიციენტს და T სიმღვრივის ფაქტორს ახასიათებთ როგორც დღელამური, ისე წლიური მსვლელობა. ზაფხულის თვეებში, შუადღისას T უმეტეს შემთხვევაში მაქსიმუმს, ხოლო P —მინიმუმს აღწევს; მიზეზი ის არის, რომ ატმოსფეროს ქვედაფენებში ადგილი აქვს ძლიერ კონვექციურ პროცესებს. ზამთრის პერიოდში ატმოსფეროს გამჟვირვალობა დღის განმავლობაში ნაკლებად იცვლება. ხშირ შემთხვევაში T მინიმუმი (P მაქსიმუმი) შეინიშნება შუადღის საათებში. როგორც ზაფხულში, ისე ზამთარში ატმოსფეროს გამჟვირვალობა დღის მეორე ნახევარში, ჩვეულებრივ, უფრო ნაკლებია, ვიდრე დღის პირველ ნახევარში.

ორივე ელემენტის წლიური მსვლელობა შედარებით მარტივია. P ზამთარში მაქსიმუმით ხასიათდება, ზაფხულში — მინიმუმით. როგორც მე-15 ცხრილიდან ჩანს, P -ს შემცირება ზაფხულში ძირითადად ატმოსფეროს მეტი დამტვერიანობითა და მაღალი ტენიანობით უნდა აიხსნას. გამჟვირვალობის კოეფიციენტის წლიური მსვლელობა თბილისისა და ყაზბეგის მთაზე თითქმის ერთნაირია, მაგრამ ამ უკანასკნელში P -ს მნიშვნელობები მეტია თბილისისაზე, აბსო-

P-ს წლიური მსვლელობა ხიმალეხა და აბსოლუტურ ტენიანობასთან დამოკიდებულებით

პუნქტი	ელემენტი	I	III	V	VII	IX	XI	წლიური
თბილისი (404 მ)	<i>P</i>	0.832	0.811	0.787	0.752	0.777	0.850	0.802
	$\epsilon_{\text{გ}}$	4.7	6.0	12.1	16.2	19.5	7.6	10.0
ყაზბეგი მალაშთიანი (3654 მ)	<i>P</i>	0.880	0.878	0.865	0.856	0.853	0.695	0.871
	$\epsilon_{\text{გ}}$	1.7	1.8	3.8	5.4	4.2	2.0	3.2

ლუტური ტენიანობის ნაკლებობის გამო; ამ შემთხვევაში, რა თქმა უნდა, სიმალის ფაქტორს გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს.

გარდა ამისა, *P* დამოკიდებულია გეოგრაფიულ განედზე; დავიკრებები გვიჩვენებს, რომ *P* განედის ზრდასთან ერთად მატულობს. ამის კარგ სურათს იძლევა მე-16 ცხრილი.

P-ს ცვლილება განედების მიხედვით

განედი	0	15	30	45	60	75
<i>P</i>	0.72	0.74	0.76	0.78	0.80	0.82

ამ გარემოებით უნდა აიხსნას პერპენდიკულარულ ზედაპირზე მზის რადიაციის ძაბვის მატება ჩრდილოეთ რაიონებში, რომელზეც ჰვენ დაწვრილებით ქვემოთ შევჩერდებით.

სიმლერივის ფაქტორი შესამჩნევად იცვლება გეოგრაფიული განედის, წლის დროისა და ადგილის სიმალის ცვლილებასთან ერთად. კერძოდ, განედის მატებით *T*-ს მნიშვნელობა კლებულობს; *T*-ს მაქსიმალური მნიშვნელობა აღინიშნება ზაფხულში, მინიმალური — ზამთარში. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს თბილისისა და პავლოვსკის მონაცემები (ცხრ. 17). როგორც ვხედავთ, *T* ყველა თვეში თბილისში უფრო მეტია, ვიდრე პავლოვსკში.

T-ს წლიური მსვლელობა პავლოვსკა და თბილისში

	I	III	V	VII	IX	XI	წლიური
პავლოვსკი	1.57	1.61	1.89	2.03	1.69	1.52	1.73
თბილისი	1.80	1.83	2.18	2.48	2.16	2.13	2.05

რაც უფრო მეტია სიმაღლე, T მით უფრო კლებულობს, რადგან სიმღვრივის ფაქტორის სიდიდე დამოკიდებულია ჰაერში წყლის ორთქლისა და მტერის რაოდენობაზე. ამიტომ T შეიძლება მივიღოთ სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასების მახასიათებლად. ლ. მამონტოვამ და ს. ხრომოვმა მოსკოვისათვის გამოითვალეს T-ს მნიშვნელობები ცალკეული ჰაერის მასებისათვის:

კონტინენტური არქტიკული ჰაერი	2.45
ზღვის პოლარული ჰაერი	2.66
კონტინენტური პოლარული ჰაერი	3.09
ტროპიკული ჰაერი	3.49

როგორც მოყვანილი მაგალითიდან ჩანს, სიმღვრივის ფაქტორი კონტინენტურ პოლარულ და ტროპიკულ ჰაერში წყლის ორთქლისა და მტერის ნაწილაკების შემცველობის მატებასთან ერთად იზრდება.

§ 7. დედამიწის ზედაპირის რადიაციული რაჰები

პირდაპირი რადიაცია. პირდაპირი რადიაციის ნაკადის ინტენსივობა დამოკიდებულია დედამიწისა და მზეს შორის მანძილზე, მზის სიმაღლესა და ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე.

პირდაპირ რადიაციას ახასიათებს როგორც დღელამური, ისე წლიური მსვლელობა. დღის განმავლობაში რადიაცია დასაწყისში სწრაფად, ხოლო შემდგომ (შუადღემდე) უფრო ნელა მატულობს და შუადღისას მაქსიმუმს აღწევს. დაბალ და მაღალ განედებზე მზის საშუადღეო სიმაღლის დიდი განსხვავების მიუხედავად რადიაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები ერთმანეთისაგან დიდად არ განსხვავდება (ცხრ. 18).

პირდაპირი რადიაციის მაქსიმალური სიდიდენი კაღ/სმ²წთ
(500 მ სიმაღლემდე)

პუნქტი	მაქს.	პუნქტი	მაქს.
ჩრდ. პოლუსი	1.29	მოსკოვი	1.48
კუნძ. დიქსონი	1.44	სოხუმი	1.52
პავლოვსკი	1.43	თბილისი	1.58
იაკურია	1.50	ტაშკენტი	1.50
		აშხაბადი	1.45

კუნძ. დიქსონზე $N_{\text{მაქ}}$ აღემატება აშხაბადისას და თითქმის უტოლდება ტაშკენტისას. ეს აიხსნება იმით, რომ დაბალ განედებზე ატმოსფერო სხვადასხვა შენარეუვებითაა ამღვრეული (განსაკუთრებით მდიდარია წყლის ორთქლით). ადგილის სიმაღლის ზრდა იწვევს $N_{\text{მაქ}}$ მატებას (ცხრ. 19).

პირდაპირი რადიაციის მაქსიმალური სიდიდეები კაღ/სმ²წთ
(მთიანი რაიონი)

პუნქტი	სიმაღლე მ-ით	I	III	V	VII	IX	XI	წლიური
ბასთუმანი	1263	1.46	1.56	1.57	1.50	1.53	1.60	1.63
ბახმარო	1913	1.54	1.60	1.56	1.51	1.54	1.62	1.60
ტაკუბაია (მექსიკა)	2900	1.63	1.54	1.52	1.48	1.57	1.57	1.66
ყაზბეგი (მალაშთიანი)	3657	1.62	1.71	1.56	1.58	1.59	1.62	1.71
ფედჩენკოს მყინვარი	4200	1.66	1.67	1.65	1.62	1.45	1.64	1.67

როგორც მე-19 ცხრილიდან ჩანს, ყველაზე მაღალი ინტენსივობით ხასიათდება ყაზბეგის მთა (1.71). საერთოდ მთიანი პუნქტების $N_{\text{მაქ}}$ აღემატება დაბლობისას. მიღებულია, რომ მთიან რაიონებში ადგილის სიმაღლის ყოველი 1000 მ-ით გადიდება იწვევს რადიაციის ინტენსივობის 10%-ით გაზრდას.

სითბური ენერგიის ის ნაწილი, რომელსაც მზე აწვდის დედამიწას პირდაპირი რადიაციის (D') სახით, ძალზე მნიშვნელოვანია. მე-20 ცხრილში მოცემულია პორიზონტალურ ზედაპირზე პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის თეიური და წლიური ჯამები კილოკალორიებში (კკაღ/სმ²).

S' და i თვიური და წლიური ჯამები სხვადასხვა განედებზე
(კვალ/სმ²)

პუნქტი	განდ. (გრად.)	რადიაცია	I	III	V	VI	VII	X	XII	წლიური ჯამი
ხიბინი	68	S'	0.0	1.7	3.9	6.1	6.5	0.3	0.0	28.0
		i	0.1	2.9	7.3	7.6	6.7	1.0	0.0	38.5
თბილისი	42	S'	1.8	3.9	6.7	10.2	11.3	4.8	1.4	69.7
		i	2.4	4.6	6.4	6.0	5.9	3.6	2.1	51.0

მე-20 ცხრილიდან კარგად ჩანს პირდაპირი რადიაციის (S') როგორც თვიური, ისე წლიური ჯამების თანდათანობითი მატება განედის კლებასთან ერთად. ორივე პუნქტზე სითბოს მაქსიმუმი ივნის-ივლისშია. ხშირია შემთხვევები, როცა ორ მეზობელ ან ერთი და იმავე განედზე მდებარე პუნქტებს შორის რადიაციის წლიურ ჯამებში დიდი განსხვავებაა. მაგ., თბილისში წლიური ჯამი 69.7 კვალ/სმ² შეადგენს, ხოლო ტაშკენტში — 93.5. ამის ძირითადი მიზეზია თბილისში გადიდებული მოლრუბლელობა ტაშკენტთან შედარებით.

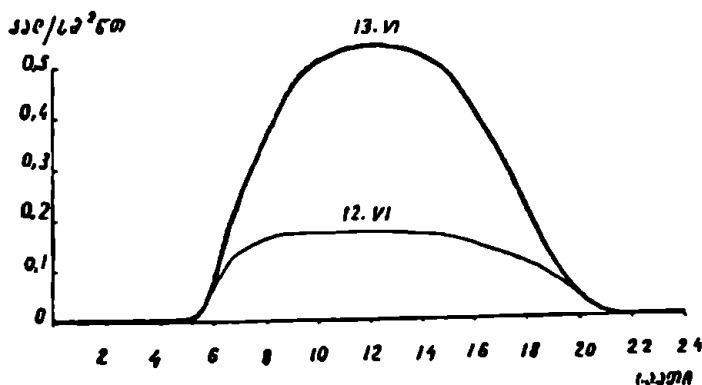
ატმოსფეროში რადიაციის შესუსტების კარგი შედეგი მიიღეს თბილისისათვის კ. თავართქილაძემ და ვ. ბახტაძემ. მათი გამოკვლევით, თუ ატმოსფეროს საზღვარზე პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა 100% -ია, მაშინ თბილისი ატმოსფეროს მეშვეობით კარგავს რადიაციის 39% -ს. აქედან ენერჯიის 13% სუსტდება მოლეკულარული გაბნევით, 13% — წყლის ორთქლის შთანქმით, 1% — ოზონით და დანარჩენი 12% — მტერის ნაწილაკებით.

გაბნეული რადიაცია. როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, გაბნეული რადიაციის ინტენსივობა (i) ძირითადად დამოკიდებულია შუის სიმაღლეზე, ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე, დედამიწის ზედაპირის არეკვლითუნარიანობაზე (ალბედო), ღრუბლების რაოდენობასა და ფორმაზე.

გაბნეულ რადიაციას, ისევე როგორც პირდაპირს, გააჩნია დღე-ღამური მსვლელობა. მოლრუბლელობა არსებით გავლენას ახდენს

გაბნეული რადიაციის ინტენსივობასა და მის დღედამურ მსვლელობაზე. ღრუბლების ჩაოდნობის მატება i -ს ზრდას იწვევს. სხვადასხვა ფორმის ღრუბლები რადიაციას სხვადასხვა ინტენსივობით გაბნევენ.

თუ რამდენად მატულობს გაბნეული რადიაცია ღრუბლების გავლენით, შეიძლება ვნახოთ მე-9 ნახაზიდან.



ნახ. 9. გაბნეული რადიაცია მოწმენდილ (12/VI) და მოღრუბლულ (13/VI) ამინდში (სოხუმი, 1968)

12 ივნისს სრულიად უღრუბლო ამინდი იყო, ხოლო მეორე დღეს — 13 ივნისს — მოღრუბლული. როგორც ნახაზიდან ჩანს, მოღრუბლულ ამინდში გაბნეული რადიაციის მნიშვნელობა 3-ჯერ აჭარბებს უღრუბლო დღის რადიაციას. 13 ივნისს დღისით ადგილი ჰქონდა მაღალგროვა (AC) ღრუბლებს. მაღალ განედებსა და მაღალმთიან ზონაში მცირე სისქის ღრუბლები გაბნეულ რადიაციას 6—7-ჯერ ზრდის.

გაბნეული რადიაციის საშუალო თვეური და წლიური ჯამების განაწილების კარგ სურათს იძლევა მე-20 ცხრ. ორივე პუნქტზე i მინიმუმი დეკემბერშია, მაქსიმუმი კი—მაის-ივნისში. წლის ცივ პერიოდში (X—III) განედის მატებით i მცირდება, თბილ პერიოდში (IV—X) კი—მოღრუბლულობისა და დღის ხანგრძლივობის გადიდებით მატულობს.

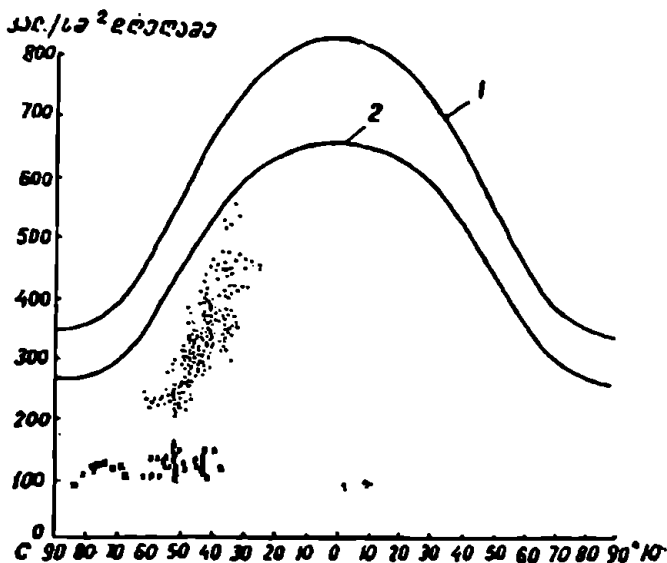
როგორც მე-20 ცხრილიდან ჩანს, გაბნეული რადიაცია სითბოს ნაკადში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს. განსაკუთრებით ეს დაბალი განედების ზამთრის თვეებსა და მაღალი განედების წლის ყველა თვეზე ითქმის. ზამთრის თვეებში i -ს მნიშვნელობები სჭარ-

ბობს პირდაპირი რადიაციის ჯამებს; მაღალ განედებზე, მთელი წლის განმავლობაში გაბნეული რადიაციის წილი გაცილებით მეტია პირდაპირზე. მაგ., ჰიბინში i წლიურ ჯამში 10,5 კკალ/სმ²წთ აღემატება პირდაპირს (S'). საერთოდ, მაღალ განედებზე ხშირია შემთხვევა, როცა i -ს ინტენსივობა შუადღის საათებში 1 კკალ/სმ²წთ აღწევს.

ადგილის სიმაღლის ზრდით გაბნეული რადიაცია კლებულობს, რადგან ადგილი აქვს ატმოსფეროს ფენისა და აეროზოლების შემცველობის შემცირებას.

მთლიანი რადიაცია. მთლიანი რადიაცია წარმოადგენს პირდაპირი (S') და გაბნეული (i) რადიაციის ჯამს პორიზონტალურ ზედაპირზე. იგი დედამიწის ზედაპირზე სითბოს ძირითადი ნაკადია. სრული მორჩუბლულობისას (ან როცა მზის დისკო დაფარულია გაუმჭვირვალე ღრუბლებით) მთლიანი რადიაცია (Q) წარმოადგენილია მხოლოდ გაბნეული რადიაციით, უღრუბლო ამინდის დროს კი — როგორც პირდაპირით, ისე გაბნეულით.

ნახ. 10-ზე მოცემულია უღრუბლო დღეებისათვის (2) მთლიანი რადიაციის საშუალო წლიური დღელამური ჯამების განედური განა-



ნახ. 10. მთლიანი რადიაციის საშუალო წლიური სიდიდის დამოკიდებულება განედთან. 1 — ატმოსფეროს საზღვარზე, 2 — დედამიწის ზედაპირზე უღრუბლო ამინდში.

წილება ატმოსფეროს საზღვარსა (1) და დედამიწის სხვადასხვა პუნქტებზე (2).

1-ელი და მე-2 მრუდების შედარება გვიჩვენებს, რომ ატმოსფეროში შთანთქმისა და გაბნევის შედეგად მზის რადიაციის ნაკადი დაახლოებით 20%-ით სუსტდება. მოღრუბლულობა კი მას დამატებით 20—30%-ით ასუსტებს. ამგვარად, დედამიწის ზედაპირამდე ატმოსფეროს საზღვარზე მიღებული რადიაციის მხოლოდ 50—60% აღწევს. რადიაციის ამ ნაწილს (Q) დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს, რადგან იგი დედამიწის რადიაციული ბალანსის ერთ-ერთი ძირითადი კომპონენტია.

მთლიანი რადიაციის დღეღამურ მსვლელობას ძირითადად განსაზღვრავს მზის სიმაღლე, მოღრუბლულობა, ატმოსფეროს გამჭვირვალობა და სხვ. უღრუბლო ამინდის პირობებში Q დღეღამურ მსვლელობას ძალიან მარტივი სახე აქვს (შუადღის მაქსიმუმით); ამ შემთხვევაში რადიაციის ცვლილება ძირითადად განისაზღვრება მზის სიმაღლის ცვლილებით.

მოღრუბლულობის დროს Q საერთოდ მცირდება, მაგრამ ზოგჯერ შეიძლება გადიდდეს კიდევ. თუ მოღრუბლულობა ნაწილობრივია და მზე ღრუბლებით არ არის დაფარული, მაშინ Q-ს მნიშვნელობა აღემატება უღრუბლო ამინდის მნიშვნელობას (რა თქმა უნდა, მზის ერთი და იმავე სიმაღლისათვის). სრული მოღრუბლულობისას იგი გაცილებით ნაკლებია; უნდა აღინიშნოს, რომ ცალკეულ შემთხვევაში ნაწილობრივი მოღრუბლულობისას, როცა მზის დისკო თავისუფალია ღრუბლებისაგან, შეიძლება ადგილი ჰქონდეს Q-ს გადიდებას. მაგ., ი. იანიშვესკიმ ქ. ბათუმის მახლობლად რადიაციის გაზომვის შედეგად Q მიიღო 2,2 კალ/სმ²წთ. ეს სიდიდე კი მზის მუდმივას (1,98 კალ/სმ²წთ) აღემატება. Q-ს ასეთი მაქსიმალური სიდიდე ძირითადად გამოწვეულია ატმოსფეროს ქვედაფენების ოპტიკური არაერთგვაროვნებით, რაც განაპირობებს დედამიწის ზოგიერთ ნაწილში სხივური ენერგიის თავისებურ ფოკუსირებას.

დედამიწის ზედაპირის ბევრ პუნქტზე Q-ს თვიური ჩამების მაქსიმუმი ზაფხულშია, მაგრამ ზოგიერთ პუნქტზე (მაგ. მუსონების გავრცელების რაიონში, სადაც მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ზაფხულის თვეებშია) შეიძლება გადაინაცვლოს გაზაფხულის ან შემოდგომის თვეებზეც (ვლადივოსტოკი). ეს გარემოება კარგად ჩანს 21-ე ცხრილიდან.

მთლიანი რადიაციის ხეზონური და წლიური ჯამები (კკალ/სმ²)

	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური ჯამი
ხიზინი	1.0	25.8	54.6	5.1	66.5
როსტოვი	8.0	33.2	44.3	15.2	101.5
თბილისი	19.7	34.3	49.1	23.1	120.7
ყაზბეგი (მ. შთ.)	22.3	50.9	50.1	29.7	153.0
ვლადივოსტოკი	17.7	35.6	32.9	24.3	110.5

მთლიანი რადიაცია დიდათაა დამოკიდებული აგრეთვე ადგილის განედზე. როგორც თვიური, ისე წლიური ჯამები განედის შემცირებასთან ერთად მატულობს და ეკვატორის მახლობლად მისი მნიშვნელობა წლის განმავლობაში თანაბრად ნაწილდება.

მსგავსად პირდაპირი რადიაციისა, მთლიანი რადიაცია ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად იზრდება. ეს კარგად ჩანს 21-ე ცხრილიდან ყაზბეგის მაგალითზე. ამ უკანასკნელში Q-ს წლიური ჯამი 153,0, ხოლო თბილისში 120,7 კკალ/სმ²წლ შეადგენს. ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ-ზე უდრის 1,05 კკალ/სმ²წლ.

არეკვლილი რადიაცია. ალბედო. მთლიანი რადიაცია ($S' + \mu$). რომელიც აღწევს დედამიწის ზედაპირამდე, ამ უკანასკნელის მიერ მთლიანად არ შთაინთქმება, ნაწილი აირეკლება. სხვადასხვა ზედაპირის არეკვლის თვისებებს განსაზღვრავენ სიდიდით, რომელსაც ალბედო ეწოდება. ალბედო არეკვლილი რადიაციის (R) შეფარდება მიღებულ (Q) რადიაციასთან და გამოხატულია პროცენტებში:

$$A = \frac{R}{Q} \cdot 100\% \quad (60)$$

ალბედო (A) არის სიდიდე, რომელიც გვიჩვენებს, სხვადასხვა ფიზიკური სხეულის მიერ მიღებული მთლიანი რადიაციის რა ნაწილი აირეკლება მისი ზედაპირიდან.

ალბედოს სიდიდეზე დიდ გავლენას ახდენს ზედაპირის ფერი, ტენიანობა და მქისეობა. რაც უფრო თეთრია ზედაპირი, მით უფრო მეტი ინტენსიურობით ხდება მისგან სხივების არეკვლა, და, მაშასადამე, ალბედოც მეტია. ტენიანი ნიადაგის ალბედო ორჯერ ნაკლებია მშრალი ნიადაგის ალბედოზე; სხეულის მქისეობის მომატებით A კლებულობს.

ბუნებრივი ზედაპირის ალბედო მიღებული რადიაციის სხვადასხვა სიგრძის ტალღისათვის სხვადასხვაა. ალბედოს განიხილავენ. არაშარტო მიღებული რადიაციის სპექტრისათვის მთლიანად (ინტეგრალურად), არამედ სპექტრის ცალკეული უბნებისთვისაც. განსაზღვრავენ აგრეთვე სხეულების ალბედოს პირდაპირ და გაბნეულ რადიაციისათვის, ცალ-ცალკე.

ჩვენ ძირითადად შევჩერდებით ინტეგრალური ალბედოს დახასიათებაზე. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ სხვადასხვა ბუნებრივი ზედაპირის ალბედო მცირედ იცვლება (10—30%); გამონაკლისს, თოვლისა და წყლის ზედაპირები წარმოადგენენ.

ცხრილი 22

სხვადასხვა ზედაპირის ალბედო (%-ით)

ზედაპირის დახასიათება	ალბედო (%-ით)
ახალი თოვლი	85—95
სველი თოვლი	30—45
შავიწიწა ნიადაგი (მშრალი)	12
— " — (ნოტიო)	7
წაბლისფერი ნიადაგი (მშრალი)	14
— " — (ნოტიო)	9
თიხნარი ნიადაგი	20
ნაცრისფერი ქვიშა	18—23
მზეზე გამჭმარი ბალახი	26
ხის შეენარეულობა (ნაძვი, ფიჭვი, მუხა)	10—18
ჩაის ბუჩქი	26
ლომონი	24

22-ე ცხრილში ალბედო მოცემულია მხოლოდ ზოგიერთი ზედაპირისათვის. აქ კარგად ჩანს მშრალი და ნოტიო ზედაპირის ალბედოთა შორის განსხვავება. მაგ., მშრალი თოვლის ალბედოა 85—95%, სველის — 30—45%. როგორც ვხედავთ, ყველაზე მეტ ცვლილებას თოვლის ალბედო განიცდის. ნაკლებადაა შესწავლილი ყინულის ალბედო. მაგ., თეთრი ზღვის რაიონში, პ. კუზმინის გაზომვებით, ყინულის ზედაპირის სხვადასხვა ფიზიკური მდგომარეობისას ალბედოს მნიშვნელობა 26%-დან 41%-მდე იცვლება.

წყლის ზედაპირის ალბედო (ზღვების, ტბების, წყალსაცავებისა და სხვ.) არასაკმარისაა შესწავლილი. ზოგიერთი მონაცემი მიუთითებს წყლის ზედაპირის ალბედოს სიმცირესა და მზის სიმალლით გამოწვეულ მნიშვნელოვან რყევადობაზე. ზღვის წყლის ზედაპირ-

ის (წყნარ მდგომარეობაში) ალბედო მზის 90° სიმაღლისას 2%-ს შეადგენს (ცხრ. 23). როცა მზის სიმაღლე კლებულობს, ალბედო მატულობს. საერთოდ, წყლის ზედაპირის (ოკეანის) ალბედო უფრო ნაკლებია, ვიდრე ხმელეთის. მისი საშუალო მნიშვნელობა ეკვატორულ ზონაში უდრის 0,6%-ს, ზოლო მაღალ განედებზე (60—70°) — 15—20%-ს. ალბედოს ასეთი სიმცირე ძირითადად გამოწვეულია იმით, რომ მზის სხივები (სპექტრის მწვანე-ცისფერი ნაწილი) წყლის ზედაფენებს აღწევს; აქ ისინი გაიბნევიან და შთაინთქმებიან. ამასთან დაკავშირებით, ზღვის წყლის არეკლითუნარიანობაზე დიდ გავლენას ახდენს წყლის გამჭვირვალობა. წყალი რაც უფრო კუქყიანია და მღვრიე, მით უფრო მეტად მატულობს მისი ალბედო.

ც ხ რ ი ლ ე 23

სხვადასხვა ზედაპირის ალბედოს დამოკიდებულება მზის სიმაღლეზე

ზედაპირი	h°	5	10	20	30	40	50	60	65	90
ზღვის წყალი		60	31	21	11	8	6	4	3	2
თხნარი მშრალი ნიადაგი		—	34	29	21	20	19	18	17	—

ზღვის ზედაპირის ალბედო გაბნეული რადიაციისათვის 4-დან 18%-მდე იცვლება. სრული მოღრუბლულობისას ზღვის საშუალო ალბედო იცვლება 4,8-დან 8,1%-მდე.

ბუნებრივი ზედაპირის ალბედო, როგორც 23-ე ცხრილიდან ჩანს, დამოკიდებულია მზის სიმაღლეზე და ეს უკანასკნელი განაპირობებს მის დღეღამურ მსვლელობას; ალბედოს მინიმუმს ადგილი აქვს შუადღისას. სხვადასხვა სეზონში დედამიწის ზედაპირის ხასიათის ცვლილება იწვევს ალბედოს ცვლილებას. ზომიერ და მაღალ განედებზე, წლის თბილი პერიოდისა და ცივისაქენ, ალბედო მატულობს.

ღრუბლების ალბედოს სიდიდე ძირითადად ღრუბლების ვერტიკალურ სიმძლავრესა (სისქეზე) და მის ფორმაზეა დამოკიდებული. ღრუბლების სისქის მატება ალბედოს ზრდას იწვევს. მაღალგროვა (Ac) და ფენა-გროვა (Sc) ღრუბლები ალბედოს მნიშვნელოვანი სიდიდეებით გამოირჩევა. ღრუბლების ერთი და იმავე სიმძლავრისას (300 მ) Ac-ის ალბედო უდრის 73%-ს, Sc — 64%-ს, ხოლო შერეული Sc—Cu ღრუბლებისათვის — 52%-ს (ეს მონაცემები მიღებულია არხანგელსკის რაიონში).

დედამიწის როგორც პლანეტის ალბედო საშუალოდ 40%-ს შეადგენს. ამ ალბედოში ძირითადი წვლილი ღრუბლებს (75%) შეაქვს; დედამიწის ზედაპირის ალბედო უღრუბლოდ 16%-ია.

ენერჯის რაოდენობა, რომელსაც ზედაპირი შთანთქავს, დამოკიდებულია ამ ზედაპირის ალბედოზე. თუ ცნობილია ზედაპირის ალბედო და მთლიანი რადიაციის (Q) მნიშვნელობა, შეიძლება განვსაზღვროთ შთანთქმული რადიაცია მოცემული ზედაპირისათვის. სიდიდე $a=1-A$ წარმოადგენს ზედაპირის შთანთქმის კოეფიციენტს და გვიჩვენებს, მიღებული რადიაციის რა ნაწილი შთანთქმება ზედაპირის მიერ.

მაგ., ვთქვათ, ზედაპირი გამხმარი ბალახია, რომლის $A=19\%$, ხოლო მასზე დაცემული მთლიანი რადიაცია — $Q=1,15$ კალ/სმ²წთ, მაშინ $1-A=1-0,19=0,81$ იქნება ბალახის შთანთქმის კოეფიციენტი (81%), ხოლო $B_{აბ.} = Q(1-A) = 1,15 \cdot 0,81 = 0,93$ კალ/სმ²წთ — შთანთქმული რადიაციის სიდიდე.

§ 8. დედამიწისა და ატმოსფეროს პრეკლბალღიანი გამოსხივება

საყოველთაოდ ცნობილია, რომ ყოველი სხეული, რომელთა ტემპერატურა აბსოლუტურ ნულზე ($T > -273^{\circ}$) მეტია, გამოასხივებს სითბურ რადიაციას. აქედან გამომდინარე, როგორც დედამიწა, ისე ატმოსფერო გამოასხივებს სითბოს, რომლის რაოდენობაც ზოგჯერ პირდაპირ რადიაციასაც კი უტოლდება. რადგან, მზის ტემპერატურასთან შედარებით, დედამიწისა და ატმოსფეროს ტემპერატურები ძლიერ მცირეა ($180-340^{\circ}$), ამიტომ მათ მიერ გამოსხივებული სითბური ენერჯია ძირითადად (99%) უხილავი ინფრაწითელი სხივებისაგან შედგება (3—120 მკ). სითბური გამოსხივების მეშვეობით დედამიწა და ატმოსფერო არა მარტო კარგავენ სითბოს (კოსმოსურ სივრცეში), არამედ ერთმანეთსაც აწვდიან მას. დედამიწიდან სითბოს დაკარგვა რომ არ ხდებოდეს, მაშინ მისი ტემპერატურა განუწყვეტლივ მოიმატებდა, რასაც, რა თქმა უნდა, ადგილი არ აქვს. მაშასადამე, მზიდან მიღებული სითბოს რაოდენობა უტოლდება დედამიწის მიერ გამოსხივებით დაკარგულ სითბოს.

ბუნებრივ პირობებში გამოსხივებასა და მის გრძელტალღიან სპექტრზე დაკვირვებებმა გვიჩვენეს, რომ არც დედამიწა და არც ატმოსფერო აბსოლუტურად შავი ზედაპირები არ არიან; ისინი საკმაო სიზუსტით შეიძლება ნაცრისფერ სხეულებად ჩაითვალოს. ეს იმას ნიშნავს, რომ დედამიწის გამოსხივება, ყველა სიგრძის ტალღისათვის, ერთი და იმავე მამრავლით (δ), განსხვავდება აბსო-

ლუტურად შავი ზედაპირის გამოსხივებისაგან, თუ ამ უკანასკნელის ტემპერატურა დედამიწისას უტოლდება.

როგორც ვიცით (თავი 11, § 2), აბსოლუტურად შავი ზედაპირის გამოსხივებითი უნარიანობა, სტეფან-ბოლცმანის კანონის თანახმად, გამოისახება ფორმულით: $E = 6T^4$, დედამიწის გამოსხივება კი — ფორმულით

$$E_g = \delta 6T^4, \quad (61)$$

სადაც δ გამოსხივების შეფარდებითი კოეფიციენტია. δ -ს მნიშვნელობა სხვადასხვა ზედაპირისათვის 0,85—0,99-ის ფარგლებში პერყვობს. ყველაზე კარგი გამომსხივებადი სხეულებია თოვლი და მწვანე ბალახი ($\delta = 0,986$).

შეფარდებითი გამოსხივებითი უნარიანობა (δ) ზოგიერთი ზედაპირისათვის ასე გამოიყურება:

ქვიშა მშრალი, წერილმარცვლოვანი	0.949
— „ — ნოტიო — „ —	0.962
მწვანე ბალახი	0.986
ახლადმოსული თოვლი	0.986
წყლის სწორი ზედაპირი	0.893
— „ — 4—5 ბალიანი დღევის პირობებში	0.910

ზოგიერთი ავტორი თოვლისათვის δ კოეფიციენტს 0,995-ის ტოლად იღებს. საერთოდ, თოვლი ყველა სხეულზე უფრო მეტად მოკლეტალღიან რადიაციას აირეკლავს და როგორც შავი სხეული თითქმის მთლიანად შთანთქმავს და გამოასხივებს გრძელტალღიანს.

დედამიწის ზედაპირისათვის δ -ს მნიშვნელობას საშუალოდ 0,95 ტოლად იღებენ.

დედამიწის გამოსხივება, როგორც ეს ზემოთ მოყვანილი (61) ფორმულიდანაც ჩანს, დამოკიდებულია მის ტემპერატურაზე. ტემპერატურის მატება გამოსხივების მატებას იწვევს და — პირიქით.

მაგალითი: 1. თბილისში უცივესი თვის იანვრის საშუალო ტემპერატურა $0,9^\circ$ -ია ($T = 273^\circ + 0,9^\circ = 273,9^\circ$); დედამიწის გამოსხივება (თებ = 0,95) შეადგენს:

$$E_{\text{დედ.}} = 0,95 \cdot 8,26 \cdot 10^{-11} \cdot 273,9^4 = 0,44 \text{ კალ/სმ}^2 \text{ წთ.}$$

ვინის (41) ფორმულის თანახმად, $0,9^\circ$ ტემპერატურისას გამოსხივების სპექტრში ენერჯის მაქსიმუმი მოდის $\frac{2884}{273,9^\circ} = 10,5$ მკ. სიგრძის ტალღაზე.

2. თბილისში უთბილესი თვის ივლიანის საშუალო ტემპერატურა 24° -ია.

$E_{\text{თ.}} = 0,95 \cdot 8,26 \cdot 10^{-11} \cdot 297^4 = 0,59$ კალ/სმ² წთ. სპექტრში გამოსხივების მაქსიმალური ენერგია $\frac{2884}{297} = 9,7$ მკ ტალღაზე მოდის.

როგორც მოყვანილი მაგალითებიდანაც ჩანს, თბილისის პირობებში ტემპერატურის მატება იწვევს გამოსხივების მატებას და სპექტრის მაქსიმალური ენერგიის ტალღის სიგრძის კლებას.

დედამიწის გამოსხივებას ადგილი აქვს როგორც დღისით, ისე ღამით. მიუხედავად იმისა, რომ დღის გამოსხივება მაღალი ტემპერატურის გამო სჭარბობს ღამისას, დედამიწის გამოსხივებას ღამის გამოსხივებასაც უწოდებენ. ეს აიხსნება იმით, რომ დღისით გამოსხივებით დაკარგული სითბო მზის ენერგიით კომპენსირდება, ხოლო ღამით მსგავს კომპენსაციას ადგილი არ აქვს.

დედამიწის მიერ გამოსხივებული გრძელტალღიანი რადიაციის დიდი ნაწილი შთანთქმება ატმოსფეროს მიერ. ატმოსფერო თავის მხრივ გამოასხივებს გრძელტალღიან რადიაციას, რომლის ნაწილი მიმართულია დედამიწის ზედაპირისაკენ და მას ატმოსფეროს შემხვედრ გამოსხივებას უწოდებენ.

ატმოსფეროში ძირითად მშთანთქმელს წყლის ორთქლი, ნახშირმჟავა გაზი, ოზონი და სხვა ნივთიერებანი წარმოადგენენ, რომელნიც უმთავრესად გრძელტალღიან რადიაციას შთანთქავენ. CO_2 -ის, O_3 -ის და დანარჩენ ნივთიერებათა უმნიშვნელო კონცენტრაციის გამო, ატმოსფეროში დედამიწის სითბური გამოსხივების ძირითად მშთანთქმელად და გამომსხივებლად წყლის ორთქლი ითვლება. ამ მხრივ დიდ როლს ასრულებს სხვადასხვა ფორმისა და სიძლიერის ღრუბლები, რომელთა მომატებითაც შემხვედრი გამოსხივება მატულობს.

ამგვარად, დედამიწა მზის მთლიან რადიაციასთან ერთად ატმოსფეროდან დამატებით იღებს სითბოს გარკვეულ რაოდენობას, რომელიც დიდ როლს ასრულებს მის სითბურ პროცესებში.

ზომიერ განედზე შემხვედრი გამოსხივება $0,3-0,4$ კალორიას შეადგენს, ხოლო მაღალმთიან სადგურებზე — $0,1-0,2$ კალ. სიმაღლის მიხედვით მისი კლება ძირითადად წყლის ორთქლის შემცირებით აიხსნება. შემხვედრი გამოსხივება ეკვატორის ზონაში უფრო დიდია, ($0,5-0,6$ კალ), ვიდრე პოლარულ განედებზე ($0,3$ კალ).

როგორც ზემოთ ვნახეთ, ატმოსფეროში ადგილი ჰქონია გამოსხივების ორ ურთიერთსაწინააღმდეგო ნაკადს: ერთი მიმართულია

დედამიწიდან ატმოსფეროსაკენ (E_e), მეორე საწინააღმდეგოდ — ატმოსფეროდან დედამიწისაკენ ($E_{ა.გ.}$). ამ ორი ნაკადის სხვაობას ($E_e - E_{ა.გ.}$) ეფექტური გამოსხივება ($E_{აფ.}$) ეწოდება. მაშასადამე, ეფექტური გამოსხივება წარმოადგენს დედამიწის საერთო გამოსხივებისა და ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივების სხვაობას:

$$E_{აფ.} = E_e - E_{ა.გ.} \quad (62)$$

რადგან ატმოსფეროს ტემპერატურა, როგორც წესი, ნაკლებია დედამიწის ზედაპირის ტემპერატურაზე, ამიტომ, უმრავლეს შემთხვევაში $E_e > E_{ა.გ.}$; აქედან გამომდინარე, $E_{აფ.} > 0$, ე. ი. დედამიწა გრძელტალღიანი გამოსხივების შედეგად თითქმის ყოველთვის კარგავს სითბურ ენერგიას. გამონაკლისს შეადგენს ისეთი იშვიათი შემთხვევები, როდესაც ატმოსფეროში ადგილი აქვს ტემპერატურის ინვერსიას, დიდ ტენიანობასა და მთლიან მორღუბლულობას, რომლის დროსაც $E_{აფ.}$ ხდება უარყოფითი ($E_{აფ.} < 0$), ე. ი. ამ შემთხვევაში შეიძლება $E_{ა.გ.}$ სჭარბობდეს E_e და, მაშასადამე, ადგილი ექნეს სითბოს დედამიწისაკენ მოღენას.

მორღუბლულობის მომატება იწვევს შემხვედრი გამოსხივების მომატებასა და ეფექტური გამოსხივების შემცირებას (ცხრ. 24).

ც ხ რ ი ლ ი 24

მორღუბლულობის გავლენა ეფექტურ გამოსხივებაზე

მორღუბლულობა (<i>n</i>) ბალებში	0	2	4	6	8	10
$E_{აფ.}$ კალ/სმ ² წთ	0.120	0.112	0.094	0.079	0.048	0.018

როგორც 24-ე ცხრილიდან ჩანს, მორღუბლულობის 0-დან 10 ბალამდე მომატებით $E_{აფ.}$ საშუალოდ 0,1 კალორით მცირდება.

ეფექტური გამოსხივების დამოკიდებულება მორღუბლულობასთან საშუალოდ შეიძლება გამოისახოს ემპირიული ფორმულით:

$$E_{აფ.} = E_{აფ.}^0 (1 - cn), \quad (63)$$

სადაც $E_{აფ.}^0$ ეფექტური გამოსხივებაა უღრუბლო, ნათელი ცისათვის; n — მორღუბლულობის ჩაოდენობა ბალებში; c — კოეფი-

ციენტი, რომელიც დამოკიდებულია ღრუბლების ფიზიკურ თვისებებზე.

დედამიწის ეფექტური გამოსხივება უღრუბლო ცისათვის ($E_{\text{წ.}}$) შეიძლება განესაზღვროთ ანგსტრემის ემპირიული ფორმულით:

$$E_{\text{წ.}} = 0.6T^4 (0.194 + 0.236 \cdot 10^{-0.0009e}). \quad (64)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, $E_{\text{წ.}}$ სიდიდე მკიდროდა დაკავშირებული ტემპერატურასა (T) და აბსოლუტურ ტენიანობასთან (e). 25-ე ცხრილში მოცემულია (64) ფორმულით მიღებული $E_{\text{წ.}}$ სიდიდეები.

ც ხ რ ი ლ 25

უღრუბლო ამინდში ეფექტური გამოსხივების მნიშვნელობები ტემპერატურასა და აბსოლუტურ ტენიანობასთან დამოკიდებულებით (კალ/სმ²წთ)

e მმ \ T °	0	10	20	30	40
2	0.168	0.194	0.223	0.255	0.290
10	—	0.123	0.147	0.169	0.192

ცხრილიდან ჩანს, რომ $E_{\text{წ.}}$, მატულობს რა ტემპერატურის გადიდებით, არანაკლები ინტენსივობით მცირდება ტენიანობის მომატებით.

როგორც ვხედავთ, ეფექტური გამოსხივება შეიძლება მნიშვნელოვნად შემცირდეს ატმოსფეროს გამჭვირვალობის კლებასთან ერთად.

ეფექტურ გამოსხივებას ნათლად გამოხატული დედამიწის და წლიური მსვლელობა გააჩნია; იგი მატულობს დამიდან დღის საათებისაკენ. წლის განმავლობაში $E_{\text{წ.}}$ -ის მაქსიმუმს ადგილი აქვს ზაფხულის თვეებში, ე. ი. მაღალი ტემპერატურის დროს (ცხრ. 26).

ეფექტური გამოსხივება პირველი სამი პუნქტისათვის განსაზღვრულია აქტინომეტრიული გაზომვების საფუძველზე, ხოლო სოხუმსა და ყაზბეგში იგი გამოთვლილია (63) და (64) ფორმულების მეშვეობით შ. მოსიძის მიერ; აღნიშნული მონაცემები შეიძლება შესადარისი არ იყოს დროსა და სივრცეში, მაგრამ $E_{\text{წ.}}$ -ის წლიური მსვლელობის ზოგად წარმოდგენას მაინც იძლევა.

ეფექტური გამოსხივების თვიური და წლიური ჯამები (კვალ/სმ²-წთ)

	I	VII	წლიური ჯამი
ყარაღალი (ყირიმი)	2.4	6.9	55.9
კუიბიშევი	2.2	5.9	48.9
ვოეიკოვო (ლენინგრ.)	1.5	4.2	32.8
სოხუმი	2.5	3.2	35.1
ყაზბეგი მაღალმთ.	4.3	2.5	47.1

როგორც 26-ე ცხრილიდან ჩანს, ჩრდილოეთ რაიონებში გამოსხივების წლიური ჯამი მთლიანი რადიაციის დაახლოებით ნახევარს, ხოლო სამხრეთ რაიონებში — მესამედს შეადგენს. ზოგიერთ პუნქტზე ტემპერატურის გავლენა ძალზე შესუსტებულია (მაგ. სოხუმი). ყაზბეგზე $E_{\text{კვ.}}$ -ს საწინააღმდეგო წლიური მსვლელობა აქვს; მაქსიმუმი ზამთარშია, მინიმუმი — ზაფხულში. ეს გარემოება შეიძლება აიხსნას მხოლოდ ტენიანობისა და მორღებლულობის გავლენით; წლის ცივ პერიოდში ამ ორივე ელემენტის რიცხობრივი მახასიათებელი ყაზბეგზე უმნიშვნელოა და $E_{\text{კვ.}}$ მატულობს, თბილ პერიოდში, პირიქით — იგი მნიშვნელოვანია და იწვევს $E_{\text{კვ.}}$ -ის კლებას.

ამავე ცხრილში კარგად ჩანს მაღალმთიანი ყაზბეგის მაგალითზე $E_{\text{კვ.}}$ -ის სიმაღლის მიხედვით მატება. ეს ძირითადად გამოწვეულია ატმოსფეროს ფენის შემცირებით, რომელიც ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივების შემცირებასაც იწვევს.

როგორც ზემოთ დავინახეთ, ატმოსფერო დიდ როლს ასრულებს დედამიწის ზედაპირის სითბურ პროცესებში. იგი ატარებს შინა ხილულ რადიაციას; დედამიწის მიერ გამოსხივებულ სითბოს კი — შთანთქავს. ე. ი., როგორც ვხედავთ, ატმოსფერო წააგავს სათბურისა და ორანჟერეას მინის სახურავს, რომელიც ინარჩუნებს შინაგან სითბოს მცენარეულობისათვის. დედამიწის ზედაპირზე, ატმოსფეროს პეშვეობით, იმდენი სითბო რჩება, რამდენსაც

იგი დამატებით მიიღებდა მზის მუდმივას 22%-ით გაზრდის შემთხვევაში. ატმოსფეროს უქონლობა გამოიწვევდა დედამიწის საშუალო ტემპერატურის ($t=15^{\circ}$) საგრძნობ დაცემას (-23°).

§ 9. დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი

დედამიწის ზედაპირის მიერ შთანთქმულ მთლიან რადიაციასა და ეფექტურ გამოსხივებას შორის სხვაობას, რადიაციული ბალანსი ეწოდება. იგი გამოისახება ფორმულით:

$$B = (S' + i)(1 - A) - E_{\text{ფ.}} \quad (65)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, რადიაციული ბალანსი წარმოადგენს სხივური ენერჯიის ფაქტიურ შემოსავალს ან გასავალს; ამიტომ, იგი დედამიწის ზედაპირის გათბობა-გაცივების ძირითად ფაქტორადაა მიჩნეული. რადიაციული ბალანსი არსებით გავლენას ახდენს ნიადაგსა და ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებში ტემპერატურის განაწილებაზე, აორთქლებისა და თოვლის დნობის პროცესებზე, ნისლისა და წაყინვების წარმოშობაზე, ჰაერის მასების თვისებათა შეცვლაზე (ტრანსფორმაცია) და ა. შ. მაშასადამე, რადიაციული ბალანსი ერთ-ერთი ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორია.

იმისდა მიხედვით თუ სითბოს რომელი ნაკადი სჭარბობს — შემოსავალი თუ გასავალი — რადიაციული ბალანსი შეიძლება დადებითი იყოს და უარყოფითიც.

დღე-ღამის განმავლობაში ბალანსი დადებითია დღისით, უარყოფითი — ღამით. ეს გარემოება კარგად ჩანს თბილისის მაგალითზე (ცხრ. 27).

ც ხ რ ი 27

რადიაციული ბალანსის ინტენსივობა ამინდის სხვადასხვა პირობებში (კალ/სმ²წთ)

(ი. ცუცქერიძის მონაცემებიდან)

დაკვირ. დრო საათი, წუთი	უღრუბლო ამინდში		ამინდის ყოველგვარ პირობებში	
	I	VII	I	VII
0 30	-0.08	-0.07	-0.095	-0.05
6 30	-0.08	0.16	-0.05	-0.11
9 30	0.16	0.72	0.10	0.57
12 30	0.33	0.82	0.23	0.74
15 30	0.07	0.55	0.03	0.45
18 30	-0.09	0.00	-0.05	0.00

27-ე ცხრილიდან ჩანს, რომ ღამის საათებში რადიაციული ბალანსი მდგრადია. მზის ჩასვლის შემდეგ რადიაციული ბალანსის ძაბვა უარყოფით მნიშვნელობას იღებს და იგი ერთ მუდმივ დონეზე რჩება მზის ამოსვლის მომენტამდე. რადიაციული ბალანსი უღრუბლო ამინდში შეტია, ვიდრე მოღრუბლულ ამინდში.

უღრუბლო ამინდში ღამის უარყოფითი რადიაციული ბალანსიდან დღის დადებით ბალანსზე გადასვლა, და — პირიქით, ხდება მზის 10—15° სიმაღლეზე, ხოლო მოღრუბლულ ამინდში — მზის უფრო ნაკლებ სიმაღლეზე ($\gamma \ll 5^\circ$ -ზე).

როგორც ვხედავთ, მოღრუბლულობა, ამცირებს რა მზის სხივურ ნაკადს და ეფექტურ გამოსხივებას, მნიშვნელოვნად დაბლა სწევს რადიაციული ბალანსის სიდიდეს.

რადიაციული ბალანსი დიდათაა დამოკიდებული დედამიწის ზედაპირის ალბედოზე (A). ალბედოს მნიშვნელოვანი სიდიდის გამო, თოვლის საბურველის რადიაციული ბალანსი უღრუბლო ამინდში უარყოფითია და იგი ამ ნიშანს ინარჩუნებს მთელი დღე-ღამის განმავლობაში.

მიწების მორწყვა, ამცირებს რა ალბედოსა და ზედაპირის ტემპერატურას, საგრძნობლად აღიღებს რადიაციულ ბალანსს (ზოგჯერ 60%-ით).

რადიაციული ბალანსის წლიური მსვლელობის დახასიათებისათვის მოგვეყავს სსრკ ტერიტორიის სხვადასხვა განედზე მოთავსებული ზოგიერთი პუნქტის მონაცემები (ცხრ. 28).

ც ხ რ ი ლ ი 28

რადიაციული ბალანსის თვიური და წლიური ქაზმები (კკალ/სმ² თვე)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლიურ
ყურე ტიხაია	-2.3	-2.0	-2.2	-0.8	0.1	2.7	5.1	3.3	0.1	-1.4	-2.4	-2.4	-2.2
ლენინგრადი	-1.9	-1.5	-0.4	4.3	6.1	7.0	6.6	4.3	1.8	-0.1	-1.0	-1.6	29.6
თბილისი	0.4	1.7	4.4	5.8	8.6	8.6	8.4	8.3	5.3	2.9	1.0	-0.1	57.3
ყაზბეგი მაღალმთ.	-0.6	-0.5	0.3	1.7	2.5	3.5	7.7	7.8	3.7	1.8	-1.8	-1.4	24.7

როგორც ცხრილიდან ჩანს, რადიაციული ბალანსი პოლარულ რაიონში — ყურე ტიხაია — 5 თვეა დადებითი, ლენინგრადში —

6, ზოლო თბილისში — მთელი წლის განმავლობაში. ყაზბეგზე წლიური ბალანსი დადებითია (24,7 კკალ) და უფრო მეტია, ვიდრე ლენინგრადში (23,6 კკალ). ასევე, ამ უკანასკნელის ზაფხულის თვეების რადიაციული ბალანსი საგრძნობლად ნაკლებია ყაზბეგისაზე. ეს ძირითადად გამოწვეული უნდა იყოს ყაზბეგის განედზე მზის სიმაღლის მატებით, რომლის ინტენსივობა თოვლის ზედაპირიდან და თხელი ღრუბლებიდან მრავალჯერადი არეკვლის შემდეგ მნიშვნელოვნად მატულობს ($Q = 153$ კკალ), და ივლის-აგვისტოში აღბედოს შემცირებით (თოვლის დნობა).

რადიაციული ბალანსი ეკვატორის მიმართულებით მატულობს და აქ დაახლოებით 100 კკალ აღწევს. მშრალი ტროპიკების რაიონში (უდაბნოები, ნახევრად უდაბნოები) ქვეყნილი ზედაპირის აღბედო და ეფექტური გამოსხივება მნიშვნელოვანი სიდიდეებით ხასიათდება, რის გამოც აქ რადიაციული ბალანსი მინიმუმამდე ჩამოდის (40—50 კკალ).

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი მატულობს ხმელეთიდან ზღვაზე გადასვლისას; საშუალოდ ოკეანის ზედაპირის რადიაციული ბალანსი 77 კკალ/სმ² შეადგენს, ხმელეთის ზედაპირისა კი — 46-ს.

ბევრ პუნქტზე წლიური რადიაციული ბალანსი მიღებული მთლიანი რადიაციის 30—40%-ს შეადგენს; განსაკუთრებით გამოიყოფა აზიური ტერიტორიის ჩრდილოეთი ნაწილი, სადაც რადიაციული ბალანსი 30%-ზე ნაკლებია; ევროპული ტერიტორიის დასავლეთ და სამხრეთ ნაწილებში და შორეულ აღმოსავლეთში მისი წილი მთლიან რადიაციაში 50%-ს აღემატება.

წყალსაცავების ზედაპირის რადიაციული ბალანსი (B') მნიშვნელოვნად განსხვავდება ხმელეთის რადიაციული ბალანსისაგან (B). ამის საილუსტრაციოდ 29-ე ცხრილში მოგვყავს სსრკ ევროპული ტერიტორიის წყალსაცავებისათვის თეორიულად გამოთვლილი რადიაციული ბალანსის დამახასიათებელი სიდიდეები.

29-ე ცხრილიდან შეიძლება შემდეგი დასკვნების გამოტანა:

1. საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე განლაგებული წყალსაცავების რადიაციული ბალანსი განედური მიმართულებით ხმელეთთან შედარებით ნაკლებ რყევადობას განიცდის;

2. თხელი წყალსაცავების ბალანსი აღემატება ხმელეთისას; ამასთან შეფარდება $\frac{B'}{B}$ სხვადასხვა სეზონში უმნიშვნელოდ იცვლება.

3. ღრმა წყალსაცავების რადიაციული ბალანსი, განსაკუთრებით გაზაფხულსა და შემოდგომის პერიოდში, შესაძრწნევად გამოირ-

სახქოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის წყალსაცავების რადიაციული ბალანსი (კკალ/სმ²)

წლის დრო	თხელი წყალსაცავები		ღრმა წყალსაცავები	
	B'	$\frac{B'}{B}$	B'	$\frac{B'}{B}$
გაზაფხული	13.6—23.7	—1.3	16.6—27.0	—1.5
ზაფხული	24.1—33.8	1.3—1.3	24.3—34.0	1.3—1.3
შემოდგომა	—3.3— —7.3	1.1—1.2	—6, —4.6	—0.8

ჩვეა თხელი წყალსაცავების ბალანსისაგან. განსხვავება ძირითადად გამოწვეულია ამ წყალსაცავების ტემპერატურის სხვადასხვაობით.

ზემოაღნიშნული დასკვნები კარგად ეთანხმება თანამედროვე აქტინომეტრიული ხელსაწყოებით გაზომილ სიდიდეებს (ცხრ. 30).

ზოგიერთი წყალსაცავის რადიაციული ბალანსი კკალ/სმ²ზე

თვე წყალსაცავი	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლი- წლი	
ვალდაის ტბა			—	7.9	10.5	9.6	6.9	3.0	—	—	—		
ციმლიანსკის წყალსაცავი			5.3	11.1	11.1	12.1	10.8	4.8	1.2	—0.8	—		
ბალხაშის ტბა				12.1	11.9	12.1	10.8	6.7	1.9	—	—		
სევანის ტბა საშ. სილ. 50 მ.	0.0	3.0	6.2	9.6	11.0	12.9	12.9	10.5	8.1	3.8	0.0	—0.6	76.5
პატარა სევანი (სიღრმე 11 მ)	0.3	3.1	5.9	8.9	9.9	12.0	11.3	10.0	7.9	3.9	0.6	0.0	73.8

განედის კლება რადიაციული ბალანსის უმნიშვნელო მატებას იწვევს და მისი რყევადობაც მცირდება. სევანის ტბის სამხრეთით მდებარეობა, მართლაცაა. B' ზრდის, მაგრამ, თუ მივიღებთ მხედველობაში მის მაღალ მდებარეობას (1900 მ), მაშინ რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი (76,5 კკალ) საკმაოდ მნიშვნელოვანი სიდიდე იქნება.

გაზაფხულის და ზაფხულის თვეების რადიაციული ბალანსი პატარა სევანზე უფრო ნაკლებია, ვიდრე დიდზე, ხოლო შემოდგომაზე, პირიქითაა. როგორც ვხედავთ, წყლის აუზის სიღრმეს სიბოზს

დაგროვებაში დიდი მნიშვნელობა აქვს, რადგან იგი აღიღებს ბალანსის სიდიდეს.

თუ სევეანის ტბის ბალანსს (B^1) შევეუდარებთ მისივე სანაპიროს (ზემელეთის) ბალანსს (B), დავინახავთ, რომ პირველის წლიური ჯამი, თითქმის ორჯერ აღემატება ($\frac{B^1}{B} = 1,94$) უკანასკნელისას.

დედამიწის ზედაპირის რადიაციული ბალანსის (B) მსგავსად, შეიძლება განვიხილოთ დედამიწა-ატმოსფეროს სისტემის ბალანსიც. იგი წარმოადგენს დედამიწის ზედაპირისა (B) და ატმოსფეროს ($B_{ა.გ.}$) ბალანსების ჯამს, ე. ი. $B^x = B + B_{ა.გ.}$. $B_{ა.გ.}$ შედგება: ატმოსფეროს მიერ შთანთქმული მთლიანი რადიაციისა ($S' + i$) და მის მიერვე შთანთქმული დედამიწის გრძელტალღიანი რადიაციისაგან, ე. ი. ეს არის სითბოს შემოსავალი, ხოლო გასავალია ატმოსფეროს მიერ სითბოს გამოსხივება დედამიწისა და კოსმოსური სივრცის მიმართულებით. მ. ბუდიკოს გამოთვლებით, $B_{ა.გ.}$ ყველა განედზე საშუალო წლიურში უარყოფითია (-60 კკალ/სმ²წლ.).

თუ ცნობილია ატმოსფეროს მიერ შთანთქმული რადიაცია (Q') და დედამიწისა და ატმოსფეროს გრძელტალღიანი გამოსხივება უსასრულო სივრცეში (E_{∞}), მაშინ რადიაციული ბალანსი დედამიწა-ატმოსფეროს სისტემისათვის გამოიხატება ტოლობით:

$$B^x = (S' + i)(1 - A) + Q' - E_{\infty}. \quad (66)$$

B^x დედამიწის სხვადასხვა განედზე შეიძლება დადებითიც იყოს და უარყოფითიც. იგი დადებითია ეკვატორიდან 40° განედამდე, ე. ი. შემოსავალი სქარბობს გასავალს, ხოლო უფრო მაღალ განედებზე იგი უარყოფითი ხდება. რადიაციული ბალანსის ასეთი განაწილება იწვევს სითბოს გადატანას დაბალი განედიდან მაღლისაკენ.

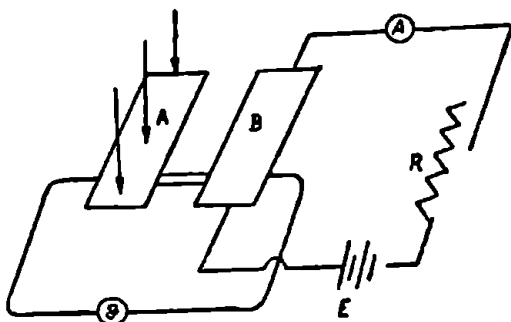
§ 10. მზის რადიაციისა და რადიაციული ბალანსის გაოროვნის მეთოდები

ა. პ ი რ დ ა პ ი რ ი რ ა დ ი ა ც ი ა. რადიაციის საზომი ხელსაწყოების უმრავლესობა განსაზღვრავს რადიაციის ინტენსივობას შავ ზედაპირზე მზის სხივების სითბური ენერგიის შემოქმედებით. რადიაციის მიმღები შავი ზედაპირი შთანთქავს მზის სხივურ ენერგიას და შემდგომ მას სითბოდ გარდაქმნის.

მზის პირდაპირი რადიაციის ნაკადის გასაზომად იყენებენ პ ი რ დ ა პ ი რ ი რ ა დ ი ა ც ი ა და აქტივომეტრებს.

ევროპაში პირდაპირი რადიაციის გაზომვის აბსოლუტურ ხელსაწყოდ მიღებულია ანგსტრემის კომპენსაციური პირპელიომეტრი. ამ ხელსაწყოს მაჩვენებლებით მოწმდება ევროპის ქვეყნებისა და მათ შორის საბჭოთა კავშირის საკონტროლო პირპელიომეტრი და აქტივომეტრი.

ანგსტრემის კომპენსაციური პირპელიომეტრის მიმღები წარმოადგენს გარედან გაშავებული ორი ერთნაირი მანგანიის A და B ფირფიტას (ნახ.11). ფირფიტებს მეორე მხრიდან საიზოლაციო ფენაზე მიწებებული აქვს თერმოელექტრული ელემენტის ნარჩი-



ნახ. 11. ანგსტრემის კომპენსაციური პირპელიომეტრის სქემა

ლი, რომელიც სპილენძ-კონსტანტანის a და b თერმოწყვილისაგანაა შემდგარი. ეს უკანასკნელი თანმიმდევრულად არიან შეერთებულნი და ბოლოებით მგრძნობიარე გალვანომეტრს (φ) უერთდებიან. მანგანიის ნებისმიერი ფირფიტა შეიძლება გავახუროთ დენის E წყართი (ამ შემთხვევაში B ფირფიტა), ხოლო დენის ძალის რეგულირება R რეოსტატიტ მოვახდინოთ.

თუ A ფირფიტას პერპენდიკულარულად მივუშვერთ მზის სხივებს, ხოლო B -ს დავჩრდილავთ, ორივე ფირფიტას შორის წარმოიშვება ტემპერატურათა სხვაობა, რომელიც გადაეცემა თერმოწყვილს და მათში აღძრავს თერმოელექტრულ დენს; თერმოწყვილთან ჩართული გალვანომეტრის ისარი გვიჩვენებს თერმოდენის არსებობას წრედში.

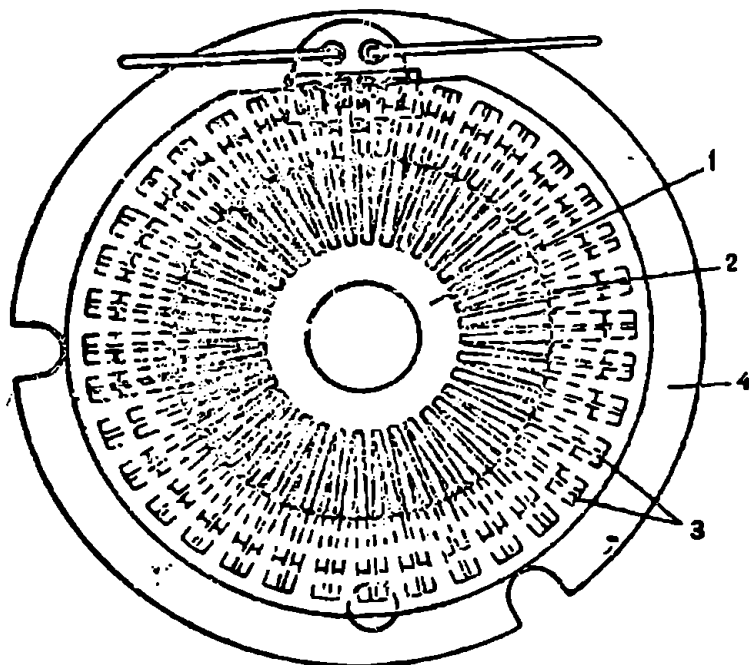
თუ B დაჩრდილულ ფირფიტას გავახურობთ E აკუმულატორიდან მიღებული ელექტროდენით და R რეოსტატიტ შევარჩევთ i დენის ძალას ისე, რომ გალვანომეტრის ისარი ნულს გვიჩვენებდეს, მაშინ B ფირფიტის ტემპერატურა გაუტოლდება A ფირფი-

ტისას და წრედში თერმოდენიც გაქრება. ჯოულ-ლენცის კანონის თანახმად B ფირფიტის მიერ მიღებული სითბოს რაოდენობა შეიძლება განვსაზღვროთ იმ მაკომპენსირებული დენის ძალით, რომელიც მის გახურებაზე დაიხარჯა. აღნიშნული სითბოს რაოდენობა ტოლი იქნება იმ სითბოსი, რომელიც A ფირფიტამ მზიდან მიიღო. მაშასადამე, პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა (S) შეიძლება განვსაზღვროთ i დენის ძალით — ფორმულიდან:

$$S = K \cdot i^2. \quad (67)$$

როგორც ვხედავთ, პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა დენის ძალის კვადრატის პროპორციული ყოფილა. K გადამყვანი მამრაველია და ლაბორატორიული წესით გამოითვლება.

საბჭოთა კავშირში პირდაპირ რადიაციაზე მასობრივ დაკვირვებას სავინოვ-იანიშვესკის თერმოდენიკური აქტინომეტრით აწარმოებენ. მას საკონტროლო ხელსაწყოდაც იყენებენ (ნახ. 12).



ნახ. 12. სავინოვ-იანიშვესკის თერმოდენიკური აქტინომეტრის მიმღები

მიმღები ნაწილი კვარტლით გაშავებული თხელი ვერცხლის დისკო (1). მის მეორე მხარეს საიზოლაციო ფენაზე მიწებებულია მანგანიისა და კონსტანტანის ნარჩილისაგან შემდგარი 36 წყვილი ვარსკვლავისებრივი შინაგანი თერმოწყვილი (2). თერმოწყვილის გარეგანი ნარჩილები (3) მიწებებულია სპილენძის რგოლზე (4). მიმღები ნაწილი მოთავსებულია აქტინომეტრის ცილინდრული მილის უკანა გაფართოებულ ნაწილში.

მზის რადიაციის ზემოქმედებით ვერცხლის დისკო (1) ხურდება; ეს სითბო გადაეცემა დისკოს მეორე მხარეს მიწებებულ შინაგან თერმოწყვილს (2), ხოლო თერმოწყვილის გარეგანი ნარჩილები (3) ჩრდილში რჩება და ინარჩუნებს საწყის ტემპერატურას. შინაგან და გარეგან თერმოწყვილს შორის წარმოიშობა ტემპერატურათა სხვაობა, წრედში აღიძვრება თერმოდენი, რომელსაც გალვანომეტრით ვზომავთ. თერმოდენის ძალა პროპორციულია პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობისა; მაშაადამე, თუ ცნობილია გალვანომეტრის n ანათვალის, მაშინ პირდაპირი რადიაცია

$$S = an, \quad (67^*)$$

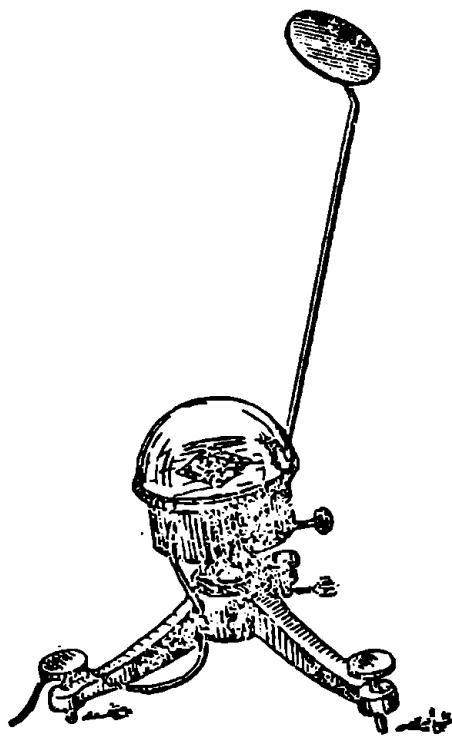
სადაც a გადამყვანი მამრავლია (გალვანომეტრის ერთი დანაყოფის საფასური კალ/სმ²წთ).

ბ. მ თ ლ ი ა ნ ი, გ ა ბ ნ ე უ ლ ი და ა რ ე კ ვ ლ ი ლ ი რ ა დ ი ა ც ი ი ს გაზომვა პირანომეტრულ ზედაპირზე ხდება თერმოდენექტრული პირანომეტრით (ნახ. 13). მისი მიმღები ზედაპირი შედგება მანგანიისა და კონსტანტანის ზოლების თანმიმდევრულად შეერთებული თერმოწყვილისაგან. თერმოწყვილის ყოველი წყვილი ნარჩილი თეთრად შეღებილი (მაგნეზით), ხოლო კენტი — შავად (კვარტლით) ისე, რომ თეთრი და შავი ფერის უბნები კადრაკული წესით იცვლება. შავად შეღებილი თერმოწყვილის ზედაპირი მზის სხივებს მთლიანად შთანთქავს და ხურდება; შავსა და თეთრ ზედაპირს შორის ტემპერატურათა სხვაობა წრედში წარმოშობს თერმოელექტრულ დენს, რომელსაც გალვანომეტრით ვზომავთ. თუ გალვანომეტრის ანათვალს (n) გავამრავლებთ გადამყვან მამრავლზე (a), მივიღებთ რადიაციის (მთლიანი, გაბნეული ან არეკვლილი) ინტენსივობას კალორიებში.

მთლიანი რადიაციის გაზომვისას (Q) პირანომეტრის მიმღები ღია მდგომარეობაშია, ე. ი. მზის სხივების უშუალო ზემოქმედებას განიცდის. გაბნეული რადიაციის გაზომვა კი ხდება მიმღები ზედაპირის სპეციალური ეკრანით დაჩრდილების პირობებში (ნახ. 13).

პირანომეტრის მიმღები დაცულია ნალექებისა და ქარის ზემოქმედებისაგან სპეციალური მიწის ნახევარსფეროს ზუფით.

თუ პირანომეტრის მიმღები მიმართულია დედამიწისაკენ, მაშინ შეიძლება გაიზომოს დედამიწიდან ანარეკლი მოკლეთაღლიანი რადიაცია (R). პირანომეტრს, რომლის გადმოპირქვევებაც შეიძ-



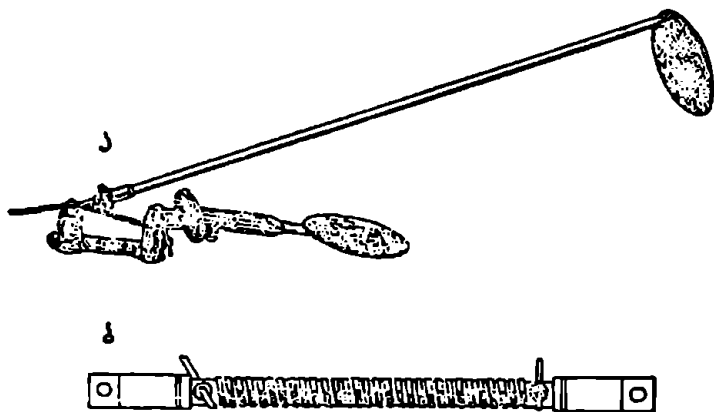
ნახ. 13. თერმოელექტრული პირანომეტრი

ლება. ალბედომეტრს უწოდებენ. როგორც წინა პარაგრაფიდანაა ცნობილი, სხვადასხვა ზედაპირის არეკვლით უნარიანობას ახასიათებენ ალბედოს სიდიდით

$$A = \frac{R}{Q}.$$

მაშასადამე, ალბედომეტრით შეიძლება გაიზომოს მთლიანი, გაბნეული და არეკვლილი რადიაცია.

გ. რ ა დ ი ა ც ი უ ლ ი ბ ა ლ ა ნ ს ი ს გ ა ზ ო მ ე ვ ა. რადიაციული ბალანსი იზომება თერმოელექტრული ბალანსზომით (ნახ. 14). მისი მიმღები ზედაპირი მურით გაშავებული სპილენძის ორი ფირფიტისაგან შედგება და ერთმანეთისადმი პარალელურად არიან განლაგებულნი. ზედა ფირფიტის ზედაპირი იღებს მთლიან რადიაციას ($Q = S' + I$) და ატმოსფეროს შემხვედრ გამოსხივებას (E_a), ხოლო ქვედა—არეკვლილ რადიაციასა (R) და დედამიწის გამოსხივებას (E_g). ფირფიტებს შორის საიზოლაციო ფენაზე მიწებებულია თერმოელემენტი, რომელიც სპილენძის იზოლირებულ დე-



ნახ. 14. თერმოელექტრული ბალანსზომი

რაკზე დახვეული და ნახევრად მოვერცხლილი კონსტანტანის ზოლისაგან შედგება. 10 ლერაკისაგან შემდგარი თერმოელემენტი შეერთებულია გალვანომეტრთან ბალანსზომის სახელურის მხრიდან.

ზედა და ქვედა სპილენძის ფირფიტები რადიაციის შთანთქმის შედეგად იწყებენ გათბობას, რომელთა სიძლიერეც შთანთქმული რადიაციის პროპორციული იქნება. ამასთან ერთად, ისინი გრძელტალღიანი გამოსხივებით ცივდებიან. იმასთან დაკავშირებით, რომ ზედა და ქვედა ფირფიტების გათბობისა და გაცივების ინტენსივობა ერთნაირი არ არის, ისინი მიიღებენ სხვადასხვა ტემპერატურებს. ტემპერატურათა სხვაობა წრედში თერმოლენს წარმოშობს, სოლო გალვანომეტრზე ათვლილი მისი ძალა რადიაციული ბალანსის პროპორციული იქნება. ვინაიდან ბალანსზომის მგრძობიარობა ქარის სიჩქარის მატებით მცირდება, ამიტომ შესასწორებელი მამრავლის

მეშვეობით ბალანსშომის მაჩვენებელს „შტილოვან“ (სიწყნარის) მაჩვენებელზე დაიყვანენ.

შზის ნათების ხანგრძლივობის რეგისტრაცია მეტეოროლოგიურ სადგურებზე პ ე ლ ი ო გ რ ა ფ ე ბ ი თ წარმოებს. საბჭოთა კავშირში ძირითადად ხმარებაში იყო ველიჩკოს და კემპბელ-სტოკსის პელიოგრაფები. ამჟამად, ეს პელიოგრაფები შეცვალა კემპბელ-სტოკსის უნივერსალური მოდელის პელიოგრაფმა.

უნივერსალური პელიოგრაფის მთავარი ნაწილია მინის სფერო, რომელიც ფოკუსში კრებს მასზე დაცემულ შზის სხივებს. მინის სფეროს მთავარ ფოკუსურ მანძილზე განლაგებულია რკალისებრი ლითონის ჭამი, რომლის ღარშიც ათავსებენ საათებად დაყოფილ ბაფთას. ულრუბლო ამინდში მინის სფეროს ეცემა შზის სხივები: სხივები მინის სფეროზე გარდაიტეხება. ფოკუსურ მანძილზე შეკრებისას იგი დღის განმავლობაში ზოლად ამოწევს ქაღალდის ბაფთას.

სითბოს ბრუნვა ნიადაგსა და წყალში

§ 1. ნიადაგის სითბური თვისებები

ნიადაგისა და წყლის სითბურ რეჟიმს ძირითადად ზედაპირის რადიაციული და სითბური ბალანსის ზიდიდე განსაზღვრავს. ორივე ზედაპირი რადიაციის ძირითადი მშთანქმელია. მთანქმელი რადიაცია გადადის სითბურ ენერგიაში, ათბობს ნიადაგისა და წყლის ზედაპირს, ხოლო ამ უკანასკნელიდან სითბო გადაეცემა სიღრმისა და ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებს.

ნიადაგის სითბური თვისებები დამოკიდებულია რიგ ფაქტორებზე: მზის სიმაღლეზე, ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე, ადგილის სიმაღლეზე ზღვის დონიდან, ნიადაგის შედგენილობასა და ფერზე, მცენარეულ და სხვა ბუნებრივ საფარზე და ა. შ. მაგრამ მთავარ და ძირითად ფაქტორს ნიადაგის სითბოტევადობა და სითბოგამტარობა წარმოადგენს.

არჩევენ ხვედრით და მოცულობით სითბოტევადობას. ნიადაგის გათბობა-გაცივების პროცესის შესწავლისას უპირატესობა მოცულობით სითბოტევადობას ენიჭება. იგი წარმოადგენს სითბოს რაოდენობას, რომელიც საჭიროა 1 სმ³ ნიადაგის 1° გასათბობად. მოცულობით (C) და ხვედრით (c) სითბოტევადობას შორის არსებობს შემდეგი დამოკიდებულება:

$$C = cp \text{ (კალ/სმ}^3 \text{ გრად.)}, \quad (68)$$

სადაც p ნივთიერების სიმკვრივეა.

აბსოლუტურად მშრალი ხირხატიანი ნიადაგისათვის მოცულობითი სითბოტევადობა თითქმის მუდმივია და დაახლოებით 0,4—0,5 კალ/სმ³ გრად. შეადგენს. ვინაიდან ნიადაგი ყოველთვის შეიცავს

მეტ-ნაკლები რაოდენობით წყალსა და ჰაერს, ამიტომ მოცულობითი სითბოტევადობაც მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება.

წყლის სითბოტევადობა 1 კალ/სმ³გრად-ს უდრის, მაშინ როცა ჰაერის მოცულობითი სითბოტევადობა ძალზე მცირეა (0,0003 კალ/სმ³გრად.). მაშასადამე, რაც უფრო მეტია ნიადაგში წყალი და ნაკლებია ჰაერი, მით მეტია მისი სითბოტევადობა. ე. ი. ტენიანი ნიადაგი, რომელიც ჰაერს მცირე რაოდენობით შეიცავს, მშრალ ნიადაგთან შედარებით ძალზე ნელა თბება და ნელა ცივდება. ამიტომ, რომ მშრალ ნიადაგებში ტემპერატურა უფრო მკვეთრად იცვლება, ვიდრე ტენიანში. რაც უფრო ფორიანია ნიადაგი (ჰაერი მეტია მასში), რა თქმა უნდა, სითბოტევადობაც ნაკლები იქნება.

სითბოგამტარობა ეწოდება ნიადაგის უნარს, გადასცეს სითბო გამთბარი ფენებიდან ნაკლებად გამთბარ ფენებს. სითბოგამტარობის ზომად მიღებულია სითბოგამტარობის λ კოეფიციენტი; იგი რიცხობრივად ტოლია სითბოს იმ რაოდენობისა, რომელიც 1 წამში გაივლის 1 სმ² განივკვეთსა და 1 სმ სისქის ნიადაგის ფენას, თუ ფენის ზედა და ქვედა საზღვარზე ტემპერატურათა სხვაობა 1°-ია.

ზოგიერთი სხეულის სითბოგამტარობის კოეფიციენტი შემდეგნაირად ხასიათდება:

ნიადაგის მყარი ნაწილაკები	0,002—0,006 კალ/სმ წმ გრად.
წყალი	0,0013
ჰაერი	0,00005
თოვლი	0,00027

როგორც ვხედავთ, ნიადაგს სითბოს გატარების ძალზე ცუდი უნარი აქვს და სითბოტევადობის მსგავსად, იგი ძლიერაა დამოკიდებული ნიადაგში ტენისა და ჰაერის რაოდენობაზე. რაც უფრო მეტია ტენი და ნაკლებია ჰაერი, მით მეტია ნიადაგის სითბოგამტარობა. ამიტომ, რომ დღისით მშრალი ნიადაგი, რომლის ფორებშიც ჰაერია მოთავსებული, უფრო ხურდება, ვიდრე ტენიანი. ტენიანი ნიადაგის გადიდებული სითბოგამტარობის გამო, დღისით სითბო უფრო სწრაფად გადაეცემა ღრმა ფენებს და ზედაპირზე ტემპერატურის მცირე მატებას იწვევს. ღამის პერიოდში კი ნიადაგის ზედაპირის გაცივება შენელებულია, რადგან ღრმა ფენებიდან სითბოს განუწყვეტელი ნაკადი მოედინება.

თეორიული და პრაქტიკული საკითხების გარკვევისას დიდი მნიშვნელობა აქვს ნიადაგში ტემპერატურის გამტარიანობას; იგი გვიჩვენებს ნიადაგის სიღრმეში ტემპერატურის ცვლილების გავრცელების სიჩქარეს.

ნიადაგის ტემპერატურის გამტარიანობის K კოეფიციენტი არის სითბოგამტარობის კოეფიციენტის (λ) შეფარდება მოცულობით სითბოგამტარობასთან ($c\rho$):

$$K = \frac{\lambda}{c\rho} \text{ სმ}^2/\text{წმ.} \quad (69)$$

K კოეფიციენტი შეიძლება გამოითვალოს (69^ა) ფორმულით, სადაც მოცემულია სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის ამპლიტუდის შემცირება:

$$K = \frac{\pi z^2}{\theta (\ln A_0 - \ln Ax)^2} \text{ სმ}^2/\text{წმ.} \quad (69^a)$$

სადაც A_0 და A_x ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდაა ნიადაგის ზედაპირზე და x სიღრმეზე; θ — ტემპერატურის რყევის პერიოდი, π — მუდმივი რიცხვი.

ტემპერატურის გამტარიანობის K კოეფიციენტი რიცხობრივად უდრის ერთეული მოცულობის ნიადაგის ტემპერატურის ნაბატს, თუ მიღებული სითბოს ჩაოდენობა სითბოგამტარობის კოეფიციენტის (λ) ტოლია.

ტემპერატურის გამტარიანობის კოეფიციენტი K ნიადაგის ტენიანობის ხარისხთან დაკავშირებით ძლიერ ცვლილებას განიცდის. ტენის მომატებით ნიადაგის ტემპერატურის გამტარიანობა კლებულობს, რის გამოც ტენიანი ნიადაგისათვის სიღრმით ტემპერატურის ცვლილება და ტემპერატურის დღელამური რყევადობის სიდიდე, მშრალ ნიადაგებთან შედარებით, უმნიშვნელოა.

§ 2. სითბოს გავრცელება ნიადაგში

ნიადაგის ზედაპირიდან სითბოს გადაცემა სიღრმეში ძირითადად წარმოებს მოლეკულური. სითბოგამტარობის გზით. ნიადაგის სიღრმეში სითბოგამტარობით სითბოს გადაცემა ხდება არა მარტო ნიადაგის ნყარი ნაწილაკების, არამედ ნიადაგის ფორებში მოთავსებული ჰაერისა და წყლის მეშვეობით. ნიადაგში სითბოს ძალზე მცირე ჩაოდენობით გადაცემა შეიძლება მოხდეს რადიაციული გამოსხივებისა და კონვექციური (ნიადაგის კაპილარებში მოთავსებული ჰაერისა და წყლის აღმავალი და დაღმავალი დენებით).

სითბოს ნაკადი, რომელიც ერთეული დროის განმავლობაში (1 წამი) ერთეულ კვადრში (1 სმ²) გაივლის, პროპორციულია ხიკაღვის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტისა:

$$Q = -\lambda \frac{dt}{dz} \theta = -\lambda \frac{t_2 - t_1}{z_2 - z_1} \theta = -KC \frac{t_2 - t_1}{z_2 - z_1} \cdot \theta \text{ კალ/სმ}^2, \quad (70)$$

სადაც K ტემპერატურის გამტარიანობის კოეფიციენტი, C — ნიადაგის მოცულობითი სითბოტევადობა, θ — პერიოდი, t_2 და t_1 — ტემპერატურა z_2 და z_1 სიღრმეზე.

როგორც (70) ფორმულიდან ჩანს, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტით ხდება ნიადაგში სითბოს გადატანა.

სხვადასხვა ნიადაგში სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის რყევადობის გავრცელება სხვადასხვანაირად მიმდინარეობს, მაგრამ ძირითადად იგი გარკვეულ კანონზომიერებას ექვემდებარება. ეს კანონზომიერება შემდეგში მდგომარეობს:

1. ტემპერატურის რყევის პერიოდი სიღრმის მიხედვით უცვლელია. ეს იმას ნიშნავს, რომ მსგავსად ნიადაგის ზედაპირისა, გარკვეულ სიღრმემდე ტემპერატურის დღელამური (24 საათის პერიოდით) და წლიური (12 თვის პერიოდით) მსვლელობა ძალაში რჩება.

2. ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდა მცირდება შემდეგი კანონის მიხედვით:

$$A_z = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{\theta K}}}, \quad (71)$$

სადაც A_0 ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდაა ნიადაგის ზედაპირზე; A_z — რყევის ამპლიტუდა z სიღრმეზე; θ — ტემპერატურის რყევის პერიოდი (წამებში); π — მუდმივი რიცხვი; K — ნიადაგის ტემპერატურის გამტარიანობის კოეფიციენტი.

(71) ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ z სიღრმის არითმეტიკული პროგრესიით მატება იწვევს ტემპერატურის ამპლიტუდის (მაქსიმალურ და მინიმალურ ტემპერატურებს შორის სხვაობა) გეომეტრიული პროგრესიით კლებას. მაგ., თუ ნიადაგის ზედაპირზე ამპლიტუდა $A = 30^\circ$ -ს, მაშინ 20 სმ სიღრმეზე $A_{20} = 5^\circ$, ხოლო 40 სმ სიღრმეზე 1° -ზე ნაკლებია. მაშასადამე, ნიადაგის გარკვეულ სიღრმეზე დღელამური ამპლიტუდა პრაქტიკულად ნულს უახლოვდება. მუდმივი დღელამური ტემპერატურის სიღრმე, ე. ი. იქ, სადაც ტემპერატურის რყევადობა ნულს უტოლდება, 70—100 სმ-ს აღწევს. ნიადაგის იმ სიღრმეს, სადაც ქრება ტემპერატურის დღე-

ლამური ამპლიტუდები, მუდმივი ტემპერატურის სიღრმეს უწოდებენ.

3. მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო იგვიანებს შემდეგი კანონით:

$$\tau = \frac{\pi}{2} \sqrt{\frac{\theta}{\pi k}}, \quad (72)$$

სადაც τ დაგვიანების დროა.

როგორც ფორმულიდან ჩანს, სიღრმის მიხედვით სითბოს გავრცელებისათვის საჭიროა დრო. მიღებულია, რომ ტემპერატურის დღელამური ექსტრემუმები (მაქსიმუმი და მინიმუმი) ყოველ 10 სმ სიღრმეზე საშუალოდ 2,5—3,5 საათს, ხოლო წლიური — ყოველ 1 მ სიღრმეზე 20—30 დღელამეს იგვიანებს.

4. დღელამური და წლიური მუდმივი ტემპერატურის მქონე სიღრმეები ისე შეეფარდებიან ერთმანეთს, როგორც კვადრატული ფესვები რყევის პერიოდთან:

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{\theta_1}}{\sqrt{\theta_2}}. \quad (73)$$

თუ z_1 და z_2 შესაბამისად დღელამური და წლიური ტემპერატურის რყევადობის ქრობის სიღრმეებია, ხოლო რყევადობის პერიოდი $\theta_1 = 1$ დღელამეს, $\theta_2 = 365$ დღელამეს (1 წელს), მაშინ

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{365}} = \frac{1}{19}.$$

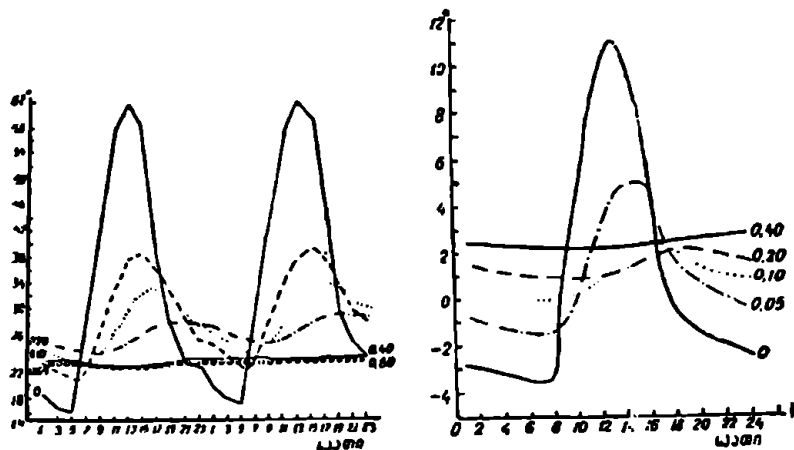
მაშასადამე, ტემპერატურის წლიური რყევადობის ქრობის სიღრმე 19-ჯერ აღემატება დღელამური რყევადობის ქრობის სიღრმეს. მაგალითად, ტემპერატურის დღელამური რყევის ამპლიტუდა თუ ორჯერ კლებულობს 10 სმ სიღრმეზე, წლიური რყევის ამპლიტუდა ორჯერ დაიკლებს 190 სმ სიღრმეზე.

ნიადაგის ტემპერატურებზე დაკვირვების მონაცემები გვიჩვენებს, რომ ნიადაგში სითბოს ფაქტიური გავრცელება საკმაოდ კარგად ეთანხმება ზემოაღნიშნულ ოთხივე დებულებას.

§ 8. ნიადაგის ტემპერატურის დღელამური და წლიური მსვლელობა

დღელამის განმავლობაში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა მკვეთრად იცვლება და წარმოადგენს პერიოდულ რყევადობას ერთი მაქსიმუმით და ერთი მინიმუმით. ტემპერატურის მაქსიმუმი

დაახლოებით 13 საათზე შეიმჩნევა, ხოლო მინიმუმი — შზის ამოსვლის წინ. შ. გავაშელის გამოყვლევიტ, თბილისში ტემპერატურის მინიმუმი შზის ამოსვლამდე 30 წთ ადრე ღგება, მაქსიმუმი კი — 13 საათზე, წლის ყველა პერიოდში (ნახ. 15).



ნახ. 15. ნიადაგის ზედაპირზე და სხვადასხვა სიღრმეზე ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა თბილისში (შ. გავაშელიტ)

როგორც მე-15 ნახ. და 31-ე ცხრ-დან ჩანს, ნიადაგის ტემპერატურის დღეღამურ ამპლიტუდებს ზედაპირზე და ყველა სიღრმეზე გააჩნია წლიური მსვლელობა. თბილისში მაქსიმალური ამპლიტუდა ზედაპირზე ზაფხულშია (37,5°), მინიმალური — ზამთარში (14,7°).

ცხრილი 31

ნიადაგის ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა (გრადუსებში)

სიღრმე მ.ში თვეები	ზედაპირი 0,0	0,05	0,10	0,20	0,40
იანვარი	14,7	6,6	2,6	1,2	0,2
ივლისი	37,5	19,3	10,8	6,8	1,2

როცა სიღრმე იზრდება, ამპლიტუდები მცირდება. მაგალითად. ივლისში 0,20 მ სიღრმეზე ამპლიტუდა 6,6, ზოლო 0,40 მ—1,2°. იანვარში შესაბამისად გვაქვს 1,2° და 0,2°. როგორც ჩანს, თბილისში დღელამური ამპლიტუდების ქრობა დაახლოებით 0,80—0,85 მ სიღრმეზე უნდა წარმოებდეს.

მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო ნიადაგის სიღრმეში იგვიანებს (ნახ. 15). მაგალითად, 10 სმ სიღრმეზე მინიმალური ტემპერატურა იანვარში 9 საათზეა, ივლისში — 7 საათზე, ხოლო მაქსიმალური — 16—17 საათზე. 40 სმ სიღრმეზე მინიმალური ტემპერატურაა 14—15 საათზე, ხოლო მაქსიმალური — 23—24 საათზე.

ამგვარად, ნიადაგის ზედაპირთან შედარებით, სიღრმის მიხედვით მინიმალური ტემპერატურა ყოველ 5 სმ სიღრმეზე იგვიანებს 1 საათით, ხოლო მაქსიმალური — 1,5 საათით.

მორღებლულ და საერთოდ წვიმიან ამინდში ნიადაგის ზედაპირისა და მოსაზღვრე ფენების ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდები ნათელ დღეებთან შედარებით საგრძნობლად მცირდება განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებში (10—20°).

აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ 40 სმ და მეტ სიღრმეზე ზამთრისა და ზაფხულის ტემპერატურების დღელამური რყევადობა დაახლოებით თანაბარია და 70—80 სმ სიღრმეზე ამპლიტუდებს შორის განსხვავება არ უნდა არსებობდეს.

ნიადაგის დღელამურ ტემპერატურულ პირობებზე და, კერძოდ, დღელამურ ამპლიტუდებზე გავლენას ახდენს ნიადაგის სტრუქტურული მდგომარეობა და ფერდობის ექსპოზიცია.

რაც უფრო ფხვიერია ნიადაგი, მით უფრო სითბოს ცუდი გამტარი ხდება იგი, რადგან მის გადიდებულ ფორებში მეტი ჰაერი გროვდება. ამიტომ, რომ ფხვიერი ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად აღემატება მოსწორებულ და დატკეპნილ ნიადაგისას. ამის გამო ნიადაგის დატკეპნით ხშირად იცავენ მცენარეულობას გაზაფხულის წაყინებისაგან.

სამხრეთი ფერდობი სხვა ფერდობებზე მეტად ხურდება. მაგრამ ნიადაგის მაქსიმალური ტემპერატურა ზუსტად სამხრეთ ფერდობებზე კი არ შეინიშნება, იგი ცოტათი დასავლეთითაა გადახრილი. ეს იმით აიხსნება, რომ აღმოსავლეთი ფერდობის გათბობა დილით ჰაერის დაბალი ტემპერატურის პირობებში ხდება, ამასთან დილით ნამის აორთქლებაზე საკმაოდ ბევრი სითბო იხარჯება. დასავლეთის ფერდობის გათბობა კი მიმდინარეობს შუადღის შემდეგ, როცა ჰაერის ტემპერატურა მაღალია და ნიადაგიც მშრალია.

ნიადაგის ზედაპირის აბსოლუტური მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურები მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება. მაგ., მაქსიმალურმა ტემპერატურამ ზომიერ ზონაში შეიძლება მიაღწიოს 60° -ს, საშხრეთ ნაწილში $70-75^{\circ}$ -ს, ხოლო ტროპიკებში 80° და უფრო მეტსაც. მინიმალური ტემპერატურა ანტარქტიკაში მოსალოდნელია -88° -მდე ან უფრო დაბლაც დაეცეს.

ნიადაგის ზედაპირი მის სიღრმესთან და მიმდებარე ჰაერის ფენებთან შედარებით ტემპერატურის ყველაზე მეტ რყევადობას განიცდის.

თბილისში ნიადაგის მოშიშვლებული ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურა $17,5^{\circ}$ -ია; იგი $4,8^{\circ}$ -ით მაღალია ჰაერის საშუალო წლიურ ტემპერატურაზე ($12,7^{\circ}$). ეს განახევდება დეკემბერში მინიმუმამდე ჩამოდის ($0,4^{\circ}$), ხოლო მაქსიმალურს იელისში ($9,0^{\circ}$) აღწევს.

როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, მსგავსი მდგომარეობაა აღმოსავლეთ საქართველოს სხვა პუნქტებზეც. დასავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებში განსხვავებია ნიადაგისა და ჰაერის საშუალო წლიურ ტემპერატურებს შორის $0,5-1,0^{\circ}$ შორის იცვლება (ანაკლია — $1,0^{\circ}$, ბათუმი — $0,7^{\circ}$ და სხვ.). საერთოდ, ნოტიო კლიმატის პირობებში ნიადაგისა და ჰაერის წლიურ ტემპერატურათა შორის სხვაობა უფრო ნაკლებია, ვიდრე მშრალი კლიმატის პირობებში.

თბილისში ნიადაგის საშუალო ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა $31,0^{\circ}$ -ია, ხოლო ჰაერისა — $23,5^{\circ}$, ე. ი. ნიადაგის ამპლიტუდა $7,5^{\circ}$ -ით აღემატება ჰაერისას. ცალკეულ თვეებში დღის განმავლობაში ამპლიტუდებს შორის განსხვავებამ შეიძლება $15-20^{\circ}$ -ს გადააჭარბოს.

წლიური ტემპერატურების რყევადობა და მათი სიღრმის მიხედვით გავრცელება, დღელამურის მსგავსად ზემომოყვანილ თეორიულ კანონებს ექვემდებარება. ნიადაგის ტემპერატურების წლიური რყევადობა (ამპლიტუდები) სიღრმის მიხედვით თანდათანობით მცირდება. ზომიერ განედებზე წლიური ამპლიტუდები ქრება $15-20$ მ სიღრმემდე, ტროპიკებში 10 მ და პოლარულ განედებზე 30 მ სიღრმემდე. აღნიშნული სიღრმიდან იწყება მუდმივი წლიური ტემპერატურების ფენა.

ქვემოთ მოგვყავს ნიადაგის სხვადასხვა სიღრმეზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდების მნიშვნელობანი (ცხრ. 32).

ნადაგის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები
(გრადუსებში) თბილისისათვის
(მ. გავაშელის მონაცემებით)

სიღრმე მ-ში	ქვიშით დაფარული მონიშვლებული ზედაპირი	ბუნებრივი ზედა- პირი (ბალახი)
0.0	91.5	80.7
0.01	31.4	29.1
0.02	30.7	27.9
0.05	29.1	26.2
0.10	28.3	25.8
0.20	25.9	23.8
0.40	24.7	23.1
0.84	20.2	17.4
1.65	14.0	9.8
3.26	6.0	—
3.99	4.3	—
8.47	—	1.5

როგორც 32-ე ცხრილიდან ჩანს, თბილისში ნადაგის სიღრმის ზრდას თან სდევს ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდების შემცირება. იგი 6,47 მ სიღრმეზე 1,5°-ს შეადგენს. უფრო ღრმა ფენების ტემპერატურებზე დაკვირვება არ წარმოებს, ამიტომ თბილისისათვის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდის ქრობის სიღრმე, ე. ი. სიღრმე, როდესაც მაქსიმუმსა და მინიმუმს შორის განსხვავება ნულს უტოლდება, შეიძლება გამოვითვალოთ (73) ფორმულით. თუ ფორმულაში პერიოდების ხანგრძლივობა $Q_1=1$ და $Q_2=365$ დღეს, მაშინ

$$\frac{z_1}{z_2} = \frac{\sqrt{\theta_1}}{\sqrt{\theta_2}} = \frac{1}{19},$$

აქედან

$$z_2 = 19 \cdot z_1. \quad (74)$$

მაშასადამე, თუ დღედამური ამპლიტუდა რომელიმე სიღრმეზე ნულის ტოლია, წლიური ამპლიტუდა ნულის ტოლი გახდება 19-ჯერ მეტ სიღრმეზე.

თუ თბილისში, წლის ყველა პერიოდში და აპინდის ყოველგვარ პირობებში, ტემპერატურის დღედამური ამპლიტუდა დაახლოებით 0,80 მ სიღრმეზე ქრება (ნულის ტოლია), მაშინ (74) ფორმულიდან მივიღებთ, რომ

$$z_2 = 19 \cdot 0,80 = 15.2 \text{ მ.}$$

ამგვარად, ნიადაგის ტემპერატურის წლიური რყევადობა 15—16 მ სიღრმეზე უნდა ქრებოდეს.

მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის მომენტი, ისევე როგორც დღელამურისა, სიღრმის მიხედვით თანდათან იკვიანებს. განვიხილოთ 33-ე ცხრილი.

ც ხ რ ი ლ ი 33

ექსტრემალური ტემპერატურების დადგომის დრო თბილისში
სიღრმის მიხედვით (მ. გავაშელით)

სიღრმე მ-ით	ექსტრემალური ტემპერატურები და მათი დადგომის დრო		წლიური ამპლიტუდა გრადუსებში
	მაქსიმალური ტემპ. (გრად.)	მინიმალური ტემპ. (გრად.)	
0.0	83.4 (VII)	1.9 (I)	31.5
0.84	26.2 (VIII)	6.0 (II)	20.2
1.65	22.6 (VIII)	8.6 (II)	14.0
3.99	17.1 (X)	12.8 (IV)	4.3
6.47	15.8 (XII)	18.8 (VI)	1.5

როგორც ვხედავთ, ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურის მაქსიმუმი თუ ივლისშია (33,4°) და მინიმუმი—იანვარში (1,9°), 4 მ სიღრმეზე ისინი იკვიანებენ და მაქსიმუმი ოქტომბრის თვეზე გადაინაცვლებს, ხოლო მინიმუმი—აპრილის თვეზე; 6,47 მ სიღრმეზე მაქსიმუმი დეკემბერშია, ხოლო მინიმუმი — ივნისში.

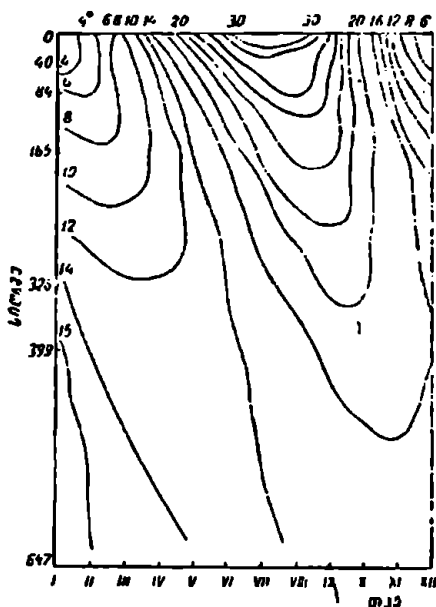
თუ ნიადაგის ჰხვადასხვა სიღრმის ერთნაირი ტემპერატურის წერტილებს შევადარებთ იზოხაზებით, მივიღებთ თერმოიზოპლეტებს. ნახ. 16-ზე მოცემული თერმოიზოპლეტები კარგად ახასიათებენ ნიადაგის სიღრმის თერმულ პირობებს. როგორც ნახაზიდან ჩანს, ზამთარში სიღრმის ზრდასთან ერთად ტემპერატურა მატულობს და, მაშასადამე, სითბოს ნაკადი მიმართულია სიღრმიდან ზედაპირისაკენ; ზაფხულში ადგილი აქვს საწინააღმდეგო სურათს — ტემპერატურა სიღრმით კლებულობს და სითბოს ნაკადი მიმართულია ზედაპირიდან სიღრმისაკენ.

გაზაფხულზე გარკვეულ სიღრმეზე ცივი ფენაა, რომლის შემოთ და ქვემოთ ტემპერატურა მატულობს; შემოდგომაზე ზედა და ქვედა ცივ ფენებს შორის მოთავსებულია თბილი ფენა.

ეს გარემოება იმაზე მეტყველებს, რომ ზედაფენებში ტემპერატურის უფრო მკვეთრი ცვლილებაა და სიღრმის მიხედვით იგი (ცვლილება) თანდათანობით ნელდება. მაგალითად, ზედაპირიდან 1 მ

სიღრმემდე თუ ტემპერატურა წლის განმავლობაში 5—8°-ით იცვლება, 2-დან 3 მ სიღრმემდე 2—3°-ს არ აღემატება.

იმავე გრაფიკით შეგვიძლია გავიგოთ მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო.



ნახ. 16. ნიადაგის თერმოიზოალექტი თბილისისათვის

გრაფიკზე ნებისმიერი პორიზონტალური ხაზის ვაყოლებით შეგვიძლია გავიგოთ მოცემულ სიღრმეზე ტემპერატურის წლიური მსვლელობის თავისებურებანი, ხოლო ნებისმიერ ვერტიკალურ ხაზზე გადაადგილებით — წლის მოცემულ დროში ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება.

როგორც ვხედავთ, გრაფიკის მეშვეობით შეგვიძლია განვსაზღვროთ ტემპერატურები ნიადაგის სიღრმეზე დღე-ღამის ნებისმიერ მომენტში ან წლის რომელიმე დღისათვის.

§ 4. გუნებრივი ხაზარისა და სხვა ფაქტორების გავლენა ნიადაგის ტემპერატურაზე

ბუნებრივი საფარი (ბალახი, ტყე, თოვლი და სხვ.) არსებით გავლენას ახდენს ნიადაგის თერმულ პირობებზე. მცენარეულობა პირველ ყოვლისა ნიადაგის ზედაპირს ჩრდილავს მზის რადიაციის

უშუალო ზემოქმედებისაგან და ამით იცავს მას გადახურებისაგან. დღის საათებში მცენარეული საფარის ზედაპირიდან აორთქლების შედეგად დიდი სითბო იხარჯება, ხოლო ღამით მცენარეები აპკირებს ნიადაგის ზედაპირს გადაცივებას, რადგან გამოასხივების ობიექტს ამ შემთხვევაში თვით მცენარეული საფარი წარმოადგენს.

ვინაიდან მცენარეული საფარი აორთქლებისათვის უფრო მეტ სითბოს ხარჯავს, ვიდრე მოშიშველებული ზედაპირი, მისი სითბური ბალანსიც ნაკლებია. ამიტომაც თბილისში მოშიშველებული ქვიშიან-თიხიანი ნიადაგის საშუალო წლიური ტემპერატურა (უმეტესად საშუალო თვიური ტემპერატურები) მეტია მცენარეულობით დაფარულ ნიადაგის ტემპერატურაზე (ცხრ. 34).

ც ხ რ ი ლ ი 34

მოშიშველებულ და მცენარეულობით დაფარულ ნიადაგებს შორის ტემპერატურათა სხვაობა (თბილისის ოპსერვატორია)

სიღრმე მ-ით	0.0	0.01	0.02	0.05	0.10	0.20	0.40	0.84	1.65
იანვარი	0.9	0.6	0.5	0.1	-0.2	0.2	0.4	-0.1	0.1
ივლისი	1.7	3.1	3.3	3.1	2.9	3.7	3.2	3.0	3.1
წლიური	1.4	1.8	1.3	1.5	1.2	1.7	1.5	1.3	1.1

წლის თბილ პერიოდში აპრაილიდან ნოემბრამდე ტემპერატურა მოშიშველებული ზედაპირის ქვეშ თითქმის ყველა სიღრმეზე უფრო მაღალია, ვიდრე მცენარეულობის ქვეშ: განსხვავება მნიშვნელოვანია ზაფხულის თვეებში, გაზაფხულ-შემოდგომაზე კი იგი შედარებით მცირეა (1—3°). აღსანიშნავია, რომ ტემპერატურული სხვაობა ზოგიერთ შემთხვევაში სიღრმის მიხედვით მატულობს. ეს განსაკუთრებით ზაფხულის თვეებზე ითქმის. როდესაც სიღრმის ტემპერატურათა სხვაობა ფაცილებით აღემატება ზედაპირისას, რასაც ადასტურებს აგრეთვე 32-ე ცხრილი, სადაც მოშიშველებული ქვიშიან-თიხიანი ნიადაგის ყველა სიღრმეზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა აღემატება ბუნებრივი ზედაპირისას და ამპლიტუდებს შორის სხვაობაც მატულობს.

ზამთრის ყველა თვეში თბილისში მოშიშველებული ნიადაგის ზედაფენებში საშუალო თვიური ტემპერატურა მაღალია (თუმცა უმნიშვნელოდ), ვიდრე მცენარეულობის ქვეშ (ცხრ. 34). სარკვევით ვეროპულ ტერიტორიაზე კი მსგავსი მოვლენა საერთოდ გამოიკნეულია (ცხრ. 35).

მომიშვლებულ და მცენარეული დაფარულ ნიადაგებს შორის ტემპერატურათა სხვაობა (ლენინგრადი—ლესნოი)

სიღრმე მ-ში თვეები	0.0	0.2	0.4	0.8	1.60
თებერვალი	-7.2	-6.4	-5.4	-3.9	-1.8
ივნისი	4.3	3.9	3.4	2.2	0.6

როგორც 35-ე ცხრილიდან ჩანს, მომიშვლებული ზედაპირი ყველა სიღრმეზე ივნისში უფრო თბილია, ვიდრე ბალახით დაფარული ნიადაგი, ხოლო თებერვალში, როცა ნიადაგი თოვლითაა დაფარული, პირიქით — უფრო ცივია.

საერთოდ, ცალკეულ დღეებში მომიშვლებული ნიადაგის ზედაპირსა და მცენარეულობით დაფარულ ზედაპირს შორის ტემპერატურების განსხვავება მნიშვნელოვანია და სხვაობამ შეიძლება 10—15°-ს გადააქარბოს. როგორც ჩანს, ბუნებრივი საფარი დიდ როლს ასრულებს ნიადაგის ზედაპირის თერმული პირობების გაზომიერებაში.

ტყე დიდ გავლენას ახდენს ნიადაგის ტემპერატურაზე. იგი ბალახზე უფრო ასუსტებს ზამთრის გადაცივებას და ზაფხულში — ნიადაგის გადახურებას.

ზაფხულში ტყის ნიადაგის ტემპერატურა ნაკლებია მინდვრისაზე და სხვაობამ შეიძლება 8°-ს მიაღწიოს. ზამთარში ტყეში თოვლის დიდი მარაგია დაგროვილი და ნიადაგის ტემპერატურაც 1—2°-ით აღემატება მინდვრისას. საშუალოდ წლის განმავლობაში ტყის ნიადაგი ყველა სიღრმეზე 2—2,5°-ით გრილია მინდვრის ტემპერატურაზე.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ნიადაგის სითბურ პირობებზე განსაკუთრებით დიდ გავლენას ახდენს თოვლის საბურველი. თოვლის სითბოგამტარობის კოეფიციენტის ($\lambda=0,00027$ კალ/სმ წმ გრად.) სიმცირის გამო იგი ნიადაგს იცავს ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილებისა და ღრმად გაყინვისაგან.

მიუხედავად იმისა, რომ თოვლის ალბედო მნიშვნელოვნად დიდია, იგი მზის რადიაციის გარკვეულ ნაწილს მაინც შთანთქმავს. რადიაცია თოვლში ღრმად იჭრება და თუ თოვლის სიმძლავრე დიდი არ არის, მაშინ მან შეიძლება ნიადაგის ზედაპირამდეც კი მიაღწიოს. ეს გარემოება ხელს უწყობს თოვლის ზედაპირისა და მისი სხვადასხვა სიღრმის ფენების გათბობას.

თოვლის საფარქვეშ ნიადაგის ტემპერატურა 6—7°-ით მეტია ზოშიშვლებული ნიადაგის ტემპერატურაზე, ხოლო 10°-ით მეტი თვით თოვლის ზედაპირის ტემპერატურაზე. თოვლის საბურველის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი გაცილებით სკარბობს ნიადაგისას. ზოშიშვლებული ნიადაგი ზამთარში თუ 1 მსიღრმემდე იყინება, თოვლით დაფარულ ნიადაგზე გაყინვის სიღრმემ შეიძლება 40 სმ მიაღწიოს.

§ 5. ნიადაგის გაყინვა. მუდმივი შრალნობა

ნიადაგის გაყინვა ბევრ ფაქტორზეა დამოკიდებული: ყინვის ინტენსივობასა და ხანგრძლივობაზე, ნიადაგის სითბოტევადობასა და სითბოგამტარობაზე, მცენარეულ საფარსა და თოვლის საბურველის სიმაღლეზე, ზამთრის ხანგრძლივობაზე და სხვ.

ტენიანი ნიადაგი უფრო ნაკლებ სიღრმეზე იყინება, ვიდრე მშრალი. საქმე ისაა, რომ ნიადაგის ტენი, რომელშიც გახსნილია სხვადასხვა მარილები, სუფთა წყალთან შედარებით უფრო დაბალ ტემპერატურაზე იყინება. მისი გაყინვის პროცესში გამოიყოფა ფარული სითბო, რომელიც ანელებს ნიადაგის შემდგომ გაყინვას. ამიტომაც, რომ ხშირად ნიადაგის გაყინვის სიღრმე არ ეთანხმება 0° ტემპერატურის გავრცელების სიღრმეს.

ნიადაგის გაყინვის ინტენსივობა დიდადაა დამოკიდებული თოვლის საბურველის სიმაღლეზე. რაც უფრო მეტია თოვლის სიმაღლე, მით უფრო ნაკლებია ნიადაგის გაყინვის სიღრმე. მოხნული ნიადაგის გაყინვა უფრო ადრე და უფრო ღრმად წარმოებს, ვიდრე ყამირისა. ქაობიანი ნიადაგები უფრო გვიან იყინება, ვიდრე ამაღლებული ადგილები.

როგორც აღვნიშნეთ, ზამთრის ხანგრძლივობის მატებასთან ერთად (განედის მატება) ნიადაგის გაყინვის სიღრმეც იზრდება. მაგ., თუ ლენინგრადში ნიადაგი 1,5 მ-ზე და უფრო ღრმად იყინება, თბილისში იგი ძალზე უმნიშვნელოა; აქ იანვარში 0°-ზე დაბალი ტემპერატურა 0,15 მ სიღრმეზე შედარებით ხშირია, ხოლო უფრო ღრმად — იშვიათი. მაქსიმალური სიღრმე, უარყოფითი ტემპერატურით შემჩნეულია 0,40 მ-ზე. შ. გავაშელმა ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მეშვეობით ყველაზე ყინვიანი დღეებისათვის განსაზღვრა 0° ტემპერატურის გავრცელების სიღრმე და აღმოჩნდა, რომ იგი 60 სმ-ს შეადგენდა. მსგავსად განედისა, ზღვის დონიდან სიმაღლის ზრდა ადიდებს ნიადაგის გაყინვის სიღრმეს. ქვემოთ მოგვყავს 36-ე ცხრილი, სადაც მოცემულია საქართველოს

იანვრის საშუალო მინიმალური ტემპერატურების განაწილება სიღრმის მიხედვით

პუნქტი	სიმაღლე ზღ. დ. მ-ით	სიღრმე მ.ით					თოვლის სიმაღლე სმ-ით
		0,0	0,20	0,40	0,80	1,60	
თბილისი	405	-0,0	3,8	5,8	7,8	10,8	0
ჭვრის გადასასვლელი	2395	-13,0	1,2	1,5	2,2	3,4	147
როდიონოვკა	2100	-8,0	-2,6	-1,6	0,6	3,5	3

ტერიტორიის სხვადასხვა სიმაღლეზე მდებარე პუნქტებისათვის 1966 წლის იანვრის საშუალო მინიმალური ტემპერატურების სიღრმის მიხედვით განაწილება. 36-ე ცხრილში თბილისის გამოკლებით 0,0 მ-ზე ტემპერატურა თოვლის ზედაპირზეა გაზომილი, რომელიც გაცილებით ნაკლებია ნიადაგისაზე. თბილისში დადებითი მინიმალური ტემპერატურა ვრცელდება 5 სმ ფენიდან (0,1°). როდიონოვკაში, რომელიც 2100 მ სიმაღლეზე მდებარეობს, უარყოფითი ტემპერატურა, უნდა ვიფიქროთ, 60 სმ-ზე და უფრო ღრმად ვრცელდება. ჭვრის გადასასვლელზე (2395 მ), რომელიც როდიონოვკასთან შედარებით 300 მ-ზე მაღლა მდებარეობს, უარყოფითი ტემპერატურა ნიადაგის არც ერთ სიღრმეზე არ შეინიშნება; ამის მიზეზი ძირითადად თოვლის საბურველის სისქეა, რომელიც ჭვარზე 140 სმ-ს აღწევს, ხოლო როდიონოვკაში იგი 3 სმ-ია.

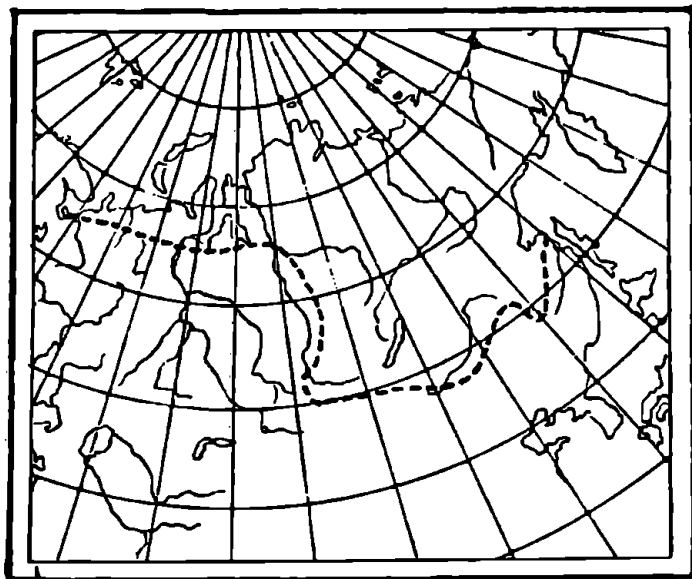
ნიადაგის გაყინვის სიღრმეზე გავლენას ახდენს აგრეთვე მცენარეული საფარი; მცენარეულის ქვემოთ ნიადაგი ნაკლებ სიღრმეზე იყინება.

გაზაფხულზე მზის რადიაციისა და ღრმა ფენებიდან მონადენი სითბოს მეშვეობით გაყინული ნიადაგი ღვება.

პოლარულ რაიონებში, აღმოსავლეთ ციმბირისა და შორეული აღმოსავლეთის ვრცელ ტერიტორიაზე. ზოგჯერ ზომიერ განედზეც, ნიადაგი ღრმა ფენებამდე იყინება. ზაფხულის თვეებში იგი მხოლოდ უმნიშვნელო სიღრმემდე ღვება; უფრო ქვედა ფენები კი მთელი წლის განმავლობაში უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში რჩება. ასეთ გაყინულ ნიადაგებს მუდმივ შზრალს უწოდებენ.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე მუდმივ შზრალობას 10 მლნ. კმ², ე. ი. მთელი ტერიტორიის 47% უკავია (ნახ. 17). მუდმივი შზრალობის სამხრეთი საზღვარი გაუყვება ევროპული ტერიტო-

ჩიის პოლარულ სარტყელს, აღმოსავლეთით მკვეთრად მოიხრება მდ. ენისეის მარჯვენა სანაპიროზე და ვრცელდება თითქმის ზაბაროვსკამდე—სახელმწიფოს სამხრეთ საზღვრამდე. მუდმივი მზრალობის სამხრეთი საზღვარი თანხვედება ჰაერის საშუალო წლიურ — 2°-იან იზოთერმას.



ნახ. 17. მუდმივი მზრალობის ვავრცელების რუკა

ზაფხულის განმავლობაში მუდმივი მზრალობის ზედაფენა შეიძლება 0,5—3,0 მ სიღრმემდე გალღვეს; ლობა ძირითადად დამოკიდებულია ნიადაგის ფიზიკურ-ქიმიურ თვისებებზე, მცენარეულ და თოვლის საფარზე, რელიეფზე და სხვ. მთების ჩრდილოეთ ფერდობზე, დაკაობებულ და ხავსით დაფარულ ადგილებში მუდმივი მზრალობა ზოგჯერ ნიადაგის ზედაპირიდანაც კი იწყება.

მუდმივი მზრალობა ზოგჯერ 1—2 მეტრიდან რამოდენიმე ათეულ მეტრამდე ვრცელდება. მაგალითად, იაკუტიაში მისი სიმაღლეა 200—220 მ, ვარკუტის რაიონში (ჩრდ. ურალი) — 80—130 მ, ბაიკალსიკითა მხარეში — 80—90 მ, მდ. პეჩორის რაიონში — 20 მ და ა. შ.

მუდმივი მზრალობა სამხრეთ რაიონებშიც კი აღმოაჩინეს. მაგ., 1929 წ. აღმაგანის პლატოს რაიონში — ერევანსა და სევანის ტბას

შორის (2900 მ ზღ. დ.) 90 სმ სიღრმეზე; ელენოვოდსკის მიდამოებში, მთა „რაზვალკას“ ჩრდილოეთ ნაწილში და სხვაგან.

მუდმივი მზრალობის თავისებურება ის არის, რომ გაყინული ნიადაგის ზედაფენები წყალს ძალზე ცუდად ატარებს, აკავებს მას. და იწვევს დაკუმბებას. ზაფხულში ნალექების მნიშვნელოვანი ნაწილი ნიადაგის ღრმა ფენებს ვერ აღწევს და მდინარეებში ჩაედინება; ეს იწვევს ძლიერ წყალდიდობას.

მუდმივი მზრალობის წარმოშობას სხვადასხვანაირად ხსნიან. მეცნიერების ერთ ნაწილს მიაჩნია, რომ იგი დარჩა ყინვარული პერიოდის შემდეგ, რომელიც ათასეულ წლებს ითვლის, ხოლო მეორე ნაწილი ამტკიცებს, რომ იგი წარმოადგენს მკაცრი კლიმატური პირობების შედეგს (ცივი, მცირეთოვლიანი ზამთარი).

მუდმივი მზრალობა დიდ სიძნელეებს ქმნის სხვადასხვა მშენებლობისა და რკინიგზის ტრანსპორტისათვის. ნიადაგის გაყინვა-გაღობის პროცესი იწვევს ნიადაგის დეფორმაციას, შენობები დაბლა იწევს, სკდება და ზოგჯერ ინგრევა კიდევ.

მუდმივი მზრალობის რაიონში ზოფლის მეურნეობის ცალკეული კულტურები (მარცელეული და სხვ.) კარგად ხარობს.

§ 6. წყლის სითბური რეჟიმი.

როგორც ცნობილია, წყლის მასას დედამიწის ზედაპირის მთელი ტერიტორიის დაახლოებით 2/3 (71%) უკავია. ასეთი კოლოსალური წყლის მასის გათბობა (ნიადაგის მსგავსად) მზის რადიაციის შთანთქმით ხდება. წყლის სიღრმეში სითბოს გადაცემის მექანიზმი და საერთოდ სითბური რეჟიმი ძირფესვიანად განსხვავდება ნიადაგისაგან; წყლის მასაში რადიაცია გარკვეულ სიღრმეზე ატანს. ყველაზე ინტენსიურად შთანთქმება გრძელტალღიანი (ინფრაწითელი), შემდეგ მოკლელტალღიანი (ულტრაიისფერი) და ყველაზე ნაკლებად — სპექტრის ხილული მხაწილი.

რადიაციის ძირითადი შთანთქმა წყლის ზედაფენაზე ხდება. მაგალითად, 25 სმ ნაკლებად მღვრიე წყლის ფენაში (ტბებზე) შთანთქმება ზედაპირზე დაცემული მთელი რადიაციის 43--59%, ხოლო 1 მ სიღრმეზე — 22--29%; რაც უფრო მღვრიეა წყალი ზედაფენებში, მით უფრო მეტად მატულობს რადიაციის შთანთქმის რაოდენობა.

წყლის გათბობა სხვა ფაქტორებითაც ხდება: წყლის ცივ ზედაპირზე ატმოსფეროში არსებული ტენის კონდენსაციით, მაღალი ტემპერატურის მქონე ნალექების მეშვეობით, თბილი ჰაერიდან

წყლის ცივ ზედაპირზე სითბოს გადაცემით, წყლის ვერტიკალური შერევითა და თბილი ღინებებით. წყლის ზედაფენების გაცივება მიმდინარეობს წყლის ზედაპირიდან ატმოსფეროში სითბოს გამოსხივებით, აორთქლებით, წყალსა და ატმოსფეროში კონვექციური ღინების მეშვეობით და ცივი ღინებებით.

წყლის სითბოტევადობა 2—3-ჯერ აღემატება საშუალოდ დატენიანებული ნიადაგის სითბოტევადობას. ამის შედეგად, წყლის გათბობა-გაცივება ნიადაგთან შედარებით 2—3-ჯერ ნელა მიმდინარეობს. წყლის ზედაპირის გადიდებული რადიაციული ბალანსი, თავის მხრივ, აჩქარებს ზედაფენების გათბობას და ანელებს მის გაცივებას. წყლის მასა მომატებული სითბოტევადობის გამო წარმოადგენს სითბოს დიდ აკუმულატორს, რომელიც მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ჰაერის სითბური რეჟიმის ჩამოყალიბებაში. დაეუშვათ, რომ ზღვის წყლის ტემპერატურა $t = 20^{\circ}$, მარილიანობა $N = 35\%$, სითბოტევადობა $C = 0,932$ და სიმკვრივე $\rho = 1,02813$, მაშინ 1 სმ³ ზღვის წყლის 1°-ით გაცივებისას გამოიყოფა სითბოს რაოდენობა, რომელიც ტოლი იქნება:

$$Q = 0,932 \cdot 1,02813 = 0,96 \text{ კალ.}$$

1 სმ³ ჰაერის 1° გასათბობად საჭიროა სითბოს რაოდენობა:

$$Q = 0,273 \cdot 0,00129 = 0,00035 \text{ კალ,}$$

სადაც ჰაერისათვის $C = 0,273$ და $\rho = 0,00129$.

როგორც ვხედავთ, 1 სმ³ ზღვის წყლის 1°-ით გაცივებისას გამოყოფილი სითბო საკმარისია იმისათვის, რათა 1°-ით გაათბოს დაახლოებით 3100 სმ³ ჰაერი $\left(\frac{0,96}{0,00035} = 3100 \text{ სმ}^3 \right)$.

განგარიშება გვიჩვენებს, რომ სითბოს რაოდენობა, რომელიც გამოიყოფოდა ბარენცის ზღვის 200 მ ფენის 0,5°-ით გაცივებისას, საკმარისი იქნებოდა იმისათვის, რათა 10°-ით გაეთბო ევროპის კონტინენტის 4 კმ ჰაერის ფენა.

წყლის ძირითადი დამახასიათებელი თვისება, რომელიც განახლებებს მას ნიადაგისაგან, ის არის, რომ იგი მოძრავია. მოძრაობით შეიძლება მოხდეს თბილი და ცივი წყლის მასათა ვერტიკალური შერევა — ტურბულენტური გაცვლისა (იგი ძირითადად ქარის მექანიკური მოქმედებითაა გამოწვეული) და სითბოს კონვექციური გადატანის გზით. ამ გარემოებას უნდა დაემატოს აგრეთვე სითბოს

პორიზონტალური გადატანა თბილი და ცივი დინებების მეშვეობით. მოლეკულური სითბოგამტარობით წყლის სიღრმეში სითბოს გადაცემა (მსგავსად ნიადაგისა) ძალზე ნელა მიმდინარეობს. სრულიად უმოძრაო წყალში სითბოს გადაცემა უმთავრესად მოლეკულური სითბოგამტარობით ხდება; მაგრამ ვინაიდან წყლის სითბოგამტარობის კოეფიციენტი ($\lambda=0,0015$) ნაკლებია რიგი მთის ქანების სითბოგამტარობაზე (ქვიშისათვის $\lambda=0,0026$, გრანიტისათვის $\lambda=0,0097$), ამიტომ ტემპერატურის დღელამური რყევადობა უძრავ წყალში შესამჩნევი იქნება მხოლოდ 40 სმ სიღრმემდე, წლიური კი—8 მეტრამდე; ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდები 10-ჯერ შემცირდებოდა 15 სმ სიღრმეზე.

ბუნებაში წყლის (პაერის) გადაადგილებისას წარმოიშობა ორგვარი მოძრაობა — ლამინარული და ტურბულენტური. ლამინარული მოძრაობა ისეთი მოძრაობაა, რომლის დროსაც წყლის (პაერის) ნაწილაკები ძალზე მცირე სიჩქარის დროს მოძრაობენ ურთიერთპარალელურად. ბუნებაში ასეთი მოძრაობა ძალზე იშვიათია.

ბუნებრივ პირობებში წყლის (პაერის) მოძრაობა ყოველთვის ტურბულენტურ ხასიათს ატარებს. ამ შემთხვევაში, მოძრავი წყლის ნაკადს შიგნით წარმოიშობა ცალკეული კორიანტული მოძრაობა, რომელიც ყოველი მიმართულებით ვრცელდება. ასეთ უწყესრიგო მოძრაობას ტურბულენტურს უწოდებენ. ტურბულენტური სითბოგამტარობის გზით სითბოს სიღრმით გაცვლა გაცილებით უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს, ვიდრე ეს მოლეკულური სითბოგამტარობით ხდება. წყლის სიღრმეშიც სითბოს გავრცელება ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტით გამოისახება:

$$Q = -AC \frac{dT}{dz}, \quad (75)$$

სადაც A ტურბულენტური გაცვლის კოეფიციენტია, C —სითბოტევადობა. ფორმულაში AC ტურბულენტური სითბოგამტარობის კოეფიციენტია და იმავე როლს ასრულებს, რასაც λ (70) ფორმულაში.

ტურბულენტური გაცვლის კოეფიციენტი A ზღვებიან და ოკეანეებისათვის 1-დან 10-მდე მერყეობს. როგორც ვხედავთ, ეს სიდიდე წყლის მოლეკულური სითბოგამტარობის კოეფიციენტს ($\lambda=0,0015$) 1000—10 000-ჯერ აღემატება და, მაშასადამე სითბოს წყლის სიღრმეში გადატანაც ამდენჯერვე ინტენსიურად მიმდინარეობს.

ბ. ზაიკოვის მიხედვით, სევანის ტბაზე ტურბულენტური სითბო-გამტარობის კოეფიციენტი (A) 40 მ სიღრმემდე ზაფხულისა და შემოდგომის თვეებში ერთის ფარგლებში „ცვლება, ხოლო ზამთარში და გაზაფხულზე, როდესაც წყლის მასების არამდგრადობა მატულობს, — 12-დან 24-მდე.

თერმული კონვექციით ძირითადად ზედაფენების გაცივება ხდება. წლის ცივ პერიოდში ძლიერი გამოსხივების შედეგად ზედაფენები ცივდება და მკვრივდება, რის შედეგადაც ისინი ეშვებიან ძირს, ხოლო მათ ადგილს ღრმა ფენების თბილი მასები იკაევენ. წარმოიშობა სითბური კონვექცია, რომელიც იწვევს წყლის ვერტიკალურ შერევას. თერმული კონვექცია წყდება მაშინ, როდესაც მტკნარი წყლის ტემპერატურა 4° -ს მიაღწევს, რადგან ამ ტემპერატურისას წყალი მაქსიმალური სიმკვრივეით ხასიათდება. ამის შემდეგ იწყება ინტენსიური გაცივება მის გაყინვამდე (0°). ზღვის წყლისათვის, რომელიც დიდი მარილიანობით ხასიათდება, მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურა და გაყინვის წერტილი სხვადასხვაა. მარილიანი წყლის გაყინვის ტემპერატურა 0° -ზე დაბალია და რაც უფრო მეტია იგი წყალში, მით უფრო მცირდება ეს ტემპერატურა.

გარკვეული მნიშვნელობა სითბოს სიღრმით გადაცემაში აორთქლებასაც აქვს; ძლიერი აორთქლების პროცესში ზედაფენები მეტად მკვრივდება და ღრმად ეშვება

ამგვარად, სითბო, რომელსაც წყლის ზედაპირი იღებს დღისით და გაზაფხულ-ზაფხულში, გადაეცემა საკმაოდ ღრმა ფენებს და ათბობს მას. ამასთან ზედაპირისა და საერთოდ ზედაფენების ტემპერატურა მცირედ მატულობს. ნიადაგში კი სითბო ძირითადად ზედათხელ ფენებში ვრცელდება და ძალზე ხურდება. ამიტომაც, რომ სითბური ბალანსის (77) ფორმულაში A (სიღრმის მიხედვით სითბოს გაცვლა) წევრი წყალში გაცილებით მეტია, ვიდრე ნიადაგში, ხოლო P, პირიქით — ნაკლებია.

ყოველივე ზემოთქმულიდან ცხადია, რომ წყლის სიღრმეში ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდები მცირდება, ხოლო ექსტრემალური ტემპერატურების დადგომის ფაზები იკვიანებს ნიადაგთან შედარებით უფრო მეტ სიღრმეზე. მიუხედავად იმისა, რომ ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირზე ძალზე უმნიშვნელოა ტემპერატურის ამპლიტუდა, მათი ქრობის სიღრმე 15—20 მ-ს აღწევს, ხოლო წლიური ამპლიტუდა რამდენიმე ასეულ მეტრ სიღრმეზე ქრება (150—300). მაგ., თეთრ ზღვაზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 150 მ სიღრმეზე ქრება. ბარენცის ზღვაზე ტემპე-

როგორც 37-ე ცხრილიდან ჩანს, ეკვატორულ ზონაში ტემპერატურის წლიური რყევადობა 2°-ს აღემატება, რაც გამოწვეულია წლის განმავლობაში მზის ძაბვის უმნიშვნელო ცვლილებით. მაღალი განედებისაქენ ის მატულობს და ჩ. გ. 40°-ზე ამპლიტუდა 10,2°-ია, ხოლო ს. გ. 40°-ზე იგი ორჯერ ნაკლებია (4,8°). წლიურ ამპლიტუდებში ასეთი განსხვავება გამოწვეულია წყლისა და ხმელეთის სხვადასხვა განაწილებით. სამხრეთ ნახევარსფეროში, სადაც ძირითადად წყლის მასა სჭარბობს ხმელეთისას, სეზონებს შორის განსხვავება უფრო სუსტადაა გამოხატული, ვიდრე ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, სადაც კონტინენტების ძირითადი მასაა თავმოყრილი, და ამიტომ აქ წყლის ზედაპირის საშუალო ტემპერატურები სჭარბობენ სამხრეთის. იმავე განედის ტემპერატურებს. ჩრდ. ნახევარსფეროს საშუალო წლიური ტემპერატურა 3,3°-ით აღემატება სამხრეთისას. გარდა ზემოაღნიშნულისა, ამის მიზეზი ისიც არის, რომ ჩრდ. ნახევარსფეროზე მოღრუბლულობის რაოდენობა გაცილებით ნაკლებია სამხრეთისაზე. ტემპერატურების წლიური ამპლიტუდების მაქსიმუმები ჩრდილოეთ და სამხრეთ განედის 40°—30°-ზე აიხსნება ამ განედებზე სუბტროპიკული სტაციონარული ანტიციკლონების არსებობით. ეს გარემოება ხელს უწყობს აქ გაბატონებული ნათელი ამინდის ჩამოყალიბებას, რომლის დროსაც ზაფხულში ოკეანის ზედაპირი ძლიერ თბება, ხოლო ზამთარში ძლიერი გამოსხივების შედეგად ცივდება.

ცალკეული ოკეანეების საშუალო წლიური ტემპერატურა (ცხრ. 38) ერთმანეთისაგან საგრძნობლად განსხვავდება. ყველაზე თბილ

ც ხ რ ი ლ ი 38

ოკეანეების საშუალო წლიური ტემპერატურა

ოკეანე	საშუალო ტემპერატურა (გრად.)
ატლანტიკის	16.9
ინდოეთის	17.0
წყნარი	19.1
მსოფლიო ოკეანის	17.4

ოკეანედ წყნარი ოკეანე ითვლება (19,1°). იგი ფართოდაა გაშლალი ეკვატორულ ნაწილში, მაღალი განედისაქენ კი თანდათანობით ვიწროვდება. მსოფლიო ოკეანის საშუალო წლიური ტემპერატურა

17,4°-ია, ხოლო ჰაერის საშუალო ტემპერატურა 14,3°; როგორც ჩანს, ოკეანეების ზედაპირის ტემპერატურა უფრო მაღალია (3,1°), კიდრე მიწისპირა ჰაერის ფენების ტემპერატურა, რაც დიდ გავლენას ახდენს ატმოსფეროში მიმდინარე თერმულ პროცესებზე.

შინაგანი ზღვებისა და წყალსაცავების ზედაპირის ტემპერატურა ძირითადად მათ განედურ მდებარეობაზეა დამოკიდებული. მაგალითად, თეთრ ზღვაზე ზაფხულის პერიოდში ტემპერატურა 14°-მდე აღწევს, ცივ პერიოდში კი იგი 6 თვის განმავლობაში გაყინულია. შავი ზღვის შუა ნაწილში ტემპერატურა ზაფხულში 26°-ს აღწევს. ზამთარში ჩრდ.-დას. სანაპირო იყინება, მაშინ როცა საქართველოს ფარგლებში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 8°-ია.

§ 8. სითბოს ბრუნვა ნიადაგსა და წალში.

ნიადაგსა და წყალში სითბოს ბრუნვა სითბოს ის ნაკადია, რომელსაც ორივე ზედაპირის სიღრმის ფენები იღებს და დროის გაკვეთულ პერიოდში იმავე სითბოს გადასცემს ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებს. სითბოს ბრუნვა დადებითია, როდესაც სითბო მიმართულია ზედაპირიდან სიღრმისაკენ, უარყოფითია — როცა პირიქით ხდება. არჩევენ დღელამურ და წლიურ სითბოს ბრუნვას.

სითბოს დღელამური ბრუნვა სითბოს ის რაოდენობაა, რომელიც დღისით 1 სმ² (1 მ²) ფართობის ზედაპირს გაივლის, შეადგენს ნიადაგისა და წყლის ღრმა ფენებში და ღრმით უბრუნდება ატმოსფეროს.

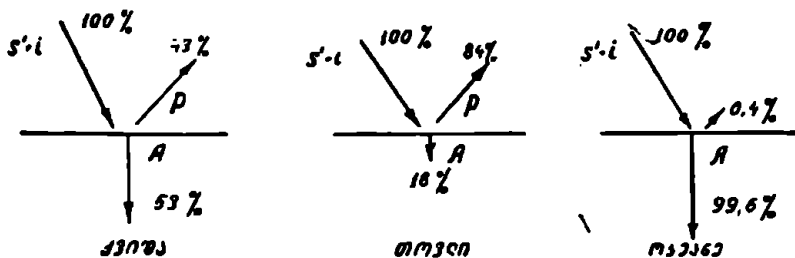
შესაბამისად, სითბოს წლიური ბრუნვა წარმოადგენს სითბოს იმ მარაგს, რომელსაც ნიადაგი ან წყალი ზაფხულის განმავლობაში აგროვებს და ზამთარში ატმოსფეროს გადასცემს.

დღისით ნიადაგის ზედაპირი მზიდან მიღებულ სითბოს მცირე ნაწილს გადასცემს ღრმა ფენებს, დიდი ნაწილი კი მიდის ჰაერის-გასათბობად. ნიადაგში სითბოს ბრუნვის რაოდენობრივი მაჩვენებელი ძირითადად დამოკიდებულია ნიადაგის სითბოტევადობასა და სითბოგამტარობაზე. ქვიშიან და ტრაფიან ნიადაგებთან შედარებით, გრანიტის სითბოს ბრუნვა მეტი აქვს კარგი სითბოგამტარობის გამო.

თბილისში წლის განმავლობაში ნიადაგში სითბოს წლიური ბრუნვა დადებითია მარტიდან ოქტომბრამდე და უარყოფითი — ნოემბრიდან თებერვლის ჩათვლით. საერთოდ, დადებითი სითბოს ბრუნვა შეინიშნება სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის რაციუმისა, უარყოფითი კი — ტემპერატურის მატებისას..

სითბოს ბრუნვას ძლიერ ამცირებს ბუნებრივი საფარი (მცენარეულობა, თოვლი).

წყლის სითბოს ბრუნვა რამდენჯერმე აღემატება ნიადაგისას. რადგან ზედაპირის მიერ შთანთქმული თითქმის მთელი სითბო ტურბულენტური გაცვლის გზით გადაეცემა სიღრმეში, ხოლო უმნიშვნელო ნაწილი მიწის ჰაერის გათბობაზე. ეს გარემოება კარგად ჩანს ნახ. 18-ზე. თუ მიღებული მთლიანი რადიაცია 100%-ია, მაშინ ჰაერის გათბობაზე ქვიშის ზედაპირიდან დაიხარჯება 43%, თოვლის — 84% და წყლის — 0,4%. სითბოს მეტი რაოდენობა (99,6%) გადაეცემა წყლის სიღრმეში, ხოლო ნაკლები — ქვიშაში (53%). გაანგარიშება გვიჩვენებს, რომ წყლის სითბოს დღელაღური და წლიური ბრუნვა 20—30-ჯერ აღემატება ნიადაგისას.



ნახ. 18. სითბოს ბრუნვა სხვადასხვა ზედაპირზე

სითბოს წლიური ბრუნვა შეიძლება გამოვიანგარიშოთ მოცულობითი სითბოტევადობისა და საშუალო ტემპერატურის მეშვეობით. 39-ე ცხრილში მოცემულია ნიადაგისა და წყლისათვის სითბოს წლიური ბრუნვის მნიშვნელობები (კალ/სმ²).

ც ხ რ ი ლ ი 39.

ნიადაგი	1500—2500 კალ/სმ ²
შავი და ბალტიის ზღვა	50.000
ვენევის ტბა	38.600
ბაიკალის ტბა	12.300
მიჩიგანის ტბა (აშშ)	40.800
ბოდენის ტბა	29.000

ტბებში აკუმულირებული (დაგროვილი) სითბოს მარაგის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ შემდეგი შედარებებიდან. ბოდენის ტბაზე (ფართობი $S = 538$ კმ²) ზაფხულში მიღებული სითბო უდრის.

29.000 კალ/სმ², ხოლო მთლიანად მთელ ტბაზე სითბოს მარაგი 156.165 მლრდ ტონა კალორიას აღწევს. იგი შეადგენს სითბოს ისეთ რაოდენობას, რომელიც მიიღებოდა 20.825 მლნ ტ ქვანახშირის წვის შედეგად (1 ტ მაღალხარისხოვანი ქვანახშირის წვისას გამოიყოფა 7000—8000 ტ კალ. სითბო). მიჩიგანის ტბაზე ყოველწლიურად გროვდება 30.323 ტრილიონი ტ კალ სითბო. ისეთი პატარა ტბა როგორცაა ლუნცი (68 ჰა, ალპებში) სითბოს წლიური ბრუნვა 100 მლნ ტ კალორიაა და შეადგენს სითბოს იმ რაოდენობას, რომელსაც წვის შედეგად გამოყოფდა 13.300 ტ მაღალხარისხოვანი ქვანახშირი.

§ 9. ნიადაგისა და წალსაცავების სითბური ბალანსი

როგორც აღნიშნული იყო, მზის სხივური ნაკადი დედამიწის ატმოსფეროში გავლისას მცირე რაოდენობით შთანთქმება. რადიაციის ძირითად მშთანთქმელს დედამიწის ზედაპირი წარმოადგენს. შთანთქმული რადიაცია სითბურ ენერგიაში გადადის, ათბობს ნიადაგისა და წყლის ზედაპირს, ხოლო შემდეგში იგი გადაეცემა სიღრმისა და ატმოსფეროს მიმდებარე ფენებს. რადიაციის ნაწილი ზედაპირიდან აირეკლება და გამოსხივდება.

ნიადაგისა და წყლის ზედაპირს, რომელიც უშუალოდ ღებულობს სითბოს და შემდეგ გადასცემს მას სხვა გარემოს, მოქმედ ზედაპირს უწოდებენ.

გარდა ამისა, დედამიწის ზედაპირი სითბოს იღებს ატმოსფეროდან და იმავე გზით უბრუნებს მას უკან.

მოქმედ ზედაპირზე სითბოს მოდენა ხდება აგრეთვე ჰაერში არსებული წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად; ზედაპირიდან წყლის აორთქლებით კი სითბო იკარგება.

დღისა და ღამის სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების ხასიათი მოცემულია ნახ. 19-ზე. აქ ისრებით ნაჩვენებია მოქმედი ზედაპირის მიმართ სითბოს ნაკადის მიმართულება.

ისრებზე ნაჩვენები ასოებით აღნიშნულია: $S' + i$ — მთლიანი რადიაცია, R — არეკვლილი რადიაცია, $E_{\text{გ.}}$ — ეფექტური გამოსხივება, A — სითბოს ნაკადი ნიადაგის სიღრმეში დღისით და სიღრმიდან ზედაპირიკენ ღამით, LV — აორთქლებაზე დახარჯული სითბო (დღისით) და სითბოს მოდენა კონდენსაციის შედეგად (ღამით), P — სითბოს ჭადაცემა მიმდებარე ჰაერის ფენებზე (დღისით) და ჰაერიდან მოდენილი სითბო (ღამით).

ნიადაგის ზედაპირის სითბური ბალანსი საერთო სახით გამოც-
სახება განტოლებით:

$$\text{დღისით: } Q = (S' + i) - R - E_{\text{გზ.}} - LV - P - A$$

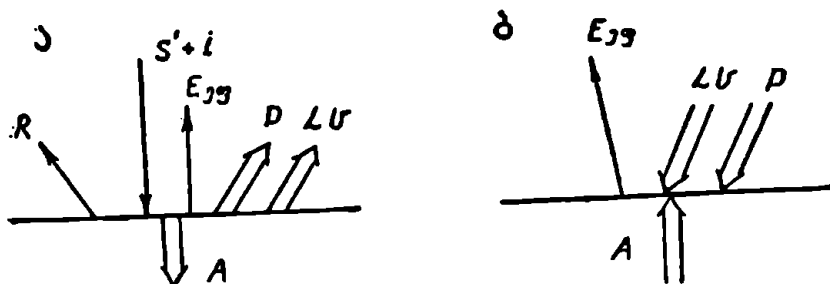
და

$$\text{ღამით: } Q = E_{\text{გზ.}} + LV + P + A$$

დღე-ღამის ბალანსის საერთო სახე ასეთია:

$$Q = (S' + i) - R - E_{\text{გზ.}} \pm LV \pm P \pm A. \quad (76)$$

ამ ფორმულაში Q სითბოს ის რაოდენობაა, რომელსაც ნიადაგ-
ის ზედაპირი იღებს ან კარგავს დროის ერთეულში.



ნახ. 19. ნიადაგის ზედაპირის სითბოს ბალანსი დღისით (ა) და ღამით (ბ)

როგორც ნახ. 19-დან და ფორმულებიდან ჩანს, დღისით სითბუ-
რი ბალანსის დადებითი კომპონენტი (სითბოს მოდენა) მხოლოდ
მთლიანი რადიაციია ($S' + i$), ხოლო დანარჩენი წევრები უარყოფი-
თია, ე. ი. სითბო იკარგება. ღამით მზის რადიაცია ($S' + i$) და არეკ-
ვლილი რადიაცია (R) ნულს უტოლდება, ხოლო სხვა კომპონენტე-
ბი (LV , P და A) ნიშანს იცვლის, ე. ი. სითბო მიმართულია ნია-
დაგის ზედაპირისაკენ.

დროის ნებისმიერ მონაკვეთში მოქმედი ზედაპირი მის სიღრმე-
სა და ატმოსფეროს საერთო ჯამში იმდენ სითბოს გადასცემს, რამ-
დენსაც იგი იმავე გარემოდან იღებს. მაშასადამე, დედამიწის ზედა-
პირზე სითბოს შემოსავლისა და გასაქვლის ალგებრული ჯამი ნულის
ტოლია, ე. ი. რადგან სითბოს ძირითადი წყარო რადიაციული ბა-
ლანსია $B = (S' + i) - R - E_{\text{გზ.}}$, ამიტომ (76) ფორმულა შეიძლება
გამოისახოს შემდეგი მსგავსი განტოლებით

$$B + LV + P + A = 0$$

$$B = LV + P + A. \quad (77)$$

(77) განტოლება შეიძლება გამოვიყენოთ როგორც მცირე და დიდი ტერიტორიის, ისე დროის სხვადასხვა ინტერვალისათვის (წუთი, დღე-ღამე, წელი). დედამიწის ზედაპირზე სითბოს გასაჯალსა და შემოსაჯალს შორის ტოლობიდან არ გამომდინარეობს, თითქოს ზედაპირის ტემპერატურა არ იცვლებოდეს. როგორც მოყვანილი ფორმულებიდან და ნახაზიდან ჩანს, ზედაპირი ერთეულ დროში სითბოს სხვადასხვა რაოდენობას მიიღებს და გადასცემს, ეს გარემოება შეიძლება გამოვსახოთ განტოლებით:

$$Q = C \cdot \Delta t,$$

საიდანაც

$$\Delta t = \frac{Q}{C}. \quad (78)$$

C მოქმედი ზედაპირის (1 სმ^2) სითბოტევადობაა, Δt — იმავე ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება დროის ერთეულში.

თუ სითბური ბალანსი Q დადებითია (სითბოს შემოსაჯალი სჭარბობს გასაჯალს), Δt დადებითია, ე. ი. ზედაპირის ტემპერატურა ამატებულობს; თუ Q უარყოფითია — ტემპერატურა კლებულობს.

დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს სითბური ბალანსის შემადგენელი კომპონენტების რიცხვითი მნიშვნელობები გამოითვალა მ. ბუდიკომ. მოგვყავს გამოთვლის შედეგები:

ატმოსფეროს ზედა საზღვარი პირდაპირი რადიაციის სახით წლის განმავლობაში ღებულობს 250 კკალ/სმ²წლ. ამ სითბოს რაოდენობიდან დედამიწა და ატმოსფერო შთანთქავენ 145 კკალ/სმ²წლ. აქედან დედამიწა 110 კკალ/სმ²წლ. შთანთქავს, ხოლო — ატმოსფერო 35 კკალ/სმ²წლ (ცხრ. 40). როგორც ვხედავთ, 105 კკალ/სმ²წლ. დედამიწის სითბო ატმოსფეროსათვის სრულიად გამოუყენებელია, რადგან იგი დედამიწის ზედაპირიდან და ღრუბლებიდან კოსმოსურ სივრცეში აირეკლება.

წყლის ორთქლის კონდენსაციით მიღებული (ატმოსფეროში) და ორთქლებით დაკარგული (დედამიწაზე) სითბო 46 კკალ/სმ²წლ. შეადგენს; ტურბულენტური სითბოს გაცვლით ატმოსფერო იღებს, დედამიწა კი კარგავს ერთი და იმავე რაოდენობის (14 კკალ/სმ²წლ.) სითბოს. ეფექტური გამოსხივების სახით დედამიწა კარგავს 50 კკალ/სმ²წლ. მაშასადამე, დედამიწის რადიაციული ბალანსი დადებითია და შეადგენს 60 კკალ/სმ²წლ. (110 კკალ—50 კკალ); აქედან 46 კკალ ორთქლებზე იხარჯება, ხოლო 14 კკალ—ტურბულენტურ გაცვ-

ლაზე. მე-40 ცხრილი ნათლად გვიჩვენებს იმ გარემოებას, თუ რა დიდ როლს ასრულებს დედამიწისა და ატმოსფეროს სითბურ ბალანსში რადიაციული სითბოს გაცემა და ის სითბო, რომელიც წყლის ფაზური გარდაქმნის შედეგად მიიღება. ტურბულენტური სითბოს გაცემის (P) წილი სითბურ ბალანსში ძალზე უმნიშვნელოა (14 კკალ/სმ²/წლ.).

ც ხ რ ი ლ ი 40.

დედამიწა-ატმოსფეროს სისტემის სითბური ბალანსი

	მიღებული სითბო კკალ/სმ ² /წლ.	დაკარგული სითბო. კკალ/სმ ² /წლ.
ატმოსფერო	შთანთქმული რადიაცია 35 წყლის ორთქლის კონდენ- საცია 46 ტურბულენტური სითბოს გაცემა 14 <hr/> ს უ ლ 95	გრძელტალღიანი რადიაციის ბალანსი 95 <hr/> ს უ ლ 95
დედამიწა	შთანთქმული მზის რადიაცია 110 <hr/> ს უ ლ 110	ეფექტური გამოსხივება 50 წყლის აორთქლება . . . 46 ტურბულენტური სითბოს გაცემა 14 <hr/> ს უ ლ 110

დედამიწა-ატმოსფეროს სისტემის სითბური ბალანსი მოკლედ ასე წარმოგვიდგება:

ატმოსფეროს საზღვარზე მიღებული რადიაცია — 250 კკალ სმ²/წლ. გასავეალი:

დედამიწის ზედაპირის ეფექტური გამოსხივება	50 კკალ/სმ ² /წლ.
ატმოსფეროს ეფექტური გამოსხივება	95 კკალ/სმ ² /წლ.
მზის რადიაციის არგველილი და გაბნეული ნაწილი	105 კკალ/სმ ² /წლ.
<hr/> ს უ ლ გასავეალი	<hr/> 250 კკალ/სმ ² /წლ.

ამრიგად, დედამიწაზე საშუალოდ წლიურად მზის ენერგიის შეშოსავეალსა და გასავეალს შორის სრული წონასწორობა შეინიშნება, ე. ი. დედამიწა და ატმოსფერო რა რაოდენობის ენერგიასაც იღებს

მზიდან, იმდენივეს კარგავს არეკლითა და გრძელტალღიანი გამო-სხივებით.

ზღეებისა და ოკეანეების ჰითბური ბალანსი შეიძლება დაიწე-როს იმავე სახით, როგორც ეს (77) ფორმულაშია მოცემული:

$$B = LV + P + A_0 \quad (79)$$

სადაც

$$A_0 = A + A_*$$

ამ განტოლებაში A_0 წყლის გაცვლის ან ოკეანური ადვექციის სითბოა. ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლა (A) თუ ხმელეთზე საშუალო წლიურში ნულის ტოლია ($A = 0$), ზღეებისა და ოკეანეებზე იგი ოკეანური ადვექციის ტოლი იქნება ($A_0 = A_*$)-აქედან გამომდინარე

$$B = LV + P + A_* \quad (80)$$

(80) ფორმულაში არ არის შესული სითბოს ის რაოდენობა, რომელიც გამოიყოფოდა (შთაინთქმებოდა) წყლის გაყინვის, ყინულის ღლობის პროცესში და, აგრეთვე ის სითბო, რომელიც მოაქვს მდი-ნარის წყალს.

ქვემოთ მოყვანილ 41-ე ცხრილში მოცემულია თეთრი ზღვის სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების წლიური მნიშვნე-ლობები.

ცხრილი 41

თეთრი ზღვის საშუალო წლიური სითბური ბალანსი
(კკალ/კმ²წლ.)

სითბური ბალანსის ელემენტები	წლიური ჯამი
რადიაციული ბალანსი	B +10,7
აორთქლების და კონდენსაციის სითბო	LV +18,0
სითბოს გაცვლა ატმოსფეროსთან	P +11,3
მატერიკული წყლებითა და ყინულოვანი პრო-ცესებით გამოყოფილი სითბო	-4,8
სითბოს გაცვლა სიღრმეში, ოკეანური ადვექ-ციის ჩათვლით	$(A + A_*)$ -13,8

როგორც 41-ე ცხრილიდან ჩანს, თეთრი ზღვის რადიაციული ბალანსი დადებითია (+10,7 კკალ). ზღვის სითბურ ბალანსში დიდ როლს ასრულებს აორთქლებისა და კონდენსაციის შედეგად დაკარ-გული სითბო (+18,0 კკალ). სითბოს ადვექციურ მორენას (A_*)

(ზღვის დინებების მეშვეობით) აღგლი რომ არ ჰქონოდა, მაშინ: თეთრი ზღვა განუწყვეტლივ უნდა გაცივებულიყო.

წყალსაცავების და ტბების ზედაპირის სითბური ბალანსის *A* კომპონენტი უფრო სხვა სახით წარმოგვიდგება, ვიდრე ეს ზღვებსა და ოკეანეებზე გვექონდა. თუ ზღვებსა და ოკეანეებზე *A* სხვადასხვა დინებებით მიღებულ (აღვექციურ) სითბოს წარმოადგენს, წყალსაცავებში ის ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლაა.

42-ე ცხრილში მოცემულია ტ. აგნევის მიერ 1958 წელს სევანის ტბასა და ამოართქლებელ აუზის ზედაპირზე გაზომილი სითბური ბალანსის ცალკეული სიდიდეები.

ც ხ რ ი ლ ი 42

სევანის ტბისა და ამოართქლებელი აუზის სითბური ბალანსი
(კკალ/სმ²წლ.)

ოვე	სევანის ტბა				ამოართქლებელი აუზი			
	<i>B</i>	<i>P</i>	<i>LV</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>P</i>	<i>LV</i>	<i>A</i>
V	11.1	0.0	1.6	9.7	8.7	1.9	6.2	0.6
VI	14.1	0.6	3.9	9.6	12.0	2.4	9.0	0.6
VII	14.6	1.1	7.0	6.5	12.9	2.5	10.6	-0.2
VIII	13.5	1.2	8.2	4.1	11.8	2.3	9.6	-0.1
IX	7.9	4.5	9.6	-6.2	8.8	2.6	7.3	-1.1
X	6.5	5.0	9.9	-8.4	7.1	1.6	6.2	-0.7

როგორც ჩანს, ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლა (*A*) სევანის ტბაზე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს და ზოგიერთ თვეში რადიაციულ ბალანსს მცირედ ჩამორჩება. წყალსაცავის ფართობისა და სიღრმის კლებით *A* საგრძნობლად მცირდება. ამოართქლებელში *A*-ს მნიშვნელობა 0,1—0,7 კკალ/სმ²წთ შორის მერყეობს, ხოლო სევანის ტბაზე 4,1—9,7 კკალ შორის.

სევანის ტბაზე სითბური ბალანსის ძირითადი კომპონენტებია *LV* და *A*, ხოლო ამოართქლებელ აუზში მხოლოდ — *LV*.

ატმოსფეროს სითბური რეჟიმი

§ 1. სითბოს გაღატანა მიწისპირა ჰაერის ფენაში

დედამიწის როგორც პლანეტის და მისი შემადგენელი ნაწილის — ატმოსფეროს სითბოს ძირითად წყაროს მზის რადიაცია წარმოადგენს. ტროპოსფეროს ჰაერი უშუალო რადიაციით ძალიან მცირედ თბება; ძირითადად იგი სითბოს დედამიწის ზედაპირიდან იღებს. დღისით ინტენსიური ინსოლაციის შედეგად ზედაპირი ჰაერზე მეტად ხურდება და სითბო გადაეცემა ჰაერის მიწისპირა ფენებს, ხოლო ღამით ზედაპირი გრძელტალღიანი გამოსხივებით უფრო მეტ სითბოს კარგავს, ვიდრე ჰაერი და ეს უკანასკნელიც ცივდება. ჰაერის გათბობა-გაცივების ინტენსივობა ძირითადად დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის ხასიათზე (ხმელეთი, წყალი, თოვლი, მყენარეულობა).

დედამიწის ზედაპირიდან ჰაერში სითბოს გადაცემა შეიძლება მოხდეს ძირითადად შემდეგი პროცესების მეშვეობით:

1. მოლეკულური სითბოგამტარობის გზით. როგორც ვიცით, ჰაერი სითბოს ცუდი გამტარია. მისი სითბოგამტარობა დაახლოებით 100-ჯერ ნაკლებია ნიადაგის მყარი ნაწილაკების სითბოგამტარობაზე, ხოლო 25-ჯერ ნაკლები — წყლისაზე. ამიტომ ამ გზით სითბოს გადაცემა დედამიწიდან ჰაერში ძალზე უმნიშვნელოა.

2. ნიადაგის რადიაციული გრძელტალღიანი გამოსხივებით. ამ შემთხვევაში სითბო გადაეცემა ჰაერის მიწისპირა და უფრო მაღალ ფენებს. ჰაერის გაცივების პროცესში რადიაციული ნაკადი მიმართულია ნიადაგისაკენ. ამ გზით სითბოს გადაცემა ჰაერში დაახლოებით 4000-ჯერ ინტენსიურია მოლეკულურ სითბოგამტარობაზე.

3. აორთქლებისა და წყლის ორთქლის კონდენსაციით (სუბლიმაციით). აორთქლებაზე იხარჯება სითბო, რომელიც ორთქლადქცევის ფარულ სითბოში გადადის, ხოლო კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი სითბო კი ჰაერის გათბობაზე მიდის.

4. ჰაერის მაღალ ფენებში სითბოს გადატანით. ამ მნიშვნელოვან პროცესს თერმული კონვექცია წარმოადგენს. იგი წარმოიშობა ქვეფენილი ზედაპირის არათანაბარი მდებარეობით და მისი ინტენსიური ინსოლაციით.

თერმულ კონვექციას ზღვებსა და ოკეანეებზე აღილი აქვს წლის ცივ პერიოდსა და ღამის საათებში. ამ პერიოდში ზღვის წყალი უფრო თბილია წყლისპირა ჰაერის ფენებზე; სხვადასხვა სიმაღლეზე ატმოსფეროს ინტენსიური გამოსხივება ტემპერატურის მნიშვნელოვან დაკლებას იწვევს, რის გამოც, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იმატებს. იწყება ჰაერის ინტენსიური აღმავალი ღინება და ქვედაფენების ზედაფენებთან შერევა. სითბოს კონვექციის გზით ატმოსფეროში გადატანას თერმულ ტურბულენტობასაც უწოდებენ.

5. ატმოსფეროში სითბოს გადატანა ტურბულენტური ნაკადით, რომელიც ძირითადად დინამიკური პროცესებითაა გამოწვეული. დედამიწის უსწორმასწორო ზედაპირთან ჰაერის ხახუნის და აგრეთვე მისი შინაგანი ხახუნის, რომელიც ქარის მოქმედებასთანაა დაკავშირებული, წარმოშობს ცალკეულ უწესრიგო, ქაოტურ მოძრაობას, რომელიც საერთო ნაკადთან ერთად გადაადგილდება. ჰაერის ქაოტური კორიანტული მოძრაობის შედეგად ჰაერის მასები ქვედაფენებიდან აღის ზედაფენებში, ხოლო ეს უკანასკნელი ეშვება დაბლა. ტურბულენტური ვერტიკალური მოძრაობის შედეგად წარმოებს ჰაერის სხვადასხვა ფენების მასათა ურთიერთგაცვლა. რაც უფრო უსწორმასწოროა დედამიწის ზედაპირი და მეტია ქარის სიჩქარე, მით უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს ტურბულენტობა. ამგვარად, თერმული კონვექციით (თერმული ტურბულენტობა) და დინამიკური ტურბულენტობით გამოწვეული ჰაერის ვერტიკალური გაცვლის (შერევა) შედეგად სითბო ყოველთვის გადაიტანება უფრო გამთბარი ზედაპირიდან ნაკლებად გამთბარი ზედაპირისაკენ.

სითბოს ნაკადი ჰაერში, სითბოს წყალში გავრცელების მსგავსად, გამოისახება ფორმულით:

$$Q = -AC \frac{dT}{dz} . \quad (81)$$

თუ (81) ფორმულაში ჩავსვათ A -ს მნიშვნელობას $A = K\rho$, მივიღებთ

$$Q = -K\rho C \frac{dT}{dz} , \quad (81^{\circ})$$

სადაც K ტურბულენტობის კოეფიციენტი, A — ტურბულენტური გაცვლის კოეფიციენტი, ρ — ჰაერის სიმკვრივე, $\frac{dT}{dz}$ — ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი, C — ჰაერის სითბოტევადობა.

K ტურბულენტობის კოეფიციენტს ძირითადად გამოითვლიან სითბური ბალანსის მეთოდით

$$K = 0,74 \frac{B-A}{\Delta t + 1,56 \Delta \varepsilon} \text{ მ}^2/\text{წმ}. \quad (82)$$

დიფუზიის მეთოდით

$$K = 0,104 \cdot \Delta u \left(1 + 1,38 \frac{\Delta t}{(\Delta u)^2} \right) \text{ მ}^2/\text{წმ}, \quad (82^*)$$

სადაც B რადიაციული ბალანსია, A — სითბოს ნაკადი ნიადაგში, Δt , $\Delta \varepsilon$, Δu — ჰაერის ტემპერატურის, აბსოლუტური ტენიანობისა და ქარის სიჩქარეთა სხვაობა 0,5 და 2,0 მ სიმაღლეთა შორის.

პირველ მეთოდს დღის საათებისთვის იყენებენ, როცა

$$B-A \geq 0,1 \text{ კალ/სმ}^2 \text{ წთ}, \quad \Delta t \geq 0,1^\circ \text{ და } \Delta \varepsilon \geq 0,1 \text{ მმ-ზე}.$$

წინააღმდეგ შემთხვევაში გამოიყენებენ დიფუზიის მეთოდს.

თუ ცნობილია სითბური ბალანსის კომპონენტები და ჩატარებულია გრადიენტული დაკვირვებები, მაშინ შეიძლება განესაზღვროთ სითბოს ნაკადის სიდიდე, რომელიც გადაეცემა ნიადაგიდან ატმოსფეროს:

$$P = \frac{B-A}{1 + 1,56 \frac{\Delta \varepsilon}{\Delta t}} \text{ კალ/სმ}^2 \text{ წთ}. \quad (83)$$

რადიაციულ ბალანსზე თუ დაკვირვება არ არსებობს, მაშინ აღნიშნულ სითბოს ნაკადს გამოითვლიან შემდეგი ფორმულით:

$$P = 1,35 \cdot K \cdot \Delta t \text{ კალ/სმ}^2 \text{ წთ}. \quad (83^*)$$

ტურბულენტობის K კოეფიციენტი მიმდებარე ფენებში დაახლოებით 1 მ სიმაღლეზე 0,1—0,2 მ²/წმ შორის მერყეობს; იგი სიმაღლის მიხედვით მატულობს და რამდენიმე ათეულს შეიძლება მიაღწიოს; ყველაზე ხშირად K სიდიდე 20-დან 50 მ²/წმ-მდე იცვლება. როცა ქარის სიჩქარე რამდენიმე ათეულ მ/წმ-ს აღემატება (გრვიგალი, ღრუბლები), K სიდიდემ შეიძლება რამდენიმე ასეულ მ²/წმ მიაღწიოს.

ტურბულენტური გაცვლის A კოეფიციენტი, რომელსაც ტურბულენტური სითბოს გაცვლის კოეფიციენტსაც უწოდებენ, პროპორციულია ტემპერატურის გრადიენტისა და 10^6 და 10^6 -ჯერ აღმატება მოლეკულური გზით სითბოს გადაცემას.

ქარის სიჩქარესა და დედამიწის მქსიეობასთან დაკავშირებით A შეიძლება 10-დან 200-მდე შეიცვალოს.

ტურბულენტობის გზით ჰაერის ვერტიკალური გაცვლა დღეღამის განმავლობაში ხდება. დღისით, როდესაც ქარის სიჩქარე მატულობს, მატულობს ტურბულენტობაც და თერმული კონვექციის გაძლიერება საბოლოოდ სითბოს ქვემოდან ზემოთ გადატანასა და ჰაერის ინტენსიურ გაცვლას იწვევს. ღამით ქარის სიჩქარის ძლიერი შესუსტების გამო ტურბულენტობაც სუსტდება, ხოლო თერმული კონვექცია წყდება და სითბოს ნაკადი ზემოდან ქვემოთაა მიმართული.

6. დედამიწის რომელიმე წერტილში ტემპერატურა შეიძლება შეიცვალოს სრულიად სხვა თვისების ჰაერის მასების გარედან (სხვა ტერიტორიიდან) შემოქრის (აღვექციის) შედეგად.

როცა მოცემულ ადგილზე მაღალი ტემპერატურის მქონე ჰაერი მოედინება, ადგილი აქვს სითბოს აღვექციას, დაბალი ტემპერატურების დროს კი — სიცივის აღვექციას.

§ 2. ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა

ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ძირითადად გაპირობებულია დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს მიერ მიღებული სითბოს დღეღამური ცვლილებით.

ატმოსფეროში სითბოს გადაცემა დედამიწიდან მარტო მოლეკულური სითბოგამტარობით რომ წარმოებდეს, მაშინ დღისით ყველაზე მეტად ნიადაგი და ჰაერის ძალზე თხელი ფენა გახურდებოდა, ღამით კი გაცივდებოდა. მაგრამ ქვედა ტროპოსფეროში ჰაერის ტურბულენტური გაცვლის ზეგავლენით ტემპერატურის დღეღამური რყევაა 1,0—1,5 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება.

ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ერთი მაქსიმუმით და ერთი მინიმუმით ხასიათდება. მიწისპირა ფენებში (2 მ სიმაღლე) მაქსიმუმი 14—15 საათზეა, ხოლო მინიმუმი — მზის ამოსვლის მომენტში.

ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა რიგი ფაქტორების ზემოქმედების შედეგად ცანიცდის მნიშვნელოვან ცვლილებას; ეს ფაქტორები შემდეგია:

1. ადგილის განედო: როგორც ცნობილია, მზის საშუალო სიმაღლე განედის მატებასთან ერთად მცირდება და, მაშასადამე, ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდაც კლებულობს. ტროპიკულ სარტყელში ხმელეთის ზედაპირზე წლიური ამპლიტუდა საშუალოდ 12°-ს შეადგენს, ზომიერ განედებზე 6—9°-ს, ხოლო პოლარული წრის გადაღმა იგი 2—3° და უფრო ნაკლებიც არის.

2. წლის დრო: ზამთრის დღელამური ამპლიტუდა გაცილებით ნაკლებია ზაფხულისაზე, ხოლო გაზაფხულისა სჭარბობს შემოდგომისას, რადგან გაზაფხულზე ნიადაგი შედარებით ცივია და იგი დამით ჰაერს ძლიერ აცივებს. სხვადასხვა განედზე წლის დროის მიხედვით ამპლიტუდის რყევადობა შეიძლება სხვადასხვა იყოს. მაგალითად, პოლარულ მხარეში პოლარული დამის განმავლობაში ტემპერატურის დღელამური რყევადობა არ არსებობს, ხოლო პოლარული დღის პერიოდში იგი 1°-ის ფარგლებში იცვლება; გაზაფხულსა და შემოდგომაზე ამპლიტუდა მკვეთრად იზრდება და 5—6°-ს აღწევს. ზომიერ სარტყელში ზამთარში ამპლიტუდა 2—4°-ია, ხოლო ზაფხულში — 8—12°. ტროპიკულ ზონაში წლის განმავლობაში ამპლიტუდა მნიშვნელოვანია და მცირედ იცვლება.

3. მოღრუბლულობა: სრულიად უღრუბლო ამინდში ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა მოღრუბლულ ამინდთან შედარებით მნიშვნელოვანია (ნახ. 20).

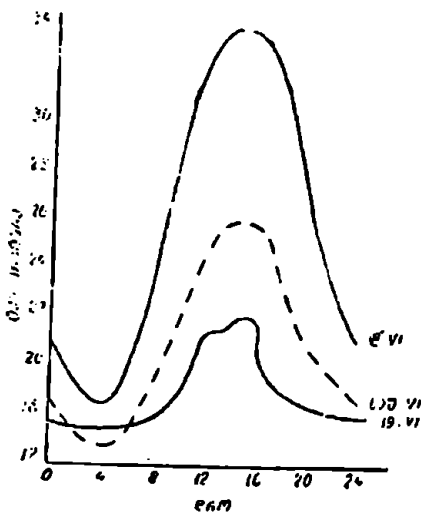
აღნიშნული დღეებისათვის ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდები შემდეგი სიდიდეებით ხასიათდებოდა: ნათელი დღისათვის 15,7°, მოღრუბლულისათვის 5,1°, საშუალო თვიური ამპლიტუდა კი შეადგენდა 9,5°-ს.

როგორც ვხედავთ, ღრუბლები აკავებს მზის პირდაპირ რადიაციას, დამით ამცირებს ეფექტურ გამოხივებას და ამით ხელს უწყობს ტემპერატურის დღელამური რყევადობის შემცირებას.

4. ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი: ჰაერის ტემპერატურის ამპლიტუდა ზღვებსა და ოკეანეებზე გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ხმელეთზე. ა. ვოეიკოვი აღნიშნავდა, რომ ზღვებზე ჰაერის ტემპერატურის დღელამური მსვლელობა ძირითადად გაპირობებულია იმ სითბოთი, რომელსაც ჰაერი უშუალოდ მზის რადიაციის ზემოქმედებით იღებს. ამიტომაც, რომ ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირზე განედების მიხედვით დღელამური ამპლიტუდა 1—1,5°-ის ფარგლებში იცვლება. ტემპერატურის მსგავსი დღელამური მსვლელობა შეიძლება ახასიათებდეს ჰაერის მაღალ ფენებს.

რაც უფრო ვწორდებით ზღვის სანაპიროს, მით უფრო მატულობს დღელამური ამპლიტუდა და ღრმად ხმელეთისაკენ მან შეიძლე-

ბა 10—20°-ს გადააქარბოს. მაგალითად, თბილისში აგვისტოს საშუალო თვიური დღეღამური ამპლიტუდა 10,0°-ია, ხოლო მაზინჯაურში — 5,0°; როგორც ვხედავთ, შავი ზღვის სიახლოვე ტემპერატურის ამპლიტუდას, თბილისთან შედარებით, ანახევრებს



ნახ. 20. ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ნათელ (8. VI—1966) და შიშველულ (19. VI—1966) ამინდში (თბილისი)

დიდი მნიშვნელობა აქვს მცენარეულ საფარს ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდების შემცირებასა და საერთოდ ტემპერატურების გაზომიერებაში. ველებსა და უდაბნოებში ჰაერის დიდი სიმშრალის გამო ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად მატულობს.

5. რ ე ლ ი ე ფ ი ს ფ ო რ მ ა: ჯერ კიდევ ა. ვოეიკოვმა 1881 წ. გვიჩვენა, თუ რა დიდ გავლენას ახდენს ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდაზე რელიეფის ფორმა; ამოზნექილ ზედაპირებზე (მთა, გორაკი) ამპლიტუდა უფრო მცირეა, ვიდრე ჩაზნექილზე (ქვაბური). ეს შემდეგნაირად შეიძლება აიხსნას: მთებსა და მალღობებზე დღისით ჰაერი ნიადაგის ზედაპირთან შედარებით მცირე ფართობითაა შეხებაში და ნაკლებად თბება; ღამით მისი ძლიერი გადაცივება არ ხდება, რადგან ცივი ჰაერი ფერდობებიდან ძირს ეშვება და მის ადგილს მაღალი ფენებიდან მონადენი შედარებით თბილი ჰაერი იკავებს. ქვაბურებში, ხეობებსა და დაბლობებში დღისით ჰაერი ხურდება, ღამით კი ფერდობებიდან დაშვებული ცივი ჰაერი თავს

იყრის ქვაბურებსა და ხეობებში; ამასთან აქ ჰაერის ვენტილაცია შთასთან შედარებით სუსტია.

6. ს ი მ ა ლ ლ ე დ ე ღ ა მ ი წ ი ს ზ ე ღ ა პ ი რ ი დ ა ნ : ს ი მ ა ლ ლ ი ს ზ რ დ ა ი წ ვ ე ე ს ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ ი ს რ ყ ე ვ ა დ ო ბ ი ს შ ე ს უ ს ტ ე ბ ა ს დ ა მ ა ქ - ს ი მ უ მ ე ბ ი ს ა დ ა მ ი ნ ი მ უ მ ე ბ ი ს დ ა დ გ ო მ ი ს ფ ა ზ ე ბ ი ს დ ა გ ვ ი ა ნ ე ბ ა ს .

ტურბულენტური და კონვექციური სითბოგამტარობის შედეგად ატმოსფეროში ტემპერატურის დღელამური რყევადობა უფრო დიდ სიმაღლეზე ვრცელდება, ვიდრე ეს ნიადაგისა და წყლის შემთხვევებში გვექონდა.

თავისუფალ ატმოსფეროში დღელამური ამპლიტუდა სიმაღლის მიხედვით უფრო მნიშვნელოვან კლებას განიცდის, ვიდრე მაღალმთიან პუნქტებზე. როგორც ი. კვარაცხელიას მონაცემებიდან ჩანს, თბილისზე (ცხრ. 42) ტროპოსფეროში ტემპერატურის მინიმალური სიდიდე ღამით შეინიშნება, ხოლო მაქსიმალური — დღისით. ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა ზამთარში უფრო მეტად მცირდება, ვიდრე ზაფხულში. ზაფხულში, მზის ინტენსიური დასხივოსნებისა და გაძლიერებული ტურბულენტური გაცვლის გამო, ჰაერის ქვედაფენებში ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდა თითქმის ორჯერ მეტია, ვიდრე ზამთარში. თუ ამპლიტუდა ორ კილომეტრ სიმაღლეზე ზედაპირთან შედარებით ზაფხულში 4—4,5-ჯერ

ც ხ რ ი ლ ი 43

ჰაერის ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდები თბილისზე

სიმაღლე კმ-ით სეზონი	ზედაპირი	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	6.0	8.0	10.0	12.0
ზამთარი	5.5	2.8	2.0	0.8	0.9	0.4	0.3	0.5	0.9	0.9
ზაფხული	9.3	5.0	3.3	2.3	1.1	0.7	0.5	0.5	1.0	1.5

მცირდება, ზამთარში იგი დაახლოებით 7-ჯერ შემცირდება. 8 კმ სიმაღლიდან ამპლიტუდის ერთგვარ მატებას აქვს ადგილი, ხოლო 12 კმ სიმაღლეზე ზაფხულში იგი 1,5°-ს აღწევს. ი. კვარაცხელიას აზრით, ამპლიტუდის მატებამ მიზეზი ჰქონდა კიდევ საბოლოოდ ცნობილი არ არის და შემდგომ დაზუსტებას მოითხოვს. ვარაუდობენ, რომ, ერთი მხრივ, წყლის ორთქლისა და ატიენარებული ნაწილაკების მიერ მზის რადიაციის შთანთქმა და მათ მიერ გრძელტალღიანი გამოსხივება, ხოლო მეორე მხრივ, ჰაერის მასათა ადვექცია და წყლის ორთქლის კონდენსაცია, წარმოადგენენ ამ ძირითად პროცე-

სებს, რომელნიც განაპირობებენ მაღალ ფენებში ტემპერატურის დღელამურ რყევადობას.

ექსტრემალური ტემპერატურების დადგომის ფაზები იგვიანებს: 1000 მ სიმაღლეზე დაახლოებით 1,5—2 საათით, 1000—2000 მ-ზე — 2—3 საათით და უფრო მეტით. ი. კვარაცხელიას მიაჩნია, რომ თბილისში 1—3 კმ სიმაღლეზე მაქსიმალური ტემპერატურების დადგომის დრო საღამოს საათებისაკენ ინაცვლებს.

თავისუფალი ატმოსფეროს მსგავსად, მთიანი რელიეფის პირობებშიც ადგილის სიმაღლის ზრდა ტემპერატურის დღელამური ამპლიტუდის შემცირებას იწვევს. მაგ., მაღალმთიან ყაზბეგზე (3653 მ) იანვრის საშუალო დღელამური ამპლიტუდა 2,4°-ია, ზოლო აგვისტოს საშუალო დღელამური ამპლიტუდა — 2,6°; აღნიშნული სიდიდეები მნიშვნელოვნად ნაკლებია თბილისის (404 მ) შესაბამის სიდიდეებზე (5,7 და 10,0°). ექსტრემალური ტემპერატურების დაგვიანებას მაღალმთიან ზონაში ადგილი არ აქვს, რადგან აქ ქაერის ტემპერატურაზე გაელენას ახდენს ქვეფენილი ზედაპირი.

§ 2. ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობა

ტემპერატურების წლიური მსვლელობის ზოგად დახასიათებას საშუალო თვიური ტემპერატურების მიხედვით აწარმოებენ. მსგავსად დღელამურისა, წლიურ ტემპერატურებსაც მარტივი მსვლელობა აქვს: კონტინენტებზე მაქსიმუმია ივლისში, მინიმუმში—იანვარში; ოკეანეებსა და ზღვებზე, შესაბამისად, — აგვისტოსა და თებერვალ-მარტში.

ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდის სიდიდე ძირითადად დამოკიდებულია შემდეგ ფაქტორებზე:

1. გეოგრაფიულ განედზე. გეოგრაფიული განედის გადიდებით ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა მატულობს. ეკვატორის ზონაში წლიური ამპლიტუდა უმცირესია, რადგან მზის საშუალოდ სიმაღლე ძალზე ცოტათი იცვლება. მაღალ განედებზე მზის სიმაღლის წლიური ცვლილების მატებით, ამპლიტუდაც მატულობს; ზღვებსა და ოკეანეებზე წლიური ამპლიტუდის განედური ცვლილება ხმელეთთან შედარებით ნაკლებია.

ატლანტიკის ოკეანეზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა განედის მიხედვით შემდეგნაირად იცვლება: ეკვატორული სარტყელი 2—3°, სუბტროპიკული 4—6°, ზომიერი 8—10° და სუბპოლარული (60—70°) — 10—12°.

ზომიერ და მაღალ განედებზე ჰაერის წლიური ტემპერატურის საგრძნობი რყევადობა ოკეანეებზე ძირითადად აიხსნება იმით, რომ ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების მეშვეობით ხმელეთის გავლენა ღრმად ვრცელდება ოკეანეში.

ხმელეთის ზედაპირზე ამპლიტუდების განედური ცვლა უფრო მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს:

ლაღო (აფრიკა)	$f=5^{\circ}02'$	წლიური ამპლიტუდა	$A=4,2^{\circ}$
ქაირო	$f=30^{\circ}03'$	—	$A=17,2^{\circ}$
კიევი	$f=50^{\circ}27'$	—	$A=27,0^{\circ}$
მოსკოვი	$f=56^{\circ}40'$	—	$A=29,0^{\circ}$
სიქტივკარი	$f=61^{\circ}40'$	—	$A=31,7^{\circ}$

2. ზღვისა და ოკეანის სიახლოვე. რაც უფრო ეშორებით ზღვისა და ოკეანის ნაპირს ღრმად ხმელეთისაკენ, მით უფრო მატულობს ტემპერატურის წლიური რყევადობა (ცხრ. 44).

ცხრილი 44

ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები ხანაპიროსა და ხმელეთის ზოგიერთ პუნქტზე

პუნქტი	განედი, გრძედო	I	II	VII	VIII	საშ. წლიური ტემპ.	ამპლიტუდა
ლერეიკი (შოტლანდიის კუნძ.)	$f=60^{\circ}$ $\lambda=1^{\circ}$ აღმ. გრძ.	4.0	3.5	11.2	11.3	7.0	7.8
ოლეკმინსკი	$f=60^{\circ}$ $\lambda=120^{\circ}$ აღ. გრძ.	-35.4	-28.0	18.9	14.6	-7.0	54.8

მიუხედავად იმისა, რომ ორივე პუნქტი ერთ და იმავე განედზე მდებარეობს, ხმელეთის მიმართულებით მაქსიმალურ და მინიმალურ ტემპერატურებს შორის განსხვავება მნიშვნელოვანია. ოკეანის პირობებში (ლერეიკი) ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 7-ჯერ უფრო ნაკლებია კონტინენტურზე (ოლეკმინსკი); თბილისის წლიური ამპლიტუდა $6,7^{\circ}$ -ით აღემატება გაგრისას (ცხრ. 45).

3. ზღვის დონიდან ადგილის სიმაღლეზე. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები სიმაღლის მიხედვით მცირდება. მაღალმთიან ადგილებში ამპლიტუდების შემცირების ინტენსივობა დიდი არ არის, სუბტროპიკული და ზომიერი განედების მთებისათვის ყოველ 1000 მ სიმაღლეზე იგი საშუალოდ 2° -ით მცირდება. აღნიშნული სიდიდე საქართველოს მთიანი რელიეფის პირო-

ბებშიც თითქმის ძალაში რჩება (ცხრ. 45. თბილისი—ჯერის უღელტ.—ყაზბევი).

რელიეფის ფორმის გავლენით ზემოთ მოყვანილი კანონზომიერება შეიძლება საწინააღმდეგო სიდიდეებით შეიცვალოს. საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის პლატოზე (ეფრემოვკა) და ახალციხის ქვაბურში ტემპერატურის წლიური რყევადობა. მიუხედავად მათი დიდი სიმაღლისა, მნიშვნელოვნად აღემატება დაბლობისას (ცხრ. 45).

ცხრ. 45

ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდების მნიშვნელობები საქართველოს ზოგიერთ პუნქტზე

პუნქტი	სიმაღლე ზ. დ.	წლიური ამპლიტუდა (გრ.)
გაგრა	0.0	16.8
თბილისი	404	24.5
ახალციხე	960	24.3
ეფრემოვკა	2112	23.7
ჯერის უღელტ.	2680	21.9
ყაზბევი	3653	18.4

როგორც ჯაეახეთის პლატო, ისე ახალციხის ქვაბური ყოველმხრივ გარშემორტყმულია ქედებით, რის გამოც აქ თერმული პირობების ჩამოყალიბებაში მეტი ადგილი ეთმობა მზის რადიაციას და ნიადაგის ზედაპირიდან გამოსხივებას.

თავისუფალ ატმოსფეროშიც ტემპერატურის წლიური რყევადობა საგრძნობია. 10 კმ სიმაღლეზე ამპლიტუდა მაქსიმუმს აღწევს და რამდენიმე გრადუსით აღემატება მიწისპირა ჰაერის ფენებისას. ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში წლიური ტემპერატურის მნიშვნელოვანი რყევადობა (10—23°) ძირითადად გამოწვეულია ატმოსფეროში რადიაციული სითბოს გავრცელებით, წყლის ორთქლის კონდენსაციის პროცესებით და დედამიწის სხვადასხვა რაიონში გაბატონებული ჰაერის მასათა ადვექციით.

ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობა დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვაგვარია. ადგილის განედისა და ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდების მიხედვით გამოყოფენ ტემპერატურის მსვლელობის შემდეგ ტიპებს:

1. ეკვატორული ტიპი. ეკვატორულ სარტყელში შეინიშნება ტემპერატურის ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი. მაქსი-

მუმი დგება გაზაფხულისა და შემოდგომის ბუნიობის, მინიმუმი კი—ზამთრისა და ზაფხულის ნაბუნიობის შემდეგ. აქ წლის განმავლობაში ტემპერატურის რყევადობა 3—5°-ია, ოკეანეების ზედაპირზე კი —1°-ზე ნაკლები.

2. ტ რ ო პ ი კ უ ლ ი ტ ი პ ი. წლის განმავლობაში ადგილი აქვს ერთ მაქსიმუმს და ერთ მინიმუმს. ტემპერატურის მაქსიმუმი დგება ზაფხულის, ხოლო მინიმუმი ზამთრის ნაბუნიობის შემდეგ. ტემპერატურების წლიური ამპლიტუდა ეკვატორულთან შედარებით მეტია და ხმელეთის ზედაპირზე 10—15°, ხოლო ოკეანის ზედაპირზე დაახლოებით 5°-ია.

3. ზ ო მ ი ე რ ი ს ა რ ტ ყ ე ლ ი ს ტ ი პ ი. ამ ტიპშიც ადგილი აქვს ტემპერატურის წლიური მსვლელობის ერთ მაქსიმუმს და ერთ მინიმუმს. ხმელეთის ღრმადშეჭრილ პუნქტებზე ტემპერატურის მაქსიმუმი ივლისშია, მინიმუმი — იანვარში. ზღვებსა და სანაპიროებზე ექსტრემუმები შესაბამისად აგვისტოსა და თებერვალზე მოდის. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა ამ სარტყელში, წინა სარტყელთან შედარებით, მატულობს.

ზღვებზე და სანაპირო ზოლში გაზაფხული შემოდგომაზე უფრო ცივია, ხოლო კონტინენტურში — უფრო თბილი. განსაკუთრებით თბილია გაზაფხული ყაზახეთის, შუა აზიისა და მონღოლეთის ველებსა და უდაბნოებში, სადაც თოვლის საბურველი ადრე დნება და ხელს არ უშლის ნიადაგის გათბობას. ხმელეთის ისეთ ადგილებში, სადაც თოვლის საბურველი უხვია (მაგ., საბჰოთა კავშირის ევროპული ტერიტორია და დასავლეთი ციმბირი) ჭიბობს დიდი მარაგი იზარჩება თოვლის გასაღლობად; ამიტომ. აქ ზღვის კლიმატის მსგავსად, შემოდგომა გაზაფხულზე უფრო თბილია.

4. პ ო ლ ა რ უ ლ ი ტ ი პ ი ხასიათდება ხანგრძლივი ცივი ზამთრით და მოკლე გრილი ზაფხულით. პოლარული ღამის შედეგად ტემპერატურის მინიმუმი თებერვალ-მარტის თვეებზე ინაცვლებს, ე. ი. მაშინ, როდესაც მზე პორიზონტზე გამოჩნდება. მაქსიმუმი დგება ივლისში. ტემპერატურის ამპლიტუდა ხმელეთზე (გრენლანდია) 30—40°-ს აღწევს, ზღვიური კლიმატის პირობებში იგი შედარებით ნაკლებია, მაგრამ მისი სიდიდე მაინც მნიშვნელოვანი რჩება (20° და უფრო მეტი).

§ 4. ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილება

ტემპერატურის დღედამური და წლიური მსვლელობა, რომლის შესახებაც ზემოთ გვქონდა საუბარი, დღედამური და თვიური ტემპერატურების მრავალწლიური დაკვირვებების შედეგს წარმოად-

გენს. ცალკეულ დღეებში, თვეებსა და წლებში ტემპერატურის მსვლელობა მკვეთრად განსხვავდება ზემომოყვანილ საშუალო მნიშვნელობებისაგან.

ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილება ძირითადად დაკავშირებულია სხვადასხვა ფიზიკური თვისებების ჰაერის მასათა ადვექციასთან. ტემპერატურის დღელამური და წლიური პერიოდული მსვლელობის მთლიანი დამახინჯება, ე. ი. ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილება უმთავრესად ხდება მაშინ, როდესაც ადგილი აქვს ცივი ჰაერის შემოჭრას პოლარული განედებიდან ან არქტიკიდან. ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილება განსაკუთრებით ოკრძნობა ზომიერ განედებზე, სადაც ტემპერატურა შეიძლება 0°-დან —40°-მდე დაეცეს. არის შემთხვევები, როდესაც არქტიკული ჰაერი ხმელთაშუა ზღვამდე, ჩრდილო აფრიკასა და წინა აზიის ქვეყნებამდეც კი აღწევს. არქტიკული ჰაერის სამხრეთით მოძრაობას ხელს უშლის განედურად განლაგებული ქედები. ზოგჯერ ცივი ჰაერი შემოუვლის აღნიშნულ ქედებს და იწვევს ძლიერ აცივებას. მაგ., საქართველოში 1950 წლის იანვარში არქტიკული ჰაერის დასავლეთიდან შემოჭრამ უჩვეულო სიცივეები გამოიწვია. დასავლეთ საქართველოში ტემპერატურა —10°, —15°-მდე დაეცა და ძლიერ დააზიანა სუბტროპიკული კულტურები.

ცხელი ტროპიკული ჰაერის მასების ადვექცია მაღალი განედებისაკენ ზამთარსა და ზაფხულში ტემპერატურის ძლიერ მატებას იწვევს. არქტიკის აუზში ხშირია ზომიერი განედებიდან მოსული თბილი ჰაერის შემოჭრისა და მკვეთრი გათბობის შემთხვევები.

ტემპერატურის ადვექციური ცვლილება ძირითადად დაკავშირებულია ატმოსფეროს ციკლონურ მოღვაწეობასთან და განსაკუთრებით ფრონტებთან. ფრონტების მოცემულ ადგილზე გაელისას, ჰაერის ტემპერატურა მკვეთრად იცვლება, რადგან ერთ ჰაერის მასას მეორე ცვლის. რაც უფრო მეტად იცვლება ჰაერი, მით უფრო მერყევია ტემპერატურა დროის სხვადასხვა მონაკვეთში.

როგორც ვხედავთ, ტემპერატურის დღელამური და წლიური მსვლელობა ანუ ტემპერატურის პერიოდული ცვლილება ძირითადად დამახასიათებელია მხოლოდ ერთგვაროვანი ჰაერის მასისათვის, ხოლო არაპერიოდულობა — ჰაერის სხვადასხვა მასისათვის.

§ 5. ტემპერატურის დღელამური ცვლილება

ჰაერის ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილების კარგ მახასიათებელს წარმოადგენს საშუალო დღელამური ტემპერატურის ცვლილება ერთი დღელამიდან მეორემდე. თუ დღელამური ტემპე-

რატურა მომდევნო დღეებში ეცემა, მაშინ მას უარყოფითი ნიშნით აფასებენ, ხოლო თუ მატულობს—დადებითით. აღნიშნული ტემპერატურის ცვლილების ინტენსივობა სხვადასხვაა. ტროპიკებში იგი მცირეა და განედის მატებათან ერთად იზრდება. იგი საგრძნობი სიდიდით ხასიათდება ზამთრის თვეებში დასავლეთ ციმბირის ჩრდილოეთ და ჩრდილოეთ ამერიკის შიდა ნაწილში; დასავლეთ და შუა ევროპაში 2°-ს აღწევს, სამხრეთ ევროპაში 1°—1,5°-ს.

საერთოდ ტემპერატურის დღელამეთშორისი ცვლილება ზომიერ განედებზე 2—6° შორის მერყეობს. მაგრამ ხშირია შემთხვევები, როცა იგი 20—25° და უფრო მეტ სიდიდეებსაც კი აღწევს.

ზღვიური კლიმატის პირობებში ტემპერატურის დღელამეთშორისი ცვლილება კონტინენტურზე უფრო ნაკლებია. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ზღვებსა და ოკეანეებზე სხვადასხვა წარმოშობის ჰაერის მასების ტემპერატურები შედარებით ნაკლებად განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან (ცხრ. 46).

46-ე ცხრილში შეინიშნება ტემპერატურის დღელამეთშორისი ცვლილების ზრდის ტენდენცია სიმაღლის მიხედვით; საერთოდ, საქართველოს ტერიტორიაზე წლის განმავლობაში ტემპერატურის მაქსიმალური ცვლილება დღიდან დღემდე საშუალოდ 1,8—3,0°-ია, ხოლო მინიმალური — 0,9—1,0°. ზაფხულში იგი ნაკლები ინტენსივობით იცვლება, ზამთართან შედარებით.

ც ხ რ ი ლ ი 46

ჰაერის ტემპერატურის საშუალო დღელამეთშორისი ცვლილება საქართველოს ზოგიერთ პუნქტზე

პუნქტი	ტემპერატურის ცვლილება		პუნქტი	ტემპერატურის ცვლილება	
	იანვარი	ივლისი		იანვარი	ივლისი
თბილისი სოხუმი	1,8° 1,6	1,3° 1,0	გუდაური ყაზბევი (მ. მთ.)	2,1° 2,3	1,4° 1,3

თბილისში ტემპერატურის 6,0° და უფრო დაბლა დაცემა შესაძლებელია წლის ყველა დროში, მაშინ როდესაც იმავე ინტენსივობით მატებას (ათბობას) ზაფხულში აღვილი არ აქვს.

თავისუფალ ატმოსფეროში ტემპერატურის დღელამეთშორისი ცვლილება მთიან რაიონებთან შედარებით საგრძნობლად მატულობს ტროპოპაუზამდე (2—4°).

მაღალ განედებზე ტემპერატურის დღელამეთშორისი ცვლილება გაცილებით მეტია, ვიდრე ტროპიკულზე. ეს გარემოება ამტკიცებს

ა. ვოეიკოვის თვალსაზრისს იმაზე, რომ ტემპერატურის არაპერიოდული რყევადობა ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ მატულობს და ამასთან იგი ზამთარში უფრო მეტია, ვიდრე ზაფხულში. ეს მდგომარეობა ძალაში რჩება აგრეთვე ტროპოსფეროს ფენებისათვის.

თბილისზე ტემპერატურათა დღელამეთშორისმა დაღებია და უარყოფითმა ცვლილებამ 8—10 კმ სიმაღლეზე ზამთარში შეიძლება მიაღწიოს ± 12 — 16° -ს, ზაფხულში რყევადობის სიდიდე თითქმის ნახევრდება.

§ 8. წაინვაზი

სასოფლო-სამეურნეო კულტურები განვითარების სხვადასხვა ფაზაში განიცდის დაბალი ტემპერატურის მავნე ზემოქმედებას. ზამთრის უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში მცენარეულობა შეღარებით ადვილად იტანს ყინვების მოქმედებას. მაგრამ ადრე გაზაფხულზე, ვეგეტაციის დასაწყისში ყველა მცენარე დაბალი ტემპერატურისადმი ძლიერ მგრძობიარე ხდება და იგი შეიძლება არა მარტო დაზიანდეს, არამედ დაიღუპოს კიდევ. ზამთრის ყინვება და გაზაფხულის წაყინვებს შორის არსებითი განსხვავებაა და მცენარე მათ მიმართ სხვადასხვა გამძლეობას იჩენს.

წყაინვებს ძირითადად ადგილი აქვს წლის გარდამავალ პერიოდში—გაზაფხულსა და შემოდგომაზე. იგი დაკავშირებულია როგორც ტემპერატურის დღელამურ მსვლელობასთან (ტემპერატურის პერიოდულ ცვლასთან), ისე მის არაპერიოდულ ცვლილებასთან. ამ შემთხვევაში მინიმალური ტემპერატურა დღელამის ზოგიერთ საათებში შეიძლება დაეცეს 0° -მდე და უფრო დაბლა, მაშინ როცა საშუალო დღელამური ტემპერატურა 0° -ზე მაღალია.

საგულისხმოა, რომ მეტეოროლოგიურ ბუდრუგანაში 2 მ სიმაღლეზე შეიძლება ჰაერის ტემპერატურა დადებითი იყოს, ხოლო მიწისპირა ფენებში — უარყოფითი. ამ ორ სიმაღლეს შორის ტემპერატურის განსხვავებამ შეიძლება 5— 6° -ს მიაღწიოს.

რაც უნდა ხანმოკლე იყოს წაყინვათა ზემოქმედების პერიოდი, იგი მაინც დამლუბველად მოქმედებს მცენარეულობაზე. მინიმალურ ტემპერატურას, რომლის დროსაც ვეგეტაციაში მყოფი მცენარეულობა ზიანდება და ნაწილობრივ ან მთლიანად იღუპება, კრიტიკულ ტემპერატურას უწოდებენ. სხვადასხვა კულტურისათვის იგი სხვადასხვაა და დამოკიდებულია მცენარის განვითარების ფაზაზე. წაყინვები შეიძლება მავნე იყოს ზოგი კულტურისათვის, ზოგისთვის კი — სასარგებლო.

წარმოშობი პროცესებისა და ამინდის პირობების მიხედვით არჩევენ წაყინების სამ ტიპს:

1. რ ა დ ი ა ც ი უ ლ ი წ ა ყ ი ნ ე ვ ე ბ ი: წარმოიშობა წყნარ მოწმენდილ ამინდში, უმთავრესად დილის საათებში, როდესაც ტემპერატურას ნორმალური დღელამური მსვლელობა აქვს. მიწისპირა ჰაერის ფენების გაცივების ხარისხი დამოკიდებულია პირველ ყოვლისა დედამიწის ზედაპირის გამოსხივების ინტენსივობაზე. მოწმენდილ წყნარ ამინდში დედამიწის გამოსხივება მაქსიმუმს აღწევს და ხელს უწყობს წაყინების დადგომას. მორბუტულულობა ძლიერ ამცირებს ეფექტურ გამოსხივებას და ამიტომ წაყინების დადგომის ალბათობაც ნაკლებია.

ქარის მოქმედება მნიშვნელოვნად უშლის ხელს წაყინების გაჩენას, რადგან მათი მოქმედების პროცესში ხდება ჰაერის ინტენსიური ვერტიკალური და ჰორიზონტალური შერევა.

წაყინები ხშირად წარმოიშობა დაბლობებსა და ქვაბურებში, სადაც მთის ფერდობებიდან დაშვებული ცივი ჰაერი გროვდება და დამატებით გადააცივებას განიცდის.

საბჭოთა კავშირის ზღვისპირა რაიონებში რადიაციული წაყინებები წყდება მაშინ, როცა საშუალო დღელამური ტემპერატურა $5-6^{\circ}$ -ია, კონტინენტურ ნაწილში $12-13^{\circ}$, ხოლო ვიწრო და ღრმა ხეობებსა და დაბლობებში $14-15^{\circ}$ -ი.

2. ა დ ვ ე ქ ც ი უ რ ი წ ა ყ ი ნ ე ვ ე ბ ი: წარმოიშობა მხოლოდ ცივი ჰაერის მასების შემოქრის შედეგად. განსაკუთრებით საშიშია გარდამავალ სეზონებში ჩრდილოეთიდან არქტიკული ჰაერის მასების ადვექცია. ამ შემთხვევაში 0° -ზე დაბლა ეცემა არა მარტო მინიმალური, არამედ ხშირად საშუალო დღელამური ტემპერატურაც. თუ რადიაციული წაყინები ადგილობრივ პირობებზეა დამოკიდებული და ცალკეულ ლაქებად გვხვდება, ადვექციური — პირიქით, შედარებით დიდ ტერიტორიაზე მოიცავს და ნაკლებადაა დამოკიდებული ადგილობრივ პირობებზე.

3. ა დ ვ ე ქ ც ი უ რ - რ ა დ ი ა ც ი უ ლ ი წ ა ყ ი ნ ე ვ ე ბ ი უფრო ხშირად გვხვდება. იგი წარმოიშობა მოცემულ ადგილზე ცივი ჰაერის შემოქრისა და შემდგომი რადიაციული გადაცივების შედეგად. საქართველოს ტერიტორიაზე წაყინების ეს უკანასკნელი ტიპია გაბატონებული და იგი დიდ საშიშროებას წარმოადგენს სოფლის მეურნეობისათვის, რადგან ისინი წარმოიშობიან გვიან გაზაფხულსა და ადრე შემოდგომაზე — ცოტად თუ ბევრად ხანგრძლივი დათბობის შემდეგ.

მ. ზახაშვილმა გამოიკვლია საქართველოში წაყინვების წარმოშობის აეროსინოტიკური პირობები და იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ ჩვენში წაყინვები იწყება მაშინ, როდესაც შემოჭრილი ცივი ჰაერის მინიმალური ტემპერატურა უარყოფითი მნიშვნელობისაა. რაც უფრო დაბალია ეს ტემპერატურა, მით უფრო მეტია წაყინვების წარმოშობის ალბათობა.

მიმდებარე ჰაერის ფენების გადაცივებას განსაზღვრავს მრავალი ფაქტორი, რომელთა შორის აღსანიშნავია: ეფექტური გამოსხივება, ტურბულენტური გაცვლა, ნიადაგში სითბოს ნაკადი, დედამიწის ზედაპირზე ორთქლის კონდენსაცია, ტემპერატურის დედამიწის მსგელობა, რელიეფის ფორმა და სხვ.

ღამისა და დილის საათებში ქარის გაძლიერების დროს ტურბულენტობის გაცვლის კოეფიციენტი მატულობს; დედამიწის ზედაპირი თანდათანობით თბება, რადგან თბილი ჰაერიდან სითბოს ნაკადი ნიადაგის ზედაპირისაკენ მიემართება.

წაყინვების ინტენსივობაზე ძლიერ გავლენას ახდენს ნიადაგის სითბოტევადობა და სითბოგამტარობა. რაც უფრო ნაკლებია აღნიშნული მაჩასიათებლები, მით უფრო ძლიერია წაყინვები. თუ ტენის რაოდენობა ნიადაგში მატულობს, შესაბამისად მატულობს სითბოტევადობა და სითბოგამტარობაც. ეს გარემოება იწვევს ღამის პერიოდში სითბოს მოდენას სიღრმიდან ზედაპირისაკენ. ამიტომაც, რომ წაყინვების ალბათობა ტენიან ნიადაგზე უფრო ნაკლებია, ვიდრე მშრალზე.

ღამის განმავლობაში დედამიწის ზედაპირის გაცივების პროცესში ნიადაგის ტემპერატურა თანდათანობით ნამის წერტილამდე და მეტად ეცემა; ზედმეტი ორთქლის კონდენსაციის შედეგად გამოიყოფა კონდენსაციის ფარული სითბო, რომელსაც შეუძლია ჰაერის ტემპერატურა $0.5-1,0^{\circ}$ -ით გაზარდოს და ამით დიდი როლი შეასრულოს მცენარისათვის კრიტიკული ტემპერატურის თავიდან აცილებაში.

რადიაციული წაყინვების ხანგრძლივობა, როგორც ეს ა. ჩუდნოვსკიმ გამოიკვლია, დამოკიდებული ყოფილა ტემპერატურის დედამიწის ამპლიტუდაზე. ამ უკანასკნელის მატებით წაყინვების ხანგრძლივობა კლებულობს.

თუ ფერდობები მცენარეულობითაა დაფარული, მაშინ იგი ხელს უშლის ქვაბურებში ცივი ჰაერის ფერდობიდან ჩამოდენას. ამ გარემოებამ შეიძლება შეაფერხოს წაყინვების წარმოშობა უფრო ქვედაფენებში.

წყაინვების წინააღმდეგ ეფექტური ბრძოლა რომ ვაწარმოოთ, საჭიროა წინასწარ გავითვალისწინოთ მათი წარმოშობის პირობები. ამჟამად არსებობს წაყინვების წინასწარმეტყველების შედარებით საიმედო მეთოდები, რომელზეც აქ არ შევჩერდებით.

წყაინვებთან ბრძოლის სხვადასხვა ხერხი არსებობს. მათ შორის აღსანიშნავია: ა) კვამლის ღრუბლების შექმნა, ბ) ჰაერის გათბობა სათბურებით, გ) მცენარეულობის შეფუთვა, დ) ნიადაგისა და მცენარეთა მორწყვა.

ბალ-ვენახისა და სხვა მცენარეულობის წაყინვებისაგან დასაცავად მიწისპირა ჰაერის ფენებში კვამლის ღრუბლების გაჩენა იწვევს ეფექტური გამოსხივებისა და ტემპერატურის დაცემის შესუსტებას. გარდა ამისა, კვამლის გამომწვევი ნივთიერების წვის დროს თბება ნიადაგის მიმდებარე ჰაერის ფენებიც.

დასავლეთ საქართველოში ციტრუსების წაყინვებისაგან დასაცავად ხმარობენ სათბურებს. მათი მეშვეობით შესაძლებელია ჰაერის ტემპერატურა 3—6°-ით გავზარდოთ. აქვე ხშირად მიმართავენ ზამთრის განმავლობაში ციტრუსების შეფუთვას. მორწყვის მეშვეობით ნიადაგის ტენიანობის გადიდება ხელს უწყობს სითბოგამტარიანობის გაზრდას და ნიადაგის სიღრმიდან ზედაპირზე სითბოს მეტი რაოდენობით მიღებას. წაყინვებისას განუწყვეტელი ხელოვნური დაწვემებით მცენარეთა ზედაპირი ყინულის ქერქით იფარება, რის შედეგადაც გამოიყოფა სითბოს საგრძნობი რაოდენობა.

§ 7. ჰაერის ტემპერატურის გეოგრაფიული განაწილება

დედამიწის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურას ახასიათებენ საშუალო თვიური სიდიდეებით.

თუ მას დავიტანთ რუკაზე და ერთნაირ ტემპერატურებს შევაერთებთ ხაზებით, მივიღებთ იზოთერმებს. იზოთერმების რუკას უშეტესად ადგენენ ზღვის დონისათვის. ტემპერატურაზე სიმალლის გავლენა რომ გამოვრიცხოთ, საჭიროა სხვადასხვა სიმაღლეზე მყოფი მეტეოროლოგიური სადგურების საშუალო ტემპერატურები საერთო გრადიენტით ($0,6^{\circ}/100$ მ) დავიყვანოთ ზღვის დონემდე.

რუკაზე იზოთერმებს ატარებენ ყოველ 1, 2, 4 ან 5°-ის შემდეგ, ხოლო ზოგჯერ უფრო მეტი სიდიდის ალებაც შეიძლება.

ნახ. ნახ. 21 და 22 მოცემულია ზღვის დონეზე დაყვანილი იანვრისა და ივლისის საშუალო თვიური იზოთერმების რუკა.

იანვრისა და ივლისის იზოთერმების რუკებიდან ნათლად ჩანს ტემპერატურათა კლები ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ; ეკვატორსა და პოლუსებს შორის ტემპერატურის განსხვავება მეტია იმ ნახევარსფეროზე, სადაც ზამთარია.

ზამთარში იზოთერმების მეტი სიმკიდროვეთ ხასიათდება ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ხმელეთის ზედაპირი, რაც იმაზე მეტყველებს, რომ ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილება უფრო მეტად კონტინენტებზე შეიმჩნევა.

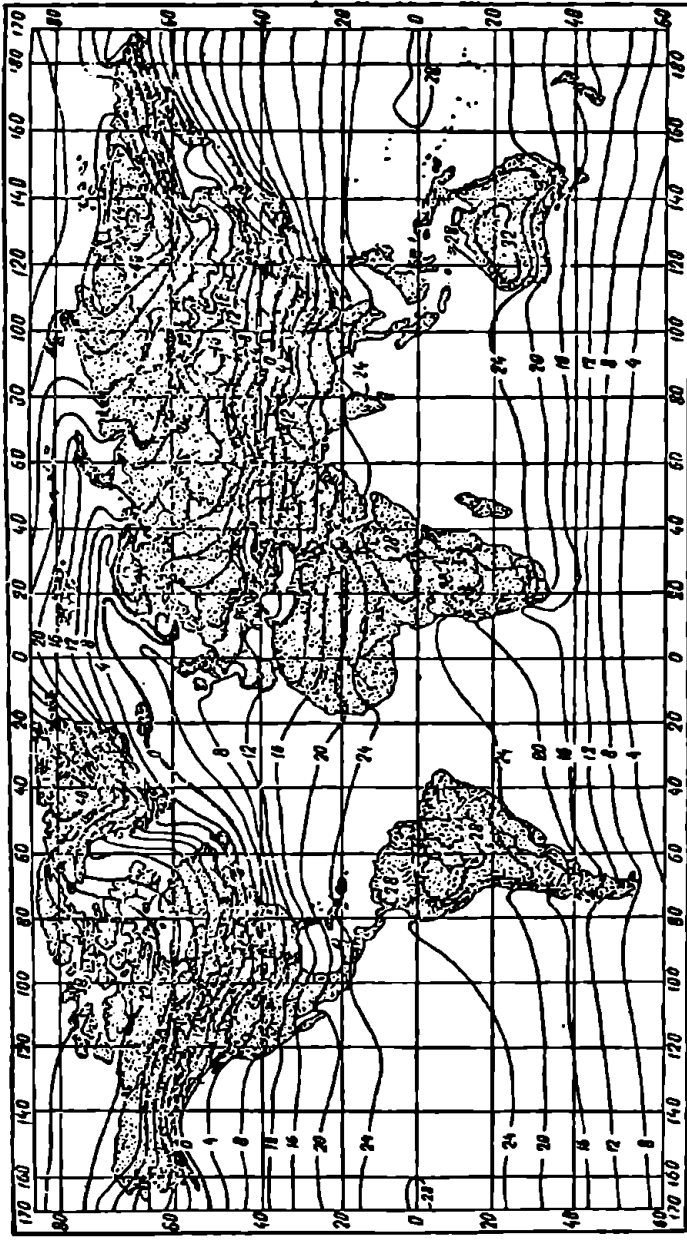
ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ზამთრის იზოთერმები ძალზე დაკლანილია და ზონალური მიმართულებიდან მკვეთრად იხრება სამხრეთით (კონტინენტებზე) და ჩრდილოეთით (ოკეანეებზე). სამხრეთში ზომიერ და მაღალ განედებზე იგი შედარებით განედურ მიმართულებას ინარჩუნებს, მაგრამ ტროპიკულ ზონაში, ოკეანისა და ხმელეთის საზღვარზე — მერიდიანულს.

ზაფხულში საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი: ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს გახურებულ კონტინენტებზე იზოთერმები ჩრდილოეთისკენაა გადაწეული, ფრილ ოკეანეებზე — სამხრეთით. სამხრეთ ნახევარსფეროში იზოთერმები თითქმის ზამთრის მსვლელობის სურათს იმეორებს.

იზოთერმების ზონალური მიმართულებიდან გადახრის მთავარი მიზეზია ხმელეთისა და ზღვების არათანაბარი გათბობა და გაცივება. გარდა ამისა, იზოთერმების მსვლელობაში მნიშვნელოვან როლს ოკეანეთა თბილი და ცივი დინებებიც ასრულებს.

ი ა ნ ვ რ ი ს ი ზ ო თ ე რ მ ე ბ ი ს რ უ კ ი დ ა ნ ჩ ა ნ ს , რ ო მ ა ტ ლ ა ნ ტ ი კ ი ს ო კ ე ა ნ ი ს ჩ რ დ ი ლ ო ე თ ი თ ი ზ ო თ ე რ მ ე ბ ი ს ძ ლ ი ე რ მ ა ლ ლ ა ი წ ე ვ ს , ხ ო ლ ო ე ვ რ ო პ ი ს ნ ა პ ი რ ე ბ ი დ ა ნ ღ რ მ ა დ ხ მ ე ლ ე თ ი ს ა კ ე ნ ი ს ი ნ ი მ ე რ ი დ ი ა ნ უ ლ ი მი მ ა რ თ უ ლ ე ბ ი თ მ კ ვ ე თ რ ა დ ე შ ე ვ ე ბ ი ა ნ ს ა მ ხ რ ე თ ი ს ა კ ე ნ . მ ა გ . 0 ° ი ა ნ ი ი ზ ო თ ე რ მ ა ღ რ მ ა დ , ჩ რ დ ი ლ ო ე თ ი თ ი ე კ რ ე ბ ა ნ ო რ ვ ე გ ი ი ს ს ა ნ ა პ ი რ ო ზ ე დ ა პ ო ლ ა რ უ ლ წ რ ე ს ა ც კ ი ს ც ი ლ დ ე ბ ა მ ა შ ი ნ რ ო ც ა ა ზ ი ი ს ა ღ მ ო ს ა ე ლ ე თ ნ ა წ ი ლ შ ი ი გ ი 3 4 ° გ ა ნ ე დ ა მ დ ე ჩ ა მ ო დ ი ს . რ ო გ ო რ ც ჩ ა ნ ს , ნ ო რ ვ ე გ ი ი ს ს ა ნ ა პ ი რ ო ზ ო ლ ი ს ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ ა ზ ე , გ ა რ დ ა ა ტ ლ ა ნ ტ ი კ ი ს ო კ ე ა ნ ი ს ა , გ ო ლ ფ ს ტ რ ი მ ს თ ბ ი ლ ი დ ი ნ ე ბ ა ა ზ დ ე ნ ს გ ა ვ ლ ე ნ ა ს , მ ა ლ ა ლ ი თ ე რ მ უ ლ ი პ ი რ ო ბ ე ბ ი ბ ა რ ე ნ ც ი ს ზ ღ ე ა მ დ ე ვ რ ც ე ლ დ ე ბ ა დ ა ზ ღ ვ ი ს მ ნ ი შ ვ ე ნ ლ ო ე ა ნ ი ტ ე რ ი ტ ო რ ი ა ზ ა მ თ ა რ შ ი გ ა უ ყ ი ნ ა ე ვ ი რ ჩ ე ბ ა .

ევრაზიის კონტინენტზე ისინი თითქმის მერიდიანულ მიმართულებას ღებულობენ, ჩრდილო-აღმოსავლეთ აზიაში, დიდი სიცივეების გამო, ეკვრებიან. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა — 50° და უფრო დაბალიცაა, ხოლო აბსოლუტური მინიმუმი — 70°-მდე აღწევს (ვერხოიანსკი, ომიაკონი). ასეთი დაბალი ტემპერატურის გა-



ნახ. 22. ივლისის იზოთერმები

მომწვევი მიზეზია ოროგრაფიული პირობები; არქტიკის აუზიდან მოსული ჰაერის მასები გროვდება მთებით შემორტყმულ ქვაბურებსა და ვაკეებზე და ანტიციკლონური ამინდის პირობებში განიცდის ძლიერ რადიაციულ გადაცივებას. ამიტომაც, რომ ციმბირის ამ რაიონს სიცივის პოლუსსაც უწოდებენ.

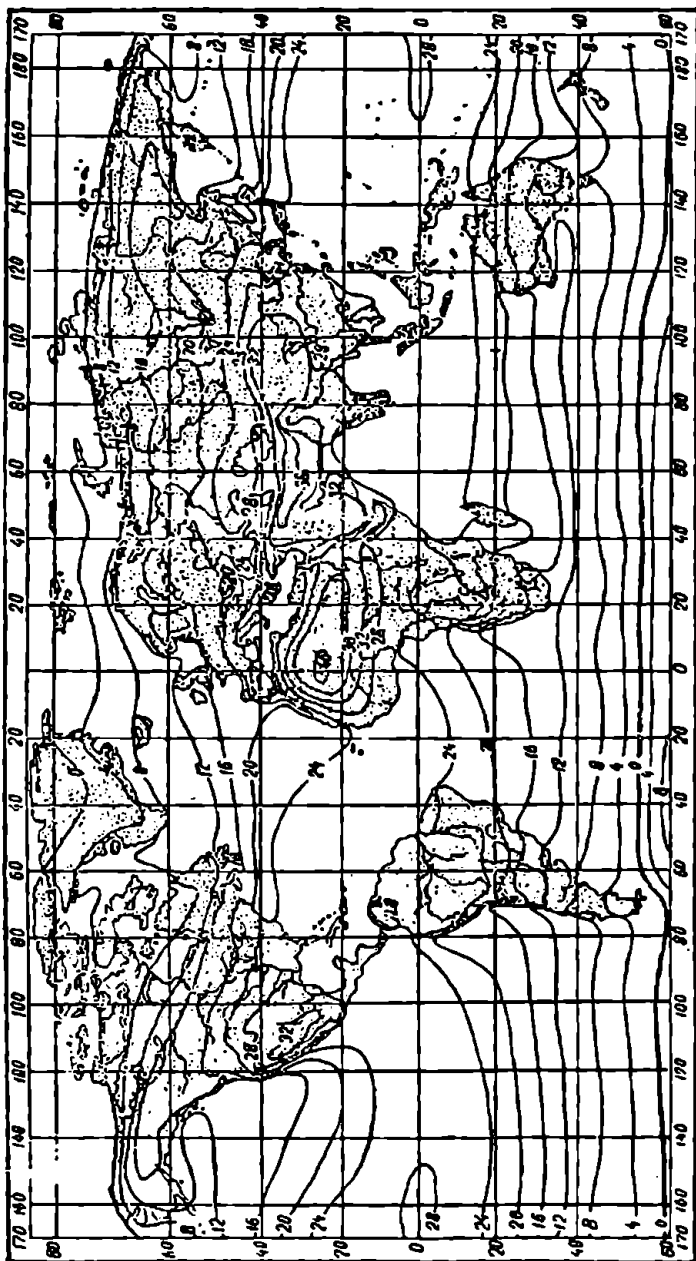
ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სიცივის მეორე პოლუსს გრენლანდია წარმოადგენს. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა —55°-ია, ხოლო აბსოლუტური მინიმუმი —65, —70°. გრენლანდიის სიცივის პოლუსი ციმბირის პოლუსისაგან იმით განსხვავდება, რომ ზაფხულში აქ ტემპერატურა უარყოფითია (ივლისის საშუალო ტემპერატურა —15°-მდე ეცემა), ციმბირში (იაკუტიის მიდამოებში) კი იგი დადებითია და 15°-ს აღწევს. როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, გეოგრაფიული განედი და ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი ტემპერატურის განმსაზღვრელი ძირითადი ფაქტორებია.

ივლისის იზოთერმები ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე უფრო იშვიათადაა გატარებული, რადგან ტემპერატურების დაცემის ინტენსივობა ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ იანვართან შედარებით ნაკლებია. აქ ისინი განედურ მიმართულებას ინარჩუნებენ, მაგრამ ამერიკისა და ევრაზიის კონტინენტებზე მაღალი ტემპერატურების გამო ჩრდილოეთით გადაიხრებიან, ოკეანეების ზედაპირზე კი — სამხრეთით.

სამხრეთ ნახევარსფეროში ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი წყლის ზედაპირს უკავია და იზოთერმებიც წლის ყველა დროში განედურად მიემართება. ზაფხულში (იანვარი) ხმელეთის ზედაპირზე შეინიშნება იზოთერმების სამხრეთით მოხრა, ხოლო ზამთარში (ივლისი) — ჩრდილოეთით. ოკეანეთა ცივი დინებების გამო იზოთერმები ხმელეთის დასავლეთ სანაპიროზე ჩრდილოეთით გადაიხრება, ხოლო აღმოსავლეთ სანაპიროზე, თბილი დინების გამო, — სამხრეთით.

ანტარქტიდის პლატოზე ტემპერატურა წლის ყველა პერიოდში ძალზე დაბალია. სადგურ „ვოსტოკზე“ (3700 მ ზღ. დ.) ტემპერატურამ —88°-მდე დაიწია. ზამთრის საშუალო ტემპერატურა აქ —70°-ს აღწევს. ზაფხულის განმავლობაში (იანვარში) 0°-იანი საშუალო ტემპერატურა მხოლოდ სანაპირო ზოლში შეინიშნება, ღრმად მატერიკში იგი სულ უფრო მცირდება და —20. —35°-მდე ეცემა.

როგორც ორივე რუკიდან ჩანს, წლის განმავლობაში თერმული ეკვატორი გეოგრაფიულიდან ჩრდილოეთითაა გადაწეული და საშუალოდ ჩრდილო განედის 10°-ს გაუყვება (ჩრდილოეთ ნახევარ-



ნახ. 21. იანვრის იზოთერმები

სფეროს არ სცილდება). ეს აიხსნება იმით, რომ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში მეტი ფართობი ხმელეთს უკავია, ხოლო სამხრეთში — წყლის ზედაპირს, რომელიც პირველთან შედარებით ნაკლებად ხურდება.

დედამიწაზე ყველაზე მაღალი ტემპერატურა შესამჩნევია ტროპიკულ უდაბნოებში. ავსტრალიაში და სამხრეთ ამერიკაში აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურები 45—55°-ს აღწევს. საპარაში და სპარსეთის უბეში ივლისის საშუალო ტემპერატურა 35°-ზე მაღალია, ხოლო უდიდესი ტემპერატურა აქ 55—58°-მდე აღწევს.

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, სადაც ხმელეთის ტერიტორიას 39% უკავია, საშუალო წლიური ტემპერატურა 15,2°-ია, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში (ხმელეთი 19%-ია) — 13,3°.

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ზამთარი სამხრეთ ნახევარსფეროს შესაბამის ზამთარზე უფრო ცივია (8 და 17°), ზაფხული კი, პირიქით — უფრო თბილი (22 და 10°).

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა საშუალოდ 14°-ია, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — 7°. მაშასადამე, ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს კლიმატი სამხრეთისაზე უფრო კონტინენტურია.

იმისათვის, რათა უფრო თვალნათლივ დავინახოთ ტემპერატურათა ცვალებადობა დედამიწის ზედაპირზე, იზოთერმების მეშვეობით უნდა გამოვიანგარიშოთ ყოველი განედის საშუალო ტემპერატურა და შევუდაროთ იგი ყოველი პუნქტის ფაქტიურ ტემპერატურას. სხვაობას ფაქტიურსა და განედურ საშუალო ტემპერატურებს შორის, ადგილის თერმული ანომალიას უწოდებენ. თუ ვიცით ცალკეული პუნქტისათვის თერმული ანომალიის სიდიდე, მაშინ იგი შეიძლება დავიტანოთ გეოგრაფიულ რუკაზე და ერთნაირი ანომალიები შევეაერთოთ მრუდეებით. მივიღებთ მრუდთა სისტემას, რომელსაც იზანომალია ეწოდება.

იზანომალეები შეკრული მრუდეებია დადებითი და უარყოფითი ნიშნებით. ეს რუკები გვიჩვენებს, დედამიწის რომელ ნაწილშია ტემპერატურა მაღალი ან დაბალი შესაბამისი პარალელის საშუალო ტემპერატურაზე. საშუალო ტემპერატურების ფაქტობრივ საშუალო განედურიდან ძირითადად დამოკიდებულია ხმელეთისა და ზღვების არათანაბარ გათბობასა და გაცივებაზე.

ტემპერატურების მაქსიმალური დადებითი და უარყოფითი ანომალიები განსაკუთრებით ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს იანვარშია შესამჩნევი. უარყოფით ანომალიას ადგილი აქვს აზიის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში, სადაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა 24°-

ით დაბალია მოცემული განედის ტემპერატურაზე. ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე ასეთ დაბალ ანომალიას ადგილი არ აქვს. ევროპისა და ატლანტიკის ოკეანის ჩრდილოეთი ნაწილი ანომალიურად დადებითია. აქ ტემპერატურები საშუალო განედურს 20—25°-ით აღემატება. როგორც ჩანს, ამ ადგილებში გოლფსტრიმის თბილი დინება საგრძნობლად ათბობს მიმდებარე ჰაერის ფენებს.

ივლისის იზანომალების რუკაზე საწინააღმდეგო ბუჩქნარია. კონტინენტების ზედაპირზე შეიმჩნევა ტემპერატურების დადებითი, ხოლო ოკეანეებზე უარყოფითი გადახრები. მათი მნიშვნელობები ზამთართან შედარებით მცირეა, რადგან ზაფხულში ხმელეთსა და ზღვას შორის ტემპერატურის კონტრასტი ნაკლებია.

საქართველოს განედისათვის ზღვის დონეზე დაყვანილი საშუალო წლიური ტემპერატურა უდრის 10—12°-ს. საქართველოს ტერიტორიაზე კი რეალური საშუალო წლიური ტემპერატურა 15—13°-ის ფარგლებში მერყეობს. ამის მიზეზია კავკასიონის ქედი, რომელიც ხელს უშლის უშუალოდ ჩრდილოეთიდან ცივი ჰაერის შემოჭრას; დასავლეთიდან და სამხრეთიდან კი თავისუფლად ერცელდება თბილი ჰაერის მასები.

ატმოსფეროს თერმოდინამიკის ელემენტები

§ 1. მზრალადინაბატური პროცესები

ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესები თერმოდინამიკის შესწავლის საგანს წარმოადგენს.

ცნობილია, რომ ატმოსფეროში სითბო ვერცელდება ვერტიკალური გაცვლის—ჰაერის აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობის შეშვეობით. მაგრამ, თუ ეს პროცესი მიმდინარეობს სწრაფად, მაშინ სითბოს გაცვლა გარემომცველ ჰაერთან სუსტდება და, მაშასადამე აღმავალი ჰაერი სითბურ იზოლაციაში რჩება. ამ შემთხვევაში ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება შეიძლება მოხდეს ადიაბატურად.¹ ეს ისეთი პროცესია, რომლის დროსაც ერთეული მოცულობის ჰაერის შინაგანი ენერჯია (ტემპერატურა) იცვლება არა გარედან მიღებული ან გაცემული სითბოს ხარჯზე, არამედ შეკუმშვასა და გაფართოებაზე დახარჯული მუშაობის შედეგად.

თბილი აღმავალი ერთეული მოცულობის ჰაერი თანდათანობით სულ გაიშვიათებულ გარემოში ზვდება და გაფართოებას განიცდის ე.ი. აწარმოებს ფარკვეულ მუშაობას, რომელზეც იხარჯება შინაგანი ენერჯიის გარკვეული რაოდენობა. ამიტომ გაფართოებისას ჰაერის ტემპერატურა ეცემა.

დაღმავალი მოძრაობისას ჰაერი სულ უფრო გადიდებული წნევის პირობებში ზვდება და განიცდის შეკუმშვას გარეგანი ძალის (წნევის) მუშაობის გამო. მაშასადამე, წნევის ძალის მუშაობა გარდაიქმნება სითბურ ენერჯიად, რომელიც იწვევს მოცემული ჰაერის შინაგანი ენერჯიის მატებას და ტემპერატურის ზრდას.

¹ ადიაბატოსი — ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს შეუღწევებს, გაუვალს.

მშრალი ან ორთქლით გაუქვდნთავი ჰაერისათვის ადიაბატური ცვლილებანი შეიძლება გამოისახოს პუასონის ფორმულით:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{AR}{C_p}}, \quad (84)$$

სადაც P და T წნევა და აბსოლუტური ტემპერატურაა ჰაერის მდგომარეობის ადიაბატური ცვლილებისას, P_0 და T_0 წნევისა და ტემპერატურის საწყისი სიდიდეებია, A — მუშაობის თერმული ეკვივალენტი, R — გაზის მუდმივა და C_p — სითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს. $\frac{AR}{C_p}$ ტოლია 0,288.

როგორც (84) ფორმულიდან ჩანს, ტემპერატურასა და წნევას შორის პროპორციული დამოკიდებულებაა, ე. ი. ჰაერის ტემპერატურის საწყისი და საბოლოო სიდიდეები დამოკიდებულია წნევის საწყის და საბოლოო მნიშვნელობაზე.

როცა ადიაბატური პროცესი მიმდინარეობს მშრალ ან ტენიან, მაგრამ ორთქლით გაუქვდნთავ ჰაერში, მას მშრალადიაბატურ პროცესს უწოდებენ.

აღმავალი ან დაღმავალი მშრალი ჰაერის ადიაბატური ცვლილების საზომად ხმარობენ მშრალადიაბატურ გრადიენტს. მშრალადიაბატური გრადიენტი (γ_a) წარმოადგენს აღმავალი ან დაღმავალი მშრალი ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას ყოველ 100 მ სიმაღლეზე. იგი შეიძლება გამოისახოს ფორმულით:

$$\gamma_a = -\frac{dT}{ds} = \frac{Ag}{C_p} \cdot \frac{T}{T'}, \quad (85)$$

სადაც $\frac{dT}{ds}$ ტემპერატურის ცვლილებაა სიმაღლის მიხედვით, g — სიმძიმის ძალის აჩქარება, T — ჰაერის მოცემული ნაწილაკის აბსოლუტური ტემპერატურა, T' — გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურა.

0° ტემპერატურისას და g სტანდარტული მნიშვნელობისას $\frac{T}{T'}$ შეფარდება შეიძლება ერთის ტოლად მივიღოთ. მაშინ

$$\gamma_a = -\frac{dT}{ds} = \frac{Ag}{C_p}. \quad (86)$$

$\frac{Ag}{C_p}$ სიდიდე უდრის 0°,98/100 მ და, მაშასადამე, $\gamma_a = 0,98^\circ/100$ მ,

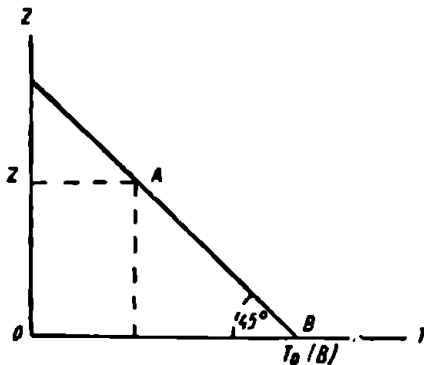
როგორც ვხედავთ, აღმავალი ან დაღმავალი მშრალი ჰაერის ადიაბატური ცვლილება იწვევს ამ ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას თითქმის 1° -ით ყოველ 100 მ სიმაღლეზე. ტემპერატურის გრადიენტის γ_a სიდიდეს ($1^{\circ}/100$ მ) მშრალადიაბატურს უწოდებენ.

თუ ცნობილია მშრალი ან ორთქლით გაუქვნიანი აღმავალი ჰაერის საწყისი ტემპერატურა (T_0), მაშინ მშრალადიაბატური გრადიენტის (γ_a) მეშვეობით შესაძლებელია განვსაზღვროთ მისი T ტემპერატურა ნებისმიერი Z სიმაღლისათვის ტოლობიდან

$$T_z = T_0 - \gamma_a \frac{z}{100}. \quad (87)$$

ეს უკანასკნელი ტოლობა მშრალადიაბატის მიახლოებითი განტოლებაა.

ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება სიმალის მიხედვით შეიძლება გამოისახოს გრაფიკულად — სწორი ხაზის სახით (ნახ. 23).

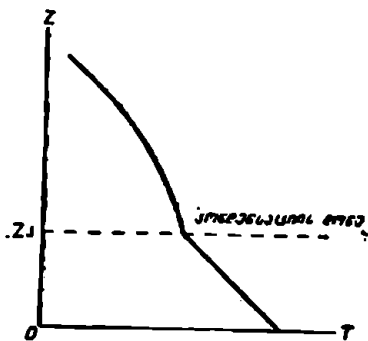


ნახ. 23. მშრალი ჰაერის ადიაბატა

იგი გამომდინარეობს (87) ფორმულიდან, რომელიც სწორი ხაზის განტოლებას წარმოადგენს. როგორც ნახ. 23-დან ჩანს, სწორი ხაზი მშრალი ჰაერის ადიაბატა ან მშრალი ჰაერის ნაწილაკის მდგომარეობის ხაზი, რომელიც 45° -ითაა დახრილი ტემპერატურის ღერძთან.

ტენადიაბატური ეწოდება ისეთ პროცესს, რომელიც მიმდინარეობს ტენით გაუღენთილ (ნაჭერ) ჰაერში. ნაჭერ ჰაერში მიმდინარე თერმოდინამიკური პროცესები ძირითადად განსხვავდება მშრალი ჰაერის პროცესებისაგან როგორც რაოდენობრივად, ისე ხარისხობრივად. განვიხილოთ აღმავალი ტენიანი ჰაერის ადიაბატური პროცესი. ტენით გაუღენთავი აღმავალი ჰაერის მდგომარეობა სიმალლის მიხედვით იცვლება მშრალი ადიაბატური კანონზომიერებით მანამ, სანამ იგი ნაჭერ მდგომარეობას ($r=100\%$) მიაღწევდეს. აღნიშნულ დონეს კონდენსაციის დონეს (Z_c) უწოდებენ.

კონდენსაციის დროს გამოყოფილი ფარული სითბო, რომელიც იმავე ჰაერის გათბობაზე დაიხარჯებოდა, გამოიწვევდა მშრალად-



ნახ. 24. ტემპერატურის ცვლილება აღმავალ ტენიან ჰაერში

აბატურთან შედარებით სიმალლის მიხედვით ტემპერატურის უფრო ნელ შემცირებას და მის ცვლილებას ტენადიაბატური კანონის მიხედვით. როგორც ნახ. 24-დან ჩანს, ადიაბატურად აღმავალი ნაჭერი ჰაერის მდგომარეობის მრუდი მოხრილია და მას ტენადიაბატს უწოდებენ, ხოლო ტენადიაბატური პროცესის დროს ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას ერთეულ სიმალლეზე — ტენადიაბატურ გრადიენტს (γ).

ტენადიაბატური პროცესებისას ტემპერატურა მით უფრო ნელა მცირდება, რაც უფრო მეტია ნაჭერ მდგომარეობაში მყოფი ჰაერის ტენშემცველობა (რაც, თავის მხრივ, ტემპერატურასა და წნევაზეა დამოკიდებული).

როგორც 47-ე ცხრილიდან ჩანს, წნევას კლება ტენადიაბატური გრადიენტის (γ) მნიშვნელობის შემცირებას იწვევს, ხოლო ტემპერატურის კლება მის მატებას და იგი თანდათანობით მშრალ ადიაბატურს ($1^\circ/100$ მ) უახლოვდება. ეს იმიტია გამოწვეული, რომ ორთქლით ნაჭერ აღმავალ ჰაერში კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი ფარული სითბოს რაოდენობა სიმალლის მიხედვით თანდათანობით მცირდება და ტენადიაბატური გრადიენტი მატულობს. ამის შედეგია, რომ ტენადიაბატი წარმოადგენს მრუდ ტაზს (ნახ. 24).

ტენადიაბატური გრადიენტის (γ_g) მნიშვნელობა ტემპერატურასა და წნევასთან დამოკიდებულებით

წნევა მბ.თმ	ტემპერატურა (გრად.)						
	-40	-20	-10	0	10	20	40
1000	0.95	0.87	0.77	0.65	0.53	0.44	0.32
800	0.94	0.85	0.73	0.62	0.50	0.40	0.29
500	0.92	0.77	0.64	0.52	0.41	0.33	0.25

იმ შემთხვევაში, როცა მიწისპირა ჰაერის ფენები არ არის ნაჭერ მდგომარეობაში, აღმაეალი ჰაერის ტემპერატურის შემცირება კონდენსაციის დონემდე მშრალი ადიაბატით მიმდინარეობს; თუ ნიადაგის ზედაპირთან ჰაერი ორთქლითაა გაყენებული, მაშინ კონდენსაციის დონეც ზედაპირზეა და მდგომარეობის მრუდი ტენადიაბატურს გაუყვება.

კონდენსაციის დონის (Z_c) მიახლოებითი განსაზღვრა შესაძლებელია სხვადასხვა ფორმულით, მათ შორის აღსანიშნავია ფორმულა

$$Z_c = 122 (t - \tau), \tag{88}$$

სადაც t ჰაერის ტემპერატურაა, ხოლო τ — ნამის წერტილი. თუ ცნობილია შეფარდებითი ტენიანობა (r), მაშინ კონდენსაციის დონე (Z_c) განისაზღვრება ფორმულით:

$$Z_c = 22 (100 - r). \tag{89}$$

§ 8. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (გეომეტრიული)

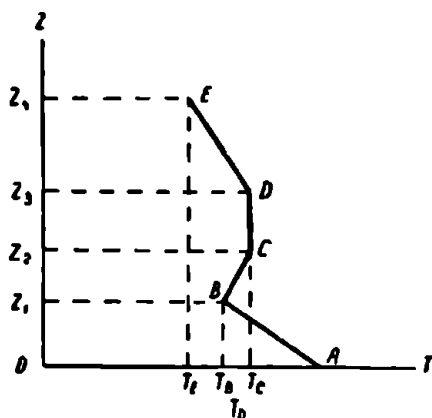
ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (გეომეტრიული) ეწოდება ტემპერატურის ცვლილებას ერთეულ სიმაღლეზე. რეალურ პირობებში ატმოსფეროში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი (γ) საშუალოდ $0,6^\circ$ -ს შეადგენს სიმაღლის ყოველი 100 მ-ით ცვლილებისას. მაგრამ ცალკეულ შემთხვევაში შეიძლება გრადიენტის მნიშვნელობა მეტი იყოს $1^\circ/100$ მ ან ზოგჯერ უარყოფითი ნიშანი, ე. ი. სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურამ მოიმატოს (ადგილი ექნეს ინვერსიას). ამიტომაც, რომ ზინამდვილეში ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება არ ემორჩილება სრულიად მარტივ კანონზომიერებასაც კი. ხშირია შემთხვევები, როდესაც წაფხულში ნიადაგის ზედაპირის ძლიერი გადახურებისას მიწისპირა

ჰაერის ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი რამდენჯერმე აჭარბებს გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობას.

ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება შეიძლება გამოისახოს განტოლებით:

$$T_z = T_0 - \gamma \frac{z}{100} \quad (90)$$

ეს ფორმულა იძლევა რეალურ პირობებში ატმოსფეროს სვეტში მიმდინარე ტემპერატურის ცვლილების დახასიათების საშუალებას ან, როგორც მიღებულია, ატმოსფეროს თერმულ სტრატოფიციაციას. იგი გრაფიკულად გამოსახულია ნახ. 25-ზე. როგორც ნახაზიდან ჩანს, ატმოსფეროს სვეტის სხვადასხვა ფენებში ტემპერატურის სტრატოფიციაცია შეიძლება სხვადასხვანაირი იყოს. იგი დამოკიდებულია ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის (γ) სიდიდესა და ნიშანზე; ამიტომაც, რომ ნახ. 25-ზე ტემპერატურის მსვლელობა ტეხილი ხაზითაა წარმოდგენილი (ABCDE); მაგალითად, ქვედაფენებში γ დადებითია და ტემპერატურის ნორმალურ დაცემას აქვს ადგილი (AB); $Z_1 Z_2$ სიმაღლეზე γ უარყოფით ნიშანს იღებს და



ნახ. 25. ატმოსფეროს თერმული სტრატოფიციაცია

ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით მატულობს, ე. ი. ადგილი აქვს ტემპერატურის ინვერსიას (BC); $Z_2 Z_3$ მონაკვეთზე $\gamma = 0$, ე. ი. ეს ფენა იზოთერმულია (CD) და ა. შ. მაშასადამე, ატმოსფეროს მთელ სიმაღლეზე ტემპერატურის განაწილების სხვადასხვა სურათი შეიძ-

ჩნევა. იგი დაკავშირებულია დედამიწის გათბობა-გაცივების პროცესზე, სხვადასხვა ჰაერის მასათა ცვლაზე, ფრონტალურ და ციკლონურ პროცესებსა და სხვ.

საკირთა განვასხვავოთ ატმოსფეროს სვეტში რეალურად მიმდინარე ტემპერატურის ცვლილება მშრალი და ტენადიაბატური პროცესებით გამოწვეული ტემპერატურის ცვლილებისაგან, ე. ი. არ უნდა ავურიოთ ერთმანეთში გეომეტრიული გრადიენტი (γ) მშრალ (γ_d) ან ტენადიაბატურ (γ_m) გრადიენტთან, რადგან ისინი როგორც პროცესებით, ისე სიდიდით განსხვავებულნი არიან.

§ 4. ატმოსფერული ტენადიაბატურა

ატმოსფეროში სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის ცვლილების ჩვეულებრივი დახასიათება სრული არ იქნებოდა, რომ მასთან ერთად არ გაგვეთვალისწინებინა წნეეაც, რადგან ადიაბატურად გადაადგილებისას ჰაერის ტემპერატურა იცვლება წნევის პროპორციულად (პუასონის განტოლება); წნევის უტულებელყოფა გამოიწვევდა იმას, რომ მაღლამდებარე ცივი ჰაერი დაბლა დაშვებისას უფრო თბილი აღმოჩნდებოდა, ვიდრე დაბლამდებარე ჰაერი, მაგრამ უფრო მაღალი ტემპერატურის მქონე. მაგალითად, 500 მ სიმაღლეზე ჰაერის ტემპერატურა $11,0^{\circ}$ -ია, ხოლო 350 მ სიმაღლეზე — $11,5^{\circ}$. თუ ორივე სიმაღლიდან ჰაერის ნაწილაკს ადიაბატურად დაეშვებოდა ზღვის დონეზე, მაშინ პირველის ტემპერატურა იქნება $11,0^{\circ} + 5,0^{\circ} = 16,0^{\circ}$, მეორესი კი — $11,5^{\circ} + 3,5^{\circ} = 15,0^{\circ}$. მაშასადამე, პირველი ჰაერის მასა, რომელიც უფრო ცივი იყო, ძირს დაშვებისას გათბა.

ამგვარად, სხვადასხვა წნევის მქონე ჰაერის ტემპერატურის ურთიერთშედარება არ შეიძლება, თუ წნევის გავლენას არ გამოვირიცხავთ, ერთ საერთო წნევაზე მათი მშრალადიაბატურად მიყვანის საშუალებით. პირობითად ასეთ სტანდარტულ წნეეად მიღებულია 1000 მბ.

ამგვარად, მივიღებთ ახალ ტემპერატურას, რომელსაც პოტენციური ტემპერატურა (θ) ეწოდება. იგი გამოითვლება პუასონის განტოლებიდან:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{0,286}$$

თუ დაეუშვებთ, რომ $\theta = T$ და $P = 1000$ მბ, მაშინ

$$\frac{\theta}{T_0} = \left(\frac{1000}{P_0} \right)^{0.288}$$

საიდანაც

$$\theta = T_0 \left(\frac{1000}{P_0} \right)^{0.288} \quad (91)$$

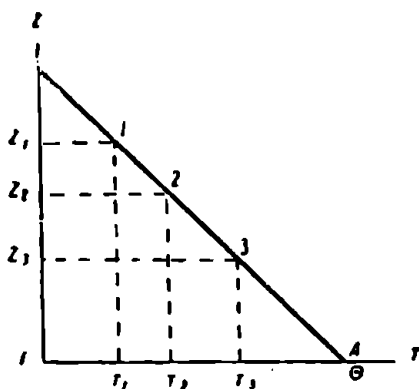
P_0 და T_0 მოცემული ჰაერის მასის საწყისი წნევა და ტემპერატურაა.

როგორც (91) ფორმულიდან ჩანს, პოტენციური ტემპერატურა (θ) ისეთი ტემპერატურაა, რომელსაც მიიღებდა ჰაერის მასა, რომ იგი დაგვეყვანა მშრალადიბატურად სტანდარტულ წნევაზე (1000 მბ).

პოტენციური ტემპერატურა შეიძლება განვსაზღვროთ მიახლოებით შემდეგი ტოლობიდან:

$$\theta = T_0 + \gamma_a \frac{z}{100} \quad (92)$$

აქ θ და T_0 შეიძლება გამოისახოს როგორც აბსოლუტური, ისე ცელსიუსის სკალით; γ_a — მშრალადიბატური გრადიენტი ტოლია $1^\circ/100$ მ-ის.



ნახ. 26. პოტენციური ტემპერატურის გრაფიკული განსაზღვრა

შედარებით ადვილია პოტენციური ტემპერატურის განსაზღვრა გრაფიკული მეთოდით. როგორც ნახ. 26-დან ჩანს, T და Z კოორ-

დინატზე გატარებულია შშრალი ადიაბატი, რომელიც 45°-ითაა დახრილი აბცისთა ლერძზე. სხვადასხვა სიმაღლეზე მყოფი განსხვავებული ტემპერატურის მქონე ჰაერის მასას (1,2 და 3 წერტილები) თუ ადიაბატის გაყოლებით ჩამოვიტანთ A წერტილში (1000 მბ.), მაშინ მათი პოტენციური ტემპერატურა ერთი და იგივე იქნება. ეს გარემოება პოტენციურ ტემპერატურას დიდ უპირატესობას ანიჭებს, რადგან იგი შშრალადიაბატური პროცესის დროს ყოველთვის მუდმივი რჩება.

§ 5. ატმოსფეროს ტემპერატურული სტრატეფიკაცია და მისი გავლენა კონვექციური მოძრაობის განვითარებაზე

წინა თავებში აღნიშნული იყო, რომ ატმოსფეროში ადგილი აქვს განუწყვეტელ ვერტიკალურ მოძრაობას (აღმავალი და დაღმავალი უენები). მათი წარმოშობა ძირითადად დაკავშირებულია თერმულ კონვექციასა და ქარით გამოწვეულ ჰაერის ტურბულენტურ მოძრაობასთან. ორივე ეს პროცესი იწვევს ჰაერის ვერტიკალურ შერევას. კონვექციური მოძრაობაც ტურბულენტური ხასიათისაა, რადგან იგი სხვადასხვა დონეზე ჰაერის უწესრიგო შერევას იწვევს.

გარკვეული მოცულობა ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობის განვითარება ძირითადად დამოკიდებულია ამავე (T) და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურათა (T') სხვაობის სიდიდეზე; რაც უფრო მეტია ტემპერატურათა სხვაობა (T—T') აღმავალ და გარემომცველ ჰაერს შორის, მით უფრო ინტენსიურია კონვექცია.

განვიხილოთ კონვექციურ მოძრაობასა და მის აჩქარებასთან დაკავშირებული ზოგიერთი საკითხი.

ვერტიკალური მიმართულებით მოძრავ ერთეული მოცულობის ჰაერზე მოქმედებს ორი ძალა: სიმძიმის ძალა, რომელიც ქვემოთაა მიმართული და თავის სიდიდით $g\rho$ -ს ტოლია, და არქიმედის ამწევი ძალა, რომლის სიდიდეც $g\rho'$ ტოლია, და მიმართულია ვერტიკალურად ზემოთ. ამ ორი ძალის სხვაობა გვაძლევს ისეთ ძალას, რომელიც ერთეულ მოცულობა ჰაერზე მოქმედებს და ამოძრავებს მას ვერტიკალური მიმართულებით. მაშასადამე, ეს ძალა იქნება

$$F = g(\rho' - \rho). \quad (93)$$

აქ ρ' გარემომცველი ჰაერის, ხოლო ρ ერთეული მოცულობა ჰაერის სიმკვრივეა.

იმ შემთხვევაში, როცა ჰაერი პორიზონტალური მიმართულებით ერთგვაროვანია, მაშინ $T = T'$ და $\rho = \rho'$; ეს პირობა ხშირად ირღვევა,

რადგან უმრავლეს შემთხვევაში ერთეული მოცულობის ჰაერის ტემპერატურა (T) განსხვავდება მისი გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურისაგან (T') და, მაშასადამე, $\rho \neq \rho'$. როცა $\rho' > \rho$, ჰაერი იძენს ვერტიკალურ აჩქარებას და მიმართულია ზემოთ, ხოლო როცა $\rho' < \rho$, ნაწილაკი ძირს ეშვება. ამრიგად, აღნიშნული ძალის (ფორმულა 93) შედეგობით ჰაერის ნაწილაკი იღებს აჩქარებას, რომელიც გამოითვლება ფორმულით:

$$a = \frac{\rho' - \rho}{\rho} \cdot g. \quad (94)$$

კლაპეირონის განტოლებიდან ცნობილია, რომ მუდმივი წნევის დროს სიმკვრივე აბსოლუტური ტემპერატურის უკუპროპორციულია, ე. ი. $\frac{\rho'}{\rho} = \frac{T}{T'}$, ამრიგად, თუ ტოლობის ორივე მხარეს გამოვაკლებთ 1-ს, მაშინ:

$$\frac{\rho' - \rho}{\rho} = \frac{T - T'}{T'};$$

(94) ფორმულაში ჩასმის შემდეგ მივიღებთ კონვექციის აჩქარების ფორმულას:

$$a = \frac{T - T'}{T'} \cdot g. \quad (95)$$

როგორც (95) ფორმულიდან ჩანს, კონვექციის აჩქარების სიდიდე და ნიშანი დამოკიდებული უფილა ერთეულ მოცულობა ჰაერის და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურათა სხვაობაზე ($T - T'$); თუ $T - T' > 0$ დადებითია ($T > T'$), მაშინ კონვექციის აჩქარებაც დადებითია და ჰაერის ნაწილაკი აღის მალდა, და — პირიქით, თუ $T < T'$ აჩქარება უარყოფითია, რადგან ნაწილაკი გარემომცველ ჰაერზე უფრო ცივია და დაბლა ეშვება. ორივე ტემპერატურის ტოლობის შემთხვევაში ($T = T'$) კონვექციის აჩქარებას საერთოდ ადგილი არ ექნება.

ერთეული მოცულობის მშრალი ჰაერის ადიაბატურად გადაადგილებისას მისი ტემპერატურა სხვადასხვა დონეზე თანახმად (87) ფორმულისა ასეთ სახეს მიიღებს:

$$T_z = T_0 - \gamma_0 \frac{z}{100}.$$

დავუშვათ, რომ გარემომცველ ჰაერშიც ტემპერატურა ხაზობრივი კანონზომიერებით იცვლება (90-ე ფორმულა), ე. ი.

$$T'_z = T'_0 - \gamma \frac{z}{100}.$$

ამ სიდიდეთა სხვაობა (ე. ი. აღმავალი და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურათა სხვაობა), როდესაც საწყისი ტემპერატურები ($T_0 = T'_0$) ერთმანეთს უტოლდებიან, დამოკიდებულია მათი გრადიენტების თანაფარდობაზე:

$$T_z - T'_z = z(\gamma - \gamma_0). \quad (96)$$

(96) ფორმულიდან შეიძლება დავასკვნათ:

1. იმ შემთხვევაში, თუ $\gamma < \gamma_0$, ე. ი. აღმავალი ჰაერის მასა უფრო ცივია და მკვრივი გარემომცველზე. მაშინ საწყისი დონიდან ზემოთ გადაადგილებული ჰაერის ნაწილაკი ეცდება დაუბრუნდეს თავის პირვანდელ მდგომარეობას, რომელსაც ატმოსფეროს მდგრად სტრატოფიკაციას უწოდებენ.

2. თუ $\gamma > \gamma_0$, მაშინ ტემპერატურათა სხვაობა ($T > T'$) დადებითია და აღმავალი ჰაერის მასა უფრო თბილია გარემომცველზე, ნაწილაკის ვერტიკალურად მოძრაობისას (ზემოთ ან ქვემოთ) ტემპერატურათა სხვაობა ($T - T'$) უფრო იზრდება და კონვექციის აჩქარებაც მატულობს. ატმოსფეროს ასეთ წონასწორობას არამდგრად სტრატოფიკაციას უწოდებენ.

3. თუ $\gamma = \gamma_0$, მაშინ $T = T'$, ე. ი. ატმოსფეროს ნებისმიერ დონეზე აღმავალი და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურები ერთმანეთს ტოლია. ამ შემთხვევაში ატმოსფერო განურჩეველ წონასწორობაშია.

ამრიგად, ატმოსფეროს ვერტიკალური წონასწორობის პირობები განისაზღვრება ჰაერის თერმული სტრატოფიკაციით, ე. ი. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდით.

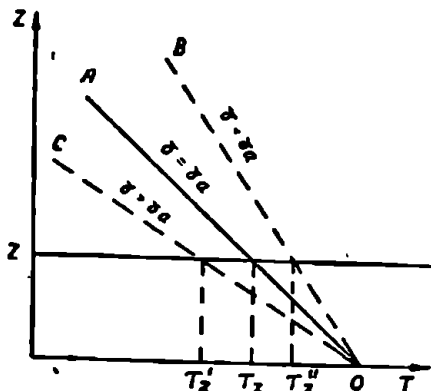
ზემოაღნიშნულის საილუსტრაციოდ შეიძლება გამოვიყენოთ ატმოსფეროს თერმული წონასწორობის განსაზღვრის გრაფიკული მეთოდი. ნახ. 27-ზე OA ხაზი მშრალი ადიაბატაა, რომელიც 45° -ითაა დახრილი აბსცისთა ღერძზე და გამოთვლილია ფორმულით —

$$T_z = T_0 - \gamma_0 \frac{z}{100}. \text{ აქვე მოცემულია } OB \text{ და } OC \text{ სწორი ხაზები—გამო-}$$

თვლილი ფორმულით: $T'_z = T'_0 - \gamma \frac{z}{100}$; ეს ხაზები წარმოადგენს ტემპე-

რატურის ფაქტიურ განაწილებას ატმოსფეროში, რომლებიც სხვადასხვა კუთხითაა დახრილი.

როგორც ნახაზიდან ჩანს, თუ $\gamma < \gamma_a$, მაშინ ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით ატმოსფეროში უფრო ნელა ეცემა, ვიდრე შშრალადიაბატზე; $\#$ სიმაღლეზე აღიაბატურად აღმავალი ჰაერის ნაწილაკის ტემპერატურა გარემომცველ ჰაერზე უფრო ნაკლები იქნება, ამიტომაც მდგრადი სტრატოფიკაციის ხაზი შშრალადიაბატის მარჯვნივ გაივლის.



ნახ. 27. ატმოსფეროს თერმული წონასწორობის პირობები

თუ $\gamma = \gamma_a$ ან, რაც იგივეა, $\gamma = 1^\circ/100$ მ, განუჩეველი სტრატოფიკაციის ხაზი შშრალადიაბატს ემთხვევა.

თუ $\gamma > \gamma_a$, მაშინ გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურა ნაკლები იქნება აღიაბატურად აღმავალი ჰაერის ნაწილაკის ტემპერატურაზე, რის გამოც არამდგრადი სტრატოფიკაციის ხაზი შშრალადიაბატის მარცხნივ გაივლის.

შშრალი ჰაერის მდგრადობის მდგომარეობა შეიძლება დაეახსიანოთ პოტენციური ტემპერატურის მეშვეობითაც. ამისათვის გამოვიყენოთ პოტენციური ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების (92) ფორმულა:

$$\theta = T_0 + \gamma_a z.$$

გავადიფერენციალოთ იგი z -ით, მივიღებთა

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \gamma_a,$$

ონიდან

$$\cdot - \frac{dT}{dx} = -\gamma,$$

ამიტომ

$$\frac{d\theta}{dx} = \gamma_0 - \gamma. \quad (97)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, პოტენციური ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით $\left(\frac{d\theta}{dx}\right)$ დამოკიდებული ყოფილა ატმოსფეროს სტრატოფიკაციასა და, კერძოდ, γ გრადიენტის სიდიდეზე (ნახ. 27).

1. ატმოსფეროს მდგრადი წონასწორობისას, როცა $\gamma_a > \gamma$ პოტენციური ტემპერატურა მატულობს $\left(\frac{d\theta}{dx} > 0\right)$.

2. განურჩეველი წონასწორობისას, როცა $\gamma_a = \gamma$, პოტენციური ტემპერატურა უცვლელია $\left(\frac{d\theta}{dx} = 0\right)$ და

3. არამდგრადი წონასწორობისას, როცა $\gamma > \gamma_a$, $\frac{d\theta}{dx} < 0$, ე. ი. მ კლებულობს.

მშრალი ან გაუქვრებელი ჰაერის მდგრადობის პირობები, რომლებიც ჩვენ ზემოთ განვიხილეთ, რეალურ პირობებში მიახლოებით სრულდება, მიუხედავად იმისა, რომ ატმოსფეროში ადგილი აქვს აღმავალი და დაღმავალი ჰაერის სითბოს გაცვლას გარემომცველ ჰაერთან.

დავუბრუნდეთ კონვექციურ პროცესებს. როგორც ზემოთ დავინახეთ, ატმოსფეროს არამდგრადი სტრატოფიკაციისას კონვექციური პროცესები ინტენსიურად ვითარდება, რადგან სიმაღლის ზრდასთან ერთად $(T-T')$ ტემპერატურული სხვაობა იზრდება. ეს მოძრაობა გრძელდება მანამ, სანამ აღმავალი მასა გარემომცველ მასაზე თბილია.

ატმოსფეროს მდგრადი წონასწორობა ვერტიკალურ მოძრაობას საერთოდ ანელებს, შემდეგ აქრობს და კონვექცია არ ვითარდება. ყველაზე მდგრად წონასწორობად ატმოსფეროში იზოთერმია ($\gamma=0$) და, უფრო მეტად, ინვერსია ($\gamma < 0$) ითვლება.

იმ სიმაღლეს, რომელზეც ვერტიკალური მოძრაობა წყდება, კონვექციის დონე ეწოდება. რაც უფრო მეტია საწყის ტემ-

პერატურებს შორის სხვაობა და ვერტიკალური გრადიენტი, მით უფრო მაღლა იწევს კონვექციის ღონე.

შეიძლება გამოვითვალოთ კონვექციის ღონე, თუ კონვექციის აჩქარების (95) ფორმულაში ჩავსვამთ აღმაველ (T) და გარემომცველ (T') ჰაერის ტემპერატურათა ვერტიკალური განაწილების სიდიდეებს (87-ე და 90-ე ფორმულები):

$$a = g \frac{T_0 - T'_0}{T'} - g \frac{\gamma_a - \gamma}{T' z},$$

საიდანაც კონვექციის ღონე

$$z = \frac{T_0 - T'_0}{\gamma_a - \gamma}. \quad (98)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, კონვექციის ღონის ჰაერის მასა შეიძლება ავიდეს იმ სიმაღლემდე, ვიდრე მისი ტემპერატურა (T_0). არ გაუთანასწორდება გარემომცველ ჰაერის ტემპერატურას (T_0). ამასთან γ_a და γ გრადიენტთა თანაფარდობას გადაწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება.

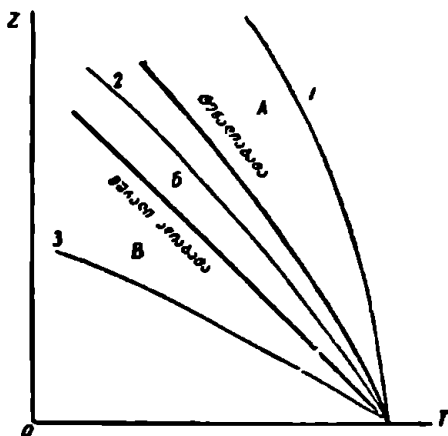
ახლა განვიხილოთ ორთქლით ნაჭერი ჰაერის მდგრადობის პირობები.

ატმოსფეროში ტენიანი ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობის განვითარების პირობების დადგენა შესაძლებელია, თუ ტემპერატურის ფაქტიურ განაწილებას (სტრათიფიკაციის მრუდს) შევადარებთ ტენიანი ჰაერის მდგომარეობის მრუდს, ე. ი. კონდენსაციის ღონემდე შშრალადიბატს, ხოლო მის ზემოთ — ტენადიბატს. შშრალი ჰაერის მდგრადობის პირობების მსგავსად ნაჭერ ჰაერშიც ატმოსფეროს წონასწორობის სამი შემთხვევა გვხვდება: ა) $\gamma > \gamma_a$ — ტენუმდგრადი, ბ) $\gamma = \gamma_a$ — ტენგანურჩეველი და გ) $\gamma < \gamma_a$ — ტენმდგრადი მდგომარეობა.

მაგრამ ტემპერატურის ფაქტიური განაწილების მრუდების შედარება შშრალ და ტენადიბატურ პროცესებთან გვაძლევს ატმოსფეროს სტრათიფიკაციის ხუთ სხვადასხვა შემთხვევას (ნახ. 28).

1. $\gamma < \gamma_a < \gamma_a$ — შშრალი და ტენმდგრადი ან აბსოლუტურად მდგრადი სტრათიფიკაცია. იგი პირველ მრუდს გაუყვება.
2. $\gamma_a > \gamma = \gamma_a$ — შშრალი მდგრადი და ტენგანურჩეველი სტრათიფიკაცია. სტრათიფიკაციის მრუდი ემთხვევა ტენადიბატურისას.

3. $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ — მშრალი მდგრადი და ტენუმდგრადი სტრატეფიკაცია. იგი 2 მრუდს გაუყვება.
4. $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ — მშრალი განურჩეველი და ტენუმდგრადი სტრატეფიკაცია. სტრატეფიკაციის მრუდი ემთხვევა მშრალადიაბათურისას.
5. $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ — მშრალი და ტენუმდგრადი ან აბსოლუტურად არამდგრადი სტრატეფიკაცია.



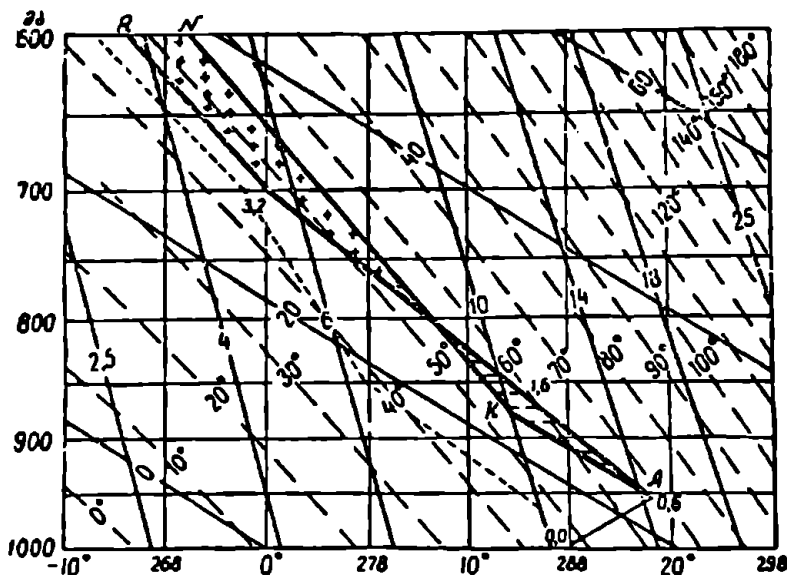
ნახ. 28. ტენიანი ჰაერის მდგრადობის პირობებში

§ 6. აეროლოგიური დიაგრამა

ატმოსფეროში ტემპერატურისა და ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით განაწილების (ატმოსფეროს სტრატეფიკაციის) შესწავლის მიზნით არსებობს მრავალი დიაგრამა, რომელთაც ჩვეულებრივ ადიაბათურს უწოდებენ. დიაგრამების მეშვეობით განსაზღვრავენ ჰაერის მდგომარეობის ყოველგვარ ცვლილებას, რომელსაც იგი განიცდის მშრალ და ტენადიაბათური პროცესების დროს. იგი საშუალებას იძლევა განესაზღვროთ ატმოსფეროს სხვადასხვა სტრატეფიკაციის პირობებში ჰაერის არამდგრადობის ენერჯია. ყველაზე უფრო გავრცელებულ აეროლოგიურ დიაგრამას ე მ ა გ რ ა მ ა წარმოადგენს (ნახ. 29). იგი შემდგენიარადაა აგებული. ამსცისთა ლერძზე დატანილია ტემპერატურა, ორდინატთა ლერძზე კი გადაზომილია წნევა ლოგარითმული სკალით. კოორდინატთა ამ სისტემაში დახრილი

(ყვეთელი) ზაზები მშრალადიებატებია, წყვეტილი კი — ტენადია ბატები.

ვინაიდან მშრალი ადიაბატები წარმოადგენს ზაზებს, მუდმივ პოტენციური ტემპერატურით, ამიტომ ყოველი მათგანი შეესაბამე ჰა პოტენციური ტემპერატურის (θ) განსაზღვრულ მნიშვნელობას ამგვარად, საჭმარისია დიაგრამაზე ვიციოდეთ წერტილის P და 1 კოორდინატები, რომ აქედან მშრალი ადიაბატის გასწვრივ დავეშვათ 1000 მმ იზობარაზე და მივიღოთ პოტენციური ტემპერატურა



ნახ. 29. ემაგრამა

წყვეტილი (ლურჯი) ზაზებით დატანილია ტენიანი (ნაჯერი) ჰაერის მდგომარეობის მრუდი, ან როგორც მას უწოდებენ, ტენადიაბატი. ეს უკანასკნელი, დაბალი ტემპერატურის პირობებში (ემაგრამის მარცხენა ნაწილი), თითქმის მშრალადიებატის პარალელურია, მაღალი ტემპერატურის პირობებში კი დიდ კუთხეს ქმნის იზობარებთან. სიმაღლის მატებასთან ერთად ტენადიაბატი თანდათანობით უახლოვდება მშრალადიებატს. ეს იმით აიხსნება, რომ აღმაეალი ნაჯერი ჰაერი კონდენსაციის შედეგად თანდათანობით მშრალი ჰაერა თვისებებს იღებს და მისი გრადიენტიც დაბალი ტემპე-

რატურის პირობებში მშრალადიებატური გრადიენტის ($1^{\circ}/100$ მ) მნიშვნელობას უახლოვდება.

ემაგრამაზე მოცემულია აგრეთვე (ლურჯი) ხაზები, რომლებიც ორთქლით ნაჭერი ჰაერის δ ვ ე ღ რ ი თ ტ ე ნ ი ა ნ ო ბ ა ს წ ა რ მ ო - ადგენს. მას მაქსიმალურ ხვედრით ტენიანობასაც უწოდებენ (S_m) და გამოსახვენ გრამ კილოგრამებში. მისი მნიშვნელობა მატულობს მარცხნიდან მარჯვნივ — ტემპერატურის მატების მხარეს და ზემოთ — წნევის დაცემის მიმართულებით.

ემაგრამის მეშვეობით ატმოსფეროს მდგომარეობის ანალიზს იწყებენ მასზე სტრათიფიკაციის მრუდის (AR) აგების შემდეგ. ამისათვის ატმოსფეროს ზონდირებით მიღებულ წნევისა და ტემპერატურის მონაცემებს წერტილებით დაიტანენ ემაგრამაზე და შემდეგ მათ აერთიანებენ წითელი სწორი ხაზებით. სტრატოფიკაციის მრუდი გვიჩვენებს სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის ცვლილების ხასიათს (ნახ. 29). გარდა სტრათიფიკაციის მრუდისა, ემაგრამაზე აგებენ მდგომარეობის მრუდს (AKN). როგორც წესი, სტრათიფიკაციისა და მდგომარეობის მრუდეები უმეტესად ერთმანეთს არ ემთხვევა. ამის შედეგად აღიბატურად აღმავალი ჰაერის მასა ყოველ დონეზე მიიღებს ტემპერატურისა და სიმკვრივის ისეთ მნიშვნელობას, რომელიც განახვადება გარემომცველი ატმოსფეროს იმავე ელემენტების მნიშვნელობებისაგან.

ატმოსფეროს ვერტიკალური არამდგრადობის ხარისხი შეიძლება გავიგოთ არამდგრადობის ენერჯის სიდიდით, რომელიც იხარჯება მოცემული ჰაერის მასის ვერტიკალური მოძრაობის განვითარებაზე.

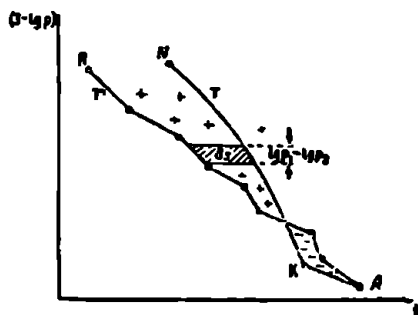
ორ დონეს შორის არამდგრადობის ენერჯის სიდიდე შეიძლება განვსაზღვროთ იმ მუშაობით, რომელიც იხარჯება მოცემული ჰაერის მასის ერთი დონიდან მეორეზე გადაადგილებისას. ჰაერის მასის ამწევი ძალის მუშაობა ან ენერჯია შეიძლება გამოვსახოთ ფორმულით:

$$A = K(T - T') \lg \frac{P_1}{P_2}, \quad (99)$$

სადაც K პროპორციულობის კოეფიციენტი, T და T' — აღმავალი და გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურა, ხოლო P_1 და P_2 — წნევები ქვედა და ზედა დონეზე.

არამდგრადობის ენერჯია ყველაზე მარტივად შეიძლება განვსაზღვროთ ემაგრამის მეშვეობით. ვთქვათ, მოცემული მომენტისათვის ემაგრამაზე აგებულია სტრათიფიკაციისა (T') და მდგომარეობის (T) მრუდები. აღმავალი ჰაერი დასაწყისში ცივდება მშრალადიება-

ტით (AK), ხოლო კონდენსაციის დონის (K) შემდეგ — ტენაღიაბა-
ტით (KN). როგორც ნახ. 29 და 30-დან ჩანს, სტრატოფიკაციის მრუ-
დი (AR) ქვედაფენებში მდგომარეობის მრუდის მარჯვნივ მდებარე-
ობს, ხოლო უფრო მაღლა — მარცხნივ. პირველ შემთხვევაში აღ-
ნაბატურად აღმავალი ჰაერის T ნაკლებია გარემომცველ T' -ზე; ამ



ნახ. 30. ვერტიკალური არამდგრადობის
ენერჯიის განსაზღვრა

მასის კინეტიკური ენერჯია კლებულობს და ამიტომ აღნიშნულ ფე-
ნაში არამდგრადობის ენერჯია უარყოფითია და ატმოსფეროც
მდგრადადაა სტრატოფიციკრებული. მეორე შემთხვევაში, აღნაბატურ-
ად აღმავალი ჰაერის T მეტია გარემომცველი ჰაერის T' -ზე და ატ-
მოსფერო არამდგრადი სტრატოფიკაციის მდგომარეობაში იმყოფე-
ბა. ამ უკანასკნელში, რაც უფრო მეტ ფართს შემოსწერენ სტრა-
ტიფიკაციისა (T') და მდგომარეობის (T) მრუდები, მით უფრო მეტი
იქნება სტრატოფიკაციის არამდგრადობის ენერჯია და, მაშასადამე.
კონვექციური პროცესებიც მეტი ინტენსივობით განვითარდება. თუ
აღნიშნულ ფენაში გამოვეყოფთ უსასრულოდ მცირე ds ფართობს,
მაშინ მისი სიდიდე იქნება ფუძისა და სიმაღლის ნამრავლის ტოლი.
მაგრამ ამ შემთხვევაში ფუძე წარმოადგენს ტემპერატურათა სხვაო-
ბას მდგომარეობისა (T) და სტრატოფიკაციის (T') მრუდებს შორის,
ხოლო სიმაღლე წნევის ლოგარითმთა სხვაობას

$$\left(\lg P_1 - \lg P_2 = \lg \frac{P_1}{P_2} \right).$$

მაშასადამე, ds ფართობი მსგავსად ამწევი ძალის მუშაობისა (A),
პირდაპირპროპორციულია $(T - T') \lg \frac{P_1}{P_2}$ ნამრავლისა. აქედან გა-

მომდინარე, ds და A ერთმანეთის პროპორციულები იქნებიან და შეიძლება დავწეროთ, რომ

$$A = KS. \quad (100)$$

ამ ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ ელემენტარული მუშაობა (ენერგია) პროპორციულია ემპირიულად ელემენტარული S ფართობისა. მთელი ფენის საერთო ენერგია შეიძლება გავიგოთ ცალკეული ფენების ენერგიის შეჯამების შედეგად. ფართობის გაზომვა ჩრავალი ხერხით შეიძლება მოხდეს, მაგრამ უმჯობესია იგი პლანიმეტრით განვსაზღვროთ. პრაქტიკულ მუშაობაში ჩვეულებრივ კმაყოფილდებიან არამდგრადობის ენერგიის ფართის სიდიდის განსაზღვრით და მისი ნიშნით.

§ 7. ემპირიული და ემპირიული-თეორეტიკული ტემპერატურა.
ფუნქციონირების პროცესები

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მშრალადიატური პროცესების დროს თუ პოტენციური ტემპერატურა უცვლელი რჩება და სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასების ურთიერთშედარების საშუალებას იძლევა, ეს არ ითქმის წყლის ორთქლით ნაჯერი ჰაერის ტენადიატურ პროცესებზე; ამ დროს მ მნიშვნელოვნად იცვლება და გამოუყენებელი რჩება. ცნობილია, რომ ნოტიო ჰაერი წყლის ორთქლს კონდენსაციის ფარული სითბოს ხარჯზე უფრო მეტი შინაგანი ენერგიით ხასიათდება, ვიდრე მშრალი ჰაერი. ჩვეულებრივი მოლეკულური და პოტენციური ტემპერატურები კონდენსაციის ფარულ სითბოს არ ითვალისწინებენ. ნოტიო ჰაერის მთელი სითბური ენერგიის კარგ მაჩვენებლად შეიძლება მივიღოთ ემპირიული ტემპერატურა, რომელიც შეიძლება ასე ჩამოვყალიბოთ:

ემპირიული ტემპერატურა ეწოდება ისეთ ტემპერატურას, რომელსაც მიიღებდა ნოტიო ჰაერი, თუ მასში არსებული მთელი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი ფარული სითბო მოხმარდებოდა იმავე ჰაერის გათბობას (მულტიპლი მენჯის პირობებში).

მაშასადამე,

$$T_e = T + \Delta T, \quad (101)$$

სადაც ΔT არის ტემპერატურის ნამატი წყლის ორთქლის კონდენსაციის ფარული სითბოს ხარჯზე.

სითბოს ნამატს (ΔT) გამოითვლიან (102) ფორმულიდან:

$$\Delta T = \frac{LS}{C_p} \quad (102)$$

0° ტემპერატურისას, 1 გ წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს მიახლოებით გამოიყოფა 600 კალ სითბო (L). სითბოს ეს რაოდენობა ჰაერს გაათბობს $\frac{L}{C_p}$ გრადუსით, სადაც C_p ჰაერის ჰევედრიითი სითბოტევადობაა მუდმივი წნევის დროს; თუ წნევა 1015 მმ, მაშინ $C_p \approx 240$ კალ/კგ გრად. S ხევედრიითი ტენიანობაა.

თუ (102) ფორმულაში ჩავსვამთ მიახლოებით სიდიდეებს, მაშინ

$$\Delta T = \frac{600}{240} S = 2,5 \cdot S \quad (103)$$

წყლის ორთქლის სუბლიმაციის დროს (წყლის ორთქლის მყარ მდგომარეობაში გადასვლა) სუბლიმაციის ფარული სითბო 680 კალორიას შეადგენს; ამ შემთხვევაში ეკვივალენტური სხეობა

$$\Delta T = \frac{680}{240} S = 2,8 \cdot S \quad (104)$$

ამგვარად, ეკვივალენტურ ტემპერატურას წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს ასეთი სახე ექნება:

$$T_e = T + 2,5 \cdot S \quad (105)$$

ხოლო სუბლიმაციის დროს ასეთი:

$$T_e = T + 2,8 \cdot S.$$

ეკვივალენტური ტემპერატურა უცვლელი რჩება წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და აორთქლების პროცესების დროს (მუდმივი წნევის პირობებში).

იმ შემთხვევაში, თუ ეკვივალენტურ ტემპერატურას მშრალადი-ბატურად დაიყვანთ სტანდარტულ წნევაზე ($P = 1000$ მმ), მივიღებთ ეკვივალენტურ-პოტენციურ (θ_e) ტემპერატურას.

ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურის მისაღებად საჭიროა პოტენციური ტემპერატურის (91) ფორმულაში ტემპერატურა (T_e) შეიცვალოს ეკვივალენტური ტემპერატურით (T_e). მაშასადამე,

$$\theta_e = T_e \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,288} \quad (106)$$

ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურა, პოტენციური ტემპერატურისაგან განსხვავებით (რომელიც მუდმივი რჩება მშრალად-იბატური პროცესებისას), ცვლილებას არ განიცდის მშრალადიბატური და ტენადიბატური პროცესების დროს. როგორც ჩანს, მისი შემწეობით შესაძლებელია მოძრავი ჰაერის მასების ინდივიდუალურ თვისებათა შესწავლა.

ატმოსფეროში ხშირად მიმდინარეობს ფაევდოადიბატური პროცესი. იგი შემდეგში მდგომარეობს: ვთქვათ, ერთეული მოცულობის ჰაერის მასა მოცემული დონიდან აღის მალლა მანამ, სანამ მასში შემავალი წყლის ორთქლის მთლიანი კონდენსაცია არ მოხდება და კონდენსაციის პროდუქტები ნალექების სახით მაშინვე არ გამოეყოფა. ტემპერატურის ცვლილება ჰაერის აღმავლობის დროს მშრალადიბატით მიმდინარეობს, მანამ იგი კონდენსაციის დონეს მიღწევდეს, ხოლო მისი შემდგომი ცვლილება ტენადიბატით ხდება. თუ ამ გამომშრალ ჰაერს მშრალადიბატით დავიყვანთ სტანდარტულ წნევაზე (1000 მმ.), მაშინ მივიღებთ ახალ ტემპერატურას, რომელსაც ფ ს ე ვ დ ო პ ო ტ ე ნ ც ი უ რ ი (მჟ.) ტემპერატურა ეწოდება. ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურისაგან განსხვავებით, აქ კონდენსაციის პროცესები ცვალებადი წნევის პირობებში მიმდინარეობს.

ფაევდოპოტენციური ტემპერატურა ჭკირედ განსხვავდება ეკვივალენტურ-პოტენციურისაგან, მაგრამ მალალი ტემპერატურის პირობებში იგი უკანასკნელს რამდენადმე აღემატება.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ფსევდოადიბატური პროცესები შეუქცევადია და იგი კარგად ასახავს ისეთ მოვლენას როგორც ფიონია. ფიონი გავრცელებულია მთიან რაიონებში. იგი განსაკუთრებით კარგადაა გამოხატული საქართველოში; წარმოიშობა მაშინ, როდესაც ნოტიო ჰაერი გადალახავს მალალი მთის მასივს. ამ მთის საქარე მხრიდან ხდება წყლის ორთქლის კონდენსაცია და მოდის ნალექები. საწინააღმდეგო ფერლობზე აღნიშნული ჰაერი მშრალადიბატურად ეშვება ძირს უკვე ორთქლით გაღარიბებული, თბება და დაბლობ ზონაში წარმოგვიდგება მალალი ტემპერატურით, ძლიერ გამომშრალი და ნათელი უღრუბლო ცით.

ფსევდოპოტენციური ტემპერატურა როგორც მშრალი, ისე ტენადიბატური პროცესების დროს ყველაზე უფრო კონსერვატიული თვისებებით ხასიათდება.

ფსევდოპოტენციური ტემპერატურის ზუსტად განსაზღვრა შეიძლება აეროლოგიური დიაგრამის (ემაგრამა) მეშვეობით (ნახ. 29).

დაეუშვათ, A წერტილიდან Φ პერი ადიაბატურად ადის მაღლა, მაშინ კონდენსაციის ღონემდე (K) ტემპერატურა შეიცვლება მშრალადიაბატურად (AK), ხოლო უფრო მაღლა — ტენადიაბატურად (KN) მანამ, სანამ მასში მოთავსებული წყლის ორთქლი მთლიანად არ გადავა თხევად მდგომარეობაში ($S=0$). ტენადიაბატური გრადიენტი სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით მატულობს, რადგან S ზევდრითი ტენიანობა ნულს უახლოვდება და Φ პერი შრება; ამიტომ, KN ტენადიაბატი გარკვეულ სიმაღლეზე ასიმპტოტურად უახლოვდება მშრალადიაბატს ან ემთხვევა მას. თუ აღნიშნული სიმაღლიდან Φ პერს მშრალადიაბატი დავიყვანთ სტანდარტულ წნევამდე, მივიღებთ ფსევდოპოტენციურ (ეკვივალენტურ-პოტენციურ) ტემპერატურას; როგორც ნახ. 29-დან ჩანს, KN ტენადიაბატზე აღმავალი Φ პერი აუცილებლად მოხვდება იმ მშრალადიაბატზე, რომლის ფსევდოპოტენციური (ეკვივალენტურ-პოტენციური) ტემპერატურა ტენადიაბატურის ტოლია. აქედან გამომდინარე, მშრალადიაბატის რიცხვითი სიდიდე შეიძლება მივაკუთვნოთ აგრეთვე ტენადიაბატსაც, რომელიც ძალზე დიდ სიმაღლეზე ასიმპტოტურად უახლოვდება მას. ამიტომაც, რომ ემაგრამზე (ნახ. 29) ტენადიაბატის ხაზს მიუყვებენ ხოლმე ფსევდოპოტენციური ტემპერატურის მნიშვნელობას. მასასადას, ტენადიაბატის ფსევდოპოტენციური ტემპერატურა უტოლდება მშრალადიაბატის იმ პოტენციურ ტემპერატურას, რომელსაც ტენადიაბატი, გარკვეულ სიმაღლეზე, ემთხვევა.

§ 8. მიწისპირა ჰაერის ფენების ტემპერატურა

მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება უშუალოდ დაკავშირებულია ნიადაგსა და ჰაერს შორის სითბოს გაცვლის ინტენსივობაზე. როგორც ცნობილია (თავი IV), სითბოს გავრცელება ქვეფენილი ზედაპირიდან ჰაერში ძირითადად დინამიკური და თერმული ფაქტორებითაა გამოწვეული. დინამიკური და თერმული ფაქტორების ერთობლივი მოქმედებით დღისით ჰაერის ტურბულენტური გაცვლა თანდათანობით ძლიერდება და მიისწრაფვის ვერტიკალურად ტემპერატურის გათანაბრებისაკენ. მაგრამ მიწისპირა ფენებში, დაახლოებით 1,0—1,5 მ სიმაღლემდე ტურბულენტური გაცვლა ძლიერაა შესუსტებული. ნიადაგის ზედაპირისაკენ თანდათანობით მისი მნიშვნელობა ნულს უტოლდება და ამიტომ აქ ზშირად შეინიშნება ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის დიდი სიდიდეები. ამ თხელ ფენაში ჰაერის ტურბულენტური მოძრაობის ნულამდე შესუსტების გამო პრაქტიკული მნიშვნე-

ლობა სითბოს გადაცემაში მოლეკულურ სითბოგამტარუნობას ენიჭება. ამგვარად. მიწისპირა ჰაერის თხელი ფენის ფიზიკურ ხასიალი ძირითადად განისაზღვრება მიწის ზედაპირის სიახლოვეთ და ტურბულენტური გაცვლის ძლიერა შესუსტებით. დიდი ტემპერატურული გრადიენტი, რომელიც ამ ფენისათვისაა დამახასიათებელი, იწვევს ჰაერის არამდგრადობას და მის ვერტიკალურ გაცვლას, რაც ძირითადად კონვექციური ფაქტორითაა გამოწვეული.

დღისით, მზის ინტენსიური ინსოლაციისას მოშიშვლებული ქვე-ფენილი ზედაპირი ძლიერ ხურდება; 1,0—1,5 მ სიმაღლეზე კი ტემპერატურა შეიძლება 5—10°-ით ნაკლები იყოს. თუ ტემპერატურის გრადიენტს გამოვიტელით ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის, მაშინ იგი რამდენიმე ასეულ გრადუსს მიაღწევს. ეს გარემოება კარგად ჩანს 48-ე ცხრილში.

ცხრილი 48

ჰაერის ტემპერატურა მოშიშვლებულ ნადავზე ს. საოუნსკოვათი (ხაბდინო, 15 VII, 1938)

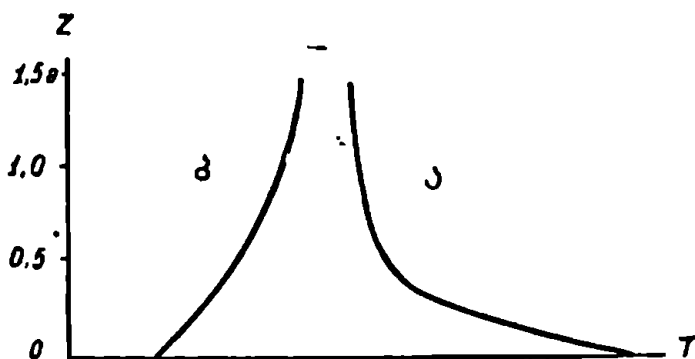
საათი	სიმაღლე სმ-ით				სიმაღლეთა სხვაობა სმ-ით		
	5	25	50	150	5—150	5—50	50—150
12	31.6	30.5	29.7	29.2	2.4	1.9	0.5
21	19.5	20.5	20.7	21.3	-1.3	-1.2	-0.6

როგორც ჩანს, დღის 12 საათზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მიწისპირა ფენაში 5—50 სმ-ზე თუ ზეადიაბატურია, უფრო მაღლა შშრალადიაბატურზე ნაკლები იქნება. როგორც აღენიშნეთ, ამის ძირითადი მიზეზია ის, რომ ამ დროს სითბოს ნაკადი მცირდება და ტურბულენტობა იზრდება.

როგორც ცნობილია, თუ ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი $\gamma > 3,4^{\circ}/100$ მ, მაშინ ჰაერის სიმკვრივე გაიზრდება. ასეთი შემთხვევები მიწისპირა ჰაერის ფენაში ხშირია. იქმნება ისეთი სიტუაცია, როდესაც ჰაერი არამდგრადადაა სტრატოფიციკრებული, წარმოიშობა მძლავრი კონვექციური დენები, რომლებიც მიისწრაფვის ტემპერატურისა და სიმკვრივის გათანასწოებისაკენ. დღის განმავლობაში განუწყვეტელი მზის ინსოლაციის შედეგად ჰაერი ინარჩუნებს არამდგრად მდგომარეობას ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მაღალი მაჩვენებლებით.

მიწისპირა ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ზემოპოყვანილ შემთხვევას ინსოლაციის ტიპს უწოდებენ (ცხრ. 47, ნახ. 31-ა).

ლამით საწინააღმდეგო პროცესს აქვს ადგილი. დღისით ქვეფენილი ზედაპირის მიერ მიღებული სითბო ლამით წუნარ მოწმენდილ ამინდში გრძელტალღიანი რადიაციის სახით გამოსხივდება და ცივდება. ეს გადაცივება გადაეცემა ჰაერის მიმდებარე ფენებს, აცივებს მას და იწვევს ტემპერატურის ინვერსიას. ამ შემთხვევაში ტემპერატურის გრადიენტის მნიშვნელობა უარყოფითია. ტემპერატურის განაწილების აღწერილ შემთხვევას რადიაციულ ტიპს უწოდებენ (ცხრ. 48 და ნახ. 31-ბ).



ნახ. 31. მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება. ა—ინსოლაციის ტიპი, ბ—რადიაციული ტიპი

დღე-ღამის გარდამავალ საათებში ტემპერატურის განაწილების ინსოლაციური ტიპის გადასვლა რადიაციულში და, პირიქით, რადიაციულის ინსოლაციურში, სხედასხვა გზით ხდება. მაგალითად, საღამოს საათებში ნიადაგის ზედაპირის გაცივებისას ქვედაფენაში შეიძლება წარმოიშვას ინვერსია, ზემოთ კი სუსტი ზეადიებატური გრადიენტი კვლავ შემორჩეს.

დილით, გათენების შემდეგ რადიაციული ტიპიდან ინსოლაციურში გადასვლის დროს პროცესი მიწისპირა ფენებში სწრაფად და თანაბრად მიმდინარეობს. იგი, ჩვეულებრივ, ტემპერატურის იზოთერმული განაწილებით იწყება და შემდეგ ძლიერი ინსოლაციით გრადიენტის მკვეთრ მატებას აქვს ადგილი.

დღისით, მოღრუბლულობის ზრდა იწვევს მზის ინსოლაციის შესუსტებას და, მათთანავე, ზედაპირი ნაკლებად ხურდება, ხოლო

ლამით ამცირებს ეფექტურ გამოსხიებასა და ტემპერატურის ვერტიკალურ გრადიენტს.

მცენარეული საფარი ამცირებს ვერტიკალურ გრადიენტს და ტემპერატურის რყევადობას. ამ შემთხვევაში მოქმედი ზედაპირით ვით მცენარეული ზედაპირია. შუადღისას მცენარეულობის შიგნითა ფენაში შეიმჩნევა ტემპერატურის მაქსიმუმი, ღამით კი — მინიმუმი.

§ 8. ბუნებრივი მანათობის განაწილება ტროპოსფეროში

ტროპოსფეროს საზღვრებში ჰაერის ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით კანონზომიერად კლებულობს. ტემპერატურის ცვლილების სხვადასხვაობა დამოკიდებულია სიმაღლესა და განედზე. ტროპოსფეროს ქვედაფენას, სადაც კარგადაა გამოხატული დედამიწის გავლენა ტემპერატურისა და სხვა მეტეოროლოგიური ელემენტების დედამიწურ მსვლელობაზე, მოსაზღვრე ატმოსფეროს ფენას უწოდებენ. მეტეოელემენტებზე ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა ძირითადად ხორციელდება ტურბულენტური გაცვლის გზით. ამ ფენის სიმაღლე ფართო საზღვრებში იცვლება (300 მეტრიდან 1—2 კმ სიმაღლემდე), რადგან იგი დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის მქისეობაზე (რაც უფრო დიდია იგი, მით უფრო მატულობს სიმაღლე), ატმოსფეროს თერმულ წონასწორობაზე (არამდგრადობის მატებით იზრდება სიმაღლე), ქარის სიჩქარესა და სხვ. ყველა ეს გარემოება განაპირობებს მოსაზღვრე ატმოსფეროს ფენაში ტემპერატურის განაწილების მრავალფეროვნებას. საერთოდ, სიმაღლის მიხედვით მეტეოელემენტების განაწილება და მათი დროში ცვლილება მოსაზღვრე ფენისათვის მნიშვნელოვნად უფრო რთულია, ვიდრე ატმოსფეროს სხვა ფენებისათვის.

საინტერესო სურათს იძლევა პ. ვორონცოვის მიერ ლადოგის ტბაზე და ვოლხოვზე თვითმფრინავით ჩატარებული მოსაზღვრე ფენის ზონდირების მონაცემები. მოცემულ რაიონში გაზომვები ჩატარდა როგორც თბილი, ისე ცივი ჰაერის ადვექციის პირობებში (ცხრ. 49).

49-ე ცხრილში მოცემულია 18 ოქტომბრის დაკვირვებები თბილი ადვექციის დროს. დედამიწის ზედაპირზე ტბასა (სუხო, შუქურა) და ვოლხოვს (ტბიდან 22 კმ-ით დაშორებული) შორის ტემპერატურათა სხვაობა 7°-მდე აღწევს; იგი სიმაღლის მიხედვით მცირდება და 500 მ სიმაღლეზე სხვაობა ნულს უტოლდება. მსგავსი

ზღგომარეობაა ცივი აღვექციის დროსაც. როგორც ჩანს, ამ რაიონში ქვეფენილი ზედაპირის (ტბა და ხმელეთი) გავლენა ტემპერატურაზე ზემოაღნიშნულ სიმაღლემდე (500 მ) უნდა ვრცელდებოდეს იმავე ცხრილიდან ვგებულობთ, რომ ტბის ზედაპირის მიმდებარე პაერის ფენებში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი 500 მ სიმაღლემდე ზეაღიბატურია, მაშინ როდესაც ვოლზოვზე იგი შემცირებული გრადიენტით ხასიათდება.

ცხრილი 49

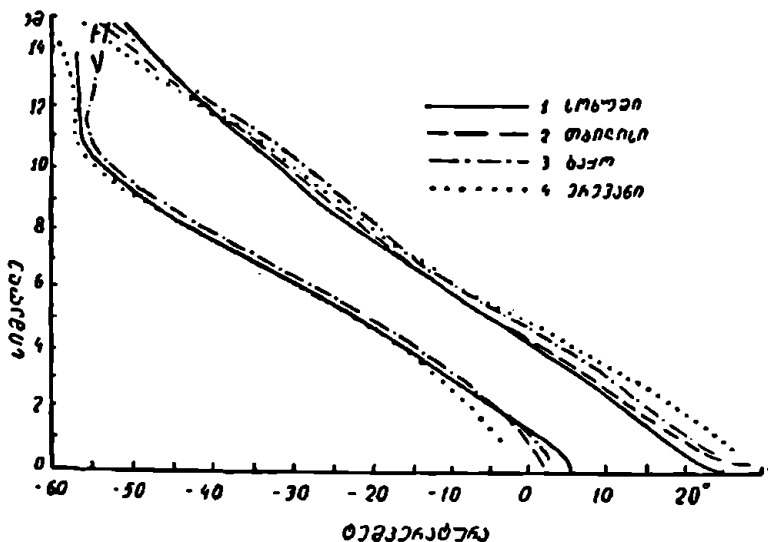
ტემპერატურის განაწილება სიმაღლის მიხედვით ღაღოვის ტბის მიდამოებში (პ. ვორონცოვით)

ქუჩქტი	ს ი მ ა ლ ლ ე ქ მ - ი თ										
	0.0	0.05	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	1.0	1.5	2.0	
სუხო, შუქურა (ტბა)	t γ	3.8 —	1.6 4.8	-0.8 4.8	-3.0 2.2	-4.1 1.1	-6.2 1.0	-7.1 0.5	-10.2 1.0	-6.4 -0.4	-8.1 -0.1
ვოლზოვი	t γ	-3.0 —	-3.2 0.4	-3.4 0.4	-4.2 0.8	-5.0 0.8	-6.2 0.6	-7.3 0.6	-10.2 1.0	-6.4 -0.8	-8.1 0.4

ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს ქვედაფენების თერმული პირობები ამიერკავკასიისათვის კარგად აქვს შესწავლილი ი. კვარაცხელიას. ამიერკავკასიის რთული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები, რადიაციულ და ატმოსფეროს საერთო ცირკულაციურ პროცესებთან ერთად, განაპირობებს ატმოსფეროს მიწისპირა ფენებში თერმული რეჟიმის მრავალფეროვნებას. როგორც ნახ. 32-დან ჩანს, ტემპერატურის რეჟიმზე ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა განსაკუთრებით დიდია 2—4 კმ სიმაღლემდე (ხაზების გადაკვეთის წერტილი). სხვადასხვა რაიონებისათვის მიწისპირა ფენებში ტემპერატურათა შორის მკვეთრი განსხვავება თანდათანობით იშლება. მაგალითად, თბილისა და სოხუმს შორის სხვაობა წულის ტოლია ზამთარში 2 კმ სიმაღლეზე, ხოლო ზაფხულში — 3 კმ-ზე. სხვა პუნქტებისათვის (ბაქო, ერევანი) სიმაღლე 4 კმ-მდე მატულობს. ეს გარემოება გვიჩვენებს, რომ ატმოსფეროს ქვედაფენებში პაერის მასის ტემპერატურული პირობები ლოკალურ ხასიათს ატარებს და ატმოსფეროს ზონდირების შედეგებიც აღნიშნულ სიმაღლემდე (2—4 კმ) რეპრეზენტატიულად არ ჩაითვლება.

ტროპოსფეროში საშუალოდ ტემპერატურის დაცემა ყოველ 100 მ სიმაღლეზე 0,6°-ია. ქვეფენილი ზედაპირის გავლენით ტემპერატურის ვერტიკალურ გრადიენტს ახასიათებს დღეღამური და წლიური მსვლელობა.

ტროპოსფეროს ქვედაფენებში დღისით წლის ყველა დროს და ზაფხულში გრადიენტი ზეადიაბატურსაც კი აღწევს, ხოლო ღამით და ზამთარში — ძლიერ მცირდება და ხშირად უარყოფით გრადიენტში (ტემპერატურის ინვერსია) გადადის.



ნახ. 32. ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება ამიერკავკასიის ცალკეულ პუნქტებზე

ტროპოსფეროს შუა ფენაში (4—9 კმ), ტურბულენტური გაცვლის მატებასთან და სიმაღლის მიხედვით წყლის ორთქლის კლებასთან ერთად ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იზრდება (მიისწრაფვის მშრალადიაბატურისაკენ) და აღწევს 0,7—0,8°-ს ყოველი 100 მ სიმაღლისათვის.

შუა ფენებს ზემოთ გრადიენტის მნიშვნელობა თანდათანობით მცირდება და ტროპოსფეროდან სტრატოსფეროში გადადის ძლიერ შემცირებული გრადიენტით (პირობითად მიღებულია 0,2—0,3° ყოველ 100 მ სიმაღლეზე), იზოთერმიით ან სუსტი ინვერსიით. როგ-

ორც უკვე ვიცით, ეს გარდამავალი ფენა ტ რ ო პ ო პ ა უ ზ ი ს სახ-
ელწოდებითაა ცნობილი.

ტროპოპაუზის სიმაღლე და მისი ტემპერატურა დამოკიდებულია
გეოგრაფიულ განედზე, წლის დროსა და ატმოსფეროში მიმდინარე
პროცესებზე. რაც უფრო მეტადაა განვითარებული ტურბულენტუ-
რი მოძრაობა, მით უფრო დიდ სიმაღლემდე ვრცელდება ევარტიკა-
ლური შერევა და ტროპოპაუზის სიმაღლეც მალა იწევს. ამიტომაც,
რომ ეკვატორულ ზონაში, სადაც ჰაერის ინტენსიურ შერევაა აქვს
ადგილი, ტროპოპაუზა 16—18 კმ-ს აღწევს, ზომიერ განედებზე —10
—12 კმ-ს, არქტიკაში და ანტარქტიკაზე —8—10 კმ-ს.

ტროპოპაუზის სიმაღლე ზამთარში დაბლა იწევს, ზაფხულში —
მაღლა. ამიერკავკასიაში იგი ზამთარში საშუალოდ 10 კმ-ს აღწევს,
ზაფხულში — 16 კმ-ს.

ტროპოპაუზა ციკლონებში ანტიციკლონებთან შედარებით უფ-
რო დაბლაა მოთავსებული. ევროპაში მათ შორის სიმაღლეთა სხვა-
ობა 2 კმ-ს და უფრო მეტსაც აღწევს.

ტროპოპაუზის ფენის ტემპერატურა ეკვატორზე —75°, —80°
და ზოგჯერ —90°-ია; არქტიკასა და ანტარქტიკის ზონაში იგი შედარე-
ბით მაღალია და იცვლება —45 (ზაფხული) —65° (ზამთარი) შო-
რის, ხოლო ზომიერ განედებზე წლის განმავლობაში შეიძლება მერ-
ყობდეს —50 —60°-ის ფარგლებში. თბილისში, საშუალო ტემპე-
რატურა წლის განმავლობაში იცვლება —57°-იდან —62°-მდე.

ტროპოპაუზა არ არის ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს ში-
რის ერთი მთლიანი გამყოფი ზედაპირი. წლის ყველა დროში 30—
40° განედებზე იგი განიცდის წყვეტას. ეს ძირითადად გამოწვეუ-
ლია სუბტროპიკულ განედებზე გაბატონებული კავლური დინებე-
ბით, სადაც ქარის სიჩქარე ზოგჯერ 150—200 მ/წმ აღემატება.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ტროპოსფეროს ფენაში ტე-
მპერატურის პორიზონტალური გრადიენტი წლის განმავლობაში ეკ-
ვატორიდან პოლუსისაკენაა მიმართული, მაშინ როცა ტროპოპაუ-
ზისა და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში, სადაც ტემპერატურათა
საწინააღმდეგო ცვლასა აქვს ადგილი (იგი მატულობს ეკვატორიდან
პოლუსისაკენ), გრადიენტი პოლუსებიდან ეკვატორისკენაა მიმარ-
თული.

ტროპოსფეროში და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში საშუალო
ტემპერატურების ზემომოყვანილი განაწილების ძირითადი გამო-
წვევი მიზეზია ჰაერის სხვადასხვა ფენების სხივური წონასწორობა
და ტურბულენტური შერევა. სხივური წონასწორობის ტემპერატუ-
რა ეს ისეთი ტემპერატურაა, რომლის დროსაც ჰაერის მთლიან-

თქმული რადიაციით მიღებული სითბო უტოლდება გამოხივე-
ბულს. ტროპოსფეროში რადიაციის ძირითადი მშთანთქმელი და
გამომსხივებელია წყლის ორთქლი.

ტროპოსფეროში ტემპერატურის განაწილება რომ ყოფილიყო
გამოწვეული მხოლოდ სხივური წონასწორობით, მაშინ, როგორც ეს
50-ე ცხრილიდანაც ჩანს, ქვედა კილომეტრიან ფენაში ტემპერატუ-
რის გრადიენტი ზეადიებატური იქნებოდა ($2^{\circ}/100$ მ) და ხელს შეუწ-
ყობდა ტურბულენტური შერევის განვითარებას. ამ ფენაში ტემპერა-
ტურის მნიშვნელოვან დაცემას იწვევს წყლის ორთქლ-ის სიმაღლის
მიხედვით სწრაფი კლება. მაგალითად, 1,5—2,0 კმ სიმაღლეზე
წყლის ორთქლის რაოდენობა დედამიწის ზედაპირის ნახევარს შეად-
გენს, ხოლო 5 კმ— $1/5$ -ს. უფრო მაღალ ფენებში (6—8 კმ მაღლა),
სადაც ორთქლის ცვლილება მისი სიმცირის გამო ძალზე უმნიშვნე-
ლოა, ტემპერატურაც პრაქტიკულად უცვლელი რჩება (იზოთერმია).
ამგვარად, სხივური წონასწორობის თეორია ატმოსფეროს ქვედაფე-
ნებში ტემპერატურის ისეთ განაწილებას იძლევა, რომელიც ძლიერ
განსხვავდება ფაქტიურისაგან; ამასთან იგი მიუთითებს იმაზე, რომ
8—10 კმ-ზე მაღლა ადგილი უნდა ჰქონდეს იზოთერმულ სტრაცი-
ფიკაციას.

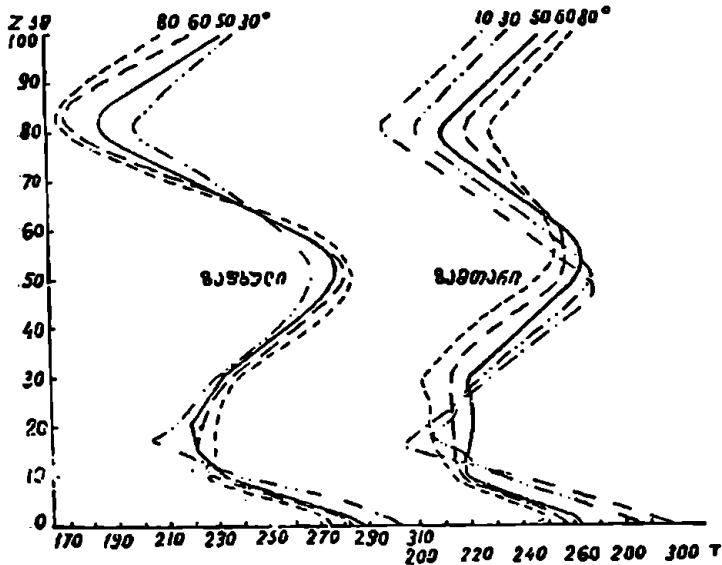
ც ხ რ ი ლ ი 50

სიმაღლე კმ-ით	0	0.6	1.3	1.8	2.1	3.1	4.2	6	10	∞
t°	-2	-11	-22	-28	-34	-41	-49	-58	-58	-66

ტროპოსფეროში სინამდვილეში ტემპერატურის დაცემა გაცილ-
ებით ნაკლებია და, მაშასადამე, იგი არ არის მხოლოდ სხივური წო-
ნასწორობის შედეგი. აქ ძირითად ფაქტორს ჰაერის ტურბულენტუ-
რი შერევა წარმოადგენს, რომლის მეშვეობითაც საბოლოოდ ყალ-
ბდება ტემპერატურის ვერტიკალური პროფილი. ამ პროცესის
დროს ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე მშრალ
და ტენადიებატურ გრადიენტებს შორისაა მოთავსებული. ატმოს-
ფეროს ამგვარ სითბურ მდგომარეობას კო ნ ვ ე ქ ც ი უ რ წო-
ნ ა ს წ ო რ ო ბ ა ს უწოდებენ. ტროპოსფერო საშუალოდ ძალიან ახ-
ლოსაა კონვექციურ წონასწორობასთან. ხშირია ცალკეული გადახრე-
ბი, როდესაც გრადიენტის მნიშვნელობა აღემატება მშრალადიება-
ტურს ან ნაკლებია ტენადიებატურზე. ამ შემთხვევაში (განსაკუთრე-
ბით ჰაერის მიმდებარე ფენებში) წამყვანი როლი რადიაციულ პრო-
ცესებს ენიჭებათ.

§ 10. ატმოსფეროს მაღალი ფენების ტემპერატურა

ატმოსფეროს მაღალი ფენების დასაწყისად საერთოდ სტრატოსფეროს ქვედაფენებს გულისხმობენ. როგორც ნახ. 33-დან ჩანს, ზაფხულსა და ზამთარში ყველა განედზე (გარდა ტროპიკულისა) ტროპოპაუზის ზემოთ ტემპერატურა 30 კმ სიმაღლემდე თითქმის მუდმივი რჩება (იზოთერმული); როგორც აღვნიშნეთ, ეს მდგომარეობა სხიუერი წონასწორობის შედეგია. აღნიშნული სიმაღლიდან ოზონის კონცენტრაციის მატებასთან ერთად ტემპერატურა მატულობს და 50—60 კმ სიმაღლეზე იგი მაქსიმუმს აღწევს (ზაფხულში 0-დან 10—15°-მდე, ხოლო ზამთარში —3,—10°-მდე).



ნახ. 33. ზონალური საშუალო ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება 0—100 კმ ფენაში (ვ. ლუბენცოვი)

აღნიშნული თბილი ფენის ზემოთ ტემპერატურა კვლავ კლებულობს და მინიმუმს ადგილი აქვს დაახლოებით 80 კმ სიმაღლეზე (ზაფხულში —60, —100°, ზამთარში —30, —70°). აღნიშნულ ფენებში ტემპერატურის კლების ძირითად მიზეზად მიაჩნიათ ის, რომ აქ ოზონის უქონლობის გამო მზის რადიაცია ატმოსფეროს მიერ სრულიად არ შთაინთქმება.

სურ. 33-ზე გარკვევით ჩანს, რომ ზაფხულში 12 და 65 კმ სიმაღლეზე ყველა მრუდი ერთმანეთს გადაკვეთს, ე. ი. ზონალური ტემპ-

პერატურის პორიზონტალური გრადიენტი ნულს უახლოვდება. გრადიენტი ამ დონეებს შორის მიმართულია მაღალი განედიდან დაბალისაკენ, ხოლო აღნიშნულ დონეებს ზემოთ — დაბალიდან მაღალი განედისაკენ.

ზამთარში მრუდთა გადაკვეთა სხვადასხვა სიმაღლეზე ხდება და ამიტომ ნულოვანი გრადიენტიც თვალსაჩინოდ გამოხატული არ არის.

90—100 კმ-ზე ზემოთ ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით მატულობს და რამდენიმე ასეულ კილომეტრზე 1000—2000° აღწევს. ბოლო წლებში მიღებულმა დაკვირვებებმა ტემპერატურათა განაწილების შემდეგი სურათი მოგვცა (ცხრ. 51):

ცხრილი 51

სიმაღლე კმ-ებით	150	180	300	600	1000	1600
დღისით	665	1464	1723	1692	1692	1892
ღამით	665	1186	1186	1186	1186	1186

როგორც 51-ე ცხრილიდან ჩანს, 600 კმ სიმაღლემდე დღისით ტემპერატურა მატულობს, ხოლო უფრო მაღლა იგი მუდმივი რჩება. ღამით ტემპერატურა იმატებს 180 კმ სიმაღლემდე, უფრო მაღლა 1600 კმ-მდე — მუდმივია. აქვე აღსანიშნავია, რომ ღამის ტემპერატურები უფრო დაბალია დღისისაზე. ეს ძირითადად გამოწვეულია იმით, რომ დიდ სიმაღლეებზე ჰაერის სიმკვრივე და ატომური უანგბადის მოლეკულური წონა დღისით მეტია, ვიდრე ღამით.

როგორც ცნობილია, ყოველი სხეულის ტემპერატურა მათი შინაგანი ენერგიის რაოდენობრივი გამოხატულებაა. შინაგანი ენერგია კი წარმოიქმნება მოლეკულების სითბური მოძრაობის შედეგად. თუ გაზი (ჰაერი) სითბურ წონასწორობაშია, ენერგიის გაცვლა მოლეკულათა დაჯახების შედეგად უფრო ხშირია ქვედაფენებში, მაშინ როდესაც ძლიერ გაიშვიათებულ გაზებში (ან ატმოსფეროს დიდ სიმაღლეებზე) იგი იშვიათია, რადგან მოლეკულათა შორის თავისუფალი გარბენის მანძილი მატულობს. ჩვეულებრივ პირობებში გაზის ტემპერატურა შეესაბამება მის კინეტიკურ ტემპერატურას და გამოთვლება ფორმულით:

$$\bar{v} = \sqrt{\frac{8kT}{\pi m}},$$

$$T = \frac{\pi m}{8k} \bar{V}^2. \quad (107)$$

\bar{V} მოლეკულათა საშუალო სიჩქარეა, m —მოლეკულათა მასა, K —გაზის მუდმივა, განკუთვნილი ერთი მოლეკულისათვის.

როგორც (107) ფორმულიდან ჩანს, გაზის ტემპერატურა ძირითადად დამოკიდებულია მოლეკულათა გარბენის საშუალო სიჩქარეზე. ვინაიდან იონოსფეროში ატომთა სიჩქარე ძლიერ მატულობს, ამიტომ მატულობს T -ც, მაგრამ ატომების ერთმანეთთან დაჯახება და ენერგიის გაცემა მათ შორის მანძილის გადიდების შედეგად იმდენად იშვიათია, რომ გაზის ენერგია უცვლელი რჩება. მაგალითად, 60 კმ სიმაღლეზე ნაწილაკის თავისუფალი გარბენის მანძილი 0,25 სმ-ია, 120 კმ—0,3 მ, 240 კმ—900 მ, ხოლო 650 კმ—65 კმ. ამიტომაც, რომ ნაწილაკთა საშუალო სიჩქარე, გამოთვლილი (107) ფორმულით, იცვლება, რასაც არ მოჰყვება გაზის ენერგიის ცვლილება. აქედან გამომდინარე, სიმაღლეზე მოძრავი სხეულის (რაკეტა, დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრი) ტემპერატურა პრაქტიკულად დამოკიდებული არ არის გარემოს ტემპერატურაზე. მისი სითბური წონასწორობა ძირითადად განისაზღვრება მზის სხივური ენერგიის ბალანსით და მოცემული სხეულის სითბური გამოსხივებით.

ზემომოყვანილი ტემპერატურები წარმოადგენს მოლეკულურ ტემპერატურას (T_m), რომელიც შემოიღეს ატმოსფეროს მაღალი ფენების შესასწავლად. იგი დაკავშირებულია ჩვეულებრივ კინეტიკურ ტემპერატურასთან (T_c) ტოლობით

$$T_m = \frac{M_0}{M} T_c, \quad (108)$$

სადაც M_0 და M ჰაერის მოლეკულური წონაა ზღვის დონესა და ნებისმიერ სიმაღლეზე.

90—100 კმ სიმაღლემდე, სადაც ჰაერის შედგენილობა მუდმივია ($M_0 = M$), T_m და T_c ტემპერატურები ერთმანეთს თანხვედბა (უტოლდება), მაგრამ უფრო მაღლა, სადაც ეანგბადისა და აზოტის დისოციაციის შედეგად მოლეკულური წონა კლებულობს T_m და T_c სხვადასხვაა, კერძოდ, $T_m > T_c$.

ტროპოსფეროში ჩვეულებრივ ადგილ აქვს ტემპერატურის და-
ცემა. მაგრამ ხშირია შემთხვევები, როდესაც ტემპერატურის ჩვე-
ულებრივი განაწილება ირღვევა და იცვლება ინვერსიით, რომლის
დროსაც ტემპერატურა მატულობს. როგორც ცნობილია, ინვერსი-
ული ფენა მდგრადი სტრატოფიკაციით ხასიათდება, იგი ხელს უშ-
ლის კონვექციურ მოძრაობას, რის გამოც მას შემდეგ ზედა
ფენასაც უწოდებენ.

არჩევნ მიწისპირა ფენებისა და თავისუფალი ატმოსფეროს ინ-
ვერსიებს. მათი წარმოშობა და განვითარება დაკავშირებულია რიგ
ფაქტორებთან, რომელთა შესახებაც ქვემოთ მოკლედ შევჩერდებით.
მიწისპირა ინვერსიაში გაერთიანებულია ინვერსიის შემდეგი
ტიპები:

1. რადიაციული ინვერსია — წარმოიშობა მცირე-
დრუბლიან წყნარ ამინდში, ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული
გადაცივების შედეგად. წლის თბილ პერიოდში იგი შეიძლება წარ-
მოიშვას ღამით, განსაკუთრებით მის მეორე ნახევარში. დილით ად-
რე რადიაციული ინვერსიის სიმძლავრე ხშირად რამდენიმე ათეული
მეტრიდან 300—700 მ და ზოგჯერ 800—1000 მ-ს აჭარბებს. მზის
ამოსვლის შემდეგ იგი სწრაფად იშლება ქვემოლან ზემოთ. ინვერსი-
ის გავრცელება დიდადაა დამოკიდებული სუსტ ტურბულენტობა-
ზე. ძლიერ ტურბულენტობას შეუძლია ინვერსიის დაშლა და ტემ-
პერატურის ადიაბატური განაწილების დამყარება.

წლის ცივ პერიოდში, როდესაც დღის გათბობა ღამის გადაცივე-
ბის კომპენსაციას ვერ ახდენს, მაშინ ღამით წარმოშობილი მიწის-
პირა ინვერსია დღისითაც განაგრძობს არსებობას. თუ იგი რამდენი-
მე დღეს ზედიზედ გაგრძელდა, ინვერსიის საზღვარი მალა აიწვეს
და მისი სიმძლავრე 2 კმ-ს მიაღწევს. ეს უკანასკნელი ძირითადად
ანტიციკლონებში ჩნდება ძალზე დაბალი ტემპერატურის პირობებ-
ში (ციმბირის ანტიციკლონი).

2. გაზაფხულის ანუ თოვლის ინვერსია —
წარმოიშობა მდნობარე თოვლის ზედაპირზე თბილი ჰაერის გადა-
ადგილების პროცესში. ჰაერის მიმდებარე ფენების სითბო იხარჯება
თოვლის დნობაზე. ქვედაფენებში ჰაერი მნიშვნელოვნად ცივდება,
ზედაფენებში კი ტემპერატურა თითქმის უცვლელი რჩება. ამ დროს
წარმოშობილ ინვერსიას, ადვექციურსაც უწოდებენ.

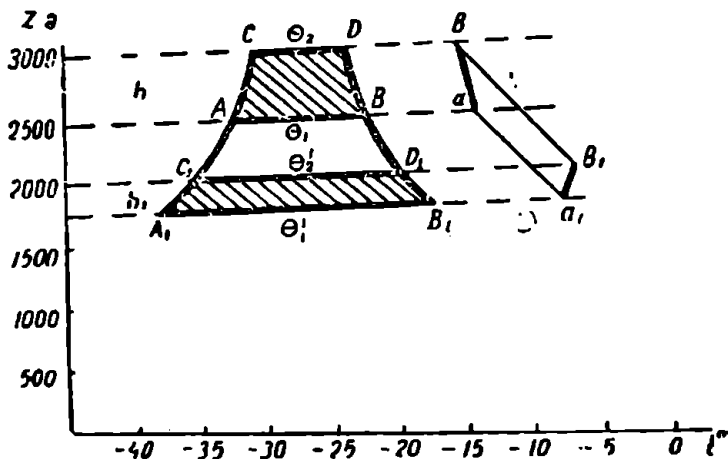
3. ოროგრაფიული ინვერსია რადიაციული ინვერსი-
ის სახესხვაობაა. იგი ძირითადად წარმოიშობა ქვაბური რელიეფის
პირობებში, საიდანაც ჰაერს გამოსასვლელი არ აქვს, ცივი ჰაერი

ფერდობებიდან ეშვება ქვაბურებისაკენ (ან დაბლობებისაკენ), ავსებს მას, მის ზემოთ კი თბილი ჰაერი მოექცევა. წყნარ მოწმენდილ ამინდში ქვეფენილი ზედაპირის მეტი რადიაციული გადაცივება აწიერებს აღნიშნულ ინვერსიას და იგი უფრო მძლავრი ფენის სახით წარმოგიდგება.

თავისუფალი ატმოსფეროს ინვერსიებს მიეკუთვნება ინვერსიების შემდეგი ტიპები:

1. კუმშვის ინვერსია — წარმოიშობა ანტიციკლონებში, რომლის ცენტრშიც ჰაერი დაბლა ეშვება, თბება და ქვემოთ პერიფერიისაკენ იშლება. დაბლა დაშვებისას ჰაერი წნევის გადიდებით იკუმშება და უფრო მდგრადი ხდება, ვიდრე თავდაპირველ მდგომარეობაში იყო.

მართლაც, წარმოვიდგინოთ ანტიციკლონში რაღაც სიმალლეზე $ABCD$ მოცულობის ჰაერის ფენა (ნახ. 34). დავუშვათ მის ზედა



ნახ. 34. კუმშვის ინვერსიის წარმოშობა

საზღვარზე პოტენციური ტემპერატურა $\theta_2 = 10^\circ$, ხოლო ქვედაზე — $\theta_1 = 7^\circ$; როგორც ჩანს, θ სიმალლის მიხედვით მატულობს და, მაშასადამე, მდგრად სტრატოფიკაციასთან გვაქვს საქმე. დავუშვათ, რომ $ABCD$ ფენა ადიაბატურად ეშვება ქვემოთ, მაშინ იგი უფრო მაღალი წნევის გავლენას განიცდის, ჰაერი იკუმშება და პორიზონტალური მიმართულებით გაიშლება. ამის შემდეგ მთელი ფენა დაიკაფებს ახალ $A'B'C'D'$ მდგომარეობას, რომლის სისქეც (250 მ) ნაკლები იქნება საწყისი (500 მ) ფენის სისქეზე ($h_1 < h$). პოტენციური

ტემპერატურა ფენის დაბლა დაშვებისას არ შეცვლილა, რადგან ჰაერი მშრალი ადიაბატით გადაადგილდა (ad_1 და bx_1) და ამიტომ მუდმივი დარჩა, მაშასადამე, $\theta_2 = \theta'_2$ და $\theta_1 = \theta'_1$; ამ შემთხვევაში იცვლება მხოლოდ ჰაერის ფენის სისქე (h -დან h_1 -მდე).

განვსაზღვროთ პოტენციური ტემპერატურის საშუალო გრადიენტი აღნიშნული ფენის როგორც პირველი, ისე მეორე მდგომარეობისათვის:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta_2 - \theta_1}{h} = \frac{10 - 7}{5} = 0,6^\circ$$

დაშვების შემდეგ:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta'_2 - \theta'_1}{h_1} = \frac{\theta_2 - \theta_1}{h_1} = \frac{10 - 7}{2,5} = 1,2^\circ.$$

როგორც ვხედავთ, ჰაერის ფენის ძირს დაშვების შემდეგ გრადიენტმა მოიმატა და $1,2^\circ$ -ს მიაღწია. ეს იმას ნიშნავს, რომ პოტენციური ტემპერატურა მატულობს და იგი ყოველი 100 მ სიმაღლისათვის $1,2^\circ$ -ს შეადგენს, ეს კი ინვერსიული ფენის მაჩვენებელია.

კუმშვის ინვერსია მნიშვნელოვნად ვითარდება პორიზონტალური და ვერტიკალური მიმართულებით. იგი ხშირად წარმოიშობა 1—2 კმ სიმაღლეზე.

2. ტურბულენტური ინვერსია წარმოიშობა თავისუფალი ატმოსფეროს იმ ფენებში, სადაც ადგილი აქვს ქარის დიდ სიჩქარეებს. ძლიერი ტურბულენტობის შეშვეობით ამ ფენებში ერევა მეზობელი ფენების ჰაერის მასები. ამასთან ფენის ზედა ნაწილში წარმოიშობა დაღმავალი დენები, სადაც ჰაერი ადიაბატურად ცივდება. ფენის შუა ნაწილში ვითარდება ინვერსია. ამ ინვერსიის სისქე დიდი არ არის (რამდენიმე ათეული მეტრია).

3. ფრონტალური ინვერსია წარმოიშობა ფრონტალურ ზედაპირზე, რომელიც ჰყოფს თბილი და ცივი ჰაერის მასებს ერთმანეთისაგან. როგორც ცნობილია, თბილი ჰაერი ყოველთვის ცივი ჰაერის ზემოდანაა მოქცეული, ხოლო ეს უკანასკნელი სოლსებურადაა მასში შეჭრილი. ინვერსიული ფენა ფრონტის ხაზზეა და წარმოადგენს გარდაღმავალ ფენას რამდენიმე ათეული ან ასეული მეტრის სისქით.

თბილი და ცივი ჰაერის ინტენსიური შერევის შედეგად გარდაღმავალ ფრონტალურ ზედაპირზე ხშირად შეინიშნება არა ინვერსია, არამედ იზოთერმია ან ტემპერატურის ცვლილება შემცივებული გრადიენტით.

წყლის ბრუნვა ატმოსფეროში

დედამიწის ზედაპირის დიდი ნაწილი წყალს უჭირავს. მისი მარაგი შემდეგნაირადაა განაწილებული: ოკეანეები და ზღვები — 1.336.000, პოლარული ყინულები — 3500, თოვლის საფარი — 250, ტბები — 250, მდინარეები — 50, ჭაობები — 6 ათასი კმ³.

დედამიწის ატმოსფერო წყლის ორთქლის სახით შეიცავს წყლის მსოფლიო მარაგის 0,001%-ს. იგი განუწყვეტლივ მოედინება ატმოსფეროში აორთქლების გზით, ზღვებისა და ოკეანეების, წყალსაცავების, ნიადაგისა და მცენარეულობის, თოვლისა და ყინულის ზედაპირებიდან. ატმოსფეროში ხდება წყლის ორთქლის კონდენსაცია, რის შედეგადაც წარმოიშობა ღრუბლები, ნისლი და სხვა პიჯრომეტეორები. კონდენსაციის პროდუქტები დედამიწაზე გვევლინება ნალექების სახით, რომელიც მდინარეებისა და სხვა ნაკადების სახით ჩაედინება ტბებში, ზღვებსა და ოკეანეებში. ხოლო ნაწილი ჩაიწონება ნიადაგში. დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მცენარეთა ტრანსპირაციას.

წყლის ბრუნვა ატმოსფეროში რთული პროცესია, მაგრამ თუ უგულებელვყოფთ მის ზოგიერთ დეტალს, სადაც წყლის ძალზე მცირე რაოდენობა მონაწილეობს, მაშინ ის შეიძლება რაოდენობრივად დავახასიათოთ წყლის ბალანსის მეშვეობით.

წყლის ბალანსი დედამიწის ზედაპირზე მ. ლეოვიჩის გამოანგარიშებით შემდეგ სახეს იღებს (ათასი კმ³):

აორთქლება ზღვებიდან და ოკეანეებიდან	448
აორთქლება ხმელეთის ზედაპირიდან	71
ს უ ლ	519
ნალექები ზღვებსა და ოკეანეებზე	412
ნალექები ხმელეთის ზედაპირზე	107
ს უ ლ	519

როგორც ვხედავთ, ხმელეთიდან აორთქლებული წყლის რაოდენობა ნაკლები ყოფილა მოსულ ნალექებზე. ქარბი წყალი 36.000 კმ³ რაოდენობით ხმელეთზე მდინარეების მეშვეობით ჩაედინება ზღვებსა და ოკეანეებში, ხოლო ამ უკანასკნელიდან აორთქლებული წყლის იგივე რაოდენობა ორთქლის სახით ატმოსფეროს ცირკულაციით გადაიტანება ხმელეთის მიმართულეობით.

§ 1. აორთქლება

აორთქლება რთული პროცესია, რომელიც მიმდინარეობს წყლის ზედაპირიდან, ნიადაგიდან, მცენარეული საფარიდან, თოვლისა და ყინვარების ზედაპირებიდან. მისი ფიზიკური არსი ის არის, რომ წყლის მოლეკულები, რომელთა სიჩქარეც აღემატება მოცემული ტემპერატურის პირობებში მოლეკულათა საშუალო სიჩქარეს, გადალახავს მოლეკულათა შორის არსებულ შეჭიდულობის ძალას, მოწყდება წყლის ძირითად მასას და ხვდება გარემო სივრცეში. ტემპერატურის მატებასთან ერთად წყლის მასას მოწყვეტილ მოლეკულათა რაოდენობა და აქედან გამომდინარე აორთქლებაც მატულობს. სითხის ზედაპირზე წარმოიშობა ორთქლის გარკვეული რაოდენობა, რომლის მოლეკულებიც ნაწილობრივ ისევ სითხეს უბრუნდება. ფაქტიური აორთქლება ეს არის სითხიდან მოწყვეტილ და უკან დაბრუნებულ მოლეკულათა შორის სხვაობა. თუ სითხიდან მოწყვეტილი მოლეკულები აღემატება უკან დაბრუნებულს, მაშინ აორთქლება ხდება ზედაპირიდან, მაგრამ იმ შემთხვევაში, როდესაც სითხის ზედაპირის გარემო სივრცე იედინთება ორთქლით, ე. ი. ადგილი აქვს წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობას, აორთქლება წყდება და წარმოიშობა ისეთი წონასწორობა, რომლის დროსაც სითხიდან მოწყვეტილი და უკან დაბრუნებული მოლეკულები ერთმანეთს უტოლდება. სივრცის გადაჭერების შემთხვევაში შეიძლება ადგილი ჰქონდეს აორთქლების საწინააღმდეგო პროცესს—კონდენსაციას. ამ შემთხვევაში უკან დაბრუნებული მოლეკულები სჭარბობს სითხიდან მოწყვეტილს.

აორთქლების პროცესში, როდესაც მოლეკულებს ურთიერთშეჭიდულობისა და გარეგანი წნევის ძალების გადალახვა უხდება, იხარჩება სითხური ენერჯიის გარკვეული რაოდენობა, რომელსაც აორთქლების ფარულ სითხოს უწოდებენ. მას დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფეროს ენერგეტიკული პროცესებისათვის. იგი გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$L = 597 - 0,6t,$$

სადაც L აორთქლების ფარული სითბოა კალ/გ; t — ტემპერატურა. წყლის ზედაპირიდან 1 გ წყლის ასაორთქლებლად საშუალოდ იხარჯება 600 კალ სითბო, ხოლო ყინულის ზედაპირიდან — 680.

§ 2. წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა

როგორც ზემოთ ვნახეთ, აორთქლება შეიძლება მოხდეს იმ შემთხვევაში, თუ სითბის ზედაპირზე გარემო სივრცე წყლის ორთქლით არ არის გაჯერებული. ამიტომ, პირველ ყოვლისა საჭიროა შევჩერდეთ წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობაზე და მასზე მოქმედ ზოგიერთ ფაქტორზე.

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა (E) ტემპერატურის ფუნქციას წარმოადგენს. ტემპერატურის მატებით იზრდება მაქსიმალური დრეკადობაც. ეს დამოკიდებულება კარგად ჩანს 52-ე ცხრილში.

ც ხ რ ი ლ ი 52

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა (მბ-ით) წყლისა ($E_{წყ.}$) და ყინულის ($E_{ყ.}$) ზედაპირზე

ტემპერატურა ზედაპირი	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
$E_{წყ.}$	0,19	0,51	1,25	2,86	6,11	12,3	23,4	42,6	73,8
$E_{ყ.}$	0,13	0,38	1,05	2,62	6,11	—	—	—	—

ტემპერატურის ყოველი 10° -ით მატება წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობის ორჯერ მატებას იწვევს. 30° ტემპერატურის დროს ჰაერი ნაჯერ მდგომარეობაში შეიცავს 7-ჯერ უფრო მეტ წყლის ორთქლს, ვიდრე 0° -ისას.

როგორც ცნობილია, უარყოფითი ტემპერატურისას წყალი შეიძლება გადაცივებულ მდგომარეობაში იმყოფებოდეს. იგი ასეთ მდგომარეობაში ჩვეულებრივ -10° -მდეა, მაგრამ ხშირად გადაცივებული წყალი -40° -მდეც კი შეიმჩნევა.

52-ე ცხრილიდან გამოვძინარეობს, რომ 0° -ზე დაბალი ტემპერატურის დროს წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა ყინულის ზედაპირზე უფრო ნაკლებია, ვიდრე წყლის ზედაპირზე.

მაგალითად, -10° -ის დროს მაქსიმალური დრეკადობა გადაცივებულ წყლის ზედაპირზე $E_{წყ.} = 2,86$ მბ, ყინულის ზედაპირზე კი $E_{ყ.} = 2,62$ მბ.

ზემოაღნიშნული გარემოება იმითაა გამოწვეული, რომ ყინულის მოლეკულათა შექიდიულების ძალა უფრო მეტია და, მაშასადამე, მისი ზედაპირიდან მოწყვეტილ მოლეკულათა რაოდენობაც ნაკლები იქნება წყლისაზე. ამიტომ, რომ ერთი და იმავე უარყოფითი ტემპერატურის დროს ყინულის ზედაპირზე ჰაერის გასაჯერებლად უფრო ნაკლები რაოდენობის ორთქლია საჭირო, ვიდრე წყლის ზედაპირზე.

აღსანიშნავია ის გარემოებაც, რომ როცა ტემპერატურა იკლებს, წყლისა და ყინულის ზედაპირზე წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობათა სხვაობა ($E_{\text{წყ.}} - E_{\text{ყ.}}$) მატულობს (ცხრ. 51); მაქსიმუმს (0,27 მმ) დაახლოებით -12° ტემპერატურის დროს აღწევს, შემდეგ იგი ისევ კლებულობს; ამ მდგომარეობას დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფეროში ნალექების წარმოშობისა და მათი დამახვილების პროცესებისათვის.

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა საკმაოდაა დამოკიდებული ზედაპირის სიმრუდეზე: ბრტყელ ზედაპირთან შედარებით, ამოზნექილ ზედაპირზე უფრო მეტია, ვიდრე ჩაზნექილზე. ეს გამოწვეულია იმით, რომ მოლეკულათა შექიდიულობის ძალა ამოზნექილ ზედაპირზე უფრო ნაკლებია, ხოლო ჩაზნექილზე მეტი. თუ წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობას ამოზნექილ (ან ჩაზნექილ) ზედაპირზე აღვნიშნავთ E' -ით, ხოლო მაქსიმალურ დრეკადობას ბრტყელ ზედაპირზე E -თი, მაშინ მათი შეფარდება გამოითვლება ტომსონის ფორმულით:

$$\lg \frac{E'}{E} = \frac{C}{R}. \quad (109)$$

ამ ფორმულაში C მუდმივია, ხოლო R — წვეთის სიმრუდის რადიუსი სმ-ით.

ქვემოთ მოგვყავს სხვადასხვა ზომის წვეთებისათვის $\frac{E'}{E}$ შეფარდების სიდიდენი %-ით:

$R_{\text{სმ.}}$	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}
$\frac{E'}{E}$	332	113	101.2	100.12

წვეთის რადიუსი თუ მეტია 10^{-4} სმ (1 მკ), მაშინ შეფარდება $\frac{E'}{E}$ პრაქტიკულად ერთის ტოლი იქნება, ე. ი. სიმრუდე წყლის ორთქლის გადაჯერებაზე არ იმოქმედებს. მაგრამ, როდესაც $R = 10^{-6}$ სმ,

ასეთი ზომის წვეთის წყლის ორთქლით გაჯერებისათვის საჭირო იქნება 13%-ით მეტი ორთქლი ბრტყელ ზედაპირთან (E) შედარებით.

ცნობილია, რომ ატმოსფეროში წყლის ორთქლის კონდენსაცია ხდება ე. წ. კონდენსაციის გულებზე, რომელნიც წარმოადგენენ სხვადასხვა სახის მარილებიან ნაწილაკებს. წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა ასეთ ხსნარში ნაკლები იქნება (ერთი და იმავე ტემპერატურის დროს) სუფთა წყალთან შედარებით. თუ ზღვების წყლის საშუალო მარილიანობა 35 გ/ლ, მაშინ ასეთ ზედაპირზე მაქსიმალური დრეკადობა დაახლოებით 2%-ით კლებულობს. ამიტომაც, რომ ზღვის წყალი სუფთა წყალთან შედარებით უფრო ნელა ორთქლდება. მნიშვნელოვნადაა შემცირებული მაქსიმალური დრეკადობა მარილებით მძლარ წვეთებზე. ასეთი წვეთების ზედაპირზე წყლის ორთქლის ნაჭერი მდგომარეობა შეიძლება დამყარდეს შეფარებითი ტენიანობის 78—80%-ის დროს.

წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა დამოკიდებულია აგრეთვე წყლის წვეთების დამუხტულობაზე. წყლის წვეთი რაც უფრო მეტადაა დამუხტული, მით უფრო ნაკლები სიძლიერით მიმდინარეობს აორთქლება.

§ 3. დიდი და მცირე წალსაცავებიდან აორთქლების სიჩქარის განსაზღვრავლი ფაქტორები

ბუნებრივი ზედაპირიდან აორთქლების სიჩქარე ანუ ინტენსივობა წარმოადგენს წყლის იმ რაოდენობას მილიმეტრებში, რომელიც ერთეული ფართის ზედაპირიდან ორთქლდება დროის ერთეულში. 1 მ² ფართის ზედაპირიდან აორთქლებული 1 მმ ორთქლი შეადგენს 1 კგ წყლის მასას.

წყალსაცავის ზედაპირიდან აორთქლების სიჩქარე დამოკიდებულია ქარის სიჩქარეზე, ტენიანობის დეფიციტზე, ჰაერის ტემპერატურაზე, რომლის სიდიდეც რადიაციულ ბალანსზეა დამოკიდებული, წყალსაცავის ზომაზე და მის სიღრმეზე, წყლის ალბედოზე, წყლის ზედაპირის მქისეობაზე და სხვ.

წყლის ზედაპირიდან ორთქლის გადატანა ატმოსფეროში ძირითადად ჰაერის ტურბულენტური შერევის გზით ხდება. ეს უკანასკნელი გაპირობებულია ქარის სიჩქარით. გამორკვეულია, რომ საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე (ზაფხულის თვეებისათვის) ქარის სიჩქარის 1-დან 10 მ/წმ მომატება გამოიწვევდა აორთქლებას 10-ჯერ გაზრდას.

ბუნებრივი ზედაპირიდან აორთქლების ინტენსივობა ხაზობრივ კავშირშია ტენიანობის დეფიციტთან. ტენიანობის დეფიციტის 1-დან

10 მბ-მდე მატებამ შეიძლება აორთქლების 2,5-ჯერ გაზრდა გამოიწვიოს, მაგრამ თუ შესაბამისად გაიზარდა ქარის სიჩქარე, მაშინ მან შეიძლება ზემოაღნიშნულ სიდიდეს რამდენჯერმე გადააქარბოს.

ტენიანობის დეფიციტი მკიდროდა დაკავშირებული ასაორთქლებელ ზედაპირისა და ჰაერის ტემპერატურასთან, ასევე წყლის მარილიანობასთან. თუ ასაორთქლებელი წყლის ზედაპირის ტემპერატურა მეტია ჰაერის ტემპერატურაზე, მაშინ მისი E_{Σ} . უფრო მეტი იქნება ჰაერის მოცემული ტემპერატურის მაქსიმალურ დრეკადობაზე; ამიტომ ზედაპირიდან აორთქლება გრძელდება მაშინაც კი, როდესაც ჰაერი უკვე ნაჯერ მდგომარეობამდეა მიღწეული, ე. ი.

$$e = E < E_{\Sigma}$$

წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიჩქარის განმსაზღვრელ ემპირიულ ფორმულებში ძირითად პარამეტრს ტენიანობის დეფიციტი და ქარის სიჩქარე წარმოადგენს; ამიტომ ყველა ფორმულა მსგავსი სტრუქტურით ხასიათდება:

$$V = f(u) (E_{\Sigma} - e), \quad (110)$$

სადაც ფუნქცია $f(u)$ აორთქლებაზე ქარის სიჩქარის გავლენის გამოხატველია. მისი რაოდენობრივი მაჩვენებელი სხვადასხვა ავტორს სხვადასხვანაირად აქვს მოცემული.

ტემპერატურა (როგორც წყლის ზედაპირის, ასევე ჰაერის) დიდ გავლენას ახდენს აორთქლებაზე. მასზე იხარჯება სითბური ენერგია და თუ ასაორთქლებელ ზედაპირზე სითბოს მოდენას არ აქვს ადგილი, მაშინ იგი ცივდება. ზედაპირის გაცივებისას აორთქლება არა მარტო მცირდება, არამედ შეიძლება შეწყდეს კიდევ, თუ E_{Σ} გაუტოლდება ჰაერში არსებულ წყლის ორთქლს დრეკადობას (e): როგორც ჩანს, აორთქლების სიჩქარე ენერგეტიკულ რესურსებზეა დამოკიდებული და ძირითადად განისაზღვრება რადიაციული ბალანსის რაოდენობრივი მაჩვენებლით. მაგალითად, სევანის ტბაზე ტემპერატურის 1° -ით ცვლილებას შეუძლია გამოიწვიოს აორთქლების 0,7-დან 1,2%-მდე ცვლილება, ან საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე თუ წყალსაცავის ზედაპირის ტემპერატურა მოიმატებს 5-დან 40° -მდე, მაშინ აორთქლება, ამ ზედაპირიდან დაახლოებით 2-ჯერ გაიზარდება.

მრავალრიცხოვანი დაკვირვებიდან ირკვევა, რომ აორთქლების სიჩქარე და წლიური მსვლელობა მკიდროდა დაკავშირებული წყალსაცავის სიღრმესთან. 5 მ სიღრმის მქონე წყალსაცავის გათ-

ბობის პერიოდში (გაზაფხული, ზაფხული), აორთქლების ინტენსივობა 4-ჯერ აღემატება 20 მ სიღრმის წყალსაცავის აორთქლებას. გაცივების პერიოდში (შემოდგომაზე და ზამთარში წყალსაცავი არ იყინება) ზემოაღნიშნული წყალსაცავებიდან აორთქლება 2-ჯერ ნაკლებია 20 მ სიღრმის წყალსაცავთან შედარებით.

შედარებით მცირე გავლენას ახდენს აორთქლებაზე წყალსაცავის ზომა. წყალსაცავის ზომის 1-დან 100 კმ-მდე მატება იწვევს აორთქლების კლებას; ეს გამოწვეულია იმით, რომ დიდი ზომის წყალსაცავებში განუწყვეტელი აორთქლების შედეგად ჰაერის ტენიანობის მაღალ მაჩვენებელს აქვს ადგილი, ეს კი ხელს უშლის აორთქლებას.

საბჭოთა კავშირში წყალსაცავების ზედაპირიდან აორთქლების განსაზღვრისათვის იყენებენ სხვადასხვა სახის წყლის ამორთქლებებს. მათი მეშვეობით აღგენენ აორთქლების ემპირიულ ფორმულებს (მათ შესახებ ქვემოთ გვექნება ლაპარაკი), რომელთა პარამეტრების განსაზღვრაც ძირითადად აორთქლების ჰიდრომეტეოროლოგიურ ფაქტორებზეა დამოკიდებული. ასაორთქლებელი აუზი შეიძლება იყოს სხვადასხვა ზომის: 3000 სმ², 20 მ², 100 მ² და ა. შ. ამ აუზების მეშვეობით ანგარიშობენ რედუქციის კოეფიციენტს, ე. ი. სიდიდეს, რომელზეც უნდა გამრავლდეს ამორთქლებლის მონაცემები, რომ მივიღოთ წყალსაცავის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდე.

ცნობილია, რომ უმრავლეს შემთხვევაში ამორთქლებლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდე (V') არ უტოლდება წყალსაცავის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდეს (V). რედუქციის კოეფიციენტი

$$r = \frac{V'}{V} \text{ ცვალებადია (ცხრ. 53).}$$

ც ხ რ ი ს 53

რედუქციის კოეფიციენტის მნიშვნელობები სხვადასხვა წყალსაცავისათვის

წყალსაცავი	V	VI	VII	VIII	IX	X
ციმლიანსკი	0.38	0.70	0.92	1.10	1.19	1.54
ვოლგოგრადი	—	0.60	0.82	1.04	1.58	2.52
სევანის ტბა	0.25	0.45	0.65	0.85	1.3	1.6

ამის ძირითადი მიზეზია ალბედოს სხვადასხვაობა წყალსაცავსა და ამორთქლებელს შორის, ჰაერის ტემპერატურა, ქარის სიჩქარე

ორივე აუზის ზედაპირზე, ზედაპირის ტემპერატურები და წყლის მასაში სითბოს გაცვლა.

მცირე წყალსაცავები, დიდ წყალსაცავებთან შედარებით, უფრო მეტად განიცდის ხმელეთის გავლენას, რის გამოც მშრალი ჰაერის ზემოქმედებით აქ აორთქლება იზრდება. დიდ წყალსაცავებში ხმელეთიდან მონაბერი ქარის სიჩქარის მომატება აორთქლების სიჩქარეზე მნიშვნელოვან გავლენას ვერ ახდენს, რადგან ჰაერის წყლისპირა ფენები საკმაოდ ტენიანდება.

§ 4. აორთქლება დროა. ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლება და ტრანსპირაცია

ბუნებრივ პირობებში აორთქლებას განიხილავენ სამი სხვადასხვა სახის ზედაპირიდან: 1. წყლის ზედაპირიდან, 2. მცენარეულობას მოკლებული ნიადაგის ზედაპირიდან და 3. მცენარეული საფარიდან. ერთნაირ მეტეოროლოგიურ პირობებში სამივე ზედაპირიდან აორთქლების ინტენსივობა სხვადასხვაა.

აორთქლებადობა წარმოადგენს აორთქლებას წყლის ზედაპირიდან. იგი მიმდინარეობს განუწყვეტლივ (თუ კლიმატური პირობები ხელსაყრელია), რადგან წყლის მარაგით ლიმიტირებული არ არის. ამიტომ, რომ აორთქლებადობას მაქსიმალურად შესაძლებელ აორთქლებასაც უწოდებენ.

აორთქლებადობას შეიძლება ადგილი ჰქონდეს არა მარტო წყლის ზედაპირზე, არამედ ნიადაგის ზედაპირზეც. ერთნაირ კლიმატურ პირობებში, თუ ნიადაგი კარგადაა უზრუნველყოფილი წყლით და დაფარულია ხშირი მცენარეული საფარით, ამ უკანასკნელიდან შეიძლება მეტი წყალი აორთქლდეს, ვიდრე წყლის ზედაპირიდან.

ჩვეულებრივ პირობებში ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდე ნაკლებია აორთქლებადობაზე, რადგან მშრალ პერიოდში ნიადაგი შრება და აორთქლების პროცესი სუსტდება ან შეიძლება შეწყდეს.

რიგმა დაკვირვებებმა ცხადყო, რომ აორთქლება ხმელეთის (ნიადაგის) ზედაპირიდან შეადგენს წყლის ზედაპირიდან აორთქლების (აორთქლებადობის) დაახლოებით 20—30% -ს; მართლაც, ტამპკენტის მიდამოებში აორთქლებადობის წლიური ჯამი 1200 მმ აღწევს, მაშინ, როდესაც ფაქტიური აორთქლება აქ დაახლოებით 200 მმ-ია.

ნიადაგის ზედაპირიდან (მცენარეულობას მოკლებული) აორთქლების ინტენსივობა დაკავშირებულია მის ფიზიკურ თვისებებთან, ზედაპირის მდგომარეობასთან, რელიეფთან და სხვა ფაქტორებთან.

გაფხვიერებული ნიადაგიდან, ფორიანობის გადიდებისა და კაპილარების გაფართოების შედეგად, უფრო ნაკლებია აორთქლება, ვიდრე მკიდრო (დატკეპნილი) და ვიწრო კაპილარების მქონე ნიადაგიდან. ეს იმით აიხსნება, რომ ვიწრო კაპილარებში წყალი უფრო მაღლა იწევს.

ასაორთქლებელ ზედაპირთან გრუნტის წყლის დონის სიახლოვე აღიღებს აორთქლების ინტენსივობას. ამალღებულ ადგილებში, ქვაბურსა და ხეობასთან შედარებით, ტურბულენტური შერევის გაძლიერება იწვევს აორთქლების მატებას.

მცენარეული საფარი ძლიერ ამცირებს ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებას, რადგან იგი სხვადასხვა სიძლიერით ფარავს ნიადაგს და თვითონ წარმოშობს ასაორთქლებელ ზედაპირს. ბუნებრივ პირობებში მცენარეული საფარის ზედაპირიდან აორთქლება წარმოადგენს ტრანსპირაციისა და ნიადაგიდან აორთქლების ერთობლივ შედეგს, რომელსაც ჯამობრივ აორთქლებას უწოდებენ. ტრანსპირაციას წამყვანი ადგილი უკავია ჯამობრივ აორთქლებაში. საერთოდ, ტრანსპირაცია შეადგენს ჯამობრივი აორთქლების 50%-ზე მეტს (ცხრ. 54).

ცხრილი 54

ტყე-მცენარეულობიდან აორთქლების რაოდენობა (ვალდა)

თვე	V	VI	VII	VIII	IX	X	ჯამი (V-X)
აორთქლება მშ-ით							
ჯამობრივი აორთქლება ტყიდან	85	82	69	48	37	14	285
აორთქლება ბალახეულ მცენარეებიდან და ნიადაგიდან	19	38	31	25	18	7	138
ტრანსპირაცია	16	44	38	23	19	7	147

სრულიად განსხვავებულ სურათს იძლევა აორთქლება მცენარეულობით დაფარული წყალსაცავებიდან და ტბებიდან. ექსპერიმენტულმა ცდებმა ცხადყო, რომ სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განლაგებულ წყალსატევებში, რომლებიც სხვადასხვა სახის მცენარეულობითაა დაფარული, ტრანსპირაციის წილი ჯამობრივ აორთქლებაში დაახლოებით 75%-ს შეადგენს. ვეგეტაციური პერიოდის ცალკეულ თვეებში, როდესაც ზელსაყრელი პირობებზე-ოროლოგიური პირობებია, ტრანსპირაციამ შეიძლება ჯამობრივი აორთქლების 90--95%-ს მიაღწიოს.

§ 5. აორთქლების განსაზღვრის მეთოდი

აორთქლების განსაზღვრა წყლისა და ნიადაგის ზედაპირიდან ძირითადად ამაორთქლებლების მეშვეობით წარმოებს. ამჟამად გამოყენებულია მთავარი ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის (მპი) ამაორთქლებელი 3000 სმ² ზედაპირით და აგრეთვე 20 და 100 მ² ფართობის ამაორთქლებლები. ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების განსაზღვრა წარმოებს სპი 500-ით. აღნიშნული იარაღების აგებულებისა და დაკვირვების მეთოდიკაზე არ შეეჩერდებით, რადგან იგი კარგადაა მოცემული სპეციალურ მეტეოროლოგიურ ხელსაწყოთა სახელმძღვანელოებში. აქ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ყველა შემთხვევაში მთავარი ამაორთქლებელი, აგრეთვე დაკვირვების მეთოდიკა სრულყოფილი არ არის; მათი მონაცემები აორთქლების სიჩქარეზე ბუნებრივ პირობებთან შედარებით ჭერ კიდევ მნიშვნელოვან ცდომილებებს შეიცავს. მიუხედავად ამისა, ისინი ძირითად დასაყრდენს წარმოადგენენ აორთქლების ემპირიული ფორმულებით განსაზღვრისათვის.

როგორც აღვნიშნეთ, სხვადასხვა ავტორების მიერ რეკომენდებულ ემპირიულ ფორმულებში ძირითადი ადგილი ქარის სიჩქარეს და ტენიანობის დეფიციტს ეთმობა. მისი ზოგადი სახე (111) ფორმულაშია მოცემული. ამ სახის პირველი განტოლება დალტონმა მოგვცა:

$$V = K \frac{F_{\text{ფ.}} - e}{P}, \quad (111)$$

სადაც P ატმოსფეროს წნევაა, ხოლო K — პროპორციულობის კოეფიციენტი, რომლის სიდიდე ქარის სიჩქარეზეა დამოკიდებული. უფრო მარტივ ემპირიულ ფორმულას იძლევა ვ. შულეიკინი; აქაც აორთქლების სიჩქარე პირდაპირ დამოკიდებულებაშია ქარის სიჩქარესა და ტენიანობის დეფიციტთან:

$$V = C \cdot U (E_{\text{ფ.}} - e), \quad (112)$$

სადაც V აორთქლების სიჩქარეა გ/სმ²წმ, U — ქარის სიჩქარე, C — კოეფიციენტი, რომელიც დამოკიდებულია იმ სიმაღლეზე, რომელზეც იზომება ქარის სიჩქარე და წყლის ორთქლის დრეკადობა (e).

პრაქტიკული თვალსაზრისით აორთქლებას განსაზღვრავენ დროის შედარებით ხანგრძლივი პერიოდისათვის (დღე-ღამე, თვე, წელი). ამ მხრივ აღსანიშნავია ვ. დავიდოვის მიერ მიღებული ფორმულა შედარებით მცირე წყალსაცავებისათვის:

$$V = 15d^{0.8} (1 + 0,125U), \quad (113)$$

სადაც V საშუალო თვიური აორთქლებბა მილიმეტრებში, d — ტენიანობის დეფიციტი მმ-ში, განსაზღვრული წყალსაცავთან ახლომდებარე მეტეოსადგურზე, U — ქარის სიჩქარე, განსაზღვრული იმავე სადგურზე.

წყლის ზედაპირიდან აორთქლების კარგად დასაბუთებულ ფორმულას იძლევა ბ. ზაიკოვი:

$$V = 0,15n (E_{\text{ფ.}} - e_{200}) (1 + 0,72 U_{100}) \text{ მმ/დღე-ღამე,} \quad (114)$$

სადაც V აორთქლებბა მმ-ში, n — დღეთა რიცხვი თვეში, e_{200} — წყლის ორთქლის დრეკადობა წყლის ზედაპირიდან 200 სმ სიმაღლეზე, U_{100} — ქარის სიჩქარე 100 სმ სიმაღლეზე.

ბუნებრივი ზედაპირიდან აორთქლების თეორიული საფუძვლების შესწავლა ფართო მასშტაბით გაიშალა მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში პროფ. მ. ბუდიკოს ხელმძღვანელობით. ამ მხრივ აღსანიშნავია აორთქლების რაოდენობის განსაზღვრა ს ი თ ბ უ რ ი ბ ა ლ ა ნ ს ი ს მ ე თ ო ღ ი თ. იგი შემდეგი სახისაა

$$V = \frac{(B-A) \Delta e}{\Delta e + 0,64 \Delta t} \text{ მმ/სთ.,} \quad (115)$$

სადაც V აორთქლებბა მმ/სთ, B — წყლის ან ნიადაგის რადიაციული ბალანსი, A — სითბოს გაცვლა ზედაპირსა და სიღრმეს შორის, Δe — აბსოლუტური ტენიანობის სხვაობა, Δt — ტემპერატურის სხვაობა 0,5 და 2,0 მ სიმაღლეთა შორის.

ამ ფორმულით სარგებლობა შესაძლებელია იმ შემთხვევაში, როდესაც $B-A \geq 0,10$, ხოლო მნიშვნელში ჯამი $\Delta e + 0,64 \Delta t > 0,5$.

ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების განსაზღვრისას საჭიროა სითბოს ნაკადის (A) ცოდნა. იგი გამოითვლება ფორმულით:

$$A = \lambda \frac{t_1 - t_2}{z_2 - z_1} \cdot \tau, \quad (115\text{a})$$

სადაც λ მოლეკულური სითბოგამტარობის კოეფიციენტი, $t_1 - t_2$ ტემპერატურათა სხვაობა ორ სიღრმეს შორის, $z_2 - z_1$ — სიღრმეთა სხვაობა (სმ-ბით) და τ — დროის ინტერვალი (წმ).

წყლის ზედაპირსა და სიღრმეს შორის სითბოს გაცვლა შედარებით უფრო რთული გამოსათვლელია, რადგან მათი ტემპერატურების გაზომვა რიგ სიძნელებთანაა დაკავშირებული.

აორთქლების განმსაზღვრელი (115) ფორმულა მცირე სახეცვლილების შემდეგ წარმატებით იქნა გამოყენებული რიგი მეცნიერების მიერ, წყალსაცავებიდან აორთქლების წლიური რაოდენობის

გამოსათვლელად. რადგან წყლის განმავლობაში წყლის სიღრმესა და ზედაპირს შორის სითბოს გაცვლა ნულის ტოლია ($A=0$), ამიტომ

$$V = \frac{B}{1 + 0,64 \frac{T_1 - T}{E_{\Sigma} - e}} \text{ გ/სმ}^2 \text{ წლ.}, \quad (116)$$

სადაც T_1 და T წყლის ზედაპირისა და ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურებია, E_{Σ} — ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა T_1 -ის პირობებში, e — ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა.

ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირიდან აორთქლების გამოთვლა შედარებით გამარტივებულია, რამდენადაც აქ ტურბულენტობის კოეფიციენტისა და წყლის ზედაპირის ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა ძალზე უმნიშვნელოა და შეიძლება იგი მხედველობაში არ მივიღოთ. ფორმულა ასეთი სახისაა:

$$V = 0,0134 U (E_{\Sigma} - e) \text{ მმ/დღე-ღამე} \quad (116^a)$$

აღნიშვნები იგივეა.

აღნიშნული ფორმულით გამოითვალეს ოკეანეებიდან აორთქლების სიდიდეები, რომლებიც სითბური ბალანსის ატლასშია მოცემული.

როდესაც რადიაციულ ბალანსზე დაკვირვებები არ არსებობს, აორთქლების სიდიდეს საზღვრავენ გრადიენტული მეთოდით. რომელსაც ტურბულენტური დიფუზიის მეთოდსაც უწოდებენ. ძირითადი ფორმულა, რომლის მეშვეობითაც წარმოებს ჰაერში წყლის ორთქლის ნაკადის განსაზღვრა და, მაშასადამე, აორთქლება, ასეთი სახისაა:

$$V = 2,1 K \cdot \Delta e \text{ მმ/სთ.} \quad (117)$$

სადაც K ტურბულენტობის კოეფიციენტი 1 მ სიმაღლეზე ($\text{მ}^2/\text{წმ}$), Δe — აბსოლუტური ტენიანობის სხვაობა z_1 და z_2 სიმაღლეზე.

ტურბულენტობის კოეფიციენტი K შეიძლება განვსაზღვროთ (82) ფორმულით:

$$K = 0,104 \Delta U \left(1 + 1,38 \frac{\Delta t}{\Delta U^2} \right) \text{ მ}^2/\text{წმ},$$

სადაც ΔU 10-წუთიანი ქარის საშუალო სიჩქარეთა სხვაობაა 0,5 და 2 მ სიმაღლეზე, Δt — 10-წუთიანი საშუალო ტემპერატურათა სხვაობა იმავე სიმაღლეებს შორის.

სითბური ბალანსის მეთოდისაგან განსხვავებით, ტურბულენტური დიფუზიის მეთოდი გამოირჩევა თავისი სიმარტივით, რაც მთავარია, იგი უნივერსალურია. მისი გამოყენება შეიძლება არა მარტო ჰიდრომეტეოროლოგიურ პრაქტიკაში, არამედ სახალხო მეურნეობის ცალკეულ დარგებშიც.

აორთქლების განსაზღვრა შეიძლება წყლის ბალანსის განტოლებიდან.

წყალსაცავებისათვის მას ასეთი სახე აქვს:

$$\frac{dH}{dt} = r - V - f + \varepsilon, \quad (118)$$

სადაც $\frac{dH}{dt}$ წყალსაცავის დონის ცვლილებაა, r — ნალექები, V —

აორთქლება, f — ჩამონადენი და ε — წყალსაცავის შენაკადები.

(118) ფორმულიდან შეიძლება განვსაზღვროთ აორთქლება, თუ ცნობილია განტოლების დანარჩენი წევრები. მაგრამ დროის ნებისმიერი მონაკვეთისათვის განტოლების ყველა კომპონენტის გაზომვა არ ხერხდება, უფრო მეტიც, ეს შეუძლებელია. ბუნებრივ წყალსატევებსა და საერთოდ ხმელეთის ზედაპირზე წყლის ბრუნვის საშუალო მრავალწლიური რეჟიმის დახასიათების მიზნით (118) განტოლებას ძლიერ ამარტივებენ. უშვებენ, რომ: $\varepsilon = 0$ და

$$r - V - f = 0,$$

საიდანაც

$$V = r - f. \quad (119)$$

(119) განტოლების ეს ფორმა ფართო პრაქტიკულ გამოყენებაშია, რადგან ნალექებისა და ჩამონადენის გაზომვა ინსტრუმენტურად ცოტად თუ ბევრად ხერხდება.

ხმელეთის ზედაპირიდან წლიური ჯამობრივი აორთქლების განსაზღვრის განტოლება შეადგინა მ. ბუდიკომ; იგი ამყარებს კავშირს

საშუალო წლიური აორთქლების ნალექებთან შეფარდებასა $\left(\frac{V}{r}\right)$

და რადიაციული ბალანსის სითბოს იმ რაოდენობასთან, რომელიც საჭიროა ნალექების წლიური ჯამის მთლიანად ასაორთქლებლად

$\left(\frac{B'}{Lr}\right)$, ე. ი.

$$\frac{V}{r} = \Phi \left(\frac{B'}{Lr} \right), \quad (120)$$

ადაც Φ განსაზღვრული ფუნქციაა, V — წლიური აორთქლება, B' — რადიაციული ბალანსი, r — ნალექების წლიური ჯამი, L — აორთქლების ფარული სიბო.

(120) განტოლების შემეოებით მ. ბუდოკომ შეადგინა 55-ე ცხრ., რომელიც იძლევა აორთქლების განსაზღვრის საშუალებას რადიაციული ბალანსისა და ნალექების მონაცემების მიხედვით.

ცხრილი 55

$\frac{B'}{Lr}$	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,4	1,8	2,0	2,5	3,0
$\frac{V}{r}$	0,10	0,20	0,36	0,50	0,62	0,70	0,82	0,88	0,90	0,94	0,97

უნდა აღინიშნოს, რომ აღნიშნულ (120) განტოლებაში $\frac{B'}{L}$ სიდიდე დამახასიათებელია მხოლოდ პოტენციურად შესაძლებელი აორთქლებისათვის ($V = \frac{B'}{L}$), რომელსაც ჩვენ აორთქლებადობას ვუწოდებთ, ამიტომ B' უნდა განისაზღვროს ტენიანი ზედაპირისათვის. B' სიდიდე ახლოსაა რადიაციული ბალანსის კვშმარიტ სიდიდესთან (B) ნოტიო კლიმატის პირობებში, მაგრამ მშრალი კლიმატის დროს იგი შეიძლება საგრძნობლად მეტი იყოს აღნიშნულ სიდიდეზე.

(120) განტოლებას თუ ანალიტურ ფორმას მიეცემთ, მაშინ აორთქლება ხმელეთის ზედაპირიდან შეიძლება განვსაზღვროთ ფორმულით:

$$V = \sqrt{\frac{Br}{L} \operatorname{th} \frac{Lr}{B} \left(1 - ch \frac{B}{Lr} + sh \frac{B}{Lr} \right)}. \quad (121)$$

მოყვანილ ფორმულაში B , r და L ცნობილი წევრებია, ხოლო th , ch და sh ტანგენსის, კოსინუსისა და სინუსის ჰიპერბოლური ფუნქციებია.

როგორც ვხედავთ. მიღებული განტოლება კავშირს ამყარებს აორთქლების წლიურ ჯამსა, რადიაციულ ბალანსსა და ნალექებს შორის. ამ ფორმულით აორთქლების განსაზღვრა შეიძლება მხოლოდ წლიური მონაცემებისათვის. უფრო მეტივე პერიოდისათვის (დღე-ღამე, თვე) იგი არ გამოდგება.

მაგ., განუსაზღვროთ სოხუმის მიდამოების აორთქლების წლიური ჯამი, თუ $B=66,8$ კვად/სმ²წლ., $r=150$ სმ. აღნიშნული სიდიდეები ჩაესვათ (121) ფორმულაში:

$$V = \sqrt{16700 \cdot t_k 1.34 (1 - ch 0,74 + sh 0,74)} =$$

$$= \sqrt{16700 \cdot 0,87 (1 - 1,29 + 0,81)} = \sqrt{7455,08} = 86,9 \text{ სმ.}$$

$$V = 869 \text{ მმ.}$$

§ 6. აორთქლების ზონარაობრივი განაწილება

აორთქლების პროცესი დედამიწის სხვადასხვა განედზე სხვადასხვანაირად მიმდინარეობს. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე წყლის დიდი რაოდენობა ორთქლდება არა ეკვატორულ, არამედ ტროპიკულ განედზე (ცხრ. 56).

ც ხ რ ი ლ ი 56

აორთქლების ზონალური განაწილება (სმ/წლ.)

განედი (გრად.)	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—90	0—90
ხმელეთი	112	59	37	41	37	23	10	41
ოკეანე	110	195	130	115	70	60	15	101
ჩრდილოეთ ნახევარსფერო	110	114	85	83	53	39	12	77

ეკვატორის ზონაში ხმელეთსა და ოკეანეზე აორთქლების სიდიდე ერთნაირია. ტროპიკულ და ზომიერ სარტყელში ოკეანის ზედაპირიდან აორთქლება უფრო მეტია, ვიდრე ხმელეთის ზედაპირიდან. მაგრამ ერთ და იმავე განედზეც შეიმჩნევა აორთქლებაში მნიშვნელოვანი განსხვავება. ოკეანეთა თბილი ღინების რაიონში ინტენსიურ აორთქლებას ხელს უწყობს წყლის მაღალი ტემპერატურა და ვერტიკალურად ჰაერის ინტენსიური გაცვლა. ცივ ღინებებზე — პირიქით, აორთქლება მცირდება წყლის დაბალი ტემპერატურისა და ჰაერის მდგრადი სტრატოფიკაციის შედეგად. ცივი ღინების რაიონები გამოირჩევა ზნირი და ხანგრძლივი ნისლიანობით, რომლის დროსაც აორთქლება შეიძლება სრულიად შეწყდეს.

ჩრდილო განედის 50°-ზე ატლანტიკის თბილი ღინების რაიონში ყოველწლიურად 100—130 სმ წყალი ორთქლდება. იმავე განედზე, ლაბრადორის ცივი ღინების რაიონში, წლიური აორთქლება შეად-

გენს 65 სმ-ს. ტროპიკულ და სუბტროპიკულ ზონაში ოქვანეთა თბილი დინების რაიონში შეიძლება აორთქლდეს ორი მეტრი სისქის წყლის მასა.

ამგვარად, დიდი აორთქლების გამო ტროპიკული ზონის ოქვანეები წარმოადგენენ დაბალი და ზომიერი განედების ტენის ძირითად წყაროს.

საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე აორთქლების სიდიდე მატულობს ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. ეს ძირითადად გამოწვეულია რადიაციული ბალანსის მატებით. მაგრამ ცენტრალურ და სამხრეთ რაიონებში აორთქლებას კარბ ენერგეტიკულ რესურსებთან ერთად ძირითადად ნიადაგში ტენის მარაგი განსაზღვრავს. ამასთან დაკავშირებით აორთქლების განედური განაწილება და მისი სამხრეთით მატება ირღვევა. წლიური აორთქლება ევროპული ტერიტორიის დასავლეთ რაიონებში მეტია, აღმოსავლეთში ნაკლები.

მაქსიმალურ აორთქლებას ადგილი აქვს უკრაინისა და ჩრდილოეთის ცენტრალურ რაიონებში (> 45 სმ/წლ.), ხოლო მინიმალურს — ქვედა ვოლგის მხარეს და შუა აზიის უდაბნოებში და ნახევრად უდაბნოებში (< 20 სმ/წლ.).

სრულიად სხვაგვარია აორთქლებადობის განაწილება. მისი რაოდენობა ნაკლებია ტუნდრის ზონაში (8—10 სმ/წლ.), სამხრეთით კი მატულობს. დედამიწის მშრალ ადგილებში აორთქლებადობასა და აორთქლებას შორის დიდი კონტრასტია. მაგ., საჰარაში აორთქლებადობა 300—400 სმ/წლ. აღწევს, აორთქლება კი სრულიად უმნიშვნელოა. შუა აზიის უდაბნოებში იგი შესაბამისად 200 და 20 სმ/წლ. შეადგენს.

მ. კორძახიას გამოთვლით, აორთქლებადობა აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო მეტია, ვიდრე დასავლეთ საქართველოში. თბილისში იგი წლიურად 1193 მმ შეადგენს, ფოთში — 686, სოხუმში — 605 მმ.

აორთქლების დღეღამური მსვლელობა უმეტეს შემთხვევაში ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობის პარალელურია. აორთქლების მაქსიმუმს ადგილი აქვს შუადღის საათებში; მას ხელს უწყობს ის გარემოება, რომ ჰაერის ტემპერატურის მატებასთან ერთად მატულობს წყლის ორთქლის მაქსიმალური ღრეკადობა, რაც იწვევს ტენიანობის დეფიციტის მატებას. ამასთან დღის საათებში ქარის სიჩქარის მატებით იზრდება ჰაერის ტურბულენტური გაცვლა. ყველა ეს გარემოება იწვევს დღისით აორთქლების მატებას. ღამისა და დილის ადრიან საათებში ჰაერის ტურბულენტური გაცვლა მინიმუ-

მამდე მცირდება, მიწისპირა ფენებში ჰაერი ნაჭერ მდგომარეობას უახლოვდება და აორთქლების სიდიდეც მინიმუმამდე კლებულობს.

აორთქლების დღეღამური და წლიური მსვლელობა ჰაერის ტემპერატურის მსგავსია. აორთქლების მაქსიმუმი დგება შუაღელს და ივნის-ივლისში, ზოგჯერ მაისშიც, ხოლო მინიმუმი — დილით ადრე, იანვარში ან დეკემბერში.

§ 7. ჰაერის ტენიანობის გაზომვის მეთოდი

ტენის გაზომვის არსებულ მეთოდებს შორის ყველაზე გავრცელებულია ფსიქრომეტრიული მეთოდი. ფსიქრომეტრიულ მეთოდს საფუძვლად უძევს ორი ერთნაირი ტიპის მშრალი და სველი (რეზერვუარზე შემოხვეულია ბატისტი, რომელიც სველდება გამონდილა წყლით) თერმომეტრების ჩვენებებს შორის სხვაობის განსაზღვრა. სველი თერმომეტრის რეზერვუარიდან აორთქლების შედეგად ტემპერატურა მშრალთან შედარებით მით უფრო მცირდება, რაც უფრო დიდია ჰაერის ტენიანობის დეფიციტი.

ჰაერში წყლის ორთქლი თუ ნაჭერ მდგომარეობას უახლოვდება, მაშინ სველი თერმომეტრის ზედაპირიდან აორთქლება თანდათანობით წყდება, რადგან ნაკლები სითბო იხარჩება აორთქლებაზე დასველი თერმომეტრის ჩვენება მშრალისას უახლოვდება. ამიტომ მშრალი და სველი თერმომეტრების (ფსიქრომეტრის) ტემპერატურათა სხვაობის სიდიდე დამოკიდებულია ჰაერის ტენიანობაზე. გამოვითვალოთ სველი თერმომეტრის რეზერვუარის მიერ მიღებული და დახარჯული სითბოს რაოდენობა.

დალტონის (111) ფორმულის თანახმად, ერთეულ დროში ერთეული ფართობიდან (S) აორთქლება

$$V = KS \frac{E_{\text{სვ.}} - e}{P}.$$

სველი თერმომეტრის რეზერვუარიდან აორთქლებაზე დახარჯული სითბო შეიძლება გამოვითვალოთ ფორმულით:

$$Q_1 = LKS \frac{E_{\text{სვ.}} - e}{P}, \quad (122)$$

სადაც Q_1 სითბოს რაოდენობაა, L — აორთქლების ფართული სითბო. მშრალი და სველი თერმომეტრების ტემპერატურათა სხვაობის შედეგად სველი თერმომეტრის რეზერვუარისაკენ მოედინება სითბო, რომელიც შეიძლება განვსაზღვროთ ნოუტონის ფორმულით:

$$Q_2 = BS_1 (t - t_1), \quad (123)$$

სადაც S_1 ფართობია, საიდანაც ხორციელდება სითბოს გაცემა, t და t_1 — შშრალი და სველი თერმომეტრების ტემპერატურა, B — პროპორციულობის კოეფიციენტი.

ვინაიდან სველი თერმომეტრის რეზერვუარის მიერ მიღებული სითბო ტოლია დაზარალებული სითბოსი (წინააღმდეგ შემთხვევაში თერმომეტრის ჩვენება შეიცვლება), ამიტომ $Q_1 = Q_2$ და

$$LKS \frac{E_{\text{სვ.}} - e}{P} = BS_1 (t - t_1).$$

თუ დავუშვებთ, რომ $S = S_1$, მაშინ განტოლებიდან განვსაზღვრავთ e -ს;

$$e = E_1 - \frac{B(t - t_1)P}{KL};$$

თუ $A = \frac{B}{KL}$, მაშინ მივიღებთ ფსიქრომეტრიულ ფორმულას:

$$e = E_1 - A(t - t_1)P, \quad (124)$$

სადაც e წყლის ორთქლის დრეკადობაა მილიბარებში, E_1 — წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა სველი თერმომეტრის ჩვენებით, A კოეფიციენტი და დამოკიდებულია სველი თერმომეტრის გარშემო ქარის სიჩქარეზე (სადგურის ფსიქრომეტრისათვის $A = 0,0007947$, ხოლო ასპირაციული ფსიქრომეტრისათვის $A = 0,000662$). t და t_1 შშრალი და სველი თერმომეტრების ჩვენებაა, ხოლო P — ატმოსფეროს წნევა.

(124) ფორმულის მიხედვით შედგენილია ფსიქრომეტრიული ცხრილი, რომლითაც იგებენ ტენიანობის ცალკეულ სიდიდეებს (ϵ , r და d).

შეფარდებითი ტენიანობის გასაგებად შეტეოსადგურებზე იყენებენ აგრეთვე თმის ჰიგრომეტრს. მის მოქმედებას საფუძვლად უძევს ის, რომ ცხიმგაცლილი ადამიანის თმის სიგრძე იცვლება შეფარდებით ტენიანობის ცვლასთან ერთად. კერძოდ, იგი სიგრძეში მატულობს ტენის მომატებისას და კლებულობს — შემცირებისას. თმის ჰიგრომეტრის პრინციპი გამოყენებულია თვითმწერ ხელსაწყოებში (ჰიგროგრაფი, მეტეოროგრაფი).

§ 8. ტენიანობის დღღღღღღი და წლიური მსვლელობა

ჰაერში წყლის ორთქლის რაოდენობა ძირითადად დამოკიდებულია აორთქლების სიდიდესა და ორთქლის სიმძლავრის მიხედვით გადატანის (ტურბულენტური გაცვლის) ინტენსიუობაზე. არჩევენ აბსოლუტური ტენიანობის დღღღღღღი მსვლელობის ორ ტიპს:

დღელამური რყევადობის პირველი ტიპი მკიდროდაა დაკავშირებული ჰაერის ტემპერატურის დღელამურ მსვლელობასთან. ოკეანეებსა და ზღვების ზედაპირზე, აგრეთვე სანაპიროებზე და ზამთარში ხმელეთის ზედაპირზე ტენიანობის მაქსიმუმი 14—15 საათზე დგება, ხოლო მინიმუმი — მზის ამოსვლამდე.

ტენიანობის დღელამური მსვლელობის მეორე ტიპი არ ემთხვევა ჰაერის ტემპერატურის დღელამურ მსვლელობას. ხმელეთის ზედაპირზე წლის თბილ პერიოდში ადგილი აქვს ტენიანობის ორ მაქსიმუმს და ორ მინიმუმს. პირველი მაქსიმუმია დილის 8—9 საათზე, ხოლო მეორე — საღამოს 20—21 საათზე. პირველი მინიმუმი მზის ამოსვლამდეა, ხოლო მეორე — 14—15 საათზე.

დღის საათებში აბსოლუტური ტენიანობის შემცირება აიხსნება ვერტიკალური გაცვლის გაძლიერებით. ორთქლით მდიდარი ჰაერი გადაადგილდება ზემოთ, ხოლო მის ადგილს შედარებით მშრალი ჰაერი იკავებს. საღამოს საათებში ვერტიკალური გაცვლა სუსტდება, მაგრამ აორთქლებით მიწისპირა ფენებში ორთქლის მოდენა გრძელდება და 20—21 საათზე იგი მაქსიმუმს აღწევს. მზის ჩასვლის შემდეგ ტემპერატურა ეცემა ნამოს წერტილამდე, წყლის ორთქლი კონდენსირდება და იწვევს ნამისა და ნისლის გაჩენას; ამის გამო აბსოლუტური ტენიანობა მზის ჩასვლის შემდეგ კლებულობს და მინიმუმს აღწევს დილით ადრე—მზის ამოსვლამდე.

აბსოლუტური ტენიანობის წლიური მსვლელობა ჩვეულებრივ ჰაერის ტემპერატურის წლიურ მსვლელობას ემთხვევა. მისი უდიდესი მნიშვნელობა ივლისსა და აგვისტოშია, უმცირესი — იანვარში.

შეფარდებითი ტენიანობის დღელამური რყევადობა ძირითადად ტემპერატურაზეა დამოკიდებული და საწინააღმდეგო ხასიათს ატარებს: ტემპერატურის მატებით შეფარდებითი ტენიანობა კლებულობს, ხოლო შემცირებით — მატულობს. ეს იმით არის გამოწვეული, რომ შეფარდებითი ტენიანობის გამოსათვლელ ფორმულაში

$$\left(r = \frac{e}{E}\right)$$
 შემავალი ორთქლის ღრეკადობა (e) და წყლის ორთქ-

ლის მაქსიმალური ღრეკადობა (E) ტემპერატურის შეცვლასთან ერთად სხვადასხვა ინტენსივობით იცვლება. ტემპერატურის მატებისას e -ს მატება უფრო ნელა მიმდინარეობს, ვიდრე E -სი, ხოლო ტემპერატურის დაცემისას E , e -ზე ინტენსიურად კლებულობს და r -ის მატებას იწვევს.

დავუშვათ, ტემპერატურამ მოიმატა 20°-დან 30°-მდე, ხოლო აბსოლუტურმა ტენიანობამ — 18,7-დან 21,2 მმ-მდე. მოცემული ტემ-

პერატურებისათვის E მაქსიმალური დრეკადობა შესაბამისად იქნება 23,4 და 42,4 მბ.

როდესაც $t = 20^\circ$,

$$r = \frac{18,7}{23,4} \cdot 100 = 80\%$$

თუ $t = 30^\circ$

$$r = \frac{21,2}{42,4} \cdot 100 = 50\%$$

როგორც ვხედავთ, 10° -ით ტემპერატურის მატებამ გამოიწვია e -ს 2,5 მბ და E -ს 19, 0 მბ-ით გაზრდა, ხოლო r შემცირდა 30%-ით.

შეფარდებითი ტენიანობის უმცირესი მნიშვნელობა 14—15 საათზეა, ხოლო მაქსიმუმი დგება დილით, მზის ამოსვლამდე.

შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობა ტემპერატურის მსვლელობის საწინააღმდეგოა. ტენის მინიმუმი წლის თბილ პერიოდშია, ხოლო მაქსიმუმი — ცივში. ტენის საწინააღმდეგო მსვლელობა მუქონურ კლიმატშია შესაძენევი. როგორც ცნობილია, აქ ზაფხულში ზღვიდან ნოტიო ქარები ქრის და აღიდეხს ჰაერში ტენის რაოდენობას, ხოლო ზამთარში — პირიქით, ხმელეთის ქარები აშრობს ჰაერს. ანალოგიური მდგომარეობაა მაღალ მთებშიც, სადაც შეფარდებითი ტენის წლიური მსვლელობა პირდაპირ დამოკიდებულიებაშია ტემპერატურის მსვლელობასთან.

§ 9. ჰაერის ტენიანობის არაპერიოდული ცვლა

ჩვენ მიერ ზემოთ განხილული ტენიანობის (აბსოლუტური და შეფარდებითი) კარგად გამოხატული დღედამური მსვლელობა შეიძლება შეგვხვდეს მდგრად უღრუბლო ანტიციკლონური ამინდის პირობებში. საერთოდ კი როგორც დღედამური, ისე წლიური მსვლელობის ზემოაღნიშნული პერიოდული რყევადობა მრავალწლიური დაკვირვებებიდან გამოთვლილი საშუალო მნიშვნელობათა შედეგია. ტენიანობის პერიოდული ცვლის დროს შენარჩუნებულია მხოლოდ ის თავისებურებანი, რომელნიც გაპირობებულია პერიოდულად ცვლადი რადიაციული და მასთან დაკავშირებული თერმული ფაქტორებით და ქვეფენილი ზედაპირის თავისებურებებით.

აბსოლუტური და შეფარდებითი ტენიანობის დღედამური და წლიური სწორი პერიოდული ცვლა ირღვევა ჰაერის მასათა ცვლისას, ე. ი. ტენიანობის არაპერიოდული ცვლილება ძირითადად დაკავშირებულია მოცემულ ტერიტორიაზე დედამიწის სხვადასხვა რაიონებიდან სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასათა აღდევქციასთან.

არქტიკული, პოლარული და ტროპიკული ჰაერის მასები, გარდა ტემპერატურული პირობებისა, მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან ტენიანობის მხრივ.

ცხრილი 57

არქტიკული და ტროპიკული ჰაერის მასების ტენიანობის პირობები
(ცენტრალური ევროპა)

ტენიანობა	ზაფხული		ზამთარი	
	არქტ. პ. მ.	ტროპ. პ. მ.	არქტ. პ. მ.	ტროპ. პ. მ.
აბსოლუტური (მმ)	6.6	12.5	3.1	8.0
ხვედრითი მ/კმ	5.5	10.4	2.8	6.6
შეფარდებითი (%)	74	70	87	67

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ჰაერის მასების კონსერვატიულ თვისებებს კარგად ასახავს აბსოლუტური და ხვედრითი ტენიანობა. ტენიანობის ეს სიდიდეები სხვადასხვაა სხვადასხვა ჰაერის მასებისათვის. მაგალითად ტროპიკული ჰაერის აბსოლუტური და ხვედრითი ტენიანობა ზამთარშიც და ზაფხულშიც ორჯერ და უფრო მეტად აღემატება არქტიკული მასების იმავე სიდიდეებს.

ზღვიური და კონტინენტური წარმოშობის ჰაერის მასები ტენიანობის მხრივ ძლიერ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან.

ტენიანობის მკვეთრი ცვლა შეიძლება შევნიშნოთ ზაფხულში დასავლეთ საქართველოს სანაპირო რაიონებში, როდესაც დღისით აღმოსავლეთის ფიონურ ქარებს ზღვიდან მონაბერი ბრიზი ცვლის. ამ შემთხვევაში ტენიანობის სწორი დღელამური ცვლა ირლევება; შეფარდებითი ტენიანობა შეიძლება 40—50%-ით გაიზარდოს.

მიუხედავად იმისა, რომ არქტიკულ ჰაერში აბსოლუტური და ხვედრითი ტენიანობა ძალზე მცირეა, მისი დაბალი ტემპერატურის გამო, შეფარდებითი ტენიანობა მაინც აღემატება ტროპიკული ჰაერის ტენიანობას.

§ 10. ტენიანობის გეოგრაფიული განაწილება

დედამიწის ზედაპირზე ტენიანობის განაწილებაში გარკვეული კანონზომიერების დამყარება, მისი დიდი სირთულის მიუხედავად, შესაძლებელია. ამის კარგ მაგალითს იძლევა 58-ე ცხრილი.

აბსოლუტური ტენიანობის უდიდესი მნიშვნელობა შეიმჩნევა ცხელ და ნოტიო ტროპიკულ კლიმატში. განედის მატებით *e* თან-

დათანობით მცირდება. აბსოლუტური ტენიანობის მაქსიმუმი წითელი ზღვის სანაპიროზეა, აქ იგი 42,6 მმ აღწევს, მინიმუმი კი შენიშნულია ზამთარში ჩრდილო-აღმოსავლეთ ციმბირში (0.1 მმ).

ც ხ რ ი ლ ი 58

სხვადასხვა განედებზე t , e და r საშუალო მნიშვნელობები

განედი (გრ.ში)	5	15	25	35	45	55	65
t	25.5	25.4	21.9	15.3	4.7	1.2	7.0
e (მმ.)	25.3	22.9	18.4	12.9	9.3	6.5	4.1
r %	79	76	61	70	74	78	82

დასავლეთ საქართველოს მეტ ნაწილში აბსოლუტური ტენიანობის მინიმუმი იანვარშია (7 მმ), მაქსიმუმი — ივლის-აგვისტოში (21—23 მმ). აღმოსავლეთ საქართველოში იგი შესაბამისად 3—5 და 15—17 მმ შეადგენს.

შეფარდებითი ტენიანობის მნიშვნელობა უმცირესია ტროპიკულ სარტყელში, აქედან იგი მატულობს როგორც პოლარული აუზისაკენ, ისე ეკვატორისაკენ. მდ. ამაზონის შესართავთან შეფარდებითი ტენიანობის საშუალო წლიური სიდიდე ყველაზე მაღალია და შეადგენს 89%-ს. არანაკლებ სიდიდეს აღწევს იგი არქტიკაში (88%). მცირეა მისი მნიშვნელობა უდაბნოებში (10—20%). ზღვისა და ოკეანეების სანაპიროზე შეფარდებითი ტენიანობის სიდიდე საერთოდ მეტია, ვიდრე კონტინენტის შიგნით. მაგალითად, ბათუმის სანაპიროსა და გურიაში საშუალო წლიური სიდიდე 80—85%-ს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში (თბილისი, საგარეჯო, გარდაბანი) 64—68%-ს შეადგენს.

§ 11. ტენიანობის ვერტიკალური განაწილება

ჰაერის ცალკეულ ფენებში ტენის გავრცელების რაოდენობრივი მაჩვენებელი დამოკიდებულია კონვექციისა და ტურბულენტობის განვითარების სიძლიერეზე, აორთქლების ინტენსივობაზე, ტემპერატურის პირობებზე და კონდენსაციისა და ნალექების წარმოშობის პროცესებზე.

თავისუფალ ატმოსფეროში აბსოლუტური ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით შემცირება უფრო ჩქარა მიმდინარეობს, ვიდრე მაღალმთიან ადგილებში. ეს იმიტომ, რომ ამ უკანასკნელში აორთქ-

ლების შედეგად (მართალია, მცირე) ორთქლის გარკვეული რაოდენობა ხვდება ატმოსფეროში. ამიტომაც, რომ ერთი და იმავე სიმაღლეზე აბსოლუტური ტენიანობა მთაში უფრო მეტია, ვიდრე თავისუფალ ატმოსფეროში.

თავისუფალ ატმოსფეროში საშუალოდ 1500 მ სიმაღლეზე აბსოლუტური ტენიანობა მიწისპირა ფენებთან შედარებით ორჯერ მცირდება, ხოლო 3000 მ-ზე — ოთხჯერ. მთიან ადგილებში იგი ორჯერ მცირდება 2000 მ სიმაღლეზე, ხოლო ოთხჯერ — 4000 მ სიმაღლეზე.

მთიანი რაიონებისათვის ჰანმა მოგვცა აბსოლუტური ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით შემცირების ფორმულა:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{\frac{-z}{8.5}}, \quad (125)$$

სადაც e_0 აბსოლუტური ტენია ზღვის დონეზე, z — სიმაღლე.

თავისუფალი ატმოსფეროსათვის ტენიანობის ცვლილების ემპირიული ფორმულა ნ. ნაკორენკოს ეკუთვნის:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-k(t_0 - t_z)}, \quad (126)$$

სადაც t_0 და t_z ჰაერის ტემპერატურებია დედამიწის ზედაპირზე და z სიმაღლეზე, K კოეფიციენტი, რომლის საშუალო წლიური სიდიდე უმნიშვნელოდ იცვლება.

შეფარდებითი ტენიანობის სიმაღლის მიხედვით განაწილებაში ნაკლები კანონზომიერება შეიმჩნევა, რადგან ატმოსფეროს სხვადასხვა სიმაღლეზე იგი სხვადასხვა მნიშვნელობებს იღებს — ზოგან კლებულობს, მაგალითად, ტემპერატურის ინვერსიის ფენებში, ხოლო იქ, სადაც ღრუბლები წარმოიშობა, მატულობს; ამიტომაც, რომ საშუალო მონაცემებითაც კი შეუძლებელია ამის ცვლილების რაიმე კანონზომიერების დადგენა.

წყლის ორთქლის კონდენსაცია

§ 1. აბსოლუტურში წყლის ორთქლის კონდენსაციის პირობები

წყლის ორთქლის თხევად მდგომარეობაში გადასვლას კონდენსაცია ეწოდება, ხოლო უშუალოდ მყარ მდგომარეობაში გადასვლას — სუბლიმაცია. ორივე პროცესი შეიძლება მიმდინარეობდეს როგორც ატმოსფეროში, ისე დედამიწაზე და მასზე განლაგებულ საგნებზე.

წყლის ორთქლის თხევად ან მყარ ფაზაში გადასვლა შეიძლება მოხდეს იმ შემთხვევაში, თუ ჰაერში ფაქტიურად არსებული წყლის ორთქლის ღრეკადობა (e) გაუტოლდება ან მეტი იქნება წყლის ორთქლის მაქსიმალურ ღრეკადობაზე ($e \geq E$). აღნიშნული მდგომარეობა მყარდება მაშინ, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა ნამის წერტილამდე ან მეტად ეცემა ($t \leq t_c$).

წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციისათვის არ კმარა მარტო ტემპერატურის ნამის წერტილამდე დაცემა. ამისათვის საჭიროა აგრეთვე ჰაერში კონდენსაციის გულების არსებობა. ექსპერიმენტებმა ცხადყო; რომ აბსოლუტურად სუფთა ჰაერში (ყოველგვარი შენარევეების გარეშე) კონდენსაციის პროცესი შეიძლება დაიწყოს მაშინ, როდესაც მოცემულ გარემოში წყლის ორთქლი ზენაჭერ მდგომარეობას მიაღწევს, ე. ი. წყლის ორთქლის ღრეკადობა 4—8-ჯერ უნდა აღემატებოდეს მაქსიმალურ ღრეკადობას და შეფარდებითი ტენიანობა 400—800%-ს უნდა აღწევდეს.

ბუნებრივ პირობებში ჰივროსკოპიული და წყალში სველებადი კონდენსაციის გულების არსებობა განაპირობებს ჩვეულებრივ ნაჭერ მდგომარეობაში მყოფ ჰაერში კონდენსაციის პროცესებს. რაც უფრო მცირდება ტემპერატურა, მით უფრო მეტი ორთქლი გადადის თხევად მდგომარეობაში. წარმოიშობა წვეთების ჩანასახები

წყლის მოლექულების საწყისი კომპლექსის სახით, რომლებიც იზრდება თანდათანობით ღრუბლებს წვეთების ზომამდე. უარყოფითი ტემპერატურისას ეს ჩანასახი წვეთები გადაცივდება, მაგრამ თუ ტემპერატურა საკნაოდ ღაბალია, წვეთები იყინება და ყინულის კრისტალები ვითარდება. კონდენსაციის გულებზე წარმოშობილი წვეთები ჩანასახოვან მდგომარეობაში უფრო მეტი მდგრადობით ხასიათდება, ვიდრე კონდენსაციის გულებს (აბსოლუტურად სუფთა ჰაერში) მოკლებული ჩანასახოვანი წვეთები, რომლებიც წარმოშობისთანავე ქრება.

უარყოფითი ტემპერატურისას, ყინულის კრისტალების წარმოშობის მიზეზად ზოგიერთ მეცნიერს წყლის ორთქლის სუბლიმაცია მიაჩნდა. თუ ეს ასეა, მაშინ ატმოსფეროში უნდა არსებობდეს კონდენსაციის გულებისაგან განსხვავებული რაღაც განსაკუთრებულ სუბლიმაციის გულები. მრავალი დაკვირვების შედეგად გამოიჩინა, რომ ატმოსფეროში ასეთი გულები საერთოდ არ არსებობს, რომ ყინულის კრისტალები, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, წარმოშობა გადაცივებული ჩანასახოვანი წვეთების გაყინვით ან შესაბამის ტემპერატურისას კონდენსაციის გულებზე წყლის ორთქლის უშუალო მიყინვით.

მიწისპირა ფენებში ტემპერატურის ნამის წერტილამდე დაცემა შეიძლება მოხდეს: 1. წყნარ მოწმენდილ ამინდში ინტენსიური გამოსხივების შედეგად ქვეფენილი ზედაპირის გადაცივებით და 2. თბილი ჰაერის მასების ცივ ზედაპირზე გადაადგილებით.

მაღალ ფენებში ტემპერატურის დაცემა ჰაერის ვერტიკალურ მოძრაობასთანაა დაკავშირებული. ამ პირობებში ტემპერატურის ცვლილება ადიაბატურად მიმდინარეობს. ვერტიკალური მოძრაობის შემდეგ სახეობებს ვიცნობთ: 1. ფრონტალურ ზედაპირზე თბილი ჰაერის აღმასრიალი; ამ პროცესის დროს წარმოიშობა სხვადასხვა სახის ღრუბლები, რომლებიც ათეულ ათასობით კვადრატულ კილომეტრ ფართობს მოიცავს; 2. ჰაერის ოროგრაფიული აღმასრიალი 3. დიდი და მცირე მასშტაბის კონვექციები; 4. ჰაერის ტურბულენტური შერევა.

ვერტიკალური მოძრაობის ცალკეული სახეობანი შეიძლება ერთდროულად განვითარდეს და ერთმანეთი გააძლიეროს.

როგორც აღვნიშნეთ, ატმოსფეროში წყლის ორთქლის თხევად ან მყარ მდგომარეობაში გადასვლა კონდენსაციის გულების მეშვეობით წარმოებს. ვარჩევთ ორი სახის კონდენსაციის გულებს: ჰიგროსკოპიულს, რომელიც წყალში იხსნება, და წყალში სველებად, მაგრამ გაუხსნელს.

ჰიგროსკოპიული გულები წარმოიშობა სხვადასხვა მარილებისა და წვის შედეგად გამოყოფილი ნაწილაკებისაგან. მარილების ნაწილაკები ატმოსფეროში ხვდება ზღვის დღევის დროს; ზღვის მარილები ძირითადად შედგება NaCl (78%), MgCl_2 (11%) და მცირე რაოდენობით მანგანუმის, მაგნიუმის, კალიუმისა და კალციუმის გოგირდმევა შენაერთებისაგან. მიახლოებით გამოითვალეს, რომ ძლიერი ქარების დროს (> 10 მ/წმ) ოკეანეების ზედაპირიდან ატმოსფეროში წელიწადში გადაიტანება $2,7 \cdot 10^{10}$ ტონა ზღვის მარილი.

ჰიგროსკოპიული გულების შექმნაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება აგრეთვე წვის პროდუქტებს. ამ მხრივ აღსანიშნავია ქვანახტორის წვის შედეგად გამოყოფილი ნაწილაკები, რომელნიც გოგირდისა და აზოტის შენაერთებისაგან შედგებიან. თითქმის იგივე შენაერთები გამოიყოფა ტორფისა და ტყის ხანძრის დროს.

კონდენსაციის გულები, რომლებიც სველებადი ნაწილაკებისაგანაა შემდგარი, წარმოადგენს ჰაერში ატივინარებულ ნივთიერებასა და მთის ქანებს, აგრეთვე ორგანული ნივთიერებების — მიკროორგანიზმების ნაწილაკებს. კონდენსაციის პროცესი ამ ნაწილაკებზე სულ სხვაგვარად მიმდინარეობს: კონდენსაციის გულებზე წყლის ორთქლის მოლეკულების ადსორბირება (წყლის ორთქლის შთანთქმა) ხდება. სველებადი გულების ზომა მეტი უნდა იყოს ჰიგროსკოპიულზე, რადგან კონდენსაციას ასეთ პირობებში შეიძლება ადგილი ჰქონდეს მხოლოდ წყლის ორთქლის მცირე გადაჭერებას.

კონდენსაციის გულების ზომა (რადიუსი) დიდ ინტერვალში მერყეობს — 10^{-7} -დან 10^{-3} სმ-მდე. ნაწილაკებს, რომელთა ზომა 10^{-4} სმ-ზე მეტია, ფიგურა გულებს უწოდებენ.

კონდენსაციის გულებს წარმოადგენს აგრეთვე კოსმოსური და ვულკანური მტვერი, მეტეორის წვის შედეგად გამოყოფილი ნაწილაკები და სხვ.

წყლის ორთქლის სუბლიმაცია ატმოსფეროში ძირითადად წარმოებს ჩანასახოვან მდგომარეობაში მყოფი გაყინული წვეთის ზედაპირზე.

სიმაღლის ზრდა კონდენსაციის გულების რაოდენობის შემცირებას იწვევს. მისი განაწილება სიმაღლის მიხედვით იმავე კანონზომიერებას ექვემდებარება, როგორც ეს საერთოდ ატმოსფეროს აეროზოლისათვის იყო დადგენილი (თავი 1, § 3).

დედამიწის ზედაპირსა და მასზე განლაგებულ საგნებზე წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტებს მიწისზედა ჰიდრომეტეორებს უწოდებენ; წყლის ორთქლის კონდენსაციისათვის საკმარისია, წყლის ორთქლის დრეკადობა გაუტოლდეს ბრტყელი ზედაპირის მაქსიმალურ დრეკადობას. ეს მომენტი დგება მაშინ, როცა გადაცივებულ ნიადაგის ზედაპირზე შედარებით თბილი ჰაერის ფენა გაცივდება ნამის წერტილამდე. ჰაერის ტემპერატურა დედამიწის ტემპერატურაზე მაღალი რომ იყოს, საკმარისა ნიადაგის ზედაპირი ძლიერ გადაცივდეს სითბოს გრძელტალღიანი გამოსხივებით ან ცივ ზედაპირზე თბილი ჰაერის ადვექციას ჰქონდეს ადგილი.

ორივე შემთხვევაში წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტები სხვადასხვა სახით გვევლინება, მაგრამ ისინი უმეტეს შემთხვევაში ორივე მიზეზის ერთობლივი ზემოქმედების შედეგს წარმოადგენენ.

დედამიწისა და მის სხეულებზე წარმოშობილ ჰიდრომეტეორებს მიეკუთვნება: ნამი, რთილი, თხევადი და მყარი ნაფრქვი, ქირხლი და ლიპყინული.

ნამი და რთილი. ნამი თხევადი წერტილი ზომის წვეთია. იგი წარმოიშობა ნიადაგის ზედაპირზე და განსაკუთრებით მცენარეულ საფარზე, როცა ჰაერის ტემპერატურა 0°-ზე მაღალია.

სრულიად წყნარ და მოწმენდილ ამინდში ლამით დედამიწის ზედაპირი და მცენარეულობა ეფექტური გრძელტალღიანი გამოსხივების შედეგად ძლიერ ცივდება; ასეთ ზედაპირზე ჰაერის შეხებისას ტემპერატურა ნამის წერტილამდე ეცემა. კონდენსაციის პროცესი უშუალოდ ზედაპირზე მიმდინარეობს, რადგან ამ ფენის ზემოთ ჰაერის ტემპერატურა შეიძლება ნამის წერტილზე მეტი იყოს. სუსტი ქარი ძლიერებს ნამის წარმოშობას, რადგან მას გაცივებულ ზედაპირზე სულ ახალ-ახალი ჰაერის მასები მოაქვს; ძლიერი ქარის დროს კი ნამი არ წარმოიშობა.

დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ნამი შეიძლება წარმოიშვას ნიადაგის შედარებით თბილი ფენებიდან მონადენი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგადაც; ამიტომაც, რომ ზოგჯერ ბრტყელი ქვების ქვედა ზედაპირი უხვადაა დასველებული ნამით.

ნამის რაოდენობა ძალზე ცვალებადია და მრავალ ფაქტორზეა დამოკიდებული. მიუხედავად ამისა, მიღებულია, რომ ზომიერ განედებზე ნამის სახით გამოიყოფა ლამის განმავლობაში 0.1—0.3 მმ, ხოლო წლის თბილ პერიოდში — 10—30 მმ წყლის ფენა.

რთვილი თეთრი, ნაზი ყინულის კრისტალებია, რომლითაც დაფარულია დედამიწის ზედაპირი და სხვადასხვა სხეულები, მაშინ როცა ტემპერატურა 0° -ზე დაბლა ეცემა. ამ შემთხვევაში იგი წარმოიშობა წყლის ორთქლის უშუალო სუბლიმაციის შედეგად. რთვილის წარმოშობისა და განვითარების მეტეოროლოგიური პირობები ნამის ანალოგიურია.

სხეულები, რომელნიც სითბოს ცუდი გამტარნი არიან უფრო ძლიერ ცივდებიან და, მაშასადამე, ნამით და რთვილით მეტად იფარებიან, ვიდრე კარგი სითბოგამტარი სხეულები. ვინაიდან მცენარეული საფარის გამოსხივებითი უნარიანობა აბსოლუტურად შავი ზედაპირისადაც უახლოვდება, მქისეობა დიღია, ხოლო აორთქლება მნიშვნელოვანი, ამიტომ მათ ზედაპირზე ნამისა და რთვილის წარმოშობისათვის ყველაზე უფრო კარგი პირობებია.

თხევადი და მყარი ნაფრქვი. თხევადი ნაფრქვი წარმოადგენს წყლის ნაფენს, რომელიც წარმოიშობა საქარე მხრიდან ვერტიკალურ სხეულებზე, კედლებზე, ქვებზე, ხეებსა და სხვ., იმ დროს, როდესაც ზომიერად ცივ პერიოდში უეცრად დაუბერაეს თბილი და ტენიანი ქარი. მაგრამ, თუ გაბატონდა ძლიერი ყინვები და შემდგომ ძლიერი გათბობა დაიწყო, მაშინ ტენიანი ქარის ზეგავლენით გადაცივებულ სხვადასხვა საგნებზე უარყოფითი ტემპერატურისას დალექვას იწყებს თეთრი ყინულის კრისტალები, რომელთაც მყარ ნაფრქვს უწოდებენ.

ჭირხლი. წარმოშობის პირობების მიხედვით არჩევენ მარცვლოვან და კრისტალური აგებულების ჭირხლს.

მარცვლოვანი ჭირხლი თოვლისმაგვარი თეთრი ფხვიერი ყინულია, რომელიც წარმოიშობა ხის ტოტებზე, მავთულებზე, სხვადასხვა სხეულთა გამოშვებულ კუთხეებზე და სხვ. სხეულთან შეხებისას ნისლის გადაცივებული წვეთები, განსაკუთრებით ზომიერი ყინვების დროს, ისე სწრაფად იყინება, რომ მათი ფორმა არ იცვლება და ამიტომ იგი ფხვიერ ნალექებს იძლევა. მის გაჩენას ხელს უწყობს მცირე ყინვები (-2° , -7°), სქელი ნისლი და ქარი. იგი ზომავში მატულობს საქარე მხრიდან. ყოფილა შემთხვევა, როდესაც მაღალ მთებში მარცვლოვანი ჭირხლის ზომას 1 მეტრამდე მიუღწევია.

კრისტალური ჭირხლი ძალზე მცირე სიმკვრივით გამოირჩევა. იგი წარმოადგენს ყინულის ფირფიტებისა და, უფრო მეტად, პრიზმული კრისტალების წერილ და ნაზ სხეულებზე დალექილ ფენას, რომელიც სხეულზე მიმაგრებულია წვეტით და მისი მთელი ფარ-

თობის მხოლოდ 1% -ს შეადგენს. ნაკლები სიმკვრივის გამო, ჰირხლი ბუსუსიანია, ამიტომ საკმარისია სრულიად მცირე სიძლიერის ქარიც კი, რომ იგი ძირს ჩამოიყაროს.

კრისტალური ჰირხლი საათში საშუალოდ 1 მმ-ით იზრდება. იშვიათ შემთხვევაში ფაფუკი ჰირხლი 10 მმ-ს აღწევს. იგი განსაკუთრებით სწრაფად იზრდება ნისლში. სრულიად წყნარ ამინდში — 15° და უფრო დაბალი ტემპერატურისას ნისლის გადაცივებული წყლის წვეთები ინტენსიურ სუბლიმაციას განიცდის ვერტიკალურ სხეულებზე.

ლიპყინული. ლიპყინული გამკვირვალე ან მღვრიე ფერის მკვრივი ყინულის ფენაა. იგი ჩნდება გადაცივებული ან ზოგჯერ გადაუცივებელი წვიმის, ყინელისა და ნისლის წვეთების 0°-ზე დაბალი ტემპერატურის მქონე სხეულებზე შეყინვის პროცესში. რაც უფრო წერილია წვეთები და რაც უფრო დაბალია ტემპერატურა, მით უფრო ნაკლებ გამკვირვალეა ლიპყინული. მისი სიმკვრივე 0,5—0,9 შორის მერყეობს. იგი სხეულებზე წარმოიშობა საქარე მხრიდან, ჩვეულებრივ, მცირე ყინვების დროს (0°, —3°), მაგრამ იშვიათ შემთხვევაში იგი უფრო დაბალი (—10°-მდე) ტემპერატურის პირობებშიც გვხვდება. ზმირად ლიპყინულის მთლიანი ფენით იფარება ქუჩები, სახლის კედლები, ელექტროგადაცემისა და ტელეგრაფის ხაზები, ტყეები, ბოძები და სხვ.

როგორც ლიპყინული, ისე მარცვლოვანი ჰირხლი საშიშ მეტეოროლოგიურ მოვლენად არის მიჩნეული. ისინი დიდ ზიანს აყენებენ სახალხო მეურნეობას. ლიპყინულის დიდი რაოდენობით დაღეჭვა ხეების ტოტებზე, ბოძებსა და სხვადასხვა გადამცემ მავთულებზე იწვევს ამ უკანასკნელთა მტკრევას, წაქცევას და წყვეტას.

ამიერკავკასიისა და, კერძოდ, საქართველოს პირობებისათვის ზემოაღნიშნული საკითხი დაწვრილებით შეისწავლა გ. ჰირაქაძემ, ხოლო სინოტიკურ ასპექტში მისი განხილვა — ვ. გიგინეიშვილმა მოახდინა. გ. ჰირაქაძემ გვიჩვენა, რომ მაღალმთიან ზონაში 800 მ-დან 1600 მ-მდე ძირითადად მარცვლოვანი ჰირხლია გაბატონებული, ხოლო უფრო მაღლა — კრისტალური. მარცვლოვანი და კრისტალური ჰირხლის წილი სხვა მსგავს მოვლენებთან შედარებით 85—100%-ს შეადგენს. საქართველოში ლიპყინულს ძალზე მცირე გავრცელება აქვს (1—9%). დაბლობ ზონაში უფრო მეტად გავრცელებულია ვერტიკალურ სხეულებზე სველი თოვლის მიყინვა.

ნისლი წარმოადგენს ჰაერის მიწისპირა ფენებში წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტს. უწერილესი წყლის წვეთები და ყინულის კრისტალები ზემოთ დახასიათებულ პირობებშიაგან განსხვავებით ატივინარებულ მდგომარეობაში იმყოფებიან. ისინი ამცირებენ ატმოსფეროს გამჭვირვალობას და აუარესებენ დედამიწის სხვადასხვა საგნების ხილვადობას. წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალების კონცენტრაციის მომატების შედეგად ატმოსფეროს ხილვადობა თუ შემცირდა 1 კმ-მდე (და უფრო ნაკლებად), წარმოიშობა ნისლი; თუ მხედველობამ 1-დან 10 კმ-მდე მოიმატა, მაშინ — ბურუსი¹. ნისლის წვეთის რადიუსი 2—5 მკ-ია, ხოლო ბურუსისა 1 მკ-ზე ნაკლები.

ხშირია შემთხვევა, როდესაც ატმოსფეროს ამღვრევა გამოწვეულია არა წყლის ორთქლის კონდენსაციის პროდუქტებით, არამედ მტკრისა და ბოლის ნაწილაკებით; ამ მოვლენას ქანღს უწოდებენ. ნისლისა და ბურუსისაგან იგი იმით გამოირჩევა, რომ აქ $r < 100\%$. ქალაქსა და სამრეწველო ადგილებში ხშირია ბოლის ნისლი. ინგლისში იგი სმოგის სახელწოდებითაა ცნობილი.

ნისლი შეიძლება იყოს სამკვარი: წვეთოვანი, კრისტალური ანუ ყინულოვანი და შერეული (წვეთოვანი და კრისტალური). შერეული და კრისტალური ნისლი წარმოიშობა მხოლოდ უარყოფითი, ხოლო წვეთოვანი — დადებითი და უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში. წვეთოვანი სახით ნისლი უმთავრესად შეინიშნება $+3^{\circ}$ — -28° -მდე, კრისტალური — -16° — -58° -მდე, ხოლო შერეული — -11° — -26° -მდე ტემპერატურის პირობებში.

დადებითი ტემპერატურების დროს შეფარდებითი ტენიანობა ნისლში უმეტესად 96—100%-ია, ხოლო ძლიერ დაბალი ტემპერატურისას, მაგ. -30° , -40° დროს, 80%-ზე ნაკლებია. საქმე ისაა, რომ ასეთი მცირე ტენიანობა წყლის ზედაპირზე არ იძლევა ნაჭერ მდგომარეობას, მაშინ, როცა ყინულის მიმართ იგი მაქსიმალურ ღრეკადობას უტოლდება.

ნისლის წყლიანობა 0,001—0,01-დან 1,5—2,0 გ/მ³-მდე მერყეობს. დადებითი ტემპერატურის დროს იგი გაცილებით სქარბობს უარყოფითი ტემპერატურის წყლიანობას.

¹ ახლადგამოშვებულ გეოგრაფიის ტერმინოლოგიაში (შემდგენელი დ. უკლე-ბა) რუსული სიტყვა туман ახსნილია როგორც ფოჟოში ან წიწამური. ჩვენი აზრით, აღნიშნული სიტყვები არ შეესაბამება туманს-ს განსაზღვრას. მიზანშეწონილად მიგვაჩნია მას ყველაზე გავრცელებული სიტყვა ბურუსი ეწოდოთ, რადგან იგი კარგად გამოხატავს მოვლენის არსს.

ნისლის წვეთები სხვადასხვა ზომის ნაწილაკებისაგან შედგება. 1 სმ მოცულობა ნისლიანი ჰაერი შეიძლება შეიცავდეს რამდენიმე ერთეულიდან რამდენიმე ასეულ წვეთს.

ბევრი მკვლევარი დიდი ხანია ცდილობს ახსნას ნისლის წარმოშობის მიზეზები და შემდგომ მის საფუძველზე ააგოს მათი კლასიფიკაცია. ნისლის კლასიფიკაციათა შორის საერთო აღიარება გ. ვილეტის კლასიფიკაციას ზედა. მიუხედავად მისი ზოგიერთი ჩრდილოვანი მხარისა, იგი წარმოადგენს ნისლის გენეზისის კვლევას საფუძველს. გ. ვილეტის კლასიფიკაციით ნისლი ორ ჯგუფად იყოფა: შიდამასობრივ და ფრონტალურ ნისლად.

1. შ ი დ ა მ ა ს ო ბ რ ი ვ ი წ ი ს ლ ი აერთიანებს შემდეგ ტიპებს:

ა) რ ა დ ი ა ც ი უ ლ ი ნ ის ლ ი. იგი წარმოიშობა წყნარ და მოწმენდილ ღამეში ქვეფენილი ზედაპირის ძლიერი სითბური გამო-სხივებით; დაბალი ტემპერატურა სხვადასხვა გზით გადაეცემა მიწის-პირა ჰაერის ფენებს, რაც იწვევს ტემპერატურის ნამის წერტილამდე დაცემასა და კონდენსაციას. სუსტი ქარი ხელს უწყობს გადაცი-ვებული ქვედაფენების ზედაფენებთან შერევას და ნისლის დიდ სი-მაღლემდე გავრცელებას.

დაბლობები, ხეობები, ქვაბურები, ქაობები და რელიეფის სხვა უარყოფითი ფორმები ხელს უწყობენ ცივი და მკვრივი ჰაერის დაგ-როვებას და მიწისპირა ნისლის გაჩენას. ნისლის სიმაღლე დიდი არ არის და მზის ამოსვლის შემდეგ მალე ქრება.

ზამთარში, ძლიერ ანტიციკლონებში ადგილი აქვს ჰაერის ხან-გრძლივ გაცივებას და მაღალი რადიაციული ნისლის გაჩენას. მისი სიმაღლე 300—500 მ-ს აღწევს და იგი ხშირად დღისითაც განაგრ-ძობს არსებობას.

ბ) ა დ ვ ე ქ ც ი უ რ ი წ ი ს ლ ი წარმოიშობა მაშინ, როდესაც თბილი ტენიანი ჰაერი მოძრაობს ცივ ქვეფენილ ზედაპირზე. თბილი ჰაერის მასის ტემპერატურა თანდათანობით ნამის წერტილამდე ეც-ემა, ზღვება წყლის ორთქლის კონდენსაცია და ნისლს გაჩენა. ვი-ნაიდან ცივ ზედაპირზე მოძრაობისას თბილ ჰაერში მყარდება ტემ-პერატურის ინვერსიული განაწილება, ამიტომ ნისლის სიმაღლის მი-ხედვით განვითარება მიმდინარეობს ინვერსიის ზედა საზღვრამდე. თუ ადვექციის პროცესში ადგილი აქვს ზომიერ ტურბულენტურ მოძრაობას, მაშინ ნისლის ფენამ შეიძლება მნიშვნელოვან სიმაღლეს მიაღწიოს.

ადვექციური ნისლის წარმოშობა შეიძლება სხვადასხვა პირობ-ებში მიმდინარეობდეს: თბილი ჰაერის დაბალი განედებიდან მაღა-ლი განედებისაკენ მოძრაობის დროს, განსაკუთრებით ზამთარში და

გაზაფხულზე, როდესაც აღნიშნულ განედებს შორის ტემპერატურათა სხვაობა მატულობს. იმავე სეზონებში შეიძლება თბილი მასები გადაადგილდნენ ზღვიდან ხმელეთისაკენ, ხოლო ზაფხულში, პირიქით — ხმელეთიდან ზღვისაკენ. პირველ შემთხვევაში წარმოშობილ ნისლს ზღვისპირას უწოდებენ. იგი ხშირია შავ და ბალტიის ზღვების სანაპიროებზე. ზაფხულში გაჩენილი ნისლის სიმძლავრე და ხანგრძლივობა დამოკიდებულია ზღვისა და ხმელეთის ტემპერატურის კონტრასტზე. მძლავრი ნისლი ჩნდება თბილი და ცივი ზღვის დინებების საზღვარზე. თბილი ჰაერის გოლფსტრიმის თბილი დინებიდან ლაბრადორის ცივ დინებაზე გადასაცვლებისას კანადის აღმოსავლეთ სანაპიროზე წარმოშობს მძლავრ ნისლებს, რომელთაც ზღვისპირას უწოდებენ.

ადვექციურ ნისლს მიეკუთვნება აორთქლების ნისლიც, რომელიც წარმოიშობა ცივი ჰაერის ზღვის თბილ ზედაპირზე გადასაცვლებისას. იგი შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე ქაობებზე, მდინარეებზე, ტბებსა და ა. შ. აორთქლების ნისლი წარმოადგენს თბილი წყლის ზედაპირიდან აორთქლებისა და წყლისპირა ჰაერის ფენებში ორთქლის კონდენსაციის შედეგს. იგი ქაობებსა და ტბებზე 2 მეტრამდე აღწევს, ოკეანეებსა და ზღვებზე — 50—100-მდე. რაც უფრო დაბალია ჰაერის ტემპერატურა და ინვერსიის დონე, მით უფრო ინტენსიურია აორთქლების ნისლი.

გ ა დ ვ ე ქ ც ი უ რ - რ ა დ ი ა ც ი უ ლ ი ნ ის ლ ი — წარმოიშობა თბილი ჰაერის ადვექციით ცივ ქვეფენილ ზედაპირებზე, ქარის სიჩქარის შესუსტების შემდეგ იწყება ჰაერის რადიაციული გაცივება. ეს კომბინირებული პროცესი უფრო ხშირ მოვლენას წარმოადგენს.

დ) ფ ე რ დ ო ბ ის (ა დ ი ა ბ ა ტ უ რ ი) ნ ის ლ ი — წარმოიშობა ფერდობზე ადიაბატურად აღმავალი ჰაერის გაცივების შედეგად. ფერდობზე აღმავალი ჰაერის სტრატოფიკაცია მდგრადი უნდა იყოს, რადგან არამდგრადი სტრატოფიკაციისას შეიძლება წარმოიშვას გროვა-ღრუბლები.

2. ფ რ ო ნ ტ ა ლ უ რ ი ნ ის ლ ი წარმოიშობა ორი სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასის გამყოფ ზედაპირზე. ფრონტალური ნისლის წარმოშობის ძირითადი მიზეზია: თბილი ჰაერის ადვექცია თბილი ფრონტის გველისას, ტენიანობის გაზრდა, დედამიწიდან და ატმოსფეროდან ნალექების აორთქლება და ფრონტის ხაზის ზურგში პორიზონტალური შერევა.

არჩევენ ფრონტალური ნისლის სამ ჯგუფს: ფრონტის წინა ზონის, ფრონტის ზონისა და ფრონტის ზურგისას.

ნისლის სამივე ჯგუფიდან აღსანიშნავია ფრონტის ზურგის ნისლი, რომელიც შერევის ნისლის სახელწოდებითაა. ცნობილი.

შერევის ნისლი წარმოიშობა ორი სხვადასხვა ტემპერატურისა და ტენიანობის მქონე ჰაერის მასათა პორიზონტალური შერევის შედეგად. ამ შემთხვევაში, შენარევი ორი სხვადასხვა თვისების ჰაერის წყლის ორთქლის საშუალო დრეკადობა შეიძლება მეტი აღმოჩნდეს შენარევის საშუალო ტემპერატურის მაქსიმალურ დრეკადობაზე. ჰარბი ტენი კონდენსირდება და წარმოიშობა ნისლი. მაგ., ვთქვათ, ორი ჰაერის მასა, რომელთა ტემპერატურაა $t_1=5^\circ$ და $t_2=20^\circ$, შეერია ერთმანეთში. დავუშვათ, რომ ორივე მასა წყლითაა გაჯღნთილი და შესაბამისად მათი მაქსიმალური დრეკადობაც ტოლია E_1 და E_2 . E_1 და E_2 განვსაზღვროთ მოცემული ტემპერატურების მეშვეობით (დანარ. 1-ლი), როცა $t_1=5^\circ$, $E_1=8,7$ მმ და $t_2=20^\circ$;

$$E_2=23,4 \text{ მმ. } t_{\text{საშ.}} = \frac{5+20}{2} = 12,5^\circ, \text{ ხოლო } E_{\text{საშ.}} = \frac{8,7+23,4}{2} = 16,1 \text{ მმ.}$$

$12,5^\circ$ ტემპერატურის მქონე ჰაერისათვის წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა $E=14,5$ მმ. როგორც ჩანს, $E_{\text{საშ.}} > E$ და წყლის ორთქლის ნამატი ($16,1-14,5=1,6$ მმ.), რომელიც 1,6 მმ შეადგენს, კონდენსირდება და წარმოიშობა ნისლი.

ორი ჰაერის მასის შერევისას ნისლის წარმოშობის პირობები კარგად მქედნდება მაშინ, როცა მათი შეფარდებითი ტენიანობა 95%-ზე მეტია და ტემპერატურათა სხვაობა 10° -ს აღემატება.

აღსანიშნავია, რომ ნისლის გაჩენის ზემოაღნიშნული პროცესები თავს იჩენს ქალაქ ადგილებში; განსაკუთრებით ზამთარში.

ნისლებს შორის მკვეთრი საზღვრის გავლება ძნელია, რადგან მათი წარმოშობა დაკავშირებულია რიგ ფაქტორებთან. მაგ., რადიაციული ნისლის წარმოშობაში გარკვეული როლი ადვილციისა და ეკუთენის, რადგან აბსოლუტურად ერთგვაროვანი ჰაერი საერთოდ არ არსებობს.

ნისლის დღეღამური მსვლელობა ძირითადად ტემპერატურის დღეღამურ მსვლელობასთანაა დაკავშირებული, რადგან მისი გაჩენის ძირითად მიზეზს ტემპერატურის ნამის წერტილამდე დაცემა წარმოადგენს. ნისლის მაქსიმუმს ადგილი აქვს დილით ადრე, მზის ამოსვლამდე, მინიმუმს — შუადღის შემდეგ. მაღალი მთების პირობებში ნისლი დღეღამის განმავლობაში თითქმის თანაბრადაა განაწილებული ან შედარებით სუსტი მაქსიმუმში შუადღის შემდგომ საათებზე მოდის. ეს იმიტოა გამოწვეული, რომ აქ ნისლის გაჩენა ადიაბატურ პროცესებთანაა დაკავშირებული.

ნისლის წლიური მსვლელობა დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიული და ადგილობრივი პირობების თავისებურებებთან. შეიძლება გავარჩიოთ წლიური მსვლელობის ორი ტიპი: 1. მაქსიმუმი შემოდგომა-ზამთრის პერიოდშია, ხოლო მინიმუმი ზაფხულზე მოდის, 2. გამეორების მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში ან მთელი წლის განმავლობაში ნისლიან დღეთა გამეორება თითქმის თანაბარია. ეს უკანასკნელი ტიპი შეიმჩნევა ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის სანაპიროებსა და კუნძულებზე.

საქართველოში ნისლიან დღეთა გამეორება წლის განმავლობაში სხვადასხვაგვარია. დაბლობ რაიონებში ნისლიანობა საერთოდ უმნიშვნელოა და წელიწადში შეიძლება რამოდენიმე შემთხვევას ჰქონდეს ადგილი. სიმაღლის მატებით ნისლიან დღეთა რიცხვი მატულობს. მაგ., აჭარის სანაპიროზე იგი 10—20 დღეს შეადგენს, ხოლო მდ. აჭარის წყლის სათავისაყენ (900 მ სიმაღლემდე) — 100—140 ს.

ჯერის გადასასვლელზე ნისლიანია თითქმის ყველა თვე, მაგრამ ყველაზე ნისლიანი ზაფხულია (15 დღე); ზამთარში იგი შედარებით ნაკლებია (7—10 დღე). ქაეახეთის ზეგანზე ნისლიანობა წელიწადში თითქმის 35—50 დღეს აღწევს.

§ 4. ღრუბლები და მათი კლასიფიკაცია

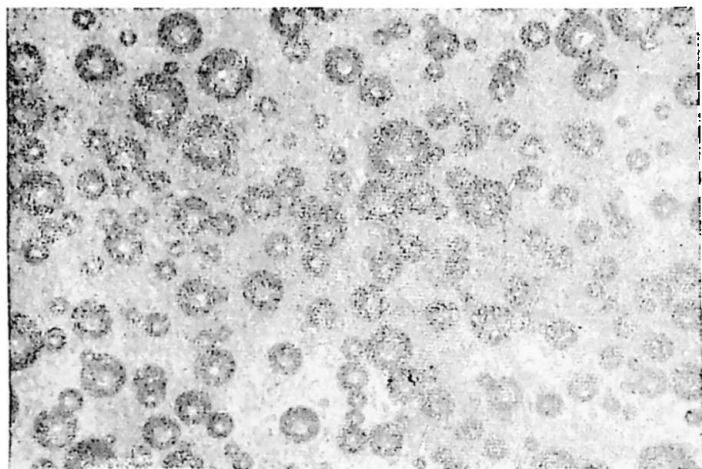
ნისლა და ღრუბლებს შორის პრინციპული განსხვავება აგებულია არ არსებობს, მაგრამ მათი წარმოშობისა და განვითარების პირობებში არსებითი სხვადასხვაობა მაინც არაა. ღრუბლების წარმოშობა, ისევე როგორც ნისლისა, წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის შედეგად ხდება.

ღრუბლების წარმოშობისათვის პირველად ნაწილაკს წყლის ჩანასახოვანი წვეთი წარმოადგენს. იგი შეიძლება გაჩნდეს დადებითი და უარყოფითი ტემპერატურების პირობებში.

ღრუბელთა ელემენტების ზომა ფართო საზღვრებში იცვლება. მათი წარმოშობის მომენტში წვეთის ნაწილაკის დიამეტრი 0,005—0,05 მმ-ს, ზოლო ძლიერი განვითარებისათვის 0,5—5,0 მმ-ს შეადგენს. ღრუბლების მყარ ელემენტების — კრისტალების ფორმა ძირითადად ექვსწახნაგოვანია. სიმაღლე ფუძის ფართთან შედარებით ძალზე მცირეა და ამიტომ მათ ყინულოვან ფირფიტებს უწოდებენ. არსებობს შედარებით გრძელი პრიზმული კრისტალები, რომლებიც ყინულოვანი სვეტების სახელითაა ცნობილი. ამგვარად, ღრუბლები ელემენტები იმყოფება როგორც თხევად, ისე მყარ აგრეგატულ მდ-

გომარეობაში. ამისდა მიხედვით არჩევენ წყლიან (წვეთოვან), შერეულ და ყინულოვანი (კრისტალური) ელემენტებისაგან აგებულ ღრუბლებს:

ა. წყლიანი (წვეთოვანი) ღრუბლები ვითარდება 0°-ისა და უფრო მაღალი ტემპერატურის პირობებში. ისინი წარმოიშობიან კონდენსაციის დონესა და ნულოვან იზოთერმას შორის. ნულოვანი იზო-



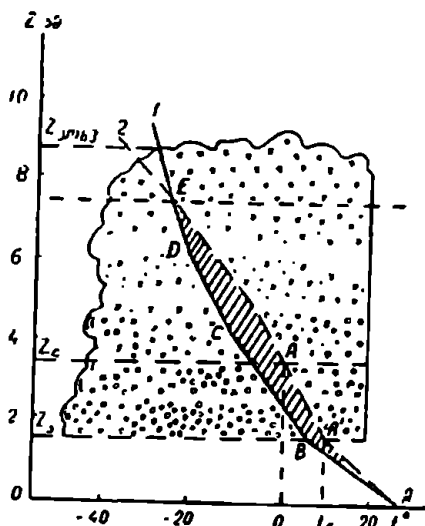
ნახ. 35. ღრუბლების წვეთების მიკროფოტოგრაფია

თერმის დონის ზემოთ წყლის წვეთები გადაცივებულია და ამ მდგომარეობაში შეიძლება — 40° და უფრო დაბალი ტემპერატურის დროსაც არჩებოდეს (ნახ. 36).

ბ. შერეული ღრუბლების ელემენტები თხევადი და მყარი აგრეგატისაგან შედგება. მათი თანაფარდობა ღრუბლებში სიმაღლის მიხედვით იცვლება. ქვედა დონეზე, ე. ი. ნულოვანი იზოთერმის მახლობლად, თხევადი სჭარბობს მყარ ნაწილაკებს, ხოლო უფრო მაღლა — კრისტალები გაცილებით მეტია. თხევად გადაცივებულ წყლის წვეთების კრისტალებში გადაქცევა განსაკუთრებით ინტენსიურია იმ დონეზე, სადაც ტემპერატურა — 12, — 17°-ზე დაბალია.

გ. ყინულოვანი ღრუბლები ყველა ღრუბელზე მაღლაა მოქცეული. მათი წარმოშობის ძირითად პირობას წარმოადგენს ძლიერ დაბალი ტემპერატურა (— 40°-ზე დაბალი), რომლის დროსაც ხდება გადაცივებული წვეთის უშუალო სუბლიმაცია.

წლის თბილ პერიოდში ყინულოვანი და შერეული ღრუბლების წარმოშობასა და განვითარებას ტროპოსფეროს მაღალ და შუა ფენებში აქვს ადგილი, ხოლო ზამთარში აღნიშნული დონე მიწისპირა ფენამდე ეშვება.



ნახ. 36. გროვა-წვიმის ღრუბლების (აბ) სქემა. Z_0 — კონდენსაციის დონე, Z_c — ნელოვანი იზოთერმის დონე, $Z_{ინფ}$ — კონვექციის დონე. 1 — სტრატოფიკაციის მრუდი. 2 — მდგომარეობის მრუდი

ღრუბლების თანამედროვე საერთაშორისო კლასიფიკაცია ძირითადად მორფოლოგიურ პრინციპებს — სიმაღლეს და გარეგან ფორმას ემყარება.

გარეგანი ფორმის მიხედვით გამოყოფენ გროვა, ტალღოვან და ფენა ღრუბლებს, ხოლო სიმაღლის მიხედვით ზედა, შუა და ქვედა იარუსის ღრუბლებს. განსაკუთრებით ასხეავენ ვერტიკალური განვითარების ღრუბლებს, რომელთა ფუძეები ქვედა იარუსამდე ვრცელდება. ხოლო მწვერვალები შუა და ზედა იარუსამდე. ყველა იარუსის ღრუბელთა გავრცელების სიმაღლე დამოკიდებულია ტემპერატურულ პირობებსა და ტროპოპაუზის სიმაღლეზე, რომელიც განედის მიხედვით მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება.

არჩევენ 10 ძირითადი ფორმის ღრუბელს:

I) ზედა იარუსის ღრუბლები:

სიმაღლე:

- | | |
|------------------------------------|---|
| 1. ფრთა — Cirrus (Ci); | { პოლარული განედები — 3—8 კმ.
ზომიერი — „ — 6—12 კმ.
ტროპიკული — „ — 6—18 კმ. |
| 2. ფრთა-გროვა — Cirrocumulus (Cc); | |
| 3. ფრთა-ფენა — Cirrostratus (Cs). | |

II) შუა იარუსის ღრუბლები:

- | | |
|------------------------------------|--|
| 4. მაღალ გროვა — Altocumulus (Ac); | { პოლარული — „ — 2—4 კმ.
ზომიერი — „ — 2—6 კმ.
ტროპიკული — „ — 2—8 კმ. |
| 5. მაღალ ფენა — Altostratus (As). | |

III) ქვედა იარუსის ღრუბლები:

- | | |
|-------------------------------------|-----------------------------------|
| 6. ფენა-გროვა — Stratocumulus (Sc); | { დედამიწის ზედაპირიდან 2 კმ-მდე. |
| 7. ფენა — Stratus (Sl); | |
| 8. ფენაწვიმის — Nimbostratus (Ns); | |

IV) ვერტიკალური განვითარების ღრუბლები:

- | | |
|---------------------------------------|--|
| 9. გროვა — Cumulus (Cu); | { 500—1000 მ-დან შუა იარუსამდე და ზოგჯერ ტროპიკულ ზონამდე. |
| 10. გროვა-წვიმის — Cumulonimbus (Cb). | |

ზემოთ ჩამოთვლილ სხვადასხვა ფორმის ღრუბლებს გააჩნიათ აგრეთვე ფორმათა მრავალფეროვნება, რომლებზეც აქ არ შევიჩერდებით.

მოგვეყავს ძირითადი ფორმის ღრუბლების მოკლე დახასიათება (უფრო დაწვრილებითი აღწერა ფოტოილუსტრაციით მოცემულია ღრუბელთა ატლასში).

1. ფრთა ღრუბლები წარმოადგენს ნაზი აგებულების სრულიად თეთრ ღრუბლებს. შედგება ცალკეული ფრთისებრივი ელემენტებისაგან — წერილი ძაფების ან გრძელი მოკაუჭებული ზოლებებისაგან. ბოკოვანი სტრუქტურისაა და აბრეშუმის სიპრიალით ხასიათდება. ყინულის კრისტალებისაგან შედგება.

2. ფრთა-გროვა ღრუბლები ყინულის კრისტალებისაგანაა აგებული. ძალზე თეთრი და თხელია, რომელიც დახუჭუჭებულ ბელტოვან მწკრივს ან ჯგუფებად დალაგებულ ბურთულებს მოგვაგონებს.

3. ფრთა-ფენა ღრუბლები თხელი და გამკვირვალე ფენაა, რომლითაც მთლიანად იფარება ცის თალი ან მისი მნიშვნელოვანი ნაწილი. ამ ღრუბლების დროს ხშირია ოპტიკური მოვლენები (ჰალოს სახით).

4. მაღალ გროვა ღრუბლები მოგვაგონებს თეთრ ან რუხი ფერის კრაველს. ისინი დალაგებული არიან ურთიერთპარალელურ

ჯგუფებად და მწკრივებად. მათ მოთეთრო ფერი აქვთ, მავრამ შედარებით მუქ ტონებში გადადიან. აღნიშნული ღრუბლები ძირითადად წყლის ერთნაირი წვეთებისაგან შედგება (ზამთარში ვადაცივებულო წვეთებია) და ამიტომ აქ ხშირია მნათობების (მზე, მთვარე) ირგვლივ გვირგვინის მოვლენები — მცირე რაღიუპის შეფერადებული წრეები.

5. მალალ ფენა ღრუბლების გავრცელების სიმაღლე მნიშვნელოვანია. ერთგვაროვან მონაცრისფრო სქელ და მკვრივ საბურველს წარმოადგენს, ტიპურად შერეული ღრუბელია და ზემოწამოთვლილ ღრუბლებთან შედარებით მეტ ნალექებს იძლევა.

6. ფენა-გროვა ღრუბლები წარმოადგენს ღრუბელთა ზეინებისა და ბელტების მწკრივს, რომელნიც შედარებით მსხვილი ელემენტებისაგან არიან შემდგარი. ისინი ძირითადად წერილ და ერთგვაროვან წვეთებს შეიცავენ, ზამთარში ვადაცივებულო არიან, ცის თალ ტალღოვან ელფერს აძლევენ; ნალექი შეიძლება ეინელლის (კრის) სახით მოვიდეს.

7. ფენა ღრუბლები ყველაზე დაბალი, ერთფეროვანი, მუქ-მორუხო ფერის მკვრივი ღრუბლებია. წყლის წვეთებისაგანაა შემდგარი და ეინელლა წვიმას იძლევა. უარყოფითა ტემპერატურის დროს შეიძლება მოვიდეს ყინულის ნემსები, მცირე ზომის თოვლის ფიფქები და სხვ.

8. ფენა-წვიმის ღრუბლები მძლავრი ღრუბლებია და შეიძლება ზოგჯერ ზედა იარუსამდეც მიიღწიოს. ამატომ მისი ელემენტები შერეული აგრეგატული შედგენილობით ხასიათდება. მუქი მონაცრისფრო ფერისაა და გაბმული ნალექები (წვიმა და თოვლი) ახასიათებს.

9. გროვა ღრუბლები მკვეთრად მოხაზულ და ვერტიკალურად განვითარებად მკვრივ ღრუბლებს წარმოადგენს. მათი ფუძე ბრტყელია და პორიზონტალური, მოსალოდნელია ზაფხულობით, შუადღის საათებში. წყლის წვეთებისაგან შედგება და ნალექებს არ იძლევა, რის გამოც მას კარგი ამინდის ღრუბლებსაც უწოდებენ.

10. გროვა-წვიმის ღრუბლები ვერტიკალურად ვითარდება ზედა იარუსამდე. ზოგჯერ მისი მწვერვალი სტრატოსფეროს ქვედაფენებამდეც კი ვრცელდება. ქარის მოქმედებით მის მწვერვალზე წარმოიშობა გრდემლის ფორმის ღრუბლები. ზედა ნაწილი ყინულის კრისტალებითაა მდიდარი, ზოლო ქვედა — შერეული აგრეგატიანაა შემდგარი. ეს ღრუბლები თავსხმა ნალექებითაა ცნობილი; იანის სეტყვის წარმოშობის ძირითად წყაროსაც წარმოადგენენ.

ღრუბლების წარმოშობას და მათ აგრეგატულ მდგომარეობას განსაზღვრავს ჰაერის ტენშემცველობა და ტემპერატურის დაცემის ინტენსივობა. თავისუფალ ატმოსფეროში სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის შემცირება ძირითადად სამი მიზეზითაა გაპირობებული: აღმავალი ჰაერის ადიაბატური გაფართოებით, ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მიმართულებით მოძრავი ჰაერის ტურბულენტური შერევით და გამოსხივებით (თავისუფალი ატმოსფეროდან, დედამიწისა და ღრუბლების ზედაპირიდან).

აღნიშნული პროცესები ერთდროულად მიმდინარეობს და ერთმანეთს აძლიერებს. ღრუბლების წარმოშობის ძირითად პროცესს ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობა წარმოადგენს. ისინი ერთგვაროვან ჰაერის მასებში (შიდამასობრივ) და ფრონტალურ ზედაპირზე განაპირობებენ სხვადასხვა ფორმისა და აგებულების ღრუბლების წარმოშობას. წარმოშობის ზაჰათის მიხედვით ღრუბლები შეიძლება დაიყოს შემდეგ გენეტურ ტიპებად: გროვა (კონვექციური), ტალღოვან და ფენა ღრუბლებად.

ა. გ რ ვ ა (კ ო ნ ვ ე ქ ც ი უ რ ი) ღრუბლები წარმოიშობა არამდგრადად სტრატოფიციურებულ ერთგვაროვან ჰაერის მასებში (შიდამასობრივ ჰაერში) ძლიერ განვითარებული კონვექციური პროცესებისა და ტურბულენტური გაცვლის შემწეობით.

გროვა ღრუბლების განვითარების თავისებურებებს და მის სიმძლავრეს განსაზღვრავს ატმოსფეროში კონდენსაციის, 0° -იანი იზოთერმების და კონვექციის დონეთა სიმაღლე.

ხმელეთის ზედაპირზე თერამული კონვექციისათვის ხელაყრელი პირობები იქმნება წლის თბილ პერიოდში. ძლიერ გამთბარ ადგილებში წარმოიშობა ჰაერის აღმავალი დენები, ხოლო ნაკლებად გამთბარ ადგილებში — დაღმავალი. უღრუბლო ამინდში ჰაერის მასეზის მალლა ასვლა ხორციელდება ჰაერის ცალკეული თერმიკების (ბუშტუების) სახით. რაც უფრო მძლავრია დასხივება, მით უფრო შატულობს თერმიკების რაოდენობა და ქველურ (მძლავრ) ვერტიკალურ დინებებში გადასვლა.

პროცესის დასაწყისში ტენიანი ჰაერის (უნაჟერო) მალლა ასვლა მშრალი ადიაბატით წარმოებს AA_1 მონაკვეთზე, ხოლო (E_3) კონდენსაციის სიმაღლეზე იგი აღწევს ნაჟერ მდგომარეობას ($r=100\%$). ამის შემდეგ, როგორც ეს ნახ. 36 ჩანს, ჰაერის აღმავლობა ტენადიაბატურად მიმდინარეობს. ტემპერატურის შემდგომი დაცემა იწვევს წყლის ორთქლის კონდენსაციას და ღრუბლების გაჩენას.

კონდენსაციის დონე შიახლოებით შეიძლება გავიგოთ (88 და 89) ფორმულებით. გროვა ღრუბლების ფუძე კონდენსაციის დონეზე მდებარეობს. 0°-იან იზოთერმამდე იგი ძირითადად წყლას წვეთებისაგან შედგება: ამ დონიდან სრულ კრისტალიზაციამდე ღრუბლების ფენა შერეულია, ე. ი. ის გადაცივებული წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალებისაგან შედგება. უფრო მაღლა, ღრუბლების ზედა საზღვრამდე იგი (კონვექციის განვითარების დონე) სუფთა კრისტალებითაა წარმოდგენილი.

გროვა ღრუბლების ჩასახვის სტადიაში ჰაერის ვერტიკალური დენების სიჩქარე თუ 6—7 მ/წმ-ს არ აღემატება, მომწიფებულობისა და გაბნევის სტადიაში იგი, როგორც ეს გ. სულაქველიძის გამოკვლევებიდან ჩანს, 20—25 მ/წმ აღწევს.

კონვექციურ ღრუბლებში აღმავალი ჰაერის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით მატულობს, მაქსიმუმს აღწევს მის შუაგულში, ან ცოტათი მაღლა, ხოლო შემდეგ ისევ მცირდება.

ღრუბლებში მაქსიმალურ სიჩქარეთა სიმაღლე დამოკიდებული არ არის 0°-იანი იზოთერმისა და ატმოსფეროში ბუნებრივი კრისტალიზაციის დონეზე. ის უშუალო კავშირშია კონვექციის განვითარების ინტენსივობასთან. რაც უფრო ინტენსიურად ვითარდება კონვექციური პროცესები, მით უფრო მაღლა იწევს კონვექციის დონეც (იხ. თავი V, § 5); აქედან გამომდინარე, გროვა ღრუბლების სიმაღლეც მატულობს. როგორც ვიცით, კონვექციის შესუსტება და ქრობა ძირითადად ინვერსიულ, იზოთერმულ ან ტემპერატურის შემცირებულ გრადიენტის ფენებში ხდება. ამიტომ, რომ ამ ფენებს შემაკავებელ ფენებს უწოდებენ. როდესაც გროვა ღრუბლების ზედა ნაწილი შემოალნიშნულ ფენებს მიაღწევს, მაშინ მისი შემდგომი ზრდა წყდება.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც მძლავრი კონვექციის ღრუბელთა (Cb) მწვერვალები გრადემლის სახით ტროპოპაუზის ფენას ატანენ და სტრატოსფეროში იჭრებიან.

როგორც ვიცით, თერმული კონვექცია შეიძლება წარმოიშვას ზღვის ზედაპირზე, ღამით, როდესაც წყლის ზედაპირი გამოსხივებით გადაცივებულ ჰაერის მაღალ ფენებზე უფრო თბილია. ჰაერის არამდგრადი წონასწორობა თანდათანობით ძლიერდება, რასაც მოჰყვება ძლიერი კონვექციური ღრუბლების წარმოშობა.

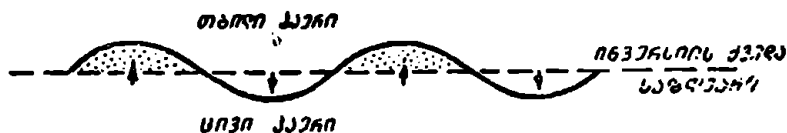
კონვექციური ღრუბლები წარმოიშობა აგრეთვე ცივი ჰაერის მასების თბილ ზედაპირზე აღვექციის პირობებში. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ზამთრის თვეებში შავი ზღვის თბილ ზედაპირზე (იანვრის საშუალო $t = 8^\circ$) ჩრდილოეთიდან წამოსული არქტიკუ-

ლი ჰაერის მასების გადასაცვლება, რომლებიც მძლავრი კონვექციური ღრუბლების გაჩენასა და თავსახმა ნალექებს იწვევს.

სხვადასხვა სახის გროვა ღრუბლები წარმოიშობა ცივი ფრონტის ზედაპირზე, სადაც ადგილი აქვს თბილი ჰაერის ინტენსიურ იძულებით აღმავლობას. ამის შესახებ ჩვენ დაწვრილებით ქვემოთ შევჩერდებით.

ბ. ტ ა ლ ლ ო ვ ა ნ ი ღ რ უ ბ ლ ე ბ ი წარმოიშობა ინვერსიულ ან ძლიერ მდგრად სტრატოციკონებულ ფენებში ტალღური მოძრაობის ზეგავლენით ან ჰაერის დინებების მიერ მთებისა და მაღლობების გადალახვის შემთხვევაში.

ინვერსიის ფენის ქვედა საზღვარზე ხშირია სხვადასხვა სიმკვრივის (ტემპერატურის) და სიჩქარის მქონე ორი ჰაერის ფენის წარმოშობა, სადაც თბილი და ნაკლებად მკვრივი ჰაერი უფრო ცივი და მკვრივი ჰაერის ზემოთაა მოქცეული. ამ ორი ფენის გამყოფ ზედაპირზე ვითარდება ტალღური მოძრაობა, სადაც ტალღის სიგრძე ასეული მეტრიდან რამდენიმე კილომეტრამდე აღწევს, ხოლო სიმაღლე — ათეული მეტრიდან 2—3 კმ-მდე (ნახ. 37).



ნახ. 37. ტალღური ღრუბლების სქემა

როგორც ჩანს, ტალღის თხემში ჰაერი განიცდის აღმავალ დენას ადიაბატურად ცივდება და ჰარბი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად ღრუბელი ჩნდება. ტალღის ღარში გაბატონებულია დაღმავალი დენები, სადაც ჰაერი ადიაბატურად თბება, ტენიანობის დეფიციტი მატულობს, და ღრუბლების გაჩენა გამორიცხულია; მეტნაკლები სიძლიერით შეინიშნება ცივი ლურჯი ფერი. ამგვარად წარმოშობილი ღრუბლების ფენა ზეინულების სახით მწკრივდება ცალკეულ ჯგუფებად. ასეთ ტალღურ ღრუბლებს წარმოადგენენ ფრთაფენა (Cs), მაღალ გროვა (Ac) და ფენა-გროვა (Sc) ღრუბლები, რომელთა განვითარებაც ინვერსიის ფენის სიმაღლეზეა დამოკიდებული.

ტალღოვანი ღრუბლები ჩნდება აგრეთვე ჰაერის მასების მიერ მთებისა და მაღლობების გადალახვის დროს. მათი გავლენა მთელ ტროპოსფეროსა და ზოგჯერ ქვედა სტრატოსფეროსაც კი მოიცავს. ამ შემთხვევაში ტალღის სიგრძე და ამპლიტუდა დამოკიდებულია

ბულია ჰაერის გადანაცვლების სიჩქარეზე, ტემპერატურის ვერტიკალურ გრადიენტზე, მთის სიგანეზე და სხვ.

მთის ან მაღლობის თავზე, სადაც ინვერსიის დონე მაღლაა აწეული, ტალღის თხემში ჩნდება ღრუბელი, რომელსაც *Ac lenticularis* ან *Sc lenticularis*-ს უწოდებენ. იგი სტაციონარულია და კარგა ხანს ინარჩუნებს უცვლელ ფორმას. ამ ღრუბელს ორივე ბოლო მოგრძო და გაწეწილი აქვს, ღერძის გასწვრივ უფრო მეკრივია, ნაპირები გათხელებული აქვს, განლაგებულია მთების გასწვრივ, ხშირად შეინიშნება თბილისის ჩრდილოეთით მდებარე საგურამოს ქედის მთელ სიგრძეზე წინააღმდეგობის ღრუბლების (რომელიც აქ ძლიერი ქარების დროს იცის) ზემოთ, რომელიც აღწერილი აქვს პროფ. ი. ქურდიანს.

გ. ფენა ღრუბლებს მრავალია რუსიანი აგებულება აქვს. მათ ჯგუფს მიეკუთვნება ფრთა-ფენა (*Cs*), მაღალ ფენა (*As*), ფენა-გროვა (*Sc*), ფენა (*Sf*), ფენა-წვიმის (*Ns*) ღრუბლები და სხვ.

ფენა ღრუბლების სხვადასხვა ფორმათა წარმოშობა ძირითადად ამინდიანობის მრავალფეროვნებასთანაა დაკავშირებული. მათი წარმოშობი ძირითადი პროცესები შემდეგია: ფრონტალურ ზედაპირსა და მთის ფერდობებზე ჰაერის ძალზე მდორედ აღმასრიალი, ტურბულენტური შერევა, შედარებით თბილი ჰაერის ცივ ზედაპირზე გადაადგილება ან ცივ ჰაერთან შეხება და მიწისპირა ჰაერის ფენების რადიაციული გადაცივება.

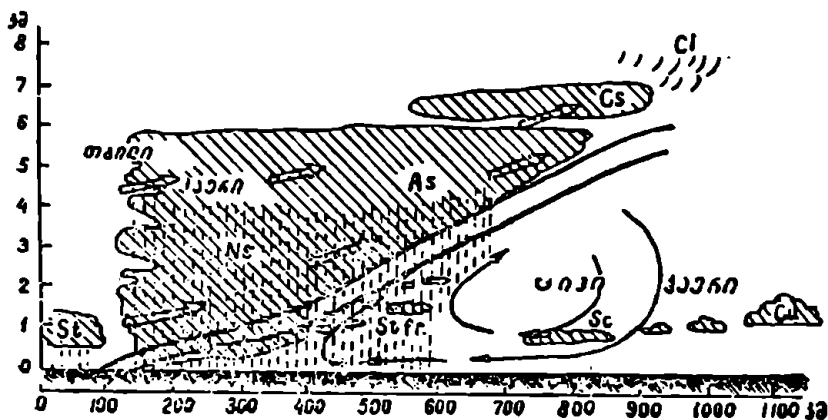
ტურბულენტური მოძრაობა თუ საკმაოდ ტენიან ჰაერში ვითარდება, ამ ჰაერის ვერტიკალური შერევა იწვევს წყლის ორთქლის კონდენსაციას და ცალკეული მასის ღრუბლების გაჩენას და ფლეთილი განაპირა ბოლოებით; ეს ღრუბლები დაფლეთილ — საწვიმარ ღრუბლებს (*FrNb-fractionimbus*) წარმოადგენს და ძირითადად ჩნდება ფენა-წვიმის (*Ns*) და გროვა-წვიმის (*Cb*) ღრუბლების ფონზე.

მდგრადად სტრატოფიციკრებულ ატმოსფეროში დედამიწის ძლიერი გამოსხივების შედეგად ჰაერის მიწისპირა ფენებში წარმოიშობა ნისლი. ამ შემთხვევაში თუ ქარის სიჩქარემ მოიმატა და გააღებოდა ჰაერის ტურბულენტური შერევა, მაშინ ტემპერატურას ვერტიკალური განაწილება მშრალადიებატურს მიუახლოვდება და იგი მაღალ ფენებში გამოიწვევს ტემპერატურის დაცემას, ხოლო მიწისპირა ფენებში — მომატებას; ამიტომაც, რომ ზედაფენებში კონდენსაციის პროცესი ჩქარდება და წარმოიშობა ფენა ღრუბლები, ხოლო მიწისპირა ფენებში ტემპერატურის მომატებით ნისლი იფანტება (ორთქლდება).

წყნარ მოწმენდილ ამინდში ფენა ღრუბლები დიდი რაოდენობით წარმოიშობა წყლის ორთქლით მდიდარ ჰაერის ფენებიდან გამოახი-
ვების შემდეგ. ეს ღრუბლები ინვერსიის ფენის ქვემოთაა მოთავსე-
ბული, რადგან ამ შემთხვევებში ფენის არეში ხდება წყლის ორთქ-
ლისა და სხვადასხვა აეროზოლის დაგროვება და კონდენსაცია.

ფენა ღრუბლების წარმოშობა და განვითარება შედარებით წყნა-
რად მიმდინარეობს და ამიტომ იგი მთლიან ფენას წარმოადგენს.

განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს ფ რ ო ნ ტ ა ლ უ რ ზედაპირ-
ზე წარმოშობილი ღრუბლები, რომლებიც ძირითადად სხვადასხვა
იარუსზე ფენა ღრუბლების სახესხვაობას წარმოადგენს. როგორც
ცნობილია, ფრონტალური ზედაპირი სხვადასხვა ფიზიკური თვისე-
ბების მქონე ცივი და თბილი ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირია.
ცივი ჰაერი სოლისებურადაა შეჭრილი თბილში და ეს უკანასკნელი
დინჯ აღმასრიალს განიცდის აღნიშნულ ზედაპირზე. მიუხედავად
იმისა, რომ ფრონტის ზედაპირის დახრილობა ძალზე მცირეა, თბი-
ლი ჰაერის პორიზონტალურ მოძრაობას ემატება ასეთივე მცირე,
მაგრამ განსაკუთრებული მნიშვნელობის ვერტიკალური შემადგენე-
ლი, რომელიც ღრუბლების ჩასახვისა და განვითარების ძირითად
მიზეზს წარმოადგენს.

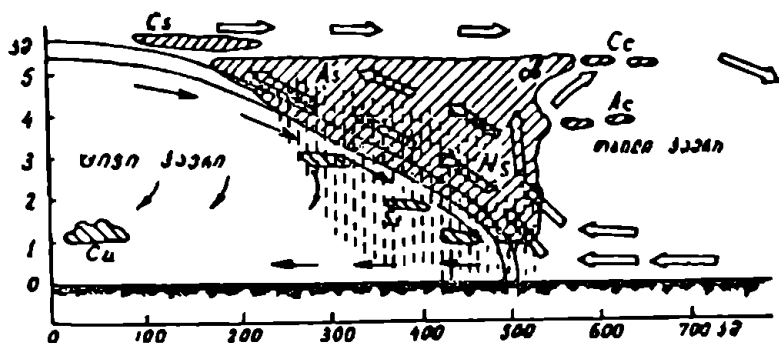


ნახ. 38. თბილი ფრონტის სქემა

თ ბ ი ლ ფ რ ო ნ ტ ზ ე (ნახ. 38) ღრუბლები წარმოიშობა რო-
გორც ფრონტის ხაზის წინ, ისე ზურგში. ფრონტის წინ თბილი ჰაე-
რი მოწესრიგებულ აღმავალ მოძრაობას განიცდის და აღიზაბატურ-
ად ცივდება. ჰარბი წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად წარ-

მოიშობა ღრუბელთა სისტემა, რომელიც მთელი ფრონტის ხაზზეა გაკეპული. თბილი ფრონტის ღრუბლებს შემდეგი თანამიმდევრობა ახასიათებს: ფრონტის მოახლოებას გვაუწყებს ფრთა ღრუბლების (C1) გამოჩენა. შემდგომ ეს ღრუბლები ჩქარა მკვირიდება და კადაღს ფრთა-ფენაში (Cs), რომელიც უშუალოდ მაღალ ფენა (As) ღრუბლების წინამორბედა. რაც უფრო დაბლა ვეშვებით, დედამიწისაკენ, მით უფრო მკვირიდება ღრუბლები და As უშუალოდ ფენა-წვიმის (Ns) ღრუბლებში გადადის.

ცივ პაერში, ფრონტის ზედაპირის ზემოთ ღრუბლები შეიძლება იყოს შიდამასობრივი წარმოშობის, ე. ი. თერმული ან დინამიკური კონვექციის (Cu და Sc). აქ ჩნდება აგრეთვე ცუდი ამინდის დინამიკური წარმოშობის დაბალი ფენა — დაფლეთილი (Stfr) ღრუბლები; ისინი ყოველთვის თან ახლავს მაღალ ფენა (As) და ფენა-წვიმის (Ns) ღრუბლებს.



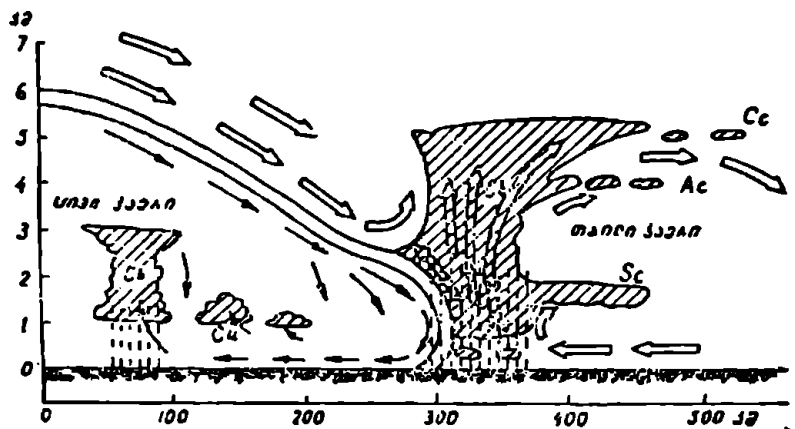
ნახ. 39. პირველი გვარის ცივი ფრონტი

ცივი ფრონტზე (ნახ. 39) წარმოშობილი ღრუბლები, ზოგ შემთხვევაში, განსხვავდება თბილი ფრონტის ღრუბლებსაგან. განსხვავება იმითაა გამოწვეული, რომ ცივი ფრონტის ზედაპირი თბილთან შედარებით უფრო დამრეცია, განსაკუთრებით მის ქვედა ნაწილში, ამის გარდა, მისი მოძრაობის მიმართულება და სიჩქარეც განსხვავებულია.

არჩევნ ორი გვარის ცივი ფრონტს. პირველი გვარის ცივი ფრონტის (ნახ. 39) ღრუბლების სისტემა დიდ მსგავსებას იჩენს თბილი ფრონტის ღრუბლებთან. აქაც ღრუბლების ძირითადი მასა პაერის დინჯი აღმასრიალს შედეგად გაჩენილი As—Ns-გან შედგება. ფრონტის მოახლოებისა და მკვირივებული ქერ Cs, ხოლო შემ-

დღე *Ns*-ს შეამჩნევს, რომელიც თანდათანობით ფრონტის გავლის შემდეგ *As* და ბოლოს ძალზე თხელ *Cs*-ში გადადის. როგორც ვხედავთ, აქ ღრუბლები, თბილ ფრონტთან შედარებით, საწინააღმდეგო ცვლას განიცდის.

მეორე გვარის ცივი ფრონტი (ნახ. 40) წარმოიშობა მაშინ, როდესაც თბილი ჰაერი უფრო არამდგრადი და სტრატოფიციური-



ნახ. 40. მეორე გვარის ცივი ფრონტი

ბული, ვიდრე ეს პირველში იყო. ამ შემთხვევაში თბილი ჰაერის აღმავალი მოძრაობა ფრონტის ზედაპირას უფრო ვიწრო ზოლში ხდება და ძლიერი კონვექციური ღინებების ხასიათს ატარებს. ამიტომაც წარმოიშობა მძლავრი *Cb*. 2—3 კმ სიმაღლემდე ფრონტის ზედაპირზე აღვილი აქვს ჰაერის დაღმავალ დენებს. გროვა-წვიმის ღრუბლები თბილი ჰაერის მძლავრი ნაკადის მეშვეობით ფრონტის წინ დად მანძილზე იწელება და ცალკეულ *Cc*, *Ac* და *Sc* სახით იშლება. აღნიშნული ღრუბლები წინააწარ გვაუწყებს მეორე სახის ცივი ფრონტის მოახლოებას. ფრონტის ზურგში *Cb* ხშირად გადადის *Ns* და *As*-ში; ისინი დაღმავალი დენების გამო იშლებიან და თითქმის ფრონტის ხაზთან მკვეთრ წყვეტას განიცდიან.

ოროგრაფიული ღრუბლები. ოროგრაფიული პირობები ძლიერ გავლენას ახდენს ღრუბელთა ფორმებზე.

ზაფხულობით მთიანი მხარეებისათვის დამახასიათებელია გროვა ღრუბლები, რომლებიც წარმოიშობა მზის მიმართ ხელსაყრელი ექსპოზიციის მქონე ფერდობებზე ტენით მდიდარ აღმავალ ჰაერში (ხეობის ქარი).

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, მთიანი რაიონებისათვის დამახასიათებელ ფორმას *Ac lenticularis* ან *Sc lenticularis*-ი ეწოდება. ისინი მთის მიმართ გასწვრივი მიმართულებით მწკრივებად არიან განლაგებულნი. მათი წარმოშობა ქაერის ტალღოვან მოძრაობათანაა დაკავშირებული.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც მთიან რაიონებში ღრუბლები განლაგდება დამკვირვებლის ზემოთ ან მის სიმაღლეზე, ამის გამო მათი ფორმაც სრულიად სხვანაირად გვეჩვენება, ვიდრე ეს ქვემოდან ჩანს.

§ 8. მორუბლულობა

ღრუბელი ბუნების ყველაზე უფრო საინტერესო მოვლენაა. ცულის რა დედამიწისა და ატმოსფეროს სითბურ და რადიაციულ რეჟიმს, იგი დიდ გავლენას ახდენს ადამიანის ყოველდღიურ ცხოვრებაზე, მცენარეულ და ცხოველთა სამყაროზე და სხვ.

დიდი პრაქტიკული და მეცნიერული ღირებულება ენიჭება ცის თაღის ღრუბლებით დაფარვის ხარისხის ცოდნას და, როგორც საერთოდ აღნიშნავენ. მორუბლულობის რაოდენობის განსაზღვრას. მორუბლულობას ათბალიანი ჰკალით ზომავენ. თუ ცის თაღი მთლიანადაა დაფარული ღრუბლებით, მაშინ მას 10 რიცხვით აღნიშნავენ. ხოლო სრულიად მოწმენდილს — 0-ით.

მორუბლულობის რაოდენობის გაზომვა, მიუხედავად ზოგიერთი ხელაწყოს არსებობისა, ძირითადად მაინც თვალით (ვიზუალურად) ხდება. ცალ-ცალკე განსაზღვრავენ როგორც ს ა ე რ თ ო, ასევე ქ ე ე დ ა ღრუბლების რაოდენობას. ს ა ე რ თ ო მორუბლულობა მოიცავს ყველა იარუსის ღრუბელს, რომელიც დაკვირვების მომენტში ცის თაღზე შეინიშნება: ქ ე ე დ ა მორუბლულობაში შედის ქეედა იარუსისა (*Sl, Ns, Sc*) და ვერტიკალური განვითარების (*Cu, Cb*) ღრუბლები. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ შუა და ზედა იარუსის ღრუბლები, რომლებიც მხედველობაში არ არის მიღებული, პრაქტიკული თვალსაზრისით ნაკლებ მნიშვნელოვანია (მაგ., ავიაციისათვის).

ღრუბელთა ფორმის განსაზღვრისას ხელმძღვანელობენ ღრუბელთა ატლასით, რომელშიც მოცემულია ბუნებაში არსებული ყველა ფორმის ღრუბელთა ფოტოგრაფიები.

მორუბლულობის დღელამური და წლიური მსვლელობა ძირითადად დამოკიდებულია ღრუბელთა ფორმაზე. წლის დროზე, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათზე, გეოგრაფიულ პირობებზე და სხვ.

ფენა (SI) და ფენა-გროვა (Sc) ღრუბლები მაქსიმუმს აღწევს ღამით და გათენებისას. ხმელეთის ზედაპირზე ტროპიკულ და ზომიერ განედებზე, განსაკუთრებით წლის თბილ პერიოდში კონვექციური პროცესების განვითარების დროს ადგილი აქვს დღისით გროვა და გროვა-წვიმის ღრუბლების გაჩენას, რის შედეგადაც მათი მაქსიმუმი შუადღის შემდეგ დგება. ამრიგად, ზომიერ განედებზე (ხმელეთზე) ზაფხულში შეინიშნება მოღრუბლულობის ორი მაქსიმუმი: პირველი მაქსიმუმია ღამით ან დილით ადრე, ხოლო მეორე (მთავარი) — შუადღის შემდეგ. ზამთარში კონვექციური პროცესების შესუსტების შედეგად მაქსიმუმი ღამისა და დილის საათებზე გადმონაცვლებს.

წლის თბილ პერიოდში მთიანი რელიეფის პირობებში მოღრუბლულობის მაქსიმუმი შუადღის შემდეგ დგება, როდესაც ძლიერაა განვითარებული კონვექცია და ხეობის ქარები.

ზღვებსა და სანაპიროებზე კონვექცია ვითარდება ღამით და ღრუბლების წარმოშობა აღნიშნულ დროსთანაა დაკავშირებული. საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე ღრუბლიანობის მაქსიმუმი გათენების ხანს დგება. უფრო აღმოსავლეთით (წიფა) თბილ პერიოდში იგი დღისა და საღამოს საათებისაკენ ინაცვლებს. ეს გამოწვეულია ხმელეთის ზედაპირზე კონვექციური პროცესებისა და დასავლეთის ნოტიო ქარების განვითარებით.

მოღრუბლულობის წლიური მსვლელობის სხვადასხვაგვარობას ძირითადად მოცემული ადგილის გეოგრაფიული პირობები განსაზღვრავს. მაგალითად, მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ევროპის დიდ ნაწილში შემოდგომასა და ზამთარზე მოდის, ხოლო შუა აზიაში — ზამთარსა და გაზაფხულზე. აღმოსავლეთ ციმბირში და ამიერ-ბაიკალში, სადაც ზამთარში ანტიციკლონია გაბატონებული, მოღრუბლულობის მინიმუმიც აღნიშნულ სეზონს ხვდება. აქ მაქსიმუმი ზაფხულშია, როდესაც კონვექციური პროცესები მნიშვნელოვნადაა განვითარებული. მუსონების გავრცელების რაიონში მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ზაფხულშია; ვლადივოსტოკში ზაფხულში იგი საშუალოდ 7,7 ბალს აღწევს, ზამთარში — 2,8-ს.

დასავლეთ საქართველოში მცირე მოღრუბლულობას ადგილი აქვს შემოდგომაზე (მინიმუმია ოქტომბერში — 45—50%); ზამთრისაკენ მოღრუბლულობა იზრდება. აღმოსავლეთ საქართველოში მოღრუბლულობის მინიმუმი (40—45%) აგვისტოშია, ხოლო მაქსიმუმი გადანაცვლებულია გაზაფხულის დასაწყისისაკენ (60—65%). ზაფხულის მეორე ნახევარსა და შემოდგომის პირველ ნახევარში ქარბობს კარგი ამინდის ფრთა და გროვა ღრუბლები. ეს უკანასკნე-

ლი შიდამასობრივია და ეითარდება ტენარამდგრადი კონვექციის გან-
ვითარების პროცესში.

მოდრუბლულობა დედამიწაზე არათანაბრადაა განაწილებული:
ეკვატორულ ზონაში მისი რაოდენობა წლის განმავლობაში მნიშვნე-
ლოვანია; სუბტროპიკულ განედებზე თანდათანობით კლებულობს
და მინიმუმს აღწევს (ხმელეთზე — 3,4; ზღვებზე — 4,9); ზომიერ
და მაღალ განედებზე ისევ მატულობს და 70—80° განედებზე უკვე
მაქსიმუმია (6,3—7,6). პოლუსების რაიონში მოდრუბლულობა
კვლავ კლებულობს, რადგან ატმოსფეროში წყლის ორთქლი მცირე-
დება.

ზღვებსა და ოკეანეებზე მოდრუბლულობა უფრო მეტია, ვიდრე
ხმელეთზე. მაგ., ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ხმელეთის ზედაპირზე
იგი საშუალოდ 4,8, ხოლო ზღვებზე — 5,6 ბალს უდრის; სამხრეთ
ნახევარსფეროში შესაბამისად 4,9 და 6,0 ბალს უტოლდება. დედა-
მიწაზე ყველაზე მოდრუბლულ ადგილად ითვლება ატლანტიკის
ოკეანის ჩრდილო ნაწილი და არქტიკა. აქ საშუალო წლიური მოდ-
რუბლულობა 8,1—8,4 აღწევს. ყველაზე უმცირესია იგი აფრიკაში
ასუანის რაიონში (0,5). საბჰკოთა კავშირში მაქსიმალური მოდრუბ-
ლულობა თეთრი ზღვის სანაპიროზეა (8,0), ხოლო მინიმალური
შუა აზიაში — ამუ-დარიაზე (1,5).

თ ა ვ ი VIII

ნალექები

§ 1. ნალექების მორფოლოგიური და გენეტიკური ბუნება

წყლის წვეთები და ყინულის კრისტალები გარკვეული პროცენტის შემდეგ მსხვილდებიან და ნალექების სახით ღრუბლებიდან დედამიწაზე ეცემიან. ნალექებს შორის ყველაზე უფრო გავრცელებულია წვიმა და თოვლი, მაგრამ არსებობს გარეგანი ფორმით განსხვავებული ნალექების სხვა სახეობანიც. თანამედროვე ლიტერატურაში ნალექების კლასიფიკაციას საფუძვლად უდებენ ნალექების გარეგან სახეს (მორფოლოგიას) და მათი წარმოშობის ფიზიკურ პირობებს (გენეტიკას).

მორფოლოგიური თვალსაზრისით ნალექების შემდეგ სახეობებს გამოყოფენ:

1. წვიმა — თხევადი ნალექია; წვეთის დიამეტრი 0,25 მმ-ს აღემატება; 4—7 მმ-ზე მეტი ზომისა იშლება უფრო წვრილ წვეთებად. წვიმა შეიძლება მოვიდეს *Cb*, *Ns* და ზოგიერთი სხვა სახეობის ღრუბლებიდან.

2. თოვლი — შედგება ძალზე რთული კრისტალებიანგან (ფიფქი); მას ვარსკვლავისებრი ფორმა აქვს. იგი გარკვეული რაოდენობის კრისტალების სიმეტრიულ შენაერთს წარმოადგენს. თოვლის ფიფქის გაბატონებული ფორმაა ექვსწახანაგოვან კრისტალზე განვითარებული ვარსკვლავი.

იმ შემთხვევაში, როცა დედამიწის ზედაპირის მახლობელ ჰაერის ფენებში ტემპერატურა უტოლდება ან მეტია 0°-ზე, ნალექები შეიძლება წამოვიდეს თოვლისა და წყლის წვეთის ან მდნობარე ფიფქის სახით. ასეთ თოვლს სველ თოვლს უწოდებენ.

თოვლის ფიფქის ზომა სხვადასხვაგვარია. ზოგიერთი ვარსკვლავის რადიუსი 4—5 მმ-ს აღწევს, თოვლის ფიფქები ხშირად ერთმანეთს უერთდება და მეტი მასით გვევლინება დედამიწაზე (ბარდნა).

3. უ ი ნ ე ლ ი — წერილწვეთოვანი ნალექია, რომლის რადიუსიც 0,25 მმ-ზე ნაკლებია. იგი ჰაერში ატიენარებული და მოსრიალე გვეჩვენება, ძირითადად S1 და S2 ღრუბლებიდან მოდის.

4. ხ ო რ ხ ო შ ე ლ ა — ჩვეულებრივ თეთრი, მრგვალი გაუმკვირვალე ყინულოვანი ბურთების სახით გვევლინება: მისი დიამეტრი 2—5 მმ-ს აღწევს. იგი ძირითადად მოდის გაზაფხულსა და შემოდგომაზე, როდესაც ტემპერატურა 0°-ის ფარგლებში მერყეობს.

5. ს ე ტ ყ ვ ა — სხვადასხვა ზომის, სფეროსებრი ყინულოვანი მასაა, რომლის რადიუსი საშუალოდ 5-დან 25 მმ-მდე მერყეობს. ყოფილა შემთხვევა, როდესაც იგი ქათმის კვერცხის ზომას აღემატებოდა. შედგება უმთავრესად გაუმკვირვალე გულისაგან, რომლის გარშემოც გამკვირვალე და გაუმკვირვალე ყინულოვანი ფენები ცვლიან ერთმანეთს. ის წარმოიშობა გროვა-წვიმის ღრუბლების წინა ნაწილში, სადაც ინტენსიურია აღმაგალი დენები.

გარდა ზემოჩამოთვლილ ნალექთა სახეობისა, ცალკე გამოყოფენ ხორხოშელას მსგავს თოვლის მარცვლებს, ყინულოვან წვიმას (მკვრივი გამკვირვალე სფერული ნაწილაკები 1—3 მმ დიამეტრით) და ყინულოვან ნემსებს (წერილი გაშვებული ყინულის კრისტალები, რომლებიც ყინვაში მზებზე ბზინავს).

გენეტური (წარმოშობის) თვალსაზრისით ნალექები შეიძლება სამ ტიპად დაიყოს:

1. გა ბ მ უ ლ ი ნ ა ლ ე ქ ი — ძირითადად თბილი ფრონტის Ns და As ღრუბლებიდან მოდის. იგი ხანგრძლივი და ერთნაირი საშუალო ინტენსივობისაა, რომელიც ძალზე დიდ ტერიტორიას მოიცავს. ნალექი შეიძლება წვიმის ან თოვლის სახით მოვიდეს.

2. თ ა ვ ს ხ მ ა ნ ა ლ ე ქ ი ჩვეულებრივ Cb ღრუბლებიდან მოდის. უფრო მეტად მისი მოსვლა ცივი ფრონტის გავლასთანაა დაკავშირებული. ნალექები შეიძლება მოვიდეს წვიმის, თოვლის, ხორხოშელას ან სეტყვის სახით. ნალექების ინტენსივობა (ინტენსივობაში იგულისხმება 1 წუთში მოსული ნალექების რაოდენობა მმ-ში) დია, მოსვლის ხანგრძლივობა კი — ნაკლები.

3. უ ი ნ ე ლ ა ნ ა ლ ე ქ ი მოდის მდგრადად სტრატოციკონებულ ჰაერის მასებში (შიდამასობრივი წარმოშობის ღრუბლებიდან; S1 და S2). იგი გამოირჩევა მცირე ვერტიკალური სიმძლავრით. ეს გარემოება წვეთის დამსხვილების საშუალებას არ იძლევა, და მზის მოხელაც თვალსაზრისით თითქმის შეუმჩნეველია.

ღრუბელთა ელემენტების დამსხვილება და ნალექების წარმოშობის პროცესების შესწავლა ყოველთვის იწვევდა მეცნიერთა დიდ ინტერესს. ამ საკითხისადმი ყურადღება განსაკუთრებით უკანასკნელ რამოდენიმე ათეულ წლებში იქნა გამახვილებული, როდესაც დაიწყო საკითხი ღრუბლებზე აქტიური ზემოქმედების შესახებ.

როგორც წინა პარაგრაფებში აღვნიშნეთ, ღრუბელთა ელემენტები (წვეთები და კრისტალები) უწყვილესი ნაწილაკებისაგან შედგება. ისინი ატმოსფეროს სხვადასხვა სიმაღლეზე ატიენარებულ მდგომარეობაში იმყოფებიან მანამ, სანამ აღნიშნული ელემენტის ზოგიერთი ნაწილის ზრდა და დამსხვილება არ მოხდება. დამსხვილებული წყლის (ყინულის) ნაწილაკები მძიმდება. ამპიუმის ძალის გავლენით გადალახავს ჰაერის ზახუნისა და აღმაველი დენების ძალას და აღდამიწაზე გვევლინება ნალექების სახით.

ღრუბელთა ელემენტების ზრდა და დამსხვილება შეიძლება მოხდეს კონდენსაციით და სუბლიმაციის პროცესებისა და იმავე ელემენტების ურთიერთშერწყმით (შეერთებით) ანუ კოაგულაციით.

კონდენსაციით და სუბლიმაციით ღრუბელთა ელემენტების დამსხვილება ხდება საწყის სტადიაში, როცა წყლის ორთქლი ნაკლები რაოდენობითაა გადაჭერებული წყლის წვეთების ზედაპირზე. თუ ღრუბლები სხვადასხვა ზომის წვეთებისაგან შედგება, მაშინ, როგორც ცნობილია (თავი VI, § 2), ერთი და იმავე ტენიანობის პირობებში მსხვილი წვეთების ზედაპირზე, მცირე წვეთებთან შედარებით, წყლის ორთქლი გადაჭერდება და ხელსაყრელი პირობები შეიქმნება მცირე ზომის წვეთების ($r \leq 15$ მკ) აორთქლებისა და წყლის ორთქლის მსხვილ წვეთებზე კონდენსაციისათვის. ღრუბელთა ელემენტების ზრდა განსაკუთრებით ჩქარა მიმდინარეობს მაშინ, როცა ღრუბლები გადაცივებული წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალებისაგან შედგება. ამ შემთხვევაშიც წყლის ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა წყლის წვეთების ზედაპირზე უფრო მეტია, ვიდრე ყინულის ზედაპირზე, ამიტომ იწყება ყინულის ზედაპირზე კონდენსაცია იმ ორთქლისა, რომელიც წყლის წვეთის აორთქლების შედეგადაა მიღებული. ეს პროცესი ინტენსიურია, როცა ჰაერის ტემპერატურა უდრის — 10 — —15°-ს.

როგორც გამოკვლევებმა გვიჩვენა, წვეთების დამსხვილება კონდენსაციის (სუბლიმაციის) შედეგად საწყის პერიოდში ინტენსიურად მიმდინარეობს (რამდენიმე სეკუნდში წვეთის რადიუსი 2—3-ჯერ მატულობს), ხოლო შემდგომში მისი ზრდა ნელდება და წვიმის წვე-

თების გაჩენისათვის ($R > 0.1$ მმ) უკვე რამდენიმე საათია საჭირო ღრუბლებში წყლის წვეთი რომ 70 მიკრონით დამსხვილდეს, საჭიროა 6 საათი. რაც უფრო მსხვილია წვეთი, მით უფრო ნელა მიმდინარეობს მისი ზრდა. მართალია; შერეულ ღრუბლებში სუბლიმაციის პროცესის შედეგად წვეთების დამსხვილება შედარებით ინტენსიურად მიმდინარეობს და მისი ზომა ზოგჯერ 100 მკ აღემატება, მაგრამ ეს პროცესიც წვეთის სრულ დამსხვილებას არ იძლევა და ნალექების ხასიათიც უინჟლის სახეს ატარებს. როგორც ვხედავთ, წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროცესით წვეთების დამსხვილება არ შეიძლება მიმდინარეობდეს განუწყვეტლივ, ამიტომ მათი ზომაც ძალზე მცირეა და უმეტესად ერთი და იმავე სიდიდისაა.

ღრუბელთა ელემენტების ძირითადი ზრდა კოაგულაციით მიმდინარეობს. არჩევენ თვითნებურ და იძულებით კოაგულაციას. თ ვ ი თ ნ ე ბ უ რ ი კოაგულაცია გამოწვეულია ბროუნისეული მოძრაობით, ე. ი. სითბური მოძრაობით გამოწვეულ მოლეკულათა ურთიერთდაჯახებით და წვეთების ელექტრული მუხტების ურთიერთმოქმედი ძალებით. როგორც ბროუნისეული, ისე ელექტროსტატიკური კოაგულაციით წვეთები დიდ ზომამდე არ იზრდება და, მაშასადამე, ნალექებსაც არ იძლევა.

ი ძ უ ლ ე ბ ი თ ი კოაგულაცია გამოწვეულია გარეგანი მოვლენებით: გრავიტაციული ძალებით და ტურბულენტური მოძრაობით. გრავიტაციული კოაგულაცია შემდეგში მდგომარეობს: სხვადასხვა ზომის წვეთებს სიმძიმის ძალის მოქმედებით ვარდნის სხვადასხვა სიჩქარე გააჩნია და ამიტომ შედარებით მსხვილი წვეთი მეტი სიჩქარის გამო დაჯახების შემდეგობით თავის გზაზე შეიერთებს წერილ წვეთებს და თანდათანობით მსხვილდება. რაც შეეხება ტურბულენტურ კოაგულაციას, იგი ჯერ კიდევ შესწავლის პროცესშია, მაგრამ წინასწარი მონაცემები გვიჩვენებს, რომ მსხვილი წვეთების წარმოშობაში მას, როგორც ამას გ. სულაქველიძეც აღნიშნაუც, არსებითი მნიშვნელობა არ უნდა ჰქონდეს.

თეორიული გამოთვლები გვიჩვენებს, რომ კოაგულაციის გზით წვეთის დამსხვილების სიჩქარე წვეთის რადიუსის ზრდასთან ერთად მატულობს, ხოლო წვეთის კონდენსაციური ზრდის სიჩქარე, პირიქით, კლებულობს. აქედან გამომდინარე, ცხადია, თუ რა დიდი მნიშვნელობა აქვს ნალექების წარმოშობაში წვეთების კოაგულაციურ ზრდას, განსაკუთრებით კი გრავიტაციულ კოაგულაციას.

ღრუბლებში მიმდინარე ფიზიკური პროცესების შესწავლის გადავიღების თვალსაზრისით ღრუბლებს კოლოიდურ ხსნარს ამსგავ-

სებენ. როცა ღრუბელთა ელემენტები ერთნაირი ზომისაა და არ წარმოებს მათი დამსხვილება და ნალექებს სახით გამოყოფა, კოლოიდურად მდგრად ღრუბლებს უწოდებენ. ღრუბლებს, რომლებშიც წვეთების დამსხვილება და მათი ნალექების სახით გამოყოფა ხდება, კოლოიდურად არამდგრად ღრუბლებს უწოდებენ.

კოლოიდურად მდგრადი ღრუბლები მხოლოდ ერთნაირი ზომის წყლის წვეთების ან ყინულის კრისტალებისგანაა შემდგარი. ასეთ ღრუბლებს მიეკუთვნება ფრთა ღრუბლები (*Ci*), რომლებიც ყინულის კრისტალებისაგან შედგება, და გროვა ღრუბლები (*Cu*). შედარებით მაღალი ტემპერატურის პირობებში მდგრადი ღრუბლებია: *Sl*, *Sc* და *Ac*. ამ უკანასკნელთა სიმძლავრე დიდი არ არის (1—2 კმ), და ამიტომ აღმავალი დენების სიჩქარეც მცირეა. ეს გარემოება იწვევს წვეთების კონდენსაციის გზით დამსხვილებას და ეინელს ნალექების გამოყოფას.

უხვი ნალექების მოსვლა შესაძლებელია შერეული ღრუბლებიდან. ამ ღრუბლებს სიბჭე მნიშვნელოვანია და აღმავალი დენებიც ძლიერაა განვითარებული. იგი კოლოიდურად არამდგრად ღრუბელს წარმოადგენს. ასეთებს მიეკუთვნებიან *As*, *Ns* და *Cb* ღრუბლები. როგორც აღვნიშნეთ, ერთი და იმავე ტენიანობის პირობებში გადაცივებული წყლის წვეთები ორთქლდება და ხდება მისი კონდენსაცია ყინულის კრისტალებზე. დამსხვილებული ყინულის კრისტალები ღრუბლების ზედა ნაწილიდან ეცემა ძირს და გადაცივებულ წვეთებთან დაჯახების შემდეგ უფრო იზრდება. თუ ღრუბლების ქვედა ნაწილი 0° -იან იზოთერმის ქვემოთ მდებარეობს, მაშინ კრისტალიდება და წვეთების შემდგომი ზრდა უკვე გრავიტაციული კოაგულაციით მიმდინარეობს. იმ შემთხვევაში, როცა დედამიწის ზედაპირამდე ტემპერატურა უარყოფითია, ნალექი თოვლის ან ხორბოშელას სახით მოდის.

უკანასკნელი 20—25 წლის წინათ ცნობილი გახდა, რომ ტროპიკული სარტყელის კონვექციურ ღრუბლებში (*Cb*) ხშირად წარმოიშობა ნალექები წვიმის სახით, ყინულის კრისტალების მონაწილეობის გარეშე. ყინულის კრისტალები, რომლებიც ღრუბლების მწვერვალზეა განლაგებული, ნალექების წარმოშობის პროცესებზე გავლენას ვერ ახდენს. ამ უფრო მეტად ღრუბლების ძირითადი მასა დადებითი ტემპერატურების არეშია მოთავსებული, რის გამოც ადგილი აქვს წვეთის დამსხვილებას გრავიტაციული კოაგულაციით.

ნალექები შეიძლება მოვიდეს აგრეთვე ყინულის კრისტალებისაგან შემდგარი ღრუბლებიდან: ამ დროს წარმოებს ყინულის ნაწილა-

კების სუბლიმაციური ზრდა. ჩვეულებრივ, ჩვენს განედებზე ეს ღრუბლები ძალზე მაღლაა მოთავსებული და ნალექებიც გზამივე ორთქლდება.

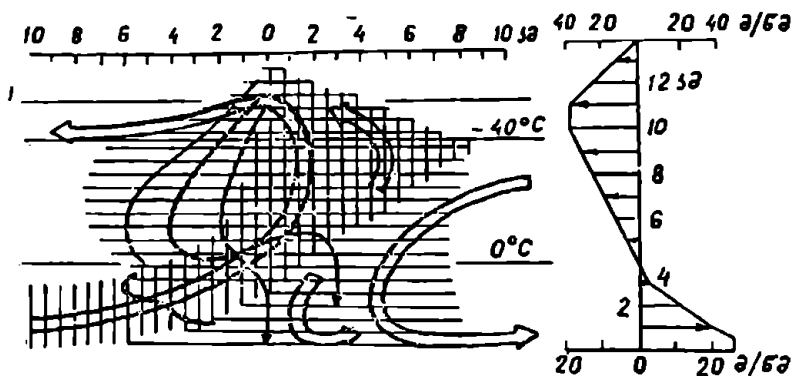
საინტერესოა ხორხომელასა და სეტყვის წარმოშობა. ისინი წარმოიშობიან მძლავრ გროვა-წვიმის (Cb) ღრუბლებში. მათი ნალექების სახით გამოყოფა თავსხმა ხასიათს ატარებს, ამიტომ ხანგრძლივობაც ერთ საათზე ნაკლებ პერიოდს მოიცავს. ხორხომელას ზომა პესუდოს მარცვალს უტოლდება და 3—5 მმ-ის ფარგლებში მერყეობს. სეტყვის ზომა უფრო მეტია და რამდენიმე მილიმეტრიდან რამდენიმე სანტიმეტრამდე აღწევს.

ხორხომელა წარმოიშობა შერეულ ღრუბლებში (Cb), მაშინ როდესაც ჰაერი გაჭერებულია წყლის და გადაჭერებულია ყინულის შიშართ. ღრუბლების ზედა ნაწილიდან კრისტალების ან თოვლის ფიფქის ვარდნის პროცესში ხდება გადაციეებული წყლის წვეთების შეყინვა და დამსხვილება (კოაგულაცია), რის შედეგადაც წარმოიშობა თოვლიანი ხორხომელა. ეს უქანასკნელი თუ მოხვდა ღრუბლების ქვედა ნაწილში, სადაც მსხვილი გადაციეებული წყლის წვეთები დიდი რაოდენობითაა დაგროვილი, შეიყინავს მას და ყინულოვანი ხორხომელა წარმოიშობა. ყინულოვანი ხორხომელა გარდამავალი ფორმაა თოვლიან ხორხომელასა და სეტყვას შორის. ხორხომელა, ჩვეულებრივ, წვიმასთან ერთად მოდის და მიწაზე დაცემისას არ იმტვრევა ცალკე ნაწილებად და ბურთავით არ ხტუნავს.

კონვექციური პროცესების ინტენსიური განვითარებისას, როდესაც ნოტიო თბილი ჰაერის აღმავალი დენების სიჩქარე მნიშვნელოვან სიღრმეებს აღწევს (20—30 მ/წმ), ყინულოვანი ხორხომელა აიტაცება ღრუბლების მაღალ ფენებში და აქ მისი ზედაპირი იფარება ყინულის კრისტალებისა და თოვლის ფიფქის გაუშქვირვალე ფენით. ზოგი მეცნიერის აზრით, სეტყვის ჩანასახს შეიძლება წარმოადგენდეს გადაციეებული წყლის წვეთი, რომელიც გაიყინა მაშინ, როდესაც იგი ჰაერის აღმავალი დენების მეშვეობით მოხვდა ღრუბლების დაბალი ტემპერატურის არეში.

სეტყვის წარმოშობის თეორიებიდან აღსანიშნავია ვ. ლუდლამის თეორია, რომელშიც გათვალისწინებულია ახალი მონაცემები ატმოსფეროს მოძრაობის შესახებ. ამ თეორიით, ჰაერის აღმავალი დენები ქარის მიმართულნი არიან დახრილი (ნახ. 41); გროვა-წვიმის ღრუბლებიდან მოსული თავსხმა ნალექები წარმოშობს „ბარიერს“. თბილი ჰაერის მასები ბარიერიდან აღის მაღლა და —40, —50° იზოთერმის დონეზე იწვევს ქარის მკვეთრ შემობრუნებას, ცივი ჰაერის

მასები კი ნაწილობრივ ძირს ეშვება და აჩქარებს ნალექების მოსვლას, ხოლო ნაწილი ვარს უვლის მას. ქარის მკვეთრი შემობრუნება გაპირობებულია ბარიერის რაიონში თბილი და ცივი მასების სხვადასხვა მიმართულებითა და სიჩქარის მქონე დინებების კონვერგენციით. ჰაერის დინების დიდი სიჩქარის გამო, ღრუბელთა ელემენტები განიცდის ძლიერ დამსხვილებას, რის შედეგადაც ისინი გვევლინებიან დედამიწაზე თავსხმა ნალექებისა და სეტყვის სახით.



ნახ. 41. სეტყვის ღრუბლების განვითარება (ფ. ლუღლაშით)
 — ცივი ჰაერი, == თბილი ჰაერი

სეტყვის მარცვლების გაჩენა ღრუბლების გადაცივებულ ნაწილში ხდება, დამსხვილება კი კოაგულაციის გზით მიმდინარეობს. სეტყვის ზრდასთან ერთად მისი ვარდნის სიჩქარეც ღრუბლებს შიგნით მატულობს, მაგრამ ინტენსიური აღმავალი დენები მას ისევ შალდა აიტაცებენ. სეტყვის მარცვლების რამდენჯერმე ასვლა და ჩამოსვლა იწვევს მის იმ ზომამდე დამსხვილებას, რომ შესაძლებელი ჩდება აღმავალი დენების ძალთა გადალახვა და მისი მოსვლა დედამიწაზე. ღრუბლების დიდი წყლიანობისა და აღმავალი დენების ინტენსიური მოქმედებისას 1 მმ დიამეტრის მქონე ყინულის ნაწილაკები 30 წუთის განმავლობაში შეიძლება 3 სმ-ით გაიზარდოს.

მეცნიერთა ჩგუფმა გ. სულაქველიძის ხელმძღვანელობით, რომელიც შეისწავლიდა სეტყვის წარმოშობის პირობებს ჩრდილო კავკასიაში, დაადგინა, რომ უმრავლეს შემთხვევაში სეტყვის ყველაზე უფრო ინტენსიური ზრდა მიმდინარეობს კონვექციური ღრუბლების იმ ფენაში, სადაც ტემპერატურა —2, —15°-ის ინტერვალში იცვლება, ხოლო მისი საშუალო მოცულობა 10—15 კმ³ და, იშვიათ შემთხვევაში, 30 კმ³-ს არ აღემატება.

სეტყვის მარცვლის აგებულება სრული სიცხადით მეტყველებს მისი წარმოშობის პროცესებზე. თუ სეტყვის მარცვალს შუაზე გავკრით, დავინახავთ, რომ იგი გამჟღავნებულ და გაუმჟღავნებულ ყინულის ფენებისაგან შედგება. გამჟღავნებულ ფენა წარმოიშობა მაშინ, როდესაც ყინულის კრისტალები ძირს დაშვებისას გადაცივებული წყლის მსხვილი წვეთების ჩქარი შეყინვის გამო იფარება ყინულის ქერქით, რომელშიც დიდი რაოდენობითაა ჰაერის ბუშტულები. გლუვ ზედაპირზე წყლის შემდგომი დალექვა იწვევს გამჟღავნებულ ყინულის ქერქის გაჩენას, რადგან მასში არაერთი სიციხივლე ჰაერის ბუშტულებისათვის არ რჩება.

სეტყვიანობა განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოშია გავრცელებული. იგი ძირითადად წლის თბილი პერიოდის დღის მეორე ნახევარში იცის. ადგილის სიმაღლის მატებასთან ერთად შეიმჩნევა სეტყვიან დღეთა გამეორების მატება. ამ მხრივ აღსანიშნავია ჭავჭავთის ზეგანი (ფარავნის ტბის მიდამოები), სადაც 8—11 დღე სეტყვიანია, მდ. ალაზნის ველის მიდამოებში იგი 5—6 დღეს აღწევს.

§ 8. ღრუბლებსა და ნისლზე ხელოვნური ზემოქმედების ზოგიერთი საკითხი

ღრუბლებსა და ნისლზე ხელოვნური ზემოქმედების პრობლემის შესწავლას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს; ავიაციის მუშაობის უსაფრთხოება — აფრენა, დაქრომა და ფრენის პირობები მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ღრუბლებისა და ნისლის ნაირსახეობათა განვითარების პირობებზე. ნაკლებ ტენიან რაიონებში ხელოვნური გზით ნალექების გადიდებით სასოფლო-სამეურნეო კულტურები დამატებით ტენს მიიღებს. განსაკუთრებით მძლავრ კონვექციურ ღრუბლებზე სეტყვის საწინააღმდეგო ღონისძიებების ჩატარება გარკვეულ პერსპექტივებს სახაჯს ამ კატასტროფული მოვლენის თავიდან ასაცილებლად.

ღრუბლებსა და ნისლზე აქტიური ზემოქმედების მეთოდების შემუშავებას მათი გარდაქმნის თვალსაზრისით დიდი ხნის ისტორია აქვს. საბჭოთა კავშირში ამ მიმართულებით მეცნიერული კვლევა ჭერ კიდევ 1921 წლიდან დაიწყო. ამჟამად, აღნიშნული პრობლემა გადაწყვეტილად არ შეიძლება ჩაითვალოს, მაგრამ ჩვენმა მეცნიერებმა გარკვეულ დარღვებით შედეგებს მაინც მიაღწიეს.

ღრუბლებზე ზემოქმედების ძირითადი მიზანია ნალექების ხელოვნურად გამოწვევა ან კატასტროფული ნალექის თავიდან აცილება.

სხვადასხვა ქვეყნებში. დამათ შორის საბჭოთა კავშირში ჩატარდა ექსპერიმენტები სხვადასხვა ღრუბლებზე, განსაკუთრებით ფენა (S1 და S2) და გროვა-წვიმის ღრუბლებზე. შემოქმედება წარმოებდა სხვადასხვა ქიმიურ ნივთიერებათა — რეაგენტების ღრუბლებში შეტანით. გადაცივებულ ღრუბლებსა და ნისლზე (უარყოფითი ტემპერატურისას) შემოქმედება ხდება მყარი ნახშირმჟავას (CO_2) და იმ ნივთიერებათა ღრუბლებში შეტანით, რომელთა კრისტალების სტრუქტურაც ყინულის კრისტალთა სტრუქტურის იზომორფულია (მსგავსია); ასეთად ითვლება იოდინი ვერცხლის ფხვნილი (AgI) და იოდინი ტყვია (PbI₂).

თბილ ღრუბლებსა და ნისლზე (დადებითი ტემპერატურისას) შემოქმედება შეიძლება ვაწარმოოთ ჰიგროსკოპიული ნივთიერების ან წყლის შედარებით მსხვილი წვეთების ღრუბლებში შეტანით; ეს გარემოება აჩქარებს ღრუბლისა და ნისლის წვეთების ზრდას და ამით ხელს უწყობს ნალექების გამოყოფას.

საბჭოთა კავშირში უფრო საფუძვლიანადაა შესწავლილი გადაცივებულ ღრუბლებსა და ნისლზე მყარი ნახშირმჟავისა (მშრალი ყინული) და იოდინი ვერცხლის შემოქმედების საკითხები.

მშრალი ყინულის (CO_2) ღრუბლებში შეტანისას მისი ზედაპირიდან ინტენსიური აორთქლების შედეგად ტემპერატურა შეიძლება -70° -მდე დაეცეს. ძლიერი გადაცივების შემდეგ აქ არსებული წყლის ორთქლიც გადაჭერდება, ჩანასახოვან მდგომარეობაში წარმოიშობა ყინულის კრისტალები, რომლებზეც წარმოება გადაცივებული წყლის წვეთების შეყინვა და დამსხვილება; მათი ნალექის სახით გამოყოფის შემდეგ ღრუბლები იშლება.

რეაგენტების ღრუბლებში (ნისლში) შეტანა (დათესვა) შეიძლება მოხდეს თვითმფრინავების, საზენიტო არტილერიის, სპეციალური რაკეტებისა და სხვათა საშუალებით.

სეტყვის წარმოშობა პროცესებზე აქტიური შემოქმედების მეთოდების შემუშავების მიზნით დიდი მუშაობა გაიშალა ჩრდილო კავკასიის მაღალმთიან გეოფიზიკურ ინსტიტუტში, აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგურ ინსტიტუტში და საქართველოს მეც. აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტში. სეტყვის წარმოშობისა და განვითარების ძირითადი კერების აღმოჩენაში დიდი დახმარება გაუწია ჩვენს მეცნიერებს რადიოლოკაციურმა დანადგარებმა. ამ გარემოებაში ხელი შეუწყო იმას, რომ რეაგენტი შეეტანათ სწორედ იქ, სადაც სეტყვის ყველაზე ინტენსიური ზრდა წარმოებდა. რეაგენტი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, აჩქარებს ღრუბლების გადაცივებული წვეთების კრისტალიზაციის პროცესს, რომელიც საბოლოო ჯამში

აქტივებს სეტყვის ზრდის სიჩქარეს და მის ზომას. როგორც გ. სულაქველიძის, ა. ქარცივაძის, ვ. ლომინაძისა და ი. ბაჩთიშვილის მონაცემებიდან ჩანს, სეტყვის თავიდან აცილების ზემოაღნიშნული ღონისძიებები კარგ შედეგს იძლევა.

ზემომოყვანილი პროცესები და ღონისძიებები ძირითადად ეკუთვნის იმ ღრუბლებსა და ნისლს, რომელთა წვეთები გადაცივებულ მდგომარეობაშია ($t < -5^{\circ}$). მაგრამ არის შემთხვევები, როცა ტემპერატურა შედარებით მაღალია, რის გამოც ღრუბელი და ნისლი განლაგებულია 0° -იანი იზოთერმის ქვემოთ, ასეთ ღრუბელსა და ნისლს, თ ბ ი ლ ს უწოდებენ. თბილ ღრუბლებსა და ნისლზე ჰიგროსკოპიული ნივთიერებებით და მათ შორის წყლის წვეთებით ზემოქმედება იწვევს ღრუბელთა წვეთების დამსხვილებას და ნალექების სახით გამოყოფას. ამ მეთოდის არსი ის არის, რომ წყლის ორთქლის გამჭერი დრეკადობა ჰიგროსკოპიულ ნივთიერებათა ხსნარზე კლებულობს მათი კონცენტრაციის ზრდასთან ერთად. ღრუბლებსა და ნისლში ჰიგროსკოპიულ ნივთიერებათა შეტანისას წვრილი წვეთებიდან წყლის ორთქლი გადადის ჰიგროსკოპიულ ნაწილაკებზე, იგი მსხვილდება და ნალექის სახით გამოიყოფა, ღრუბელი და ნისლი კი იფანტება. ამ მეთოდს ჭერჭერობით გარკვეული შედეგი არ მოუტია და იგი შემდგომი კვლევის საგანია.

§ 4. ნალექების გაზომვის მეთოდები

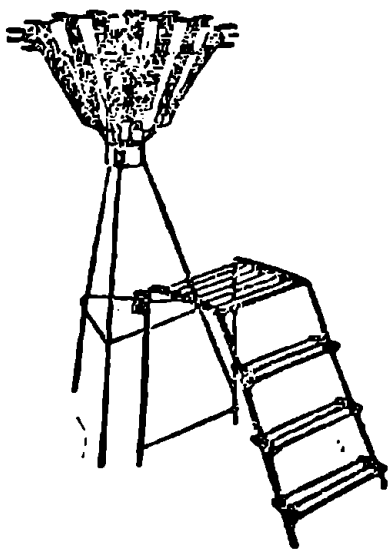
ატმოსფერულ ნალექებზე დაკვირვება ვიზუალურად და სპეციალური ხელსაწყოების საშუალებით წარმოებს. ვიზუალური დაკვირვებით განსაზღვრავენ ნალექების სახეობას, მათ ინტენსივობას, დაწყებისა და დამთავრების დროს. ნალექების რაოდენობის გაზომვას აწარმოებენ წ ვ ი მ ს ა ზ ო მ ი თ და ტრეტიაკოვის სისტემის ნ ა ლ ე ქ მ ზ ო მ ი თ, რომელმაც უკანასკნელ წლებში ფართო გავრცელება პოვა.

თხევად და მყარ ნალექებს რაოდენობრივად განსაზღვრავენ წყლის ფენის იმ სისქით. რომელსაც მიიღებდა ჰორიზონტალური ზედაპირი, თუ წყლის დანაკარგს აორთქლებით და ნიადაგში გაყოფით აღვილი არ ექნებოდა. აღნიშნულ წყლის ფენას მილიმეტრები გამოსახავენ.

ტრეტიაკოვის ნალექზომის მიმღები ზედაპირის ფართი 200 სმ² უდრის; დამცველი ფარი ტოლფერდა ტრაპეციის ფორმის 16 ფიციტისაგან შედგება (ნახ. 42). დამცველის ასეთი მოწყობილობა უზრუნველყოფს ძლიერი ქარის მოქმედებისას ნალექების კასრიდან

ამობერტყვის შემცირებას. ნალექზომს თან ერთვის საზომი კიქა, რომელიც დაყოფილია 100 ნაწილად; თითოეული დანაყოფის სიდიდე 2 სმ² და შეესაბამება 0,1 მმ წყლის ფენას.

ნალექების რაოდენობის განსაზღვრასთან ერთად იზომება მათი ინტენსივობაც. ინტენსივობისა და რაოდენობის განმსაზღვრელ თვითმწერ ხელსაწყოს პ ლ უ ე ი ო გ რ ა ფ ი ე წოდება.



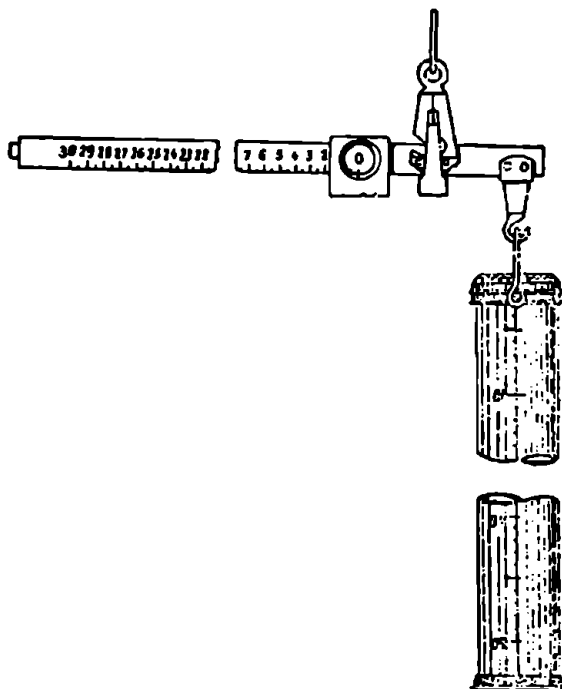
ნახ. 42. ტრეტიაკოვის ნალექზომი

ზამთრის თვეებში მყარი ნალექების რაოდენობის გაზომვა არ იძლევა საიმედო მაჩვენებელს. ამიტომ თოვლში წყლის საორიენტაციო მარაგის გასაგებად განსაზღვრავენ თოვლის საბურველის სიმაღლეს, ჰიმკვირვესა და წყლიანობას. თოვლის საბურველის სიმაღლის გასაზომად გამოიყენება მუდმივი და საველე ლარტყები, რომლებიც სანტიმეტრებადაა დაყოფილი. საველე ლარტყები იხმარება გარკვეულ ტერიტორიაზე თოვლის საბურველის სიმაღლის გასაგებად ან მარშრუტული აგეშვისათვის.

მეტეოსადგურებზე თოვლის საბურველის სიმაღლის გაზომვას მუდმივი ლარტყებით აწარმოებენ ქარისაგან დაცულ და ღია ნაკვეთზე. ლარტყების დაყენება ხდება ადრე შემოდგომაზე, თოვლის მოსვლამდე. დაცული ნაკვეთი ისე უნდა იყოს შერჩეული, რომ ქარის მოქმედება არ იგრძნობოდეს. ღია ნაკვეთად გამოდგება ყველა ადგილი, სადაც ქარი თავისუფლად მოქმედებს. ამორჩეულ ყოველ ნაკვეთზე დგამენ სამ ლარტყას სამკუთხედის ფორმაზე, ერთმანეთისაგან 10 მ-ის დაშორებით.

თოვლში წყლის მარაგი რომ განვსაზღვროთ (ე. ი. წყლის ფენის სიმაღლე მილიმეტრებში), საჭიროა თოვლის საბურველის სიმაღლის გარდა ვიცოდეთ მისი სიმკვრივეც. იგი წარმოადგენს გამდნარი თოვლის მოცულობის შეფარდებას იმ მოცულობასთან, რომელიც ჰქონდა თოვლს დნობის დაწყებამდე. თოვლის სიმკვრივე ყოველთვის ერთზე ნაკლებია. პრაქტიკულად მას განსაზღვრავენ წონითი თოვლსაზომით (ნახ. 43). იგი შედგება მეტალის ცილინდრისა და ცალსას-

წორისაგან. ცილინდრის სიმაღლე 60 სმ-ია, განივკვეთი — 50 სმ². ცილინდრის ერთ ბოლოზე ჩასმულია სქელი მეტალური რგოლი, რომლის კიდე კბილანებს წარმოადგენს; ცილინდრის მეორე მხარე დაეკულია სახურავით. მას გარეთა მხრიდან დატანილი აქვს დანაყოფები სანტიმეტრებში და გვიჩვენებს თოვლის სინჯის სიმაღლეს. ცა-



ნახ. 43. სიმკვრივის თოვლსაზომი

ლინდრის გასწვრივ მთელ მის სიგრძეზე თავისუფლად მოძრაობს რგოლი სახელურით, რომლის მეშვეობითაც ცილინდრს ჩამოკიდებენ ცალსასწორის კაკვზე. სასწორის თითო დანაყოფის სიდიდე 5 გრამია.

თოვლის სიმკვრივე იზომება მაშინ, როდესაც მისი სიმაღლე 5 სმ-ს აღემატება. მას განსაზღვრავენ დეკადაში ერთხელ — 10,20 და თვის უკანასკნელ რიცხვში. წონითი თოვლსაზომით სიმკვრივის გაზომვა შემდეგი თანმიმდევრობით წარმოებს: ცილინდრს კბილანებიანი ბოლოთი ჩაუშვებენ თოვლში; როდესაც იგი მიაღწევს ნიადაგის

ზედაპირამდე, ათვლიან ცილინდრის სკალაზე თოვლის სიმაღლეს 1 სმ სიზუსტით. შემდეგ პატარა აქანდახს შეუდგამენ ცილინდრის ქვედა ბოლოზე და ფრთხილად ამოიღებენ მაღლა, ქვედა ბოლოთი ზემოთ, ჩამოკიდებენ სასწორზე და წონიან. ვინაიდან სასწორის თითო დანაყოფი 5 გ-ს უდრის, ამიტომ თოვლის სინჯის წონა ყოველთვის ტოლი იქნება სასწორზე ათვლილი დანაყოფთა რიცხვი (m) გამრავლებული 5-ზე ($5m$). რადგან ცილინდრის განივკვეთი 50 სმ², ამიტომ თოვლის მოცულობა ტოლი იქნება 50 გამრავლებული თოვლის სიმაღლეზე (h). ამგვარად, სიმკვრივე გამოითვლება ფორმულით:

$$d = \frac{5m}{50h} = \frac{m}{10h}, \quad (127)$$

სადაც d თოვლის სიმკვრივეა, m — სასწორზე ათვლილი დანაყოფთა რიცხვი და h — თოვლის სიმაღლე სანტიმეტრებში, რომელიც ცილინდრის სკალაზეა ათვლილი.

მაგალითი: თოვლის სინჯის $h = 34$ სმ, ხოლო სასწორზე ათვლილ დანაყოფთა რიცხვი $m = 78$. თოვლის სიმკვრივე $d = \frac{78}{10 \cdot 34} = 0,229$ ან $d = 0,23$.

თოვლში წყლის მარაგის გამოსათვლელად საჭიროა თოვლის საშუალო სიმკვრივე, რომელიც მიღებულია ყოველი დეკადური თოვლის აგეგმვით, გავამრავლოთ საშუალო სიმაღლეზე; ვინაიდან თოვლის საბურველის სიმაღლე იზომება სანტიმეტრობით, ხოლო წყლის მარაგი — მილიმეტრობით, ამიტომ მიღებული შედეგი უნდა გავამრავლოთ 10-ზე, მაშასადამე, მივიღებთ, რომ

$$l = 10hd, \quad (128)$$

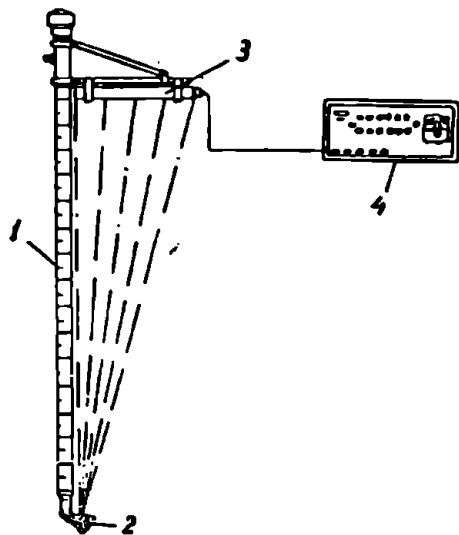
სადაც l წყლის მარაგია თოვლში მმ-ით, h — თოვლის საბურველის საშუალო სიმაღლე, ხოლო d — სიმკვრივე.

მაგალითი: თოვლის საბურველის საშუალო სიმაღლე $h = 54$ სმ, საშუალო სიმკვრივე $d = 0,26$, წყლის მარაგი $l = 10 \cdot 54 \cdot 0,26 = 140,4$ მმ. ეს იმას ნიშნავს, რომ თოვლის აგეგმვის მომენტში იგი რომ უცბად გამდნარიყო, მაშინ მოცემული ზედაპირი დაიფარებოდა 140 მმ წყლის ფენით.

თოვლის საბურველში წონითი მეთოდით წყლიანობის მარაგის განსაზღვრა დიდ შრომასა და დროს მოითხოვს, განსაკუთრებით მაშინ, როცა თოვლის სიმაღლე მნიშვნელოვანია და საჭიროა ერთ ვერტიკალზე სინჯის რამდენჯერმე აღება. მთიან რაიონებში, სადაც

თოვლის საბურველის სიმაღლე რამდენიმე მეტრს აღწევს, გამოიყენება უფრო გაუმჯობესებული ხელსაწყო — გამათოვლსაზომი. მასში გამოყენებულია რადიოაქტიური იზოტოპები, რომელნიც გამოასხივებენ გამა-სხივებს. ისინი ერთ და იმავე ქიმიური ელემენტის მრავალსახეობას წარმოადგენენ, რომლებიც ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან ატომური წონით. უმეტეს ქიმიურ ნივთიერებებს გააჩნიათ რამდენიმე იზოტოპი; მაგ., სინდიუს — 7, პლატინას — 6 და ა. შ.

რადიოაქტიური ელემენტების მიერ გამოსხივებული გამა-სხივები თავისი ბუნებით წააგავს რენტგენის სხივებს; ისინი ღრმად იჭრებიან სხვადასხვა ნივთიერებებში (საგნებში) და შედარებით დასუსტებულნი გვევლინებიან მფორე მხარეს. შესუსტების ხარისხი დამოკიდებულია სხივების ენერგიაზე, აგრეთვე სხეულის სისქესა და სიმკვრივეზე. ეს გარემოება საფუძვლად უძევს გამათოვლსაზომის მოწყობილობას.



ნახ. 44. გამათოვლსაზომი

რადიოაქტიური გამათოვლსაზომი (ნახ. 44) შედგება ლარტყისაგან 1, რომლის ქვედა ბოლოზე მიმაგრებულია ფოლადის ბურნუკი ტყვიის კონტეინერით 2; ამ უკანასკნელში მოთავსებულია რადიოაქტიური კობალტის ამპულა (CO^{60} -ის იზოტოპი). ლარტყის ზედა ბოლოზე საჭერელათი მიმაგრებულია გამა-ნაწილაკების მრიც-

ხველი 3. გამა-თოვლსაზომის კომპლექტში შედის გადამთვლელი ხელსაწყო 4. მისი დანიშნულება ის არის, რომ მრიცხველმა 3 აღრიცხოს გამა-გამოსხივების არა თითოეული ნაწილაკი, არამედ მათი განსაზღვრული ნაწილი (დაახლოებით 64 ნაწილაკი).

გამა-თოვლსაზომით თოვლში წყლის მარაგის გამოსარკვევად პირველ ყოვლისა განსაზღვრავენ გამა-ნაწილაკების რაოდენობას, რომელიც გაივლის მრიცხველში დროის გარკვეულ მონაკვეთში (მაგ. 1 წუთში) თოვლის გარეშე. შემდეგ ლარტყა იზოტოპით ვერტიკალურად შეაქვთ თოვლში ნიდაგის ზედაპირამდე და განსაზღვრავენ გამა-ნაწილაკების რიცხვს, რომელიც გაივლის თოვლის საბურველის მთელ ფენას დროის იმავე მონაკვეთში. თოვლში წყლის მარაგს განსაზღვრავენ ფორმულით:

$$I = \frac{1}{0,4343\mu} \lg \frac{N_0}{N_1}, \quad (129)$$

სადაც N_0 გამა-ნაწილაკების რაოდენობაა თოვლის გარეშე, N_1 — გამა-ნაწილაკების რაოდენობა ლარტყის თოვლში ჩაშვების შემდეგ. μ თოვლის მიერ გამა-სხივების შესუსტების კოეფიციენტი და გამოითვლება ექსპერიმენტულად.

თუ ცნობილია წყლის მარაგი (I) თოვლში, შეიძლება განესაზღვროთ თოვლის სიმკვრივე შემდეგი ფორმულით:

$$d = \frac{I}{10h}, \quad (130)$$

სადაც d სიმკვრივეა, I — წყლის მარაგი თოვლში (მმ-ბით), h — თოვლის საბურველის სიმაღლე სმ-ით.

გამა-თოვლსაზომით დაკვირვება მიზანშეწონილია იმ შემთხვევაში, თუ თოვლის სიმაღლე 50 სმ-ს აღემატება. უფრო ნაკლებ სიმაღლისას ხელსაწყო მნიშვნელოვან ცდომილებებს იძლევა.

თოვლის საბურველში წყლის მარაგისა და მისი სიმკვრივის გარდა გამა-სხივების მეშვეობით შეიძლება გაიზომოს ნიდაგის ტენიანობა და აორთქლება (ზედაპირიდან), წყლის დონე და სხვა ელემენტები.

§ 6. ნალექების დღეღამური და წლიური მსვლელობა და მათი გეოგრაფიული განაწილება

არჩევენ ნალექების დღეღამური მსვლელობის კონტინენტურ და ზღვიურ ტიპებს. კონტინენტური ტიპისათვის დამახასიათებელია ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი. მთავარი მაქსიმუმი დღის მეორე

ნახევარშია, როდესაც კონვექციური პროცესები ძლიერაა განვითარებული, ხოლო მეორადი მაქსიმუმი, რომელიც დილის ადრიან საათებში გვხვდება დაკავშირებულია რადიაციული გადაცივებით წარმოშობილ ფენა ღრუბლების განვითარებასთან. მთავარი მინიმუმი ღამითაა, ხოლო მეორადი — შუადღემდე.

ზღვიური ტიპისათვის მინიმუმი დღისითაა; ხოლო მაქსიმუმი — ღამით.

ნალექების წლიური მსვლელობის თავისებურება დამოკიდებულია მოცემული ადგილის კლიმატურ პირობებზე. წლიური რეჟიმის მიხედვით შეიძლება გამოიყოს ნალექების შემდეგი ტიპები:

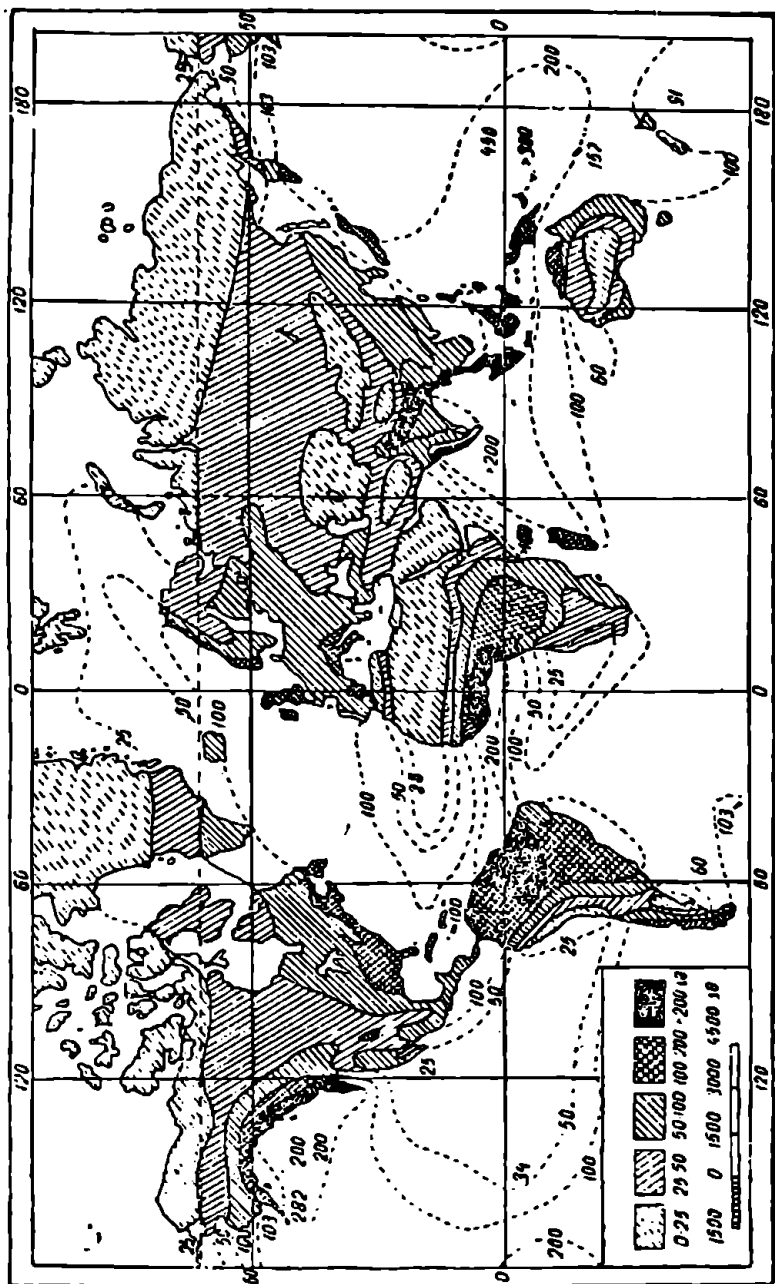
1. ეკვატორული ტიპი (ჩ. გ. 10°-დან ს. გ. 10°-მდე): ხასიათდება ნალექების ორი მაქსიმუმით და ორი მინიმუმით. მაქსიმუმებია გაზაფხულსა და შემოდგომის ბუნიობის შემდეგ (აპრილი და ნოემბერი), ხოლო მინიმუმები — ზაფხულისა და ზამთრის ნახუნიობის შემდეგ (ივლისი და იანვარი).

ეკვატორული ზონა ხასიათდება უხვი ნალექებით. ნალექების წლიური რაოდენობა საშუალოდ 1000—2000 მმ აღწევს; ზოგიერთ ხელსაყრელ ადგილებში იგი 5000—6000 მმ-ია (ნახ. 45). უხვი ნალექები გამოწვეულია იმით, რომ აღნიშნული სარტყელი წარმოადგენს ჩრდილო და სამხრეთი პასატური დინებების კონვერგენციის (შებ-ვედრის) ზონას. ხმელეთის ზედაპირზე აღნიშნულ ფაქტორს ემატება კონვექციური დენები, რომელნიც აძლიერებენ *C_b* ღრუბლების განვითარების ინტენსივობას.

2. ტროპიკული ტიპისათვის დამახასიათებელია ზაფხულის მაქსიმუმი; ხელსაყრელი რელიეფის პირობები (ექსპოზიცია) აქ იწვევს ნალექების დიდ რაოდენობას. პიმალაის ქედის სამხრეთ ფერდობზე ჩერაპუნჯაში (ზღ. დ. 1300 მ) ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა 12000 მმ-ს აღწევს; მაგრამ ყოფილა შემთხვევა, როცა მას 23000 მმ-ისთვისაც მიუღწევია; მსგავსი მდგომარეობაა ჰავანს კუნძულების მთიან რაიონებშიც, სადაც ნალექების წლიურ ჯამს 9000—12000 მმ და მეტს ანგარიშობენ.

3. სუბტროპიკული ტიპი გამოირჩევა ზამთრის მაქსიმუმით და ზაფხულის მინიმუმით. საერთოდ აღნიშნულ ზონაში ნალექები ნაკლები რაოდენობით მოდის. ნალექების სიმცირე გამოწვეულია აქ გაბატონებულ სუბტროპიკულ ანტიციკლონებში ჰაერის დაღმავალი დინებებით. აღნიშნულ განედებზე ხმელეთის დიდი ნაწილი უდაბნოებსა და ნახევარუდაბნოებს უკავია.

სუბტროპიკულ სარტყელში ნალექების წლიური ჯამი საშუალოდ



ნახ. 45. ნალექების გეოგრაფიული განაწილება

500 მმ-მდე აღწევს. ზოგიერთ უდაბნოში (საპარა, ატაკამა და სხვ.) ნალექები წლობითა და ათეულ წლობით არ მოდის.

4. ზომიერი და მაღალი განედების ოკეანეებზე ნალექების მაქსიმუმი ზამთარშია, დასავლეთ სანაპიროზე — შემოდგომაზე; ოკეანეთა ზედაპირზე ზამთრის მაქსიმუმი გამოწვეულია აღნიშნულ სეზონში პოლარულ ფრონტზე წარმოშობილი ციკლონური პროცესებით. იგი მოიცავს ხმელთაშუა ზღვის სანაპიროებს და უფრო აღმოსავლეთითაც ვრცელდება (ირანი, ერაყი, შუა აზია). ჩველეთზე ნალექების მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში. ზაფხულის მაქსიმუმი კონვექციური და ფრონტალური პროცესებითაა გაპირობებული. ევრაზიის კონტინენტის აღმოსავლეთ სანაპიროზე მუსონური ცირკულაცია იწვევს ზაფხულის მაქსიმუმს და ზამთრის მინიმუმს.

ზომიერ განედებზე ნალექების წლიური რაოდენობა დიდ ფარგლებში მერყეობს; ჩტეპებისა და ტყე-სტეპების ზონაში ნალექების რაოდენობა 300—500 მმ-ია, ტყის ზონაში — 500—1000 მმ.

ნალექების რაოდენობაზე დიდ გავლენას ახდენს მთის ტერდობის ექსპოზიცია გაბატონებული დინებების მიმართ. მთის ერთ ფერდობზე შეიძლება ბევრად უფრო მეტი ნალექი მოვიდეს, ვიდრე მეორეზე.

ოკეანეთა თბილ დინებებზე დიდი აორთქლების გამო ნალექების რაოდენობა შატულობს; კონტინენტის იმ სანაპიროზე, სადაც ცივი დინებებია გაბატონებული (სამხრეთ ამერიკისა და სამხრეთ და ჩრდილოეთ ამერიკის დასავლეთი სანაპირო) ნალექების რაოდენობა მკვეთრად მცირდება.

მაღალ განედებზე დაბალი ტემპერატურის გამო წყლის ორთქლის რაოდენობა ჰაერში მნიშვნელოვნად მცირდება და, მაშასადამე, ნალექებიც 100—300 მმ-მდე კლებულობს.

საბჭოთა კავშირში მაქსიმალური ნალექები (2000—4000 მმ) კავკასიის შავი ზღვის სანაპიროზე მოდის. ნალექები ყველაზე ნაკლებია შუა აზიაში, ტუნდრაში და აღმოსავლეთ ციმბირში (250 მმ).

ჰაერის მოძრაობა

§ 1. ბარიული ველი და იზობარული ზედაპირები

ამ თავში ლაპარაკი გვექნება წნევის პორიზონტალურ განაწილებასა და მის ცვლილებაზე დროის მიხედვით, რომელთანაც მჭიდროდაა დაკავშირებული ჰაერის მოძრაობის დინამიკა და საერთოდ, ქარის რეჟიმი.

ბარიული ველი ატმოსფერული წნევის განაწილებაა სივრცეში; როგორც ყველა სკალარული ველი, ისიც შეიძლება წარმოვიდგინოთ ეკვივალენტური ზედაპირის საშუალებით. მიღებულია ბარიული ველის გამოსახვა ერთნაირი წნევის ზედაპირებით, რომელთაც იზობარულ ზედაპირებს უწოდებენ.

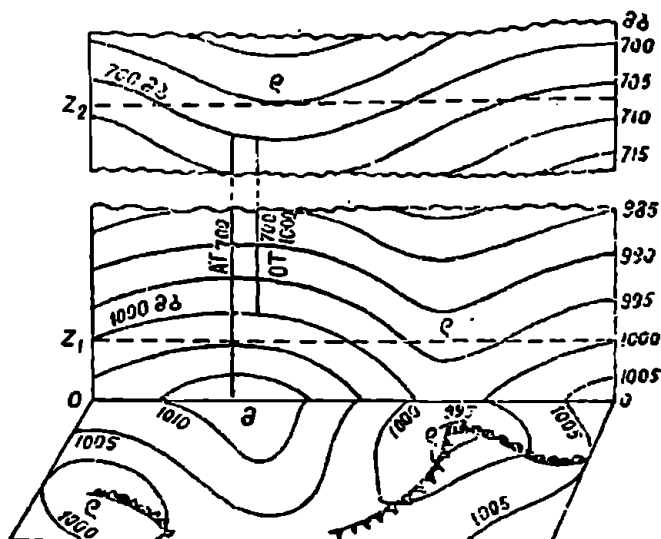
იზობარული ზედაპირები სხვადასხვა ფორმისაა; აქ ყოველთვის შევხვდებით „ქვაბურებს“ ჩაზნექილი იზობარებით და „მაღლობებს“ — ამოზნექილი იზობარებით. მიწისპირა რუკებზე იზობარები ერთნაირი წნევის შემაერთებელი ზაზებიან, ხოლო იზოპიეტები — ერთნაირი სიმაღლის შემაერთებელი ზაზები.

ზღვის დონეზე წნევათა არათანაბარი განაწილებისა და ატმოსფეროს სვეტის სხვადასხვა წერტილში ტემპერატურისა და სიმკვრივის არაერთგვაროვნების გამო, მოცემულ ზედაპირზე აღებული წერტილები ზღვის დონიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე იქნება განლაგებული. მაგალითად, 700 მმ იზობარული ზედაპირი Z₂ სიმაღლეზე შეიძლება მაღლაც იყოს და დაბლაც. ამ დონეზე წნევა იცვლება დაახლოებით 695-დან 708 მმ-მდე (ნახ. 46).

ბარიული ველის ვერტიკალური კრილის გამოსახულებას თუ გადავიტანთ პორიზონტალურ ზედაპირზე (სინოპტიკურ რუკაზე), ვნახავთ, რომ ვერტიკალურ კრილში ამოზნექილ ბარიულ ზედაპირს შეესაბამება დედამიწაზე მაღალი წნევის არე (ანტიციკლონი), ხოლო ჩაზნექილს — დაბალი წნევის არე (ციკლონი). ამგვარად, მოცემულ

დონეზე წნევასა და მასთან ახლოს მდებარე იზობარული ზედაპირის სიმაღლეს შორის პირდაპირი დამოკიდებულება არსებობს. ეს გარემოება საფუძვლად უძევს ზედაფენების აბსოლუტური ბარიული ტოპოგრაფიის რუკათა შედგენას.

აბსოლუტური ბარიული ტოპოგრაფიის რუკები (AT) დგება ძირითადად 850, 700, 500, 400, 200, 100 მმ. და ნაკლები იზობარული ზედაპირებისათვის. მათი შესაბამისი სიმაღლეები ზღვის დონიდან შეადგენს 1,5, 3, 5, 7, 9 და 12 კმ-ს. მოცემული მომენტის რომელიმე იზობარული ზედაპირის რუკაზე დაიტანენ



ნახ. 46. იზობარული ზედაპირების პორიზონტალური და ვერტიკალური კრილი

ამ ზედაპირის სიმაღლეს გეოპოტენციურ დეკამეტრებში (დკმ) და ერთნაირ სიმაღლეებს შეაერთებენ ზაზებით—აბსოლუტური იზოჰიფსებით. AT რუკები მქიდრო კავშირშია იზობარულ რუკებთან. AT რუკებით (იზოჰიფსებით) შეიძლება მსჯელობა მოცემულ ზედაპირზე წნევისა და ქარის ველის ცანაწილებაზე.

განვიხილოთ ზოგიერთი საკითხი გეოპოტენციალის შესახებ. როგორც აღვნიშნეთ, ბარიული ტოპოგრაფიის რუკების შესადგენად საჭიროა ცალკეულ პუნქტებზე სხვადასხვა იზობარული ზედა-

პირების სიმძიმის ცოდნა. იგი შეიძლება გამოვსახოთ ზაზოვან ერთეულებში (მეტრი, კილომეტრი), მაგრამ თეორიული გამოთვლებითვის იგი არ გამოდგება; ამიტომ, ე. ბიერკენსის წინადადებით, იზობარული ზედპირის სიმძიმის განსაზღვრისათვის შემოიღეს განსაკუთრებული სიდიდე — გეოპოტენციალი (სიმძიმის ძალის პოტენციალი). გეოპოტენციალი ეს ის მუშაობაა, რომელიც იხარჯება ერთეული მასის ზღვის დონიდან მოცემულ სიმაღლეზე ასატანად. ზღვის დონეზე გეოპოტენციალი ზღვის ტოლია.

როგორც ცნობილია, მუშაობა (Φ გეოპოტენციალი) ძალისა (F) და გზის (ჩვენ შემთხვევაში სიმძიმის g) ნამრავლის ტოლია, ე. ი.

$$\Phi = F \cdot g \quad (131)$$

რადგან $F = m \cdot g$ და $m = 1$, ამიტომ

$$\Phi = g z, \quad (132)$$

სადაც g სიმძიმის ძალის აჩქარება (ზღ. დ. და $f = 45^\circ$) უდრის $9,8$ მ/სეკ²; z გამოსახულია ზაზოვან ზომებში, ხოლო Φ — დინამიკურ მეტრებში.

დინამიკური მეტრი, რომელიც გეოპოტენციალის საზომ ერთეულს წარმოადგენს, ის მუშაობაა, რომელიც იხარჯება ერთეული მასის 1 მ სიმაღლეზე ასატანად. ამგვარად, თუ z გამოსახულია მეტრობით, დინამიკურ მეტრთა რიცხვი იქნება

$$\Phi = 9,8 z \text{ დნმ.}$$

იმ მიზნით, რომ დაეკავშირებინათ სიმძიმის (z) რიცხვითი მნიშვნელობები გეოპოტენციალთან, შემოიღეს გეოპოტენციალის ახალი ერთეული — გეოპოტენციური სიმაღლე (H). თუ პირობითად

ჩავთვლით, რომ გეოპოტენციური სიმაღლე $H = \frac{\Phi}{9,8}$, სადაც $\Phi = g z$,

ხოლო მიახლოებით $g = 9,8$ მ/სეკ², მაშინ

$$H = \frac{9,8}{9,8} z = z. \quad (133)$$

მაშასადამე, გეოპოტენციური სიმაღლე H რიცხობრივად ზაზობრივი სიმძიმის (მეტრებში) ტოლია. ვინაიდან სიმძიმის ძალის აჩქარება g იცვლება ადგილის სიმაღლის მიხედვით, ამიტომ (133) ფორმულა მოცემული გეოგრაფიული სიგანედისათვის მთლიანად ზუსტი არ იქნება, მაგრამ ცდომილებაც მცირე დარჩება.

გეოპოტენციურ სიმაღლეთა გამოთელისათვის შეიძლება გამოვიყენოთ სტატიკის ძირითადი კანონი (იხ. 25 ფორმულა, თავი 1), საიდანაც გეოპოტენციალის ბარომეტრულ ფორმულას შემდეგი სახე ექნება:

$$H_2 - H_1 = 67,44 T_{\text{om}} \lg \frac{P_1}{P_2}, \quad (134)$$

სადაც H_1 და H_2 გეოპოტენციური სიმაღლეა ქვედა და ზედა დონეზე, T_{om} — საშუალო ვირტუალური აბსოლუტური ტემპერატურა ორ დონეს შორის მოთავსებულ ჰაერის ფენისა, P_1 და P_2 — ატმოსფერული წნევები ქვედა და ზედა დონეზე.

იმ შემთხვევაში, თუ P_1 შევცვლით ზღვის დონეზე P_0 წნევით, მივიღებთ P_2 ზედაპირისათვის აბსოლუტურ გეოპოტენციურ სიმაღლეს. მაშასადამე, ნებისმიერი იზობარული ზედაპირის აბსოლუტური გეოპოტენციური სიმაღლე დამოკიდებული ყოფილა ზღვის დონეზე წნევასა და იმ ფენის საშუალო ვირტუალურ ტემპერატურაზე, რომელიც მოთავსებულია ზღვის დონესა და მოცემულ იზობარულ ზედაპირს შორის.

შეფარდებითი ბარიული ტოპოგრაფიის რუკები (OT). ორ იზობარულ ზედაპირს შორის სიმაღლეთა სხვაობა ძირითადად დამოკიდებულია ჰაერის შესაბამისი ფენის ტემპერატურასა და სიმკვრივეზე. რაც უფრო თბილია ჰაერი, მით უფრო მატულობს ბარიული საფეხური, და მაშასადამე, სიმაღლეთა სხვაობაც ორ იზობარულ ზედაპირს შორის მოიმატებს (ნახ. 46-ზე მოცემულია 700 და 1000 მბ იზობარულ ზედაპირებს შორის სიმაღლე). იზობარულ ზედაპირებს შორის სიმაღლეთა შესადარებლად შემოღებულია შეფარდებითი ბარიული ტოპოგრაფიის რუკები.

შეფარდებითი ბარიული ტოპოგრაფიის რუკით შეიძლება დავახასიათოთ ორ იზობარულ ზედაპირს შორის მოთავსებული ჰაერის ფენის თერმული პირობები. სინოტიკურ მეტეოროლოგიაში ოპერატიული მუშაობისათვის ადგენენ შეფარდებითი ტოპოგრაფიის რუკას 500 მბ ზედაპირისას 1000 მბ-ზე, რომელიც მოკლედ ასე აღინიშნება: OT_{1000}^{500} . ამ 5 კმ ფენაში, როგორც ცნობილია, მთელი ატმოსფეროს მასის ნახევარია მოთავსებული და ამასთან იგი წყლის ორთქლის დიდ ნაწილს შეიცავს. რუკის ყოველ პუნქტზე დაიტანენ შეფარდებით გეოპოტენციურ სიმაღლეებს, თერმულ ქარს (ნახეთ ქვემოთ) და შეფარდებით გეოპოტენციალის ცვლილებას უკანასკნელ 12 ან 24 საათში. ერთი და იმავე მნიშვნელობის წერ-

ტილებს შეაერთებენ შეფარდებითი იზოპიფსით. შეფარდებითი გეოპოტენციური სიმაღლეების გამოთვლას აწარმოებენ (134) ფორმულით: თუ $P_1 = 1000$ მბ და $P_2 = 500$ მბ, მაშინ $67,44 \lg \frac{P_1}{P_2} = 20,3$. მაშასადამე, ვირტუალური ტემპერატურის 1° -ით

ცვლილება გამოიწვევდა გეოპოტენციური სიმაღლის H_{1000}^{500} 20,3 გპ. მ. ან 2 გპ. დკმ. ცვლილებას. აქედან გამომდინარე, წყვილი იზობარული ზედაპირის შეფარდებითი გეოპოტენციალი პირდაპირ პროპორციულია ფენის საშუალო ვირტუალური ტემპერატურისა და (134) ფორმულა ასეთ სახეს მიიღებს

$$H_{1000}^{500} = 20,3 T_{om} \quad (135)$$

აქედან, ცხადია, რომ შეფარდებითი გეოპოტენციალის ყოველი იზოპიფსა ამავე დროს წარმოადგენს T_{om} მუდმივი მნიშვნელობის ხაზებს და მას შეიძლება საშუალო ვირტუალური ტემპერატურის იზოთერმა ვუწოდოთ. OT_{1000}^{500} რუკით შეიძლება დადგინდეს სითბოსა და სიცივის ცენტრების ადგილსამყოფელი. რაც უფრო მეტია ფენის სისქე, მით უფრო მაღალია ფენის ტემპერატურა.

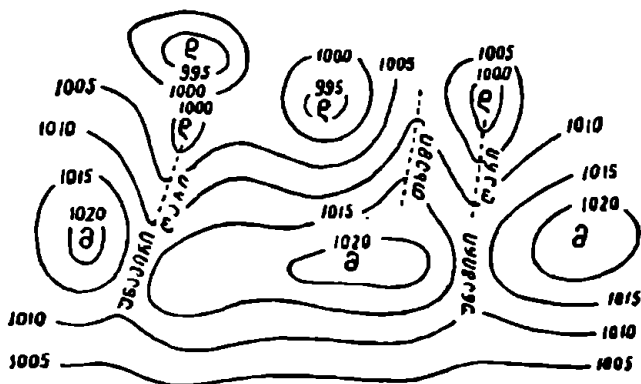
§ 2. ბარიული კალიბრის ფორმები

დედამიწის ზედაპირზე წნევის არათანაბარი განაწილება იწვევს ბარიულ ველში რელიეფის ფორმათა მრავალფეროვნებას; სინოპტიკურ რუკაზე წნევის განაწილებას, გამოხატულს იზობარების საშუალებით, ეწოდება ბარიული რელიეფი. აღსებობს ბარიული ველის სამი ძირითადი სახე: დაბალი წნევის არე, მაღალი წნევის არე და ბარიული უნაგირა. დაბალი წნევის არის ძირითად ფორმას წარმოადგენს ციკლონი, ე. ი. ჩაკეტილი იზობარებით შემოხაზული არე, სადაც წნევა მცირდება პერიფერიიდან ცენტრისაკენ, და ციკლონური არის გამოწვეული ნაწილი — ღარი, კარგად გამოსახული ღერძით, რომლის მახლობლობაში იზობარებს აქვს უდიდესი სიმრუდე (ნახ. 47).

მაღალი წნევის არის ძირითადი ფორმა ანტიციკლონი, ე. ი. ჩაკეტილი იზობარებით შემოსაზღვრული არე, სადაც წნევა იზრდება პერიფერიიდან ცენტრისაკენ, და ანტიციკლონური არიდან გამოწვეული ნაწილი — თხევი, რომელსაც კარგად აქვს გამოსახული ღერძი.

უნაგირასეთი ფორმა, რომელიც წარმოიშობა ჰადრაკულად განლაგებულ ორ ციკლონსა და ორ ანტიციკლონს შორის. მეორადი ანტიციკლონი მდებარეობს უფრო ფართო (ძი-

რითადი) ციკლონის შიგნით, მაგრამ მის განაპირა მხარეს. ცალკე ბარიულ ფორმად გამოყოფენ აგრეთვე სწორხაზოვანი იზობარების არეს, რომელიც ვრცელ ციკლონებსა და ანტიციკლონებს შორის გვხვდება.



ნახ. 47. ბარიული რელიეფის ფორმება:
ღ—ციკლონი, მ—ანტიციკლონი

§ 2. ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი

ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი G ბარიული ველის მნიშვნელოვანი მახასიათებელია. იგი ვექტორული სიდიდეა და გვიჩვენებს ერთეულ მანძილზე წნევის ცვლილების სიდიდეს იზობარის ნორმალის გასწვრივ და მიმართულია წნევის შემცირების მიმართულებით. იგი რიცხობრივად ასე გამოისახება:

$$G = - \frac{dp}{dn}, \quad (136)$$

სადაც dp ორ იზობარს შორის წნევათა სხვაობაა, ხოლო dn მათ შორის უმოკლესი მანძილი. ერთეულად მიღებულია ეკვატორის (მერიდიანის) 1° რკალის მონაკვეთი, რომელიც 111 კმ-ს უდრის. მაშა

სადამე, $G = \frac{dp}{dn} \cdot 111$ მმ/გრად. სინობტიკურ რუკებზე, სადაც იზობარები ყოველი 5 მმ შემდეგაა გატარებული, ბარიული გრადიენტი გამოითვლება ასე:

$$G = - \frac{5}{dn} \cdot 111 \text{ მმ./გრად.}$$

როგორც ვხედავთ, ბარიული გრადიენტის სიდიდე უკუპროპორციულია ორ იზობარს შორის მანძილისა (dn). მაშასადამე, ბარიული გრადიენტი მეტია, როცა იზობარები ერთმანეთთან შვიდროდაა განლაგებული, და ნაკლებია — როცა მეჩხერია. მაგ., თუ იზობარები გატარებულია ყოველ 5 მმ-ზე, მაშინ ბარიული გრადიენტის სიდიდე, როდესაც იზობარებს შორის მანძილი 555 კმ-ია, 1.0 მმ/გრად. შეადგენს, 185 კმ დროს კი — 3.0 მმ/გრად. და ა. შ.

სწორხაზოვანი და თანაბრად დაშორებული იზობარული გარემოს ყოველ წერტილში ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტის სიდიდე ერთნაირი იქნება. ჩაკეტილ (მრუდხაზოვან) იზობარებში ბარიული გრადიენტი მიმართულია იზობარის სიმრუდის რადიუსით ცენტრისაკენ — ციკლონებში, და ცენტრიდან პერიფერიისაკენ — ანტიციკლონებში.

ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტის მნიშვნელობა განსაზღვრავს იზობარული ზედაპირების დახრილობის სიდიდეს. იზობარული ზედაპირის დახრის კუთხე α გამოითვლება ფორმულით:

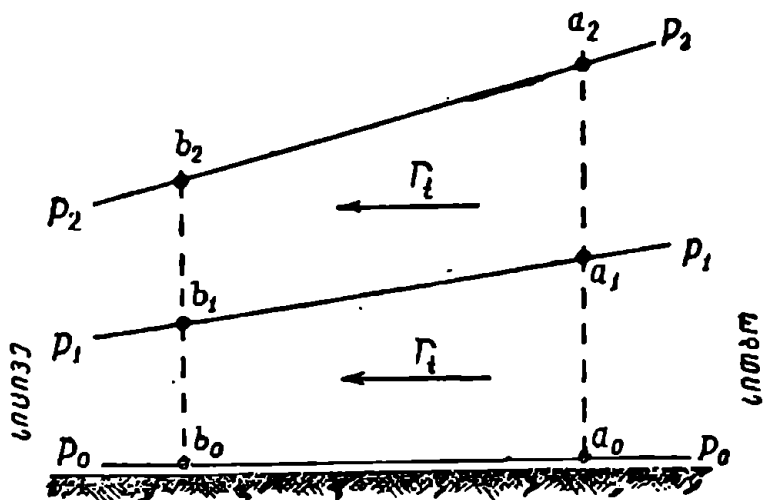
$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{G}{g\rho}. \quad (137)$$

(137) ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ იზობარული ზედაპირის დახრის კუთხე მატულობს გრადიენტის მატებისა და ჰაერის სიმკვრივის შემცირებით.

სიმაღლის მიხედვით ბარიული გრადიენტი როგორც ვექტორული სიდიდე ცვლილებას განიცდის. ამასთან იცვლება იზობარების ფორმა და ურთიერთგანლაგება. იგი გამოწვეულია მაღალ ფენებში ტემპერატურის არათანაბარი განაწილებით. როგორც ცნობილია, თბილ ჰაერში ცივ ჰაერთან შედარებით სიმაღლის მიხედვით წნევის დაცემა უფრო ნელა მიმდინარეობს და ამიტომ ერთი და იმავე დონეზე თბილ ჰაერში წნევა უფრო მეტი იქნება, ვიდრე ცივ ჰაერში.

იზობარული ზედაპირები დაიხრება თბილიდან ცივი ჰაერისაკენ მით უფრო მეტად, რაც უფრო მაღლა მდებარეობს მოცემული ზედაპირი. ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი სიმაღლის ზრდასთან ერთად თანდათანობით უახლოვდება ჰორიზონტალურ ტემპერატურულ გრადიენტს. ეს იმას ნიშნავს, რომ ბარიული გრადიენტი დამატებით იძენს ტემპერატურული გრადიენტის სახით ისეთ ვექტორს, რომლის მიმართულებაც პირველისას ემთხვევა. ამიტომაც, რომ დიდ სიმაღლეზე ატმოსფეროს თბილ ნაწილში წნევა გადიდება.

ლია, ზოლო ცივში — შემცირებული და იზობარული ზედაპირები იხრება ტემპერატურული გრადიენტის მიმართულადაც, ე. ი. მაღალი ტემპერატურიდან დაბალისაკენ.



ნახ. 48. თბილ და ცივ ჰაერში იზობარული ზედაპირების განლაგების კრილი

§ 4. ბარიის მოძრაობის გამოწვევაში ძალები

ატმოსფერო განუწყვეტელ მოძრაობაშია. მოძრაობის შედეგად ჰაერის მასები გადაადგილდება დიდ მანძილზე და გადააქვს სითბო და სიცივე, წყლის ორთქლის გარკვეული რაოდენობა და ა. შ. პორიზონტალური მოძრაობა გაპირობებულია სხვადასხვა ძალების ზემოქმედებით. განვიხილოთ ეს ძალები.

ა. ბარიული გრადიენტის მამოძრავებელი ძალა. ატმოსფეროში წნევის არათანაბარი განაწილება იწვევს პორიზონტალური ბარიული გრადიენტის წარმოშობას, რომლის მიმართულადაც ჰაერი იწყებს მოძრაობას. ამასთან ჰაერი იღებს მით უფრო მეტ აჩქარებას, რაც უფრო დიდია გრადიენტი. მაშასადამე, ბარიული გრადიენტი ყოფილა ძალა, რომელსაც მოძრაობაში მოჰყავს ჰაერი. თუ ბარიული გრადიენტის სიდიდეს G -ს გავყოფთ ჰაერის სიმკვრივეზე (ρ), მივიღებთ ბარიული გრადიენტის მამოძრავებელ ძალას, რომელიც ჰაერის ერთეულ მასაზე მოქმედებს, ე. ი.

$$F = -\frac{G}{\rho} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dx} \quad (138)$$

როგორც ვხედავთ, (138) განტოლება წარმოადგენს აჩქარებას, რომელსაც იღებს ჰაერი ბარიული გრადიენტის ზემოქმედებით. გრადიენტის მამოძრავებელი ძალა, ისევე როგორც ბარიული გრადიენტი, მიმართულია წნევის დაცემის მხარეს იზობარის პერპენდიკულარულად.

ეთქვათ, ბარიული გრადიენტი $G=2$ მბ/გრად. $=2$ მბ/111 კმ; განესაზღვროთ ბარიული გრადიენტის მამოძრავებელი ძალა. თუ წნევა ღინ/სმ²-ში გამოვსახავთ, მივიღებთ,

$$G = \frac{2 \cdot 1000}{111 \cdot 10^5} = 0,00018 \text{ ღინ/სმ}^2.$$

თუ ჰაერის სიმკვრივე ნორმალურ პირობებში $\rho=0,001293$ გ/სმ³, მაშინ,

$$F = \frac{0,00018}{0,001293} \approx 0,14 \text{ სმ/წმ}^2.$$

მიღებული სიდიდე ძალზე მცირეა. გრადიენტის უფრო მეტი მნიშვნელობაც (10—15 მბ/გრად.) არსებითად არ ცვლის აჩქარების სიდიდეს.

ბ. დედამიწის ბრუნვის გადახრითი ძალა. ყოველი სხეული ან ჰაერის მასა, რომელიც მოძრაობს დედამიწაზე, არ მოხვედბა იმ წერტილში, თავდაპირველი მიმართულებით რომ იყო გამიზნული; იგი გადაიხრება ამ მიმართულებიდან და ღებულობს აჩქარებას. ეს უკანასკნელი გამოწვეულია დედამიწის ბრუნვის გადახრელი ძალით და მას კორიოლისის ძალას უწოდებენ. კორიოლისის ძალა ყოველთვის მოქმედებს სხეულის მოძრაობის მიმართულების პერპენდიკულარულად. იგი არ ცვლის სხეულის (ჰაერის) სიჩქარეს; მას შეუძლია მხოლოდ გადახაროს სხეული მოძრაობის თავდაპირველი მიმართულებიდან მარჯვნივ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში და მარცხნივ — სამხრეთში. კორიოლისის ძალის სიდიდე, რომელიც ერთეულ მასაზე მოქმედებს, გამოსახება ფორმულით

$$A = 2\omega V \sin \varphi, \quad (139)$$

სადაც A კორიოლისის ძალის აჩქარებაა, ω — დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე, V სხეულის მოძრაობის სიჩქარე, φ — ადგილის გეოგრაფიული განედი.

როგორც ცნობილია, დედამიწა თავისი ღერძის გარშემო შემობრუნებას ანდომებს 24 საათს (86. 400 წმ), ხოლო დედამიწის ყოველი წერტილი შემობრუნდება 360°-ით ანუ რადიანებში გადაყვანილი

2π რადიანით. დედამიწის ბრუნვით 1 წამში შემოწერილ კუთხეს, კუთხური სიჩქარე (ω) ეწოდება. მაშასადამე, კუთხური სიჩქარე

$$\omega = \frac{2\pi}{86.400} = 0,000073 \text{ წმ}^{-1}.$$

განვსაზღვროთ კორიოლისის ძალის აჩქარება (A) 50° განედზე, თუ ჰაერის მოძრაობის სიჩქარე V=5 მ/წმ. ჩავსვათ (139) ფორმულაში

$$A = 2 \cdot 0,000073 \cdot 5 \cdot \sin 50^\circ = 0,00073 \sin 50^\circ$$

$$\lg A = \lg 0,00073 + \lg \sin 50^\circ = 4,7476$$

$$A = 0,000559 \text{ მ/წმ}^2 = 0,0006 \text{ მ/წმ}^2.$$

კორიოლისის ძალის სიდიდე ახლოსაა გრადიენტის მამოძრავებელი ძალის სიდიდესთან. ამ გარემოებას, როგორც ქვემოთ ვნახავთ, განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს.

როგორც ფორმულიდან ჩანს, ეკვატორზე (φ=0°) კორიოლისის ძალით გამოწვეული აჩქარება აწლის ტოლია; მისი მაქსიმალური მნიშვნელობა პოლუსებზე (φ=90°) გვაქვს (A=2ωV).

გ. ცენტრიდასული ძალა. ჰაერის მასის მოძრაობა თუ მრუდხაზოვანი ტრაექტორიით მიმდინარეობს, მაშინ წარმოიშობა ცენტრიდანული ძალა, რომლის სიდიდეც გამოითვლება ფორმულით:

$$C = \frac{V^2}{r} \text{ სმ/წმ}^2, \quad (140)$$

სადაც r ტრაექტორიის სიმრუდის რადიუსია, ხოლო V — ჰაერის ნაწილაკის სიჩქარე.

ცენტრიდანული ძალა მიმართულია ცენტრისკენული ძალის მოპირდაპირე, მრუდხაზოვანი ტრაექტორიის გარეთ. ვინაიდან ზომიერი და მაღალი განედების ვრცელ ბარიულ სისტემებში (ციკლონებსა და ანტიციკლონებში) ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორიის სიმრუდე შედარებით მცირეა, ამიტომ C მნიშვნელობაც ძალზე უმნიშვნელოა. ცენტრიდანული ძალის მოქმედება საგრძნობია ტროპიკულ ციკლონებში, სადაც ქარის სიჩქარე კოლოსალურ სიდიდეებს აღწევს; ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორიის სიმრუდეც აქ მნიშვნელოვანია. დიდია მისი მნიშვნელობა აგრეთვე ქარბორბალისა და ჰაერის ადგილობრივი კორიანტული მოძრაობის დროს.

დ. ხახუნის ძალა. დედამიწის ზედაპირზე მოძრავი ჰაერი ყოველთვის განიცდის ხახუნის ძალის გავლენას. იგი ამუხრუქებს

მოდრაობას და ამით ამცირებს ჰაერის სიჩქარეს. ეს ძალა მიმართულია ჰაერის მოძრაობის მიმართულების საწინააღმდეგოდ. იგი გამოისახება შემდეგი ფორმულით:

$$F = KV, \quad (140)$$

სადაც K ხახუნის კოეფიციენტი, V — ჰაერის სიჩქარე. ხახუნის კოეფიციენტი K მუდმივი არ არის. იგი დამოკიდებულია დედამიწის ზედაპირის ზასიათზე: მისი ზიდიდე მნიშვნელოვანია უსწორმასწორო მთიან ადგილებში და შედარებით მცირეა (დაახლოებით 4-ჯერ) ოკეანეთა ზედაპირზე.

უკანასკნელი მონაცემები გვიჩვენებს, რომ ხახუნის ძალა ზუსტად ჰაერის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ კი არ არის მიმართული, არამედ გადაიხრება ამ მიმართულებიდან მარცხნივ, დაახლოებით 35° კუთხით. ამის მიზეზია ჰაერის შინაგანი ხახუნი, რომელიც ჰაერის ტურბულენტური მოძრაობითაა გამოწვეული. რაც უფრო მაღლა ავლივართ, მით უფრო მცირდება ხახუნის ძალა. ჰაერის იმ ფენას, სადაც მელავნდება ხახუნის ძალის მოქმედება, ხ ა ხ უ ნ ი ს ფ ე ნ ა ს უწოდებენ. ხახუნის ძალა ქრობას განიცდის დაახლოებით 500—1500 მ სიმაღლეზე და მას ხ ა ხ უ ნ ი ს დ ო ნ ე ს უწოდებენ.

§ 5. თანაბარი მოძრაობა ხახუნის გარეშე

ა. მოძრაობა სწორხაზოვან იზობარებში. ჰაერის თანაბარი ან სტაციონარული მოძრაობა ხახუნის გარეშე შეიძლება მიმდინარეობდეს ხახუნის დონის ზემოთ. თანაბარი სწორხაზოვანი მოძრაობისას ჰაერის დინების მიმართულება და სიჩქარის მნიშვნელობა სივრცის ყოველ წერტილში ერთნაირი იქნება. ჰაერის ასეთ მოძრაობას ხახუნის ძალის გარეშე, გ რ ა დ ი ე ნ ტ უ რ ქ ა რ ს უწოდებენ. განვიხილოთ მოძრაობის ორი შემთხვევა: სწორხაზოვანი და მრუდხაზოვანი.

სწორხაზოვან და თანაბარ მოძრაობას ხახუნის ძალის გარეშე, გ ე ო ს ტ რ ო ფ ი უ ლ ი ქ ა რ ი ეწოდება. ასეთი მოძრაობა მხოლოდ თეორიულადაა დასაშვები. აქ იგულისხმება, რომ ჰაერის მოძრავე ნაწილაკზე, გარდა გრადიენტის მამოძრავებელი ძალისა, მოქმედებს კორიოლისის ძალა (ნახ. 4^ა). როდესაც მოძრაობა თანაბარია, ეს ორივე ძალა ერთმანეთს აწონასწორებს და გეოსტროფიული ქარი მიემართება იზობარების გასწვრივ. ამასთან დაბალი წნევა მარცხნივ დარჩება, ხოლო მაღალი — მარჯვნივ.

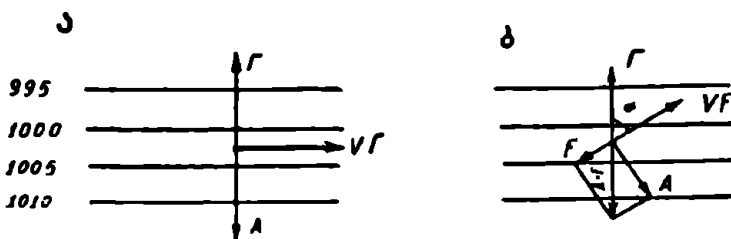
გეოსტროფიული ქარის სიჩქარე შეიძლება გავიგოთ F და A ძალების ტოლობიდან, რადგან ძინი ერთმანეთს აწონასწორებენ. მაშასადამე,

$$\frac{1}{P} \frac{dP}{dn} = 2\omega V \sin \varphi,$$

საიდანაც,

$$V = \frac{1}{2\rho\omega \sin \varphi} \frac{dP}{dn}. \quad (142)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, გეოსტროფიული ქარის სიჩქარე პირდაპირპროპორციულია ბარიული გრადიენტის სიდიდისა და უკუპროპორციულია განედისა.

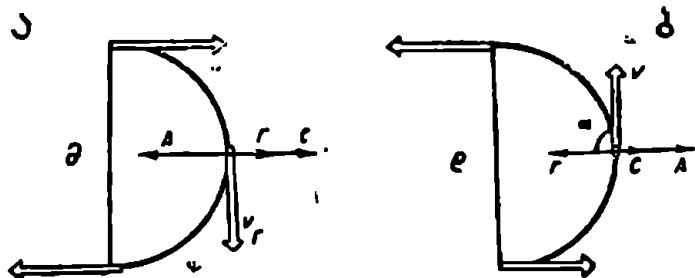


ნახ. 49. ძალების განლაგება სწორხაზოვან იზობარებში:
ა. ხაზუნის გარეშე, ბ. ხაზუნის დროს

ბ. მოძრაობა მრუდხაზოვან იზობარებში. აქაც გრადიენტული ქარი იზობარების გასწვრივია მიმართული. ჰაერის მოძრაობაზე, გარდა ზემოთ მოყვანილი F და A ძალებისა, მოქმედებს ცენტრიდანული ძალა (C). ეს ძალები თანაბარი მოძრაობის დროს ერთმანეთს აწონასწორებს. აღნიშნული მოძრაობა განვიხილოთ წრიული იზობარებით გამოსახულ ციკლონურ და ანტიციკლონურ არეებში. გრადიენტულ ქარს, რომელიც წრიული იზობარების გასწვრივ ქარის, გეოციკლოტროფულს უწოდებენ.

ანტიციკლონში F და C ძალები ყოველთვის მიმართულია სიმრუდის რადიუსით ცენტრიდან პერიფერიისაკენ (ნახ. 50) იმისათვის, რომ ჰაერის მოძრაობამ სტაციონარული ხასიათი მიიღოს, A ძალა, რომელიც სწორ კუთხეს ქმნის ჰაერის მოძრაობის სიჩქარესთან, უნდა მიეაბრუნოთ F და C ძალების საწინააღმდეგოდ, ე. ი. ანტიციკლონის ცენტრისაკენ და გაუტოლოთ ორივე ძალის ჯამს. ამ პირობებში ჰაერი იმოძრაავებს იზობარების გასწვრივ საათის ისრის მიმართულებით (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში).

ციკლონებში ბარიული გრადიენტის ძალა მიმართულია სიმრუდის რადიუსით პერიფერიიდან ცენტრისაკენ იზობარის პერპენდიკულარულად. ასეთი მოძრაობის დროს C და A ძალები, რომლებიც ჰაერის მოძრაობის გზიდან მარჯვნივაა სწორი კუთხით მიმართული, ერთდროულად F ძალის საწინააღმდეგოდ განლაგდება იმავე სიმრუდის რადიუსის გაგრძელებაზე და აწონასწორებს ამ უკანასკნელს. ეს გარემოება ციკლონებში იწვევს ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ჰაერის საათის ისრის მიმართულების საწინააღმდეგო მოძრაობას.



ნახ. 50. ძალების განლაგება მრუდხაზოვან იზობარებში ხახუნის გარეშე.

ა—ანტიციკლონი, ბ—ციკლონი

სამხრეთ ნახევარსფეროში ციკლონებსა და ანტიციკლონებში საწინააღმდეგო მდგომარეობა გვაქვს: ციკლონებში ჰაერი საათის ისრის მიმართულებით მოძრაობს, ხოლო ანტიციკლონებში — მის საწინააღმდეგოდ.

გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარე მრუდხაზოვან იზობარებში შეიძლება განვსაზღვროთ შემოაღნიშნული ძალების ურთიერთგანლაგებით და წონასწორობით. რადგან ციკლონებსა და ანტიციკლონებში ყველა ძალის ტოლქმედი ნულის ტოლია, ამიტომ ციკლონისათვის,

$$A + C = F,$$

საიდანაც

$$A - F + C = 0,$$

ანტიციკლონისათვის კი

$$F + C = A,$$

საიდანაც

$$F - A + C = 0.$$

ამ ფორმულებში თუ ჩავსვამთ სათანადო მნიშვნელობებს, მივიღებთ მოცემული ძალების აჩქარებათა თანაფარობას:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dn} = 2\omega V \sin \varphi \pm \frac{V^2}{r}$$

უკანასკნელ წევრთან „+“ ანტიციკლონისათვისაა განკუთვნილი, ხოლო „-“ ციკლონისათვის. თუ ამოვხსნით კვადრატულ განტოლებას V -ს მიმართ, მივიღებთ გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარეს ანტიციკლონისათვის:

$$V = \omega r \sin \varphi - \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi - \frac{r}{\rho} \frac{dP}{dn}} \quad (143)$$

ციკლონისათვის:

$$V = -\omega r \sin \varphi + \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{dP}{dn}} \quad (144)$$

როგორც ვხედავთ, ერთი და იმავე ბარიული გრადიენტის პირობებში გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარე ციკლონებში ნაკლებია, ანტიციკლონებში კი მეტია პარალელური იზობარების გეოსტროფიული ქარის სიჩქარეზე; ეს იმიტოა გამოწვეული, რომ ციკლონებში A ძალა F -ზე ნაკლებია, ხოლო ანტიციკლონებში, პირიქით— $F > A$ -ზე.

§ 6. თანახარი მოძრაობა ხახუნის ზედაში

ა. თ ა ნ ა ბ ა რ ი მ ო ძ რ ა ო ბ ა ს წ ო რ ხ ა ზ ო ვ ა ნ ი ზ ო ბ ა რ ე ბ შ ი. ხახუნის ღონის ზემოთ (500—1500 მ ზემოთ) ნამდვილი ქარის სიჩქარე და მიმართულება ძლიერ უახლოვდება გეოსტროფიული და გეოციკლოსტროფიული ქარის სიჩქარეს. იქ, სადაც ხახუნის ძალის გავლენა ჰაერის მოძრაობაზე დედამიწისაკენ თანდათანობით მატულობს, ნამდვილი ქარის მიმართულება გადაიხრება გრადიენტული ქარის მიმართულებსაგან, ხოლო სიჩქარე ამ უკანასკნელს ჩამორჩება.

სწორხაზოვან იზობარებში, როდესაც ხახუნის ძალა მოქმედებშია და ქარის საწინააღმდეგოდ მიმართული (ნახ. 49 ბ), ქარს ვექტორი ბარიული გრადიენტიდან დაახლოებით 60° -ით გადაიხრება. უკვე დამყარებული მოძრაობის შემთხვევაში ყველა ძალა მოძრაობის მიმართ შემდეგნაირად განლაგდება: ბარიული გრადიენტი, ჩვეულებრივ, მიმართული იქნება დაბალი წნევისაკენ იზობარის პერპენდიკულარულად, კორიოლისის ძალა (A) ქარს ვექტორთან (V) 90° კუთხეს შექმნის, ხოლო ხახუნის ძალა (F) ამ უკანასკნელის საწინააღმდეგო მიმართულებას შიიღებს. როგორც ნახ. 49 ბ-დან ჩანს,

Γ ძალა წონასწორობაში მოჰყავს A და F ძალების ტოლქმედს, რომელიც ამ ორი ძალის გეომეტრიულ ჯამს წარმოადგენს. აქედან გამომდინარე, ქარის ვექტორი (V) გადაკვეთს იზობარებს და ბარიული გრადიენტიდან გადაიხრება α კუთხით მარჯვნივ, რომელიც 90° -ზე ნაკლებია. გადახრის კუთხე (α) შეიძლება გამოვითვალოთ ფორმულით:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{K}, \quad (145)$$

სადაც K ხახუნის კოეფიციენტია.

როგორც ფორმულიდან ვხედავთ, გრადიენტიდან ქარის ვექტორის გადახრის კუთხე დამოკიდებული ყოფილა განედსა და ხახუნის კოეფიციენტზე. ზომიერი განედის ოკეანეების ზედაპირზე ქარის ვექტორი გრადიენტიდან გადაიხრება საშუალოდ 60 — 75° -ით, ხოლო ხმელეთის ზედაპირზე — 40 — 50° -ით.

ზემოაღნიშნულმა გარემოებამ პოლარდიელ მეცნიერს — მეტეოროლოგს ბეისბალოს საშუალება მისცა გამოეყვანა წესი ჰაერის მიწისპირა ფენებში იზობარების მიმართ ქარის მიმართულების შესახებ: თუ ქარს ზურგს შეეაქცევთ, მაშინ დაბალი წნევა იქნება მარცხნივ და ოდნავ წინ, ხოლო მაღალი — მარჯვნივ და ოდნავ უკან.

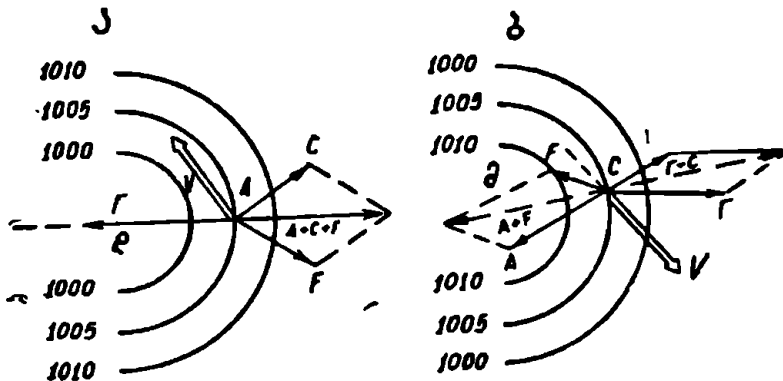
ბ. თანაბარი მოძრაობა ხახუნის ზეგაელებით წრიულ იზობარებში. წრიულ იზობარებში ბეისბალოს კანონი არსებით ცვლილებას არ განიცდის. აქ იგი ოდნავ რთულდება, ემატება ცენტრიდანული ძალა (C), რომელიც ციკლონურ იზობარებში კორიოლისის ძალის მიმართულებით მოქმედებს (ნახ. 51-ა). ხოლო ანტიციკლონურში — მის საწინააღმდეგოდ (ნახ. 51-ბ).

ციკლონებში დამყარებული მოძრაობის დროს, პერიფერიიდან ცენტრისაკენ სიმრუდის რადიუსით მიმართული Γ ძალა აწონასწორებს A , C და F ძალების ტოლქმედს ($\Gamma = A + C + F$). აღნიშნული ძალების ასეთი განლაგებისას ქარის მიმართულება α კუთხით გადაიხრება ბარიული გრადიენტის მიმართულებიდან მარჯვნივ.

ძალების ასეთი განლაგება უზრუნველყოფს ციკლონებში ჰაერის ინტენსიურ ნაკადს პერიფერიიდან ცენტრისაკენ; ნაკადის მიმართულება საათის ისრის საწინააღმდეგოა და იგი გადაკვეთს იზობარებს გარკვეული კუთხით.

ანტიციკლონებში Γ ძალა ცენტრიდან პერიფერიისაკენ ისეა მიმართული, რომ ქარის ვექტორი მისგან მარჯვნივ ჩრება. ამ შემთხვე-

ვაში I და C ძალების ტოლქმედი წონასწორდება A და F ძალების ტოლქმედით ($I+C=A+F$). ჰაერის დინებები გადაკვეთს იზობარებს გარკვეული კუთხით და საათის ისრის მიმართულებით (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში) მიისწრაფვის ცენტრიდან პერიფერიისაკენ.



ნახ. 51. ძალთა განლაგება მრუდხაზოვან იზობარებში ხაზუნის ზეგავლენით.
 ა—ციკლონი, ბ—ანტიციკლონი

გრადიენტის ძალასა და ჰაერის მოძრაობის მიმართულებას შორის კუთხე (α) ციკლონისათვის შეიძლება განვსაზღვროთ ფორმულით:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi + \frac{V}{r}}{K} \quad (146)$$

ანტიციკლონისათვის:

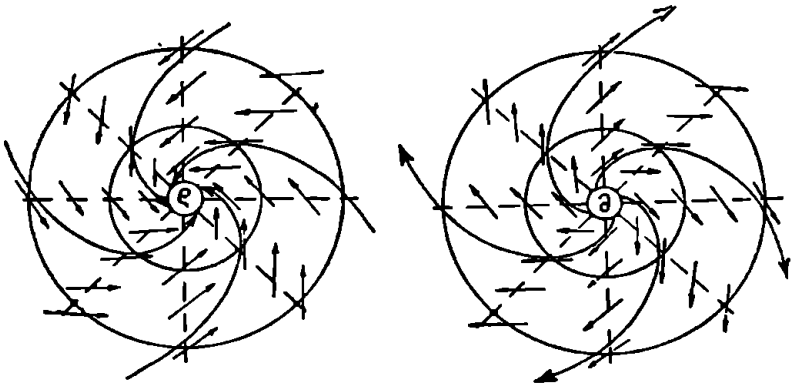
$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi - \frac{V}{r}}{K}, \quad (147)$$

სადაც V ქარის სიჩქარეა, r — ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორიის სიმრუდის რადიუსი.

როგორც ვხედავთ, გრადიენტსა და ქარის ვექტორს შორის კუთხე სწორხაზოვან იზობარებში მოძრაობასთან შედარებით უფრო მეტია ციკლონებში, ხოლო ნაკლებია — ანტიციკლონებში. ამასთან ამ უკანასკნელში აღნიშნული კუთხე გაცილებით ნაკლებია ციკლონისაზე.

§ 7. ღენის ხაზები

ატმოსფეროში ადგილი აქვს სხვადასხვა მიმართულებისა და სიჩქარის ჰაერის დინებებს. ვინაიდან ეს დინებები ვექტორულ სიდიდეს წარმოადგენს, ამიტომ შეიძლება ისინი ეგრეთ წოდებული დენის ხაზებით გამოვსახოთ. თუ რუკაზე ერთდროულად სხვადასხვა პუნქტზე ქარის მიმართულებებს დაეიტანთ ისრების საშუალებით, ნაშინ შეიძლება ისეთი ხაზების გატარება, რომლის თითოეულ წერტილში ქარის ვექტორი იქნება მხები. ასეთ ხაზებს დენის ხაზები ეწოდება. რაც უფრო დიდია ქარის სიჩქარე, მით უფრო მკიდროდ ატარებენ დენის ხაზებს. ეს გარემოება საშუალებას გვაძლევს ვიმსჯელოთ მოცემულ მომენტში ჰაერის დინებათა ხასიათზე.



ნახ. 52. ღენის ხაზები ციკლონში (ა) და ანტიციკლონში (ბ)

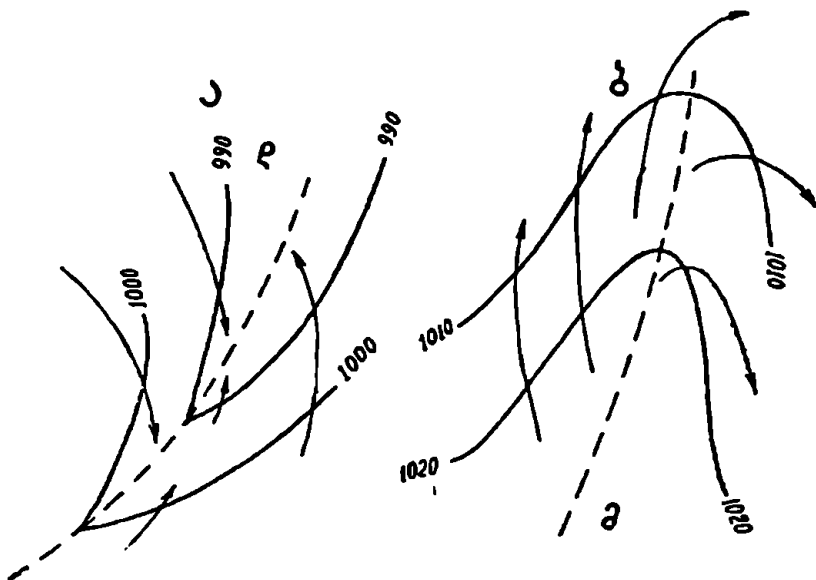
ციკლონური არის მიწისპირა ხაზუნის ფენაში ჰაერი მოძრაობს პერიფერიიდან ცენტრისაკენ ისე, რომ დენის ხაზებმა საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ სპირალისებურად მოიყაროს თავი ცენტრში (ნახ. 52-ა), ე. ი. ადგილი ექნეს დენის ხაზების კონვერგენციას.

ანტიციკლონში საწინააღმდეგოდ სურათია (ნახ. 52-ბ); როგორც ცნობილია, აქ ჰაერი მიედინება ცენტრიდან პერიფერიისაკენ საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით და დენის ხაზებიც სპირალისებურად, ცენტრიდან პერიფერიისაკენ იშლება, ე. ი. ადგილი აქვს დენის ხაზების დივერგენციას.

სხვადასხვა ბარიულ სისტემაში დენის ხაზების გატარება დიდ სიძნელეს არ წარმოადგენს. მაგ., ციკლონის ღარსა და ანტიციკლო-

ნის თხემში ღენის ხაზების მიმართულება წარმოდგენილია ნახ. 53-ზე.

დიდ სიმაღლეებზე, იქ სადაც ხახუნის ძალის მოქმედება გამო-
რიცხულია და გეოსტროფიული და გეოციკლოსტროფიული ქარები
იზობარების გასწვრივა მიმართული, ღენის ხაზებს თვით იზობარ-
ები წარმოადგენს.

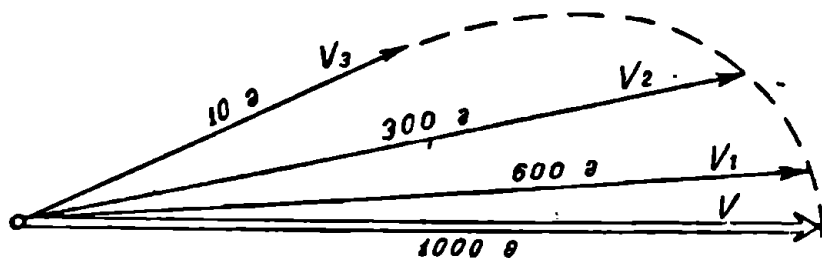


ნახ. 53. ღენის ხაზები ღარსა (ა) და თხემში (ბ)

§ 8. ქარის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ხახუნის ფენაში

ზემოთ ჩვენ აღვნიშნეთ, რომ ჰაერის მიწისპირა ფენებში, სადაც
ღელამიწის მნიშვნელოვანი მქისეობის გამო ხახუნის ძალა მატუ-
ლობს, ქარის მიმართულება იზობარებიდან მარცხნივ გადაიხრება.
ქარის გადახრის სიდიდე ოკეანეების ზედაპირზე შედარებით ნაკლე-
ბია. რაც უფრო მაღლა ავღივართ ხახუნის ფენაში, ქარი მით უფ-
რო მეტად შემობრუნდება მარჯვნივ და ხახუნის დონეზე გრა-
დიენტული ქარის მიმართულებას დაუახლოვდება, ე. ი. იმობრავებს
იზობარების გასწვრივ. ქარის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით თანდა-
თანობით მოიმატებს, რადგან ხახუნის ძალა იმავე მიმართულებით
მცირდება.

თუ ხახუნის დონეზე გრადიენტულ ქარს გამოეხატავთ V ვექტორით, ხოლო ქვემოთ, სხვადასხვა დონეზე მოქმედ ქარებს V_1, V_2, V_3 ვექტორებით, რომლებიც იმავე წერტილიდან გამოდიან, და მათ ბოლოებს შევეერთებთ თანამიმდევრული ხაზებით, მივიღებთ მრუდს, რომელიც ეკმანის სპირალის სახელწოდებითაა ცნობილი (ნახ. 54). ეკმანის სპირალის სიმაღლის მიხედვით ქარის მიმართულებისა და სიჩქარის ცვლილების ნათელ სურათს გვაძლევს.



ნახ. 54. ეკმანის სპირალი

ცალკეულ შემთხვევაში შესაძლებელია ქარი მარცხნივ შემობრუნდეს ან ძალზე შესუსტდეს. ასეთი პირობები შედარებით იშვიათია.

ქარის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის და დღეღამური მსვლელობაც მასში კარგადაა გამოხატული. დედამიწის ზედაპირზე იგი მაქსიმუმს დღისით აღწევს, ხოლო მინიმუმს — ღამით. დაახლოებით 500 მ-ის ზემოთ შებრუნებული სურათია — ღამით მაქსიმუმია, ხოლო დღისით — მინიმუმი. ამის მაზეზია ჰაერის ტურბულენტური გაცვლის დღეღამური მსვლელობა. დღისით, ძლიერი კონვექციური პროცესების დროს, ვერტიკალური მიმართულებით ტურბულენტური გაცვლა ძლიერდება, იგი გადაეცემა შალალ ფენას და ჰაერის დინებებზე დამამუხრუჭებელ გავლენას ახდენს. მაშასადამე, ამ ფენაში დღისით სიჩქარის მინიმუმს აქვს ადგილი. როგორც ვხედავთ, ტურბულენტური გაცვლა ის შექანიზმია, რომელიც ჰაერის ქვედა და ზედა ფენებში ქარის ვექტორის სიდიდეებს შორის განსხვავებას ამცირებს. ამიტომაც, რომ დღისით სხვადასხვა სიმაღლეზე ტურბულენტური გაცვლა მიისწრაფვის სიჩქარის მნიშვნელოვანი გათანაბრებისაკენ. ღამის საათებში იგი ძლიერ სუსტდება; დედამიწაზე სიჩქარე მინიმუმამდე ჩამოდის, ხოლო უფრო მაღლა მატულობს და მაქსიმუმს აღწევს.

§ 2. ბარიული ველია და ქარის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით
ტემპერატურის განაწილებასთან დაშორებულობით

ზემოთ აღნიშნეთ, რომ ბარიული ველი და ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტი სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლას განიცდიან. ეს ცვლილებები გამოწვეულია ჰორიზონტალური მიჰართულებით ჰაერის მასების ტემპერატურათა არაერთგვაროვნებით. მართლაც, დაეუშვათ, რომ ზღვის დონეზე წნევა თანაბარია, ე. ი. ქვედა იზობარული ზედაპირი ზღვის დონის ჰორიზონტალურია, ხოლო ტემპერატურა არათანაბრად განაწილებული — მარჯვნივ თბილია და მარცხნივ ცივი (ნახ. 48). ასეთ შემთხვევაში, თბილ ჰაერში ბარიული საფეხური უფრო მეტი იქნება, ვიდრე ცივში. ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტი (Γ_1) მიმართული იქნება თბილიდან ცივი ჰაერისაკენ, ე. ი. იმ იზოთერმის პერპენდიკულარულად, საითაც ტემპერატურა კლებულობს. იზობარული ზედაპირები თბილ ჰაერში მაღლა იწევს, ხოლო ცივში — დაბლა ($a_1 a_2 > b_1 b_2$ და $a_1 a_2 > b_1 b_2$), რადგან ამ უქანსკენელში წნევის სწრაფ დაცემას აქვს ადგილი. ისინი დაიხრებიან თბილიდან ცივი ჰაერისაკენ და იმავე მიმართულებით იქნებიან ორიენტირებულნი ბარიული და თერმული გრადიენტით. მასასადაჰე, მიუხედავად იმისა, თუ როგორი მიმართულებისა და სიდიდის იქნება ბარიული გრადიენტი ზღვის დონეზე, იგი სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით თერმულ გრადიენტს დაუახლოვდება. როგორც ვხედავთ, P_1 და P_2 იზობარები მით უფრო მეტად დაიხრებიან, რაც უფრო მეტი იქნება ჰორიზონტალური ტემპერატურული გრადიენტი (Γ_1). ამასთან ყოველი ზემოთ განლაგებული იზობარა გამოიწვევს ამ ფენებში გეოსტროფიული ქარის კიდევ უფრო გაძლიერებას. ამგვარად, ჰაერის ფენის ქვედა P_1 დონიდან ზედა P_2 დონეზე გადასვლისას გეოსტროფიული ქარი ნ ა მ ა ტ ის სახით იღებს გარკვეული სიდიდის თერმულ შემადგენელს, რომელიც ჰორიზონტალური ტემპერატურის გრადიენტზეა დამოკიდებული (ნახ. 55). ქარის ამ ნ ა მ ა ტ ს მოცემული ფენის თერმულ ქარს უწოდებენ.

უნდა აღინიშნოს, რომ საერთოდ ჰორიზონტალური თერმული გრადიენტი შეიძლება ბარიულ გრადიენტთან შედარებით მიმართულ იქნეს ნებისმიერი კუთხით და ამიტომ ამ ფენაში თერმული ქარიც. ქვედაფენების გეოსტროფიულ ქართან ნებისმიერი კუთხით მოძრაობდეს. ამასთან თერმული ქარი, რომელიც გეოსტროფიული ქარის ნ ა მ ა ტ ს წარმოადგენს, უნდა გავიგოთ როგორც სხვადასხვა სიმაღლეზე ქარის ვექტორთა გეომეტრიული შეკრების შედეგი (ნახ. 55).

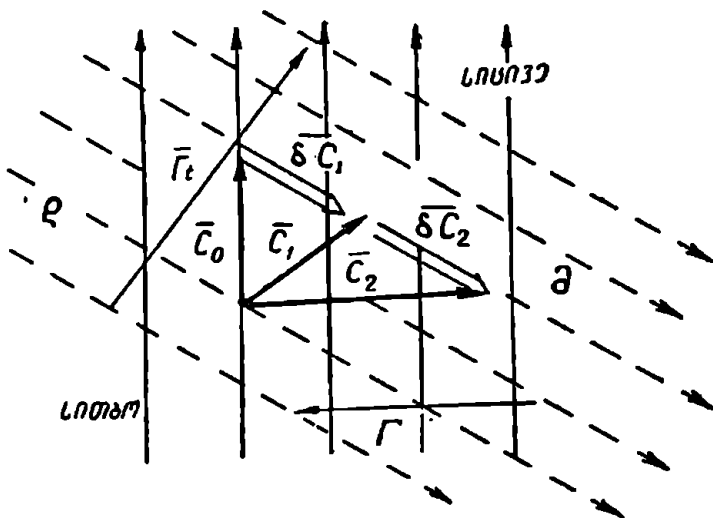
იგი შეიძლება გამოვსახოთ შემდეგი ტოლობით:

$$\bar{C}_1 = \bar{C}_0 + \delta\bar{C}_1,$$

აქედან

$$\delta\bar{C}_1 = \bar{C}_1 - \bar{C}_0. \quad (148)$$

δC_1 თერმული ქარია და წარმოდგენილია ქვედაფენის გეოსტროფიული ქარის (C_0) როგორც გეომეტრიული ნამატი, ე. ი. როგორც სხვაობა ჰაერის ფენის ზედა (\bar{C}_1) და ქვედა (\bar{C}_0) ქარის ვექტორებს შორის (ნახ. 55). მაშასადამე, \bar{C}_1 ვექტორი \bar{C}_0 და $\delta\bar{C}_1$ -ის გეომეტრიული ჯამია.



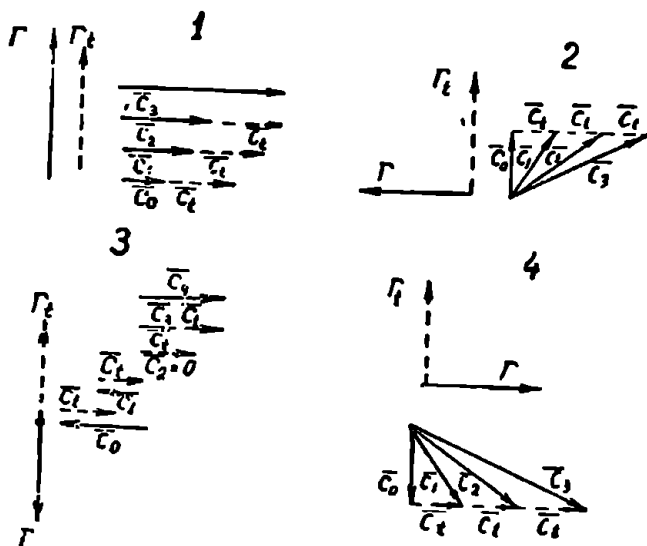
ნახ. 55. ქარის დამოკიდებულება წნევისა და ტემპერატურის ველთან

პრაქტიკაში თერმულ ქარს განსაზღვრავენ აეროლოგიური დაკვირვებებით. ჩვეულებრივ, 1000 მ-ს ზემოთ გეოსტროფიული ქარის ვექტორს ნამდვილი ქარის (აეროლოგიური დაკვირვებიდან მიღებული) ვექტორის ტოლფასად თვლიან; ამიტომ თერმული ქარის ვექტორიც შეიძლება უბრალო გრაფიკული ხერხით გავიგოთ; მართლაც, თუ ცნობილია ქარის ვექტორი ქვედა და ზედა დონეზე, მაშინ საწყისი წერტილიდან მასშტაბში გავაულებთ სხვადასხვა ფენის ქარის ვექტორებს (\bar{C}_0 , \bar{C}_1 , \bar{C}_2 და ა. შ.), ვექტორთა ბოლოებს თუ

შევეერთებთ ერთმანეთთან, მივიღებთ ($\delta\bar{C}_1$, $\delta\bar{C}_2$ და ა. შ.) სხვადასხვა ფენის თერმული ქარის ვექტორებს, რომლებიც იზოთერმას გასწვრივ იქნება შიშართული, ხოლო დაბალი ტემპერატურები დარჩება მის მარცხნივ (ნახ. 55).

იზობარებისა და იზოთერმების ურთიერთგანლაგების მიხედვით გამოყოფენ ქარის ცვლილების ოთხ ძირითად ტიპს (ნახ. 56).

1. **ჰორიზონტალური ტემპერატურული გრადიენტის მიმართულემა** ემთხვევა ბარიული გრადიენტისას: თერმული ქარი მოძრაობს გეოსტროფიული ქარის მიმართულებით და სიმაღლის მიხედვით მისი მიმართულება არ იცვლება, მხოლოდ სიჩქარე მატულობს. ბარიული და ტემპერატურული გრადიენტების ასეთი განლაგება გამოიხატავს სითბოს ადეკვიურ გადატანას.



ნახ. 56. ქარის ცვლილების ტიპები სიმაღლის მიხედვით

2. **ტემპერატურული გრადიენტი მარჯვნივაა გადახრილი ბარიული გრადიენტისაგან:** სიმაღლის ზრდასთან ერთად გეოსტროფიული ქარის ვექტორი თანდათანობით მარჯვნივ შემობრუნდება (\bar{C}_0 , \bar{C}_1 , \bar{C}_2 , \bar{C}_3) და იმოძრაებს იზოთერმების გასწვრივ. თერმული ქარის (\bar{C}_1) გაძლიერება იწვევს გეოსტროფიული ქარის გაძლიერებას. გრადიენტების ასეთი

განლაგებისას თბილი ჰაერის მასების გადატანა ხდება დაბალი ტემპერატურის არეში.

3. ტემპერატურული გრადიენტი ბარიული გრადიენტის საწინააღმდეგოდ და მიმართულია: რაც უფრო მაღლა ავლივართ, ქარის სიჩქარე სუსტდება თერმული ქარის საწინააღმდეგო მოძრაობის შედეგად და გარკვეულ დონეზე ნულს უტოლდება ($C_2=0$); ამის შემდეგ იგი იცვლის მიმართულებას და თერმული შემადგენლის (C_1) მომატებით ძლიერდება.

4. ტემპერატურული გრადიენტი მარცხნივ გადახრილი ბარიული გრადიენტისაგან: გეოსტროფიულ ქარს თანმიმდევრობით ემატება თერმული ქარი (\bar{C}_1), რომელიც შემობრუნდება მარცხნივ და ძლიერდება. ამ შემთხვევაში ხდება ცივი ჰაერის აღვექცია თბილი ჰაერის მიმართულებით.

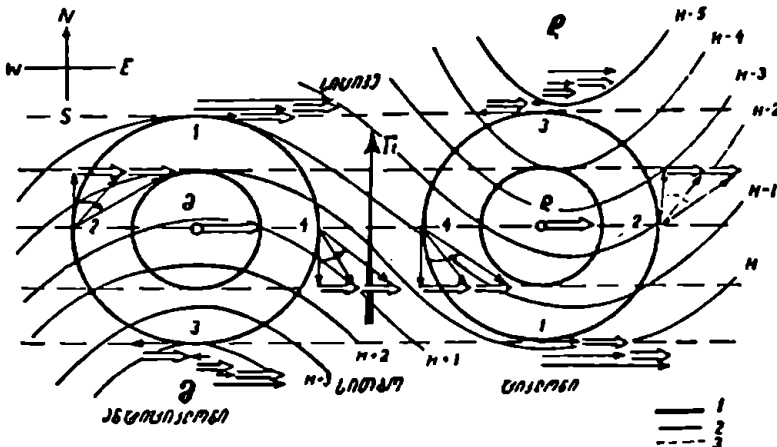
აქ განვიხილეთ ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების მხოლოდ ოთხი შემთხვევა. მაგრამ რეალურ პირობებში შესაძლებელია ადგილი ექნეს გრადიენტების განლაგების სხვა კომბინაციებაც.

ციკლონებსა და ანტიციკლონებში ბარიული ველისა და ქარის ცვლილება მკიდროდაა დაკავშირებული ატმოსფეროს ტემპერატურულ პირობებთან. ამიტომ, ყველა ის კანონზომიერება, რომლებიც ზემოთ განვიხილეთ, მიახლოებით შეიძლება გამოვიყენოთ მრუდხაზოვანი იზობარების დროსაც.

დავუშვათ, რომ ციკლონები და ანტიციკლონები ზღვის დონეზე სიმეტრიული იზობარებისაგან შედგებიან; სითბოს არე სამხრეთითაა მოთავსებული, ხოლო სიცივისა — ჩრდილოეთით, ამიტომაც იზოთერმებიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ იქნებიან ურთიერთპარალელურად მიმართულნი; ტემპერატურული გრადიენტი ორიენტირებული იქნება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ და ეს მიმართულება მუდმივი დარჩება ორივე ბარიულ სისტემაში. რადგან ბარიული გრადიენტის მიმართულება ციკლონებსა და ანტიციკლონებში სხვადასხვაა, ამიტომ იზობარების კონფიგურაცია და ქარის ვექტორი მნიშვნელოვნად შეიცვლება. მაგალითად, ციკლონის სამხრეთ და ანტიციკლონის ჩრდილოეთ ნაწილში ბარიული გრადიენტი თერმულის მსგავსად სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენაა მიმართული და იგი შეესაბამება ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების პირველ ტიპს (ნახ. 57). აქ გეოსტროფიული ქარი ძლიერდება და მიმართულებას არ იცვლის. ქარის ცვლილების მეორე ტიპი ვითარდება ციკლონის აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ ნაწილში, სადაც ტემპერატურული გრადიენტი ბარიულისაგან მარჯვნივაა გა-

:დახრილი. ქარი მარჯვნივ შემობრუნდება და დაუახლოვდება იზოთერმების მიმართულებას.

ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების დანარჩენი ტიპებიც (3 და 4) ადვილად შეიძლება დაეადგინოთ ნახ. 57-დან. როგორც ვხედავთ, ციკლონებში და ანტიციკლონებში ქარის ცვლილებასთან ერთად იზობარების კონფიგურაციაც თანდათანობით იცვლება ისე, რომ ისინი გარკვეულ სიმაღლეზე იშლებიან და იზოთერმებს უახლოვდებიან.



ნახ. 57. ბარიული ველისა და ქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება ციკლონსა და ანტიციკლონში
 1. იზობარი ზღვის დონეზე, 2. იზობარი გარკვეულ სიმაღლეზე, 3. იზოთერმა

როგორც ნახ. 57-დან ჩანს, იზობარები ორივე ბარიულ სისტემაში ტალღისებურ ფორმას იღებენ; რადგან ციკლონის აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ სექტორში ადგილი აქვს სამხრეთიდან თბილი ჰაერის ჩრდილოეთისაკენ გადატანას, ამიტომ იზოთერმები ჩრდილოეთით გადაიხრება (ტიპი 2), ხოლო ციკლონის დასავლეთ და ანტიციკლონის აღმოსავლეთ მხარეს (ტიპი 4) ცივი ჰაერი სამხრეთისაკენ იმოდრავებს; ქარი მარჯვნივ შემობრუნდება და იზოთერმებიც სამხრეთისაკენ მოიხრება. ციკლონის მიწისპირა დაბალი წნევის ცენტრი გადაადგილდება დაბალი ტემპერატურების (ცივი ჰაერის) მხარეს ისე, რომ ამ ცენტრების შეშაერთებელი ხაზი — სივრცითი ლერძი გადაიხაროს სიცივისაკენ, ანტიციკლონის მიწისპირ-

რა ცენტრი გადაადგილდება სითბოს მხარეს და, მაშასადამე, სივრცითი ლერძი იმავე მხარეს იქნება დახრილი.

სიმაღლის მიხედვით იზობარების კონფიგურაციის ცვლა მით უფრო მეტია, რაც უფრო მეტია ტემპერატურული გრადიენტი ზედა ღონეზე და ნაკლებია ბარიული გრადიენტი ქვედა ღონეზე.

§ 10. წნევის დღეღამური და წლიური მსვლელობა

წნევა დროსა და სივრცეში ძლიერ ცვალებადი მეტეოროლოგიური ელემენტია. მას გააჩნია როგორც პერიოდული, ისე არაპერიოდული რყევადობა. ზშირია შემთხვევა, როცა წნევა ძლიერ რყევადია (დროის მცირე მონაკვეთში) და მის მსვლელობაში გარკვეული კანონზომიერების დადგენა შეუძლებელი ხდება, ასეთ რყევადობას არაპერიოდული უწოდებენ. არაპერიოდული რყევადობა ძირითადად გამოწვეულია თერმული და დინამიკური მიზეზებით: დღეღამიწის ზედაპირის არათანაბარი გათბობა-გაცივების პროცესებით, მოცემულ ტერიტორიაზე თბილი ან ცივი ჰაერის მასების ადვექციით და სხვ.

წნევის დღეღამური და წლიური მსვლელობის შესწავლა წარმოებს დაკვირვების საშუალო მონაცემებით. წნევის საშუალო მნიშვნელობებში ყველა არაპერიოდული რყევადობა ერთმანეთს ემთხვევა და ქრება.

წნევის დღეღამურ მსვლელობაში ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი შეინიშნება; მაქსიმუმს ადგილი აქვს 10 და 22 საათზე, მინიმუმს — 4 და 16 საათზე. ეს მსვლელობა კარგად შეინიშნება ეკვატორის ზონაში, სადაც წნევის დღეღამური რყევადობა 3—4 მმ-ს შეადგენს. პოლუსების მიმართულებით რყევადობის ამპლიტუდა მცირდება და 0,3—0,6 მმ აღწევს. დღის მინიმუმი (16 საათი) გამოწვეულია ჰაერის გათბობით, დღის მაქსიმუმი — მისი გაცივებით. მეორე მინიმუმისა და მეორე მაქსიმუმის წარმოშობის საკითხი ჯერ კიდევ საკმარისად არ არის შესწავლილი.

წნევის წლიური ამპლიტუდა ყველაზე ნაკლებია ეკვატორის ზონაში (2—3 მმ). საშუალო განედებზე იგი უფრო მკვეთრადაა გამოხატული და 20—30 მმ აღწევს.

არჩევნ წნევის წლიური მსვლელობის სამ ტიპს:

1. კონტინენტური, ტიპი — წნევის მინიმუმი ზაფხულშია, მაქსიმუმი — ზამთარში. წნევის ასეთი განაწილება მკვეთრადაა გამოხატული დიდ მატერიკებზე, განსაკუთრებით კი აზიაში (წლიური ამპლიტუდა 25—30 მმ).

2. ოკეანური ტიპი—წნევის განაწილება კონტინენტურის საწინააღმდეგოა, მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში. წლიური ამპლიტუდა პირველთან შედარებით ნაკლებია და ზომიერ განედებზე 5—6 მმ შეადგენს, ხოლო ტროპიკებში —2—3 მმ.

ორივე ტიპის წარმოშობა დაკავშირებულია ზამთარ-ზაფხულში კონტინენტებისა და ოკეანეების თერმულ რეჟიმზე.

3. პოლარული. ტიპი—წნევის მაქსიმუმი აპრილ-მაისშია, მინიმუმი — იანვარ-თებერვალში. წნევის წლიური ამპლიტუდა 7—19 მმ-ია. წნევის ასეთი მკველლობა აიხსნება იმით, რომ, თუ აპრილ-მაისში დაბალი განედების კონტინენტებსა და ოკეანეებზე ტემპერატურები წონასწორდება, ჩრდილოეთის ყინულოვანი ოკეანის ყინულის ზედაპირზე იგი შედარებით დაბალია და წნევატ მატულობს. იანვარ-თებერვალში ჩრდილოეთის ყინულოვან ოკეანეზე ციკლონების ხშირი გადასაცვლების გამო წნევა კლებულობს.

მაღალ ფენებში წნევის წლიური მკველლობის სრულიად საწინააღმდეგო სურათია. ეს გაააგებიცაა, რადგან ხმელეთისა და ზღვების ვავლენა ტემპერატურასა და წნევაზე თანდათანობით სუსტდება. წნევის განაწილების კონტინენტურ ტიპში წნევის მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში, ხოლო ოკეანურში, პირიქით — მაქსიმუმი ზამთარშია და მინიმუმი — ზაფხულში. ეს, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, იმიტომ ხდება, რომ თბილ ჰაერში სიმაღლის მიხედვით წნევის დაცემის ინტენსივობა უფრო ნაკლებია, ვიდრე ცივ ჰაერში.

მაღალმთიან ზონაში წნევის წლიური მკველლობა ბართან შედარებით საწინააღმდეგო ხასიათისაა, ე. ა. აქ, ისევე როგორც თავისუფალი ატმოსფეროს კონტინენტურ ტიპში, ადგილი აქვს მაქსიმალურ წნევას ზაფხულში და მინიმალურს ზამთარში (ცხრ. 59).

ცხრილი 59

საშუალო წნევის ცვლილება ხმაღლის მიხედვით
(ი. ქურდიანით)

პუნქტი	სიმაღლე ზღ. დონ.	ზამთარი	ზაფხული	წლიური ამპლიტუდა
ყაზბეგი მაღალმთიანი	3656	699.5 მმ	655.1 მმ	21,7 მმ
გულაური	2197	774,8	783,0	11,1
ფასანაური	1064	894,4	894,9	5,6
თბილისი	404	970,4	965,1	9,3

როგორც ვხედავთ, წნევის წლიური ამპლიტუდა იზრდება, ხოლო წნევის წლიური მსვლელობა დაახლოებით 1000 მ სიმაღლიდან ბართან შედარებით შექცეულ ზაზიათს იღებს.

სტადასხვა ფაქტორების ზემოქმედებით წნევათა არაპერიოდული ცვალებადობა დროსა და სივრცეში მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს. საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის ზომიერ განედებზე უმცირეს და უდიდეს წნევებს შორის განსხვავებამ 70—90 მმ-ს შეიძლება გადააქარბოს. დედამიწის ზედაპირზე უდიდეს წნევას ადგილი ჰქონია ქ. ბარნაულში 1900 წლის 23 იანვარს (1078,3 მმ), ხოლო უმცირესს (884 მმ) — ობსერვატორია მუროტოში (იაპონია) 1934 წლის სექტემბერში. როდესაც ამ ადგილს ტაიფუნმა გადაუარა.

სხვადასხვა წლის ცალკეული თვეების წნევის საშუალო მნიშვნელობები შეიძლება მნიშვნელოვნად განსხვავდებოდეს მრავალწლიური საშუალო სიდიდეებისაგან. მოცემული წლის ცალკეული თვეების წნევათა გადახრას იმავე თვის მრავალწლიურ საშუალოდან წნევის ანომალიას უწოდებენ. წნევის საშუალო თვიური ანომალიები ზამთარში 2—3-ჯერ უფრო მეტია ზაფხულისაზე; იგი ოკეანეების ზედაპირზე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს, ხოლო მაღალ განედებზე კიდევ უფრო მეტს.

ამინდის წინასწარმეტყველებს საქმეში დიდი მნიშვნელობა აქვს დროის გარკვეულ მონაკვეთში წნევის ცვლილების (მატება ან კლება) ინტენსივობას. ყოველი მოცემული პუნქტისათვის გამოითვლიან 12 ან 24-საათიან ინტერვალისათვის წნევის ცვლილების სიდიდეს. როცა წნევა მატულობს, წნევის ცვლილება დადებითია, როცა კლებულობს — უარყოფითი. თუ რუკაზე დავიტანთ ცალკეული პუნქტებისათვის საბოლოო და საწყის დაკვირვებათა ვადებს შორის წნევის სხვაობებს და მათ ერთნაირ მნიშვნელობებს თანამიმდევრობით შევაერთებთ, მივიღებთ იზობარებს.

იზობარები კონცენტრული ჩაკეტილი მრუდეებია, რომლებიც გვიჩვენებს წნევის მატებისა და კლების არეებს. იზობარული არეები გადაადგილდება ციკლონებისა და ანტიციკლონების მსგავსად; დროის გარკვეულ მონაკვეთში მათი ცვლილების ცოდნას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ბარიულ სისტემათა ევოლუციის პროგნოზის საქმეში, რადგან ამ უკანასკნელის განვითარებასთანაა დაკავშირებული ამინდიანობის ცვლილება.

წნევის განაწილების კანონზომიერების ცოდნას დიდი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფეროს ზოგადი და ლოკალური — ადგილობრივი ცირკულაციის შესწავლის საკითხში.

წნევის განაწილების დასახასიათებლად, როგორც დედამიწაზე, ასევე ნებისმიერ იზობარულ ზედაპირზე, მიმართავენ იზობარების რუკის ანალიზს. ამ რუკებზე ტარდება წნევის ერთნაირი მნიშვნელობების შემაერთებელი მრუდები — იზობარები. ამასთან იზობარების რუკები შეიძლება იყოს სინოპტიკური, რომელშიც არჩევენ ჩვეულებრივს, თუ იგი შედგენილია დროის გარკვეული მომენტისათვის, და საშუალოს, თუ მასზე დატანილია წნევის საშუალო მნიშვნელობები დროის რომელიმე მომენტისათვის. გარდა ამისა, იზობარების რუკა შეიძლება იყოს კლიმატოლოგიური, თუ შედგენილია დაკვირვებათა მრავალწლიური მონაცემებით.

დედამიწაზე წნევის განაწილების ზოგადი სახე განედების მიხედვით სე წარმოგვიდგება:

ცხრილი 60

წნევის საშუალო წლიური ხიდიდების განედური განაწილება

განედი (გრად.)	75	60	30	10 წსს	0	10 სსს	30	60	80
წნევა (მმ)	1014	1012	1019	1012	1010	1012	1018	989	991

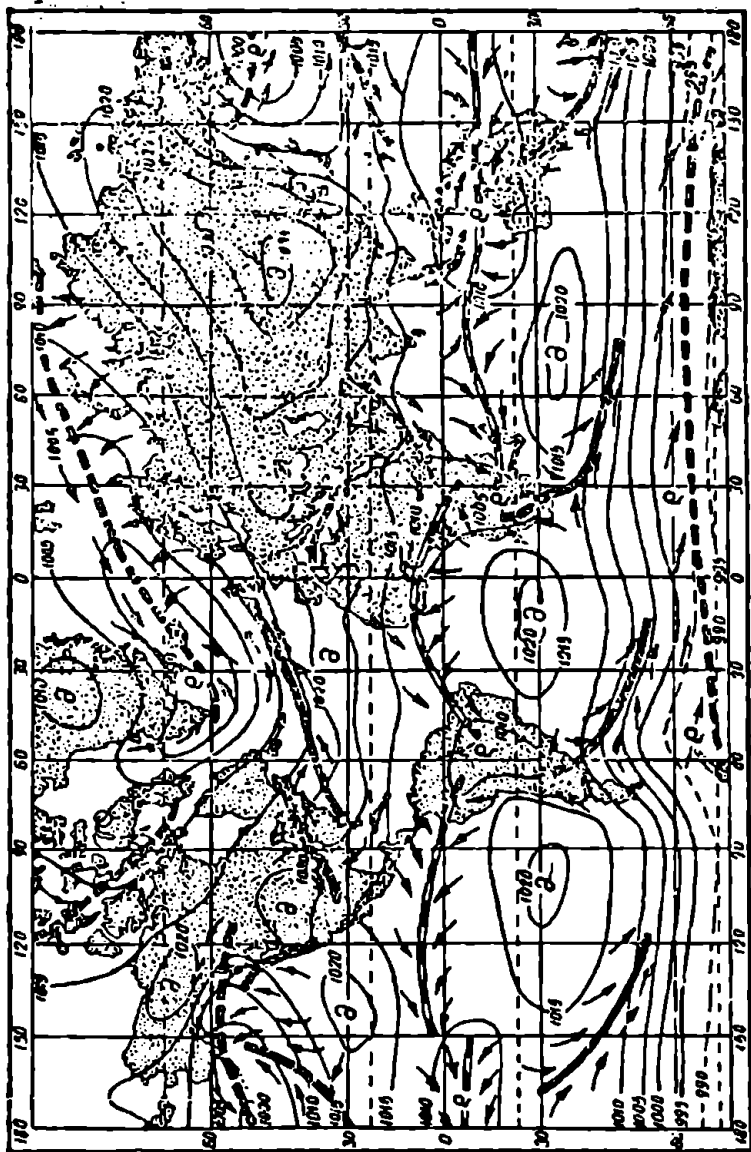
მე-60 ცხრილიდან ჩანს, რომ წნევა ეკვატორიდან ჩრდილოეთისა და სამხრეთის მიმართულებით მატულობს და 30-ე განედზე იგი მაქსიმუმს აღწევს. მაღალი განედებისაკენ იგი კლებულობს და დედამიწის ორივე სფეროს მე-60 განედზე მინიმუმს უახლოვდება. ამ ზონიდან ჩრდილოეთით და სამხრეთით წნევა კვლავ მატულობს და მაქსიმუმს პოლუსების რაიონში აღწევს. ამგვარად, წნევის საშუალო განაწილებით დედამიწა შეიძლება დაიყოს შემდეგ ზონებად: ეკვატორულ ზონად, ზომიერი განედების შემცირებული წნევისა და არქტიკისა და ანტარქტიკის მაღალი წნევის ზონებად; სამხრეთ ნახევარსფეროს სუბტროპიკული ზონიდან ზომიერისაკენ წნევის დაცემის ინტენსივობა გაცილებით მეტია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს წნევის დაცემის ინტენსივობაზე.

წნევის განაწილების აღნიშნული ზონალობა სხვადასხვა ფაქტორის გამო ირდება. წნევის განაწილება და მათი სეზონური განსხვავ-

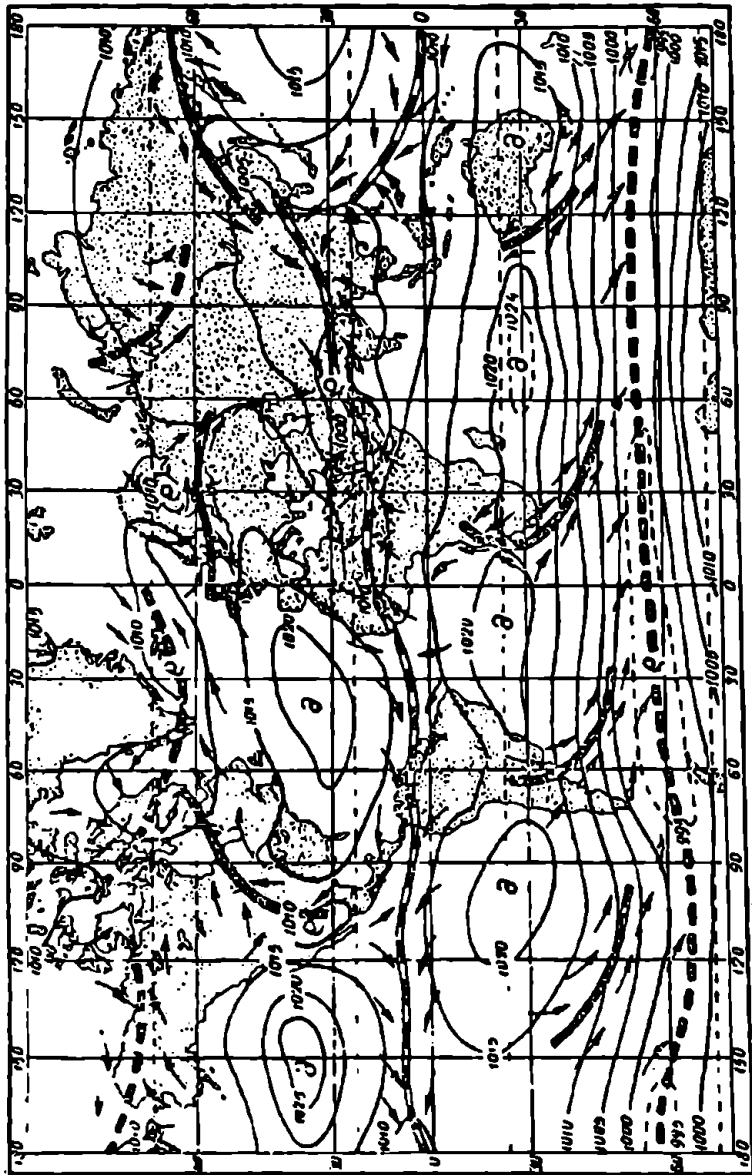
ვება ყალიბდება თერმული და დინამიური ფაქტორებით. ერთ-ერთი მათგანის მდგრადი და ხანგრძლივი ზემოქმედების შედეგად იქმნება ან თერმული, ან დინამიური წარმოშობის ბარიული ველი. მაგ., ეკვატორული დაბალი წნევის ზონა და არქტიკა (ანტარქტიკის) მაღალი წნევის არე ძირითადად თერმული წარმოშობისაა. ხოლო სუბტროპიკული მაღალი წნევის სარტყელი და ზომიერი განედების დაბალი წნევის ზონა — დინამიური. ეს გარემოება განსაკუთრებით კარგად ჩანს იანვრისა და ივლისის საშუალო მრავალწლიური იზობარების რუკებიდან (ნახ. 58 და 59). როგორც ჩანს, გარდა აღნიშნული ფაქტორებისა, წნევათა განაწილებაში ძირითადი როლი დედამიწის ზედაპირის არაერთგვაროვნებით (წყალი, ხმელეთი) გამოწვეულ არათანაბარ გათბობა-გაცივებას ენიჭება. ეს გარემოება იწვევს იმას, რომ აღნიშნულ იზობარების რუკებზე (მათ აგრეთვე წნეების კლიმატურ რუკებსაც უწოდებენ) იზობარები წარმოშობენ მაღალი და დაბალი წნევის ჩაკეტილ არეებს, რომელთაც ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრებს უწოდებენ. ეს ცენტრები მთელი წლის განმავლობაში (პერმანენტული ცენტრები) ან ცალკეული სეზონის პერიოდში მოქმედებს და განააზღვრავს ატმოსფეროში ჰაერის მოძრაობას და, აქედან გამომდინარე, ამინდიანობის პირობებს სხვადასხვა რაიონებში.

თუ შევადარებთ იანვრისა და ივლისის რუკებს, დავინახავთ, რომ ზამთარში წნევის პორიზონტალური გრადიენტი ეკვატორსა და პოლუსებს შორის გაცილებით მეტია ზაფხულისაზე.

იანვრის წნევათა კლიმატოლოგიურ რუკაზე წნევის მინიმუმი ეკვატორიდან გადაინაცვლებს მის სამხრეთით, დაახლოებით 15° განედამდე (სამხრეთ ნახევარსფეროზე ზაფხულია). წნევის სიდიდე საშუალოდ 1008—1010 მმ-ს შეადგენს. სუბტროპიკული განედებისაკენ (30—35°) იგი მატულობს და მაქსიმუმს აღწევს. ამ მაღალი წნევის ზონას სუბტროპიკულ ბარიულ მაქსიმუმს უწოდებენ. ხმელეთისა და ზღვის არათანაბარი გათბობის გამო ეკვატორის ორივე მხარეს სუბტროპიკული მაქსიმუმი ნაწილდება ცალკეულ სუბტროპიკულ ანტიციკლონებად ჩაკეტილი იზობარებით. ეს ანტიციკლონები განსაკუთრებით კარგადაა გამოხატული ოკეანეების ზედაპირზე: ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში: ატლანტიკის ოკეანეზე — აზორის კუნძულების რაიონში (აზორის ანტიციკლონი) და წყნარ ოკეანეზე ჰავაის კუნძულებთან (ჰონოლულუს ანტიციკლონი), ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — ატლანტიკის, წყნარი ოკეანისა და ინდოეთის ოკეანეების ზედაპირზე. ზემოაღნიშნული სუბტროპიკული ანტიციკლონების ცენტრში წნევა 1020—1025 მმ-ის ფარგლებში იცვლება.



ნახ. 58. წყვის განაწილება იანვარში. 1. არქტიკული, 2. პოლარული და 3. ტაბიკული ფორმები, 4. დინებები



1 ————— 2 ————— 3 ————— 4 —————

ნახ. 59. წნევის განაწილება იელისში (დინამეტრიები იხ. ნახ. 58)

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ზომიერი და სუბპოლარული განედებისაქენ წნევა მცირდება და ოკეანეთა ზედაპირზე წარმოიშობა ორი ბარიული მინიმუმი: ატლანტიკის ოკეანეში — ისლანდიის და წყნარში — ალექსანდრის. მათ ცენტრში წნევა შესაბამისად 995—1000 მმ-ია. აზიის კონტინენტის სიღრმეში იანვრის საშუალო წნევა თანდათანობით მატულობს და მონღოლეთის პლატოზე იგი მაქსიმუმს აღწევს (1040 მმ); ამ ბარიულ მაქსიმუმს აზიის (ციმბირის) ანტიციკლონს უწოდებენ. მსგავსი მაქსიმუმი წარმოიშობა ამერიკის კონტინენტზე — კანადის მაქსიმუმის სახით, მაგრამ ცენტრში წნევის ნაკლები მნიშვნელობით (1022 მმ). სამხრეთ ნახევარსფეროში სუბტროპიკული მაქსიმუმიდან სამხრეთით წნევის მკვეთრ დაცემას აქვს ადგილი და ერთგვაროვანი ზედაპირის (წყლის ზედაპირის) გამო აქ იზობარები თითქმის ერთმანეთის პარალელურია.

ივლისში (ნახ. 59) ეკვატორულ ზონაში ბარიული მინიმუმი და სუბტროპიკული მაქსიმუმი ჩრდილოეთით გადაინაცვლებს. აზიისა და ამერიკის კონტინენტზე ზამთრის ანტიციკლონებს ცვლის ბარიული მინიმუმები, რომლებიც დაახლოებით 30° განედზეა მოთავსებული. განსაკუთრებით აღსანიშნავია მკვეთრად გამოხატული სამხრეთ-აღმოსავლეთი აზიის ბარიული მინიმუმი, რომლის ცენტრშიც წნევა 995 მმ-ს აღწევს. ისლანდიის ბარიული მინიმუმი ზაფხულში ძლიერ სუსტდება, ხოლო ალექსანდრისა საერთოდ შეუმჩნეველი ხდება.

ამგვარად, წნევათა ზონალური განაწილება ძლიერ ირღვევა წლის განმავლობაში კონტინენტებისა და ოკეანეების არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგად: ზამთარში კონტინენტების გაცივებით წარმოიშობა მაღალი წნევის არე, ხოლო ზაფხულში — დაბალი წნევის არე. აღნიშნული სურათი შესამჩნევია ორივე ნახევარსფეროს ნებისმიერი განედისათვის. ეს გარემოება იწვევს სეზონური ბარიული ველის, ან როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ატმოსფეროს მოქმედების სეზონური ცენტრების წარმოშობას; ასეთ ცენტრებს მიეკუთვნება: ციმბირის ზამთრის ანტიციკლონი და სამხრეთ-აღმოსავლეთი აზიის ზაფხულის ბარიული მინიმუმი, ალექსანდრის ზამთრის ციკლონი, ჩრდილო ამერიკის ზამთრის ანტიციკლონი (კანადის) და ზაფხულის ციკლონი და ა. შ.

სიმაღლის ზრდასთან ერთად ხმელეთისა და ოკეანის გავლენა ჰაერის ტემპერატურასა და წნევაზე თანდათანობით სუსტდება და გარკვეულ სიმაღლეზე წნევათა განაწილება უფრო ზონალურ ხასიათს იღებს, ვიდრე მიწისპირა ფენებში.

დაახლოებით 5 კმ სიმაღლეზე (ნახ. 64 და 65) იზოჰიფსებს თითქმის განედური მიმართულება აქვს და ზოგიერთ ადგილებში, მათი მოღუნვის მიუხედავად, ჩაკეტილ ბარიულ ველს — ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრებით ადგილი არ აქვს. მხოლოდ ეკვატორზე შეინიშნება ჩაკეტილი იზოჰიფსები ცალკეული ანტიციკლონების სახით. ამგვარად, აღნიშნულ სიმაღლეზე როგორც ზამთარში, ისე ზაფხულში მაღალი წნევის არე ეკვატორის გასწვრივია განლაგებული; ეკვატორიდან ჩრდილოეთით და სამხრეთით წნევა თანდათანობით მცირდება და მისი მინიმალური მნიშვნელობა პოლარულ აუზებზე მოდის.

თ ა ვ ი x

ქ ა რ ი

§ 1. ქარის სბრუბუბრა

ჰაერის ჰორიზონტალურ გადანაცვლებას ქარი ეწოდება. იგი ვექტორული სიდიდეა, რადგან მიმართულების გარდა მას სიჩქარეც გააჩნია.

მიწისპირა ჰაერის ფენებში ქარის მიმართულება და სიჩქარე ძლიერ ცვლილებას განიცდის სხვადასხვა ფაქტორების ზეგავლენით. ის დროის უმცირეს მონაკვეთში შეიძლება სხვადასხვა სიძლიერით უბრავედეს ცალკეული ბიძგების სახით და მიმართულებასაც იცვლიდეს. ჰაერის დინებები ბიძგების სახით პულსაციას განიცდის და იგი ქარის ს ი მ ძ ა ფ რ ი ს სახელწოდებითაა ცნობილი. ქარის სიმძაფრეს ხსნიან ჰაერის უწესრიგო კორიანტული მოძრაობით ანუ ტურბულენტობით. ჰაერის ძლიერ მცირე სიჩქარის შემთხვევაში შეიძლება ადგილი ექნეს ერთგვაროვან ანუ ლამინალურ დინებებს. ჩვეულებრივ კი ჰაერის მოძრაობის დროს დიდი რაოდენობით ჩნდება კორიანტული პროცესები, რომლებიც უწესრიგოდაა განაწილებული სივრცეში.

ქარის სიმძაფრის ზომად შეიძლება მივიღოთ დროის მცირე მონაკვეთში ბიძგების მაქსიმალურ და მინიმალურ სიჩქარეთა სხვაობის შეფარდება დროის იმავე შუალედიდან მიღებულ საშუალოსთან:

$$V = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_m} \quad (149)$$

დიდი სიჩქარეების დროს ქარის სიმძაფრე უფრო მკვეთრი ხდება და რომელიმე წინააღმდეგობას (შენობათა კედლები, ვაგონები, მანქანები და სხვ.) იგი დიდი ძალით აწევბა.

ჰაერის დინებები, როგორც ცნობილია, ხასიათდება ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მოძრაობებით. წინა თავებში აღნიშნული

იყო, რომ ჰაერის ვერტიკალური მოძრაობა ჰორიზონტალურთან შედარებით ძალიან მცირეა; მაგრამ ინტენსიური კონვექციური პროცესებისას, რომელთა დროსაც ვერტიკალური დენების სიჩქარე 10—20 მ/წმ და უფრო მეტსაც აღწევს, დამატებით იწვევს ქარის ვერტიკალური შემადგენლის უფრო მეტ გაზრდას და ტურბულენტობის გადიდებას. მაშასადამე, ჰაერის კორიანტული მოძრაობის სიდიდე და მისი ინტენსივობა სხვადასხვა სიმაღლეზე მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ატმოსფეროს ტემპერატურულ სტრატოფიკაციასთან. ინვერსიის პირობებში ცალკეული კორიანტული აღრევები სწრაფად ქრება და სიმძაფრეც თითქმის ერთგვაროვნებით ხასიათდება; ამასთან საშუალო ამპლიტუდა და პულსაციის პერიოდი დიდი არ არის.

ქარის სიმძაფრე მნიშვნელოვანია დასერილ, უსწორმასწორო ზედაპირზე, სადაც ჰახუნის გადიდების გამო ტურბულენტობა ძლიერდება. იგი სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით სუსტდება.

სიმძაფრეს ახასიათებს წლიური და დღეღამური მსვლელობა. იგი დიდ მნიშვნელობებს აღწევს გაზაფხულზე. დღისით, კონვექციური პროცესების გაძლიერებისას სიმძაფრე შატულობს, ხოლო ღამით — კლებულობს.

ქარის სიმძაფრე ძლიერ მოქმედებს ფრენის პირობებზე: ძლიერი ზიძვები თვითმფრინავის განივ და გრძლივ რყევას იწვევს.

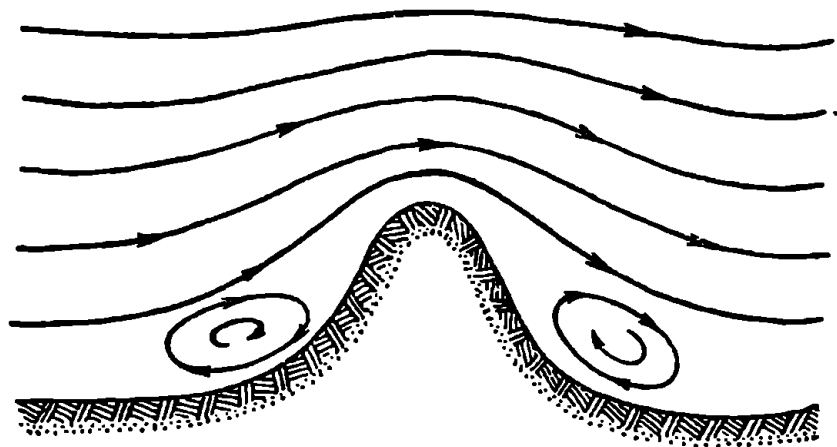
§ 2. წინააღმდეგობათა გავლენა ქარზე

ქარის მიმართულებასა და სიჩქარეზე დიდ გავლენას ახდენს დედამიწის უსწორმასწორობა და მასზე განლაგებული სხვადასხვა ნაგებობა. დანაწევრებულ ადგილებში ჰაერის დინებები დინამიკურ და თერმოდინამიკურ ზემოქმედებას განიცდის. პირველი კარგადაა გამოხატული სხვადასხვა ფორმის რელიეფში, სადაც ქარის მიმართულება და სიჩქარე იცვლება მექანიკური ზემოქმედების ძალით, ხოლო მეორე — თერმოდინამიკური — შექცევდება ჰაერის ადგილობრივი ცირკულაციის წარმოშობაში, რომელზეც ქვემოთ გვექნება საუბარი.

ჰაერის დინებას თავისი მოძრაობის გზაზე თუ ჰკვდება რაიმე წინააღმდეგობა, იწულებულია ორივე მხრიდან მოუაროს ან თავზე გადაუაროს მას. ასეთ შემთხვევაში იცვლება არა მარტო დინების მიმართულება და სიჩქარე, არამედ მისი სტრუქტურაც.

თუ ჰაერის დინებებს შეხვდა რაიმე წინააღმდეგობა (მთა, ბორცვი), მაშინ ისინი შეიცვლიან სიჩქარესა და მიმართულებას; მაგრამ,

თუ ჰაერი არამდგრადადაა სტრატოფიციკრებული, იგი გადაუვლის წინააღმდეგობას და საქარე და მის საწინააღმდეგო მხარეს წარმოშობს ჰორიზონტალურ ღერძზე გრივალისებრივ მოძრაობას. ჰაერის ნაკადის მალა ასვლისას ღენის ხაზები თანდათანობით მკიდროვდება (ნახ. 60) და მწვერვალზე მაქსიმუმს აღწევს. აქ ქარის სიჩქარე მატულობს. წინააღმდეგობის მეორე მხარეს ღენის ხაზები ისევ ეშვება ძირს და სიჩქარეც კლებულობს. ქარის მიერ წინააღმდეგობის გადალახვისას შეიძლება განვითარდეს ფსევდოადიაბატური პროცესები, თუ ტემპერატურული სტრატოფიკაცია და ტენიანობა ამის საშუალებას იძლევა.



ნახ. 60. ქარის მიერ წინააღმდეგობის გადალახვა

ქარის სიჩქარე მნიშვნელოვნად ძლიერდება, თუ ჰაერის ნაკადი ფართო ხეობიდან ვიწრო ორ მთას შორის მოთავსებულ გასასვლელში დაიწყებს ღენას. ამ შემთხვევაში ღენის ხაზები ძლიერ მკიდროვდება და სიჩქარეც შესაბამისად მატულობს. როცა ხეობა ჰაერის დინების პერპენდიკულარულადაა მიმართული, მოძრაობა შესუსტებულია, რადგან ჰაერის ძირითადი ნაკადი მას ზემოთ გადაუვლის.

დიდი პრაქტიკული და თეორიული მნიშვნელობა აქვს ტყის და, კერძოდ, ქარსაცავი ტყის ზოლების გავლენას ქარზე. როგორც ცნობილია, ქარსაცავი ზოლების ძირითადი დანიშნულება ის არის, რომ შეასუსტოს ძლიერ მშრალი ქარების სიჩქარე, ნიადაგსა და ჰაერის მიწისპირა ფენებს დამატებითი ტენი მიაწოდოს, გააზომიეროს ტემ-

პერატურა და ზამთრის განმავლობაში მოსული თოვლი დააკავოს და თანაბრად გაანაწილოს.

სამშუალო სისწილის ტყის ზოლებში ჰაერის ნაქადი იშლება, ერთი ნაწილი გადადის ტყის ზედაპირზე და ეშვება მის საწინააღმდეგო მხარეს, ხოლო მეორე — ღრმად იჭრება ტყეში და აქ მისი სიჩქარე რამდენჯერმე მცირდება. ტყის შიგნით და მის ზედაპირზე წარმოიშობა ცალკეული მცირე ზომის გრიგალსებრი მოძრაობები, რომლებიც ამცირებს ძლიერ ტურბულენტურ გაცვლას მიწისპირა ფენებში, რაც იწვევს ქარსაცავ ზოლებს შორის მინდვრებში ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების შემცირებას. ქარსაცავი ზოლის გავლენა ვრცელდება როგორც საქარე, ისე ქარის საწინააღმდეგო მხარეს და დამოკიდებულია ტყის სამშუალო სიმაღლეზე.

§ 5. ქარის რაჟივის ცვლილება მელიორაციის შედეგად

ჩვენს ქვეყანაში მთელი რიგი ღონისძიებები ტარდება ისეთი რაიონების ასათვისებლად, სადაც კლიმატური პირობები ხელს არ უწყობს სხვადასხვა სასოფლო-სამეურნეო კულტურების გავრცელებას. მნიშვნელოვანმა მელიორაციულმა სამუშაოებმა, როგორცაა გვალვიანი მიწების მორწყვა, ქაობების ამოშრობა, ხელოვნური წყალსაცავებისა და ქარსაცავი ტყის ზოლების შექმნამ და სხვა ღონისძიებებმა გამოიწვია კლიმატის შესამჩნევი ცვლილება და მათ შორის ადგილობრივი ქარებისა და მიკროციკლაციის წარმოშობა.

მიკროციკლაცია კარგადაა გამოხატული ახლადშექმნილ წყალსაცავების სანაპიროზე. იგი ზაფხულის წყნარი ამინდის დროს იგრძნობა თბილისის ზღვის სანაპირო ზოლშიც. იგი წარმოიშობა აგრეთვე ისეთი ორი ზედაპირის საზღვარზე, როგორცაა მორწყული ოაზიი და ნახევრად უდაბნო. მიკროციკლაცია მნიშვნელოვან სიმძლავრეს აღწევს და კარგად განვითარებული ბრიზული ქარების სახეს იღებს. ეს ქარები თერმული წარმოშობისაა.

განსაკუთრებით საინტერესოა ჰაერის მიკროციკლაცია, რომელიც ვითარდება მხოლოდ მიწისპირა ფენებში — ქარსაცავი ტყის ზოლთაშორისო უჯრედებში, ტყის პირას და იმ ადგილებში, სადაც მკვეთრად შეაჩნევა ტემპერატურათა სხვადასხვაობა. მიკროციკლაცია ნათლად ვლინდება ქარის მცირე სიჩქარეებისას იმ ნასვენ მინდვრებზე, რომლებიც გარშემორტყმულია მკვიდრო ტყის ზოლებით. დღის საათებში მინდორი ძლიერ ხურდება, ტყის ზედაპირთან შედარებით. წარმოიშობა ჰაერის დინებები, რომლებიც ჩაკეტილ წრიულ კონტურებში განიცდის ცირკლაციას: დღისით მინდორში

ჰაერი აღმავალ დენას განიცდის, ხოლო ტყის ზედაპირზე — დაღმავალს, ღამით — ზაწინააღმდეგოდაა მიმართული.

მსგავსი მიკროციკულაცია შეიძლება წარმოიშვას მინდორსა და ტყეს შორის, ქალაქის ქუჩებსა და პარკებს შორის, ე. ი. იქ, სადაც ადგილი ექნება ტემპერატურულ კონტრასტს.

§ 4. ადგილობრივი ჰაერები

ადგილობრივი ქარები ეწოდება მცირე პორიზონტალური გავრცელების მქონე ჰაერის დინებებს (რამდენიმე ასეული მეტრიდან ათეულ კილომეტრამდე), რომლებიც წარმოიშობა ზოგადი ცირკულაციის ქარის ველში ლოკალური აღრევის შედეგად (ე. ბურმანი).

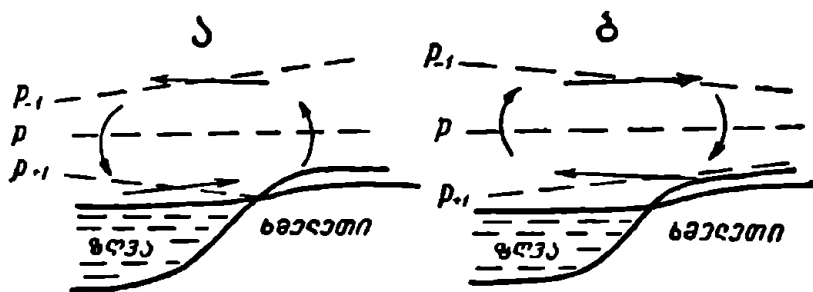
ადგილობრივი ქარები შეიძლება წარმოიშვას მხოლოდ გარკვეული ტიპის ჰაერის დინებების ადგილობრივ პირობებთან ურთიერთ-ზემოქმედების პროცესში. როგორც მოყვანილი განმარტებიდან ჩანს, მათი წარმოშობის პირველი მიზეზია მოცემულ რაიონში ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის ველის ხასიათი. ამ თვალსაზრისით ადგილობრივი ქარები შეიძლება დაიყოს შემდეგნაირად: ცირკულაციისა და მიმართულებითი ცირკულაციის ქარებად. პირველ ჯგუფში შედიან თერმული წარმოშობის ბრიზები, მთა-ხეობებისა და ყინვარული ქარები, მეორეში — დინამიკური წარმოშობის ფიონები და ბორა.

ადგილობრივი ქარების წარმოშობის მეორე ნიშანს წარმოადგენს ზოგად ცირკულაციის ველში ლოკალური აღრევის ხასიათი. თავისი ხასიათით ეს აღრევანი შეიძლება იყოს თერმული და დინამიკური. ადგილობრივი ქარები, რომლებიც შემდეგნაირად ცირკულაციის ველში (ბარიული გრადიენტი ძალზე მცირე უნდა იყოს) თერმული აღრევის, ე. ი. ქვეფენილი ზედაპირისა და მასთან მიმდებარე ჰაერის ფენების არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგად წარმოიშობა, პერიოდულ ქარებს უწოდებენ.

ადგილობრივი ქარები (ფიონები, ბორა), რომლებიც მიმართულებითი ცირკულაციის ველში წარმოიშობა (მსხვილი მასშტაბის ცირკულაციური პროცესების ადგილობრივი რელაქსის პირობებთან ურთიერთ-ზემოქმედების პროცესში). დინამიკური ზემოქმედების შედეგად განსაკუთრებულ თვისებებს იძენს (სითბოსა და სიმშრალეს — ფიონები, დიდ სიჩქარეს — ბორა). დინამიკურ ზემოქმედებაში იგულისხმება ჰაერის მასების შექანიკურა აღრევა. რომელიც გამოწვეულია ჰაერის მიერ მთის მასივების გადალახვით და დანალა დაშვებით.

ა. ბ რ ი ზ ე ბ ი წარმოიშობა ზღეების, ტბების, წყალსაცავებისა და სხვათა სანაპიროებზე. ისინი წყლისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგს წარმოადგენენ და დღე-ღამის განმავლობაში იცვლიან მიმართულებას — დღისით ზღვიდან ხმელეთისაკენ და მას ზღვის ბრიზს უწოდებენ, ღამით ხმელეთიდან ზღვისაკენ, რომელსაც ზღვითი ბრიზს უწოდებენ.

როგორც აღვნიშნეთ, ბრიზები ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობის შედეგია; დღისით ხმელეთის გახურების შემდეგ ქვემოთ წნევა მცირდება, ხოლო სიმაღლის მიხედვით იგი ნულა ეცემა. ზღვის ზედაპირზე, პირიქით — წნევა უფრო მეტია, და მისი სიმაღლის მიხედვით დაცემა უფრო ჩქარა ხდება, ვიდრე თბილ ჰაერში. იზობარული ზედაპირები ხმელეთზე, ზღვასთან შედარებით, უფრო მაღლა იწევს და ზღვის მიმართულებით იხრება. ქვედაფენებში პორიზონტალური ბარიული გრადიენტი მიმართულია ზღვიდან ხმელეთისაკენ, ხოლო ზედაფენებში, პირიქით — ხმელეთიდან ზღვისაკენ. ვინაიდან ბრიზული ცირკულაცია პორიზონტალური მიმართულებით მცირე მანძილს მოიცავს, ამიტომ კორიოლისის გადამხრელი ძალის მოქმედება ძლიერ სუსტდება და იგი ვერ აწონასწორებს გრადიენტის ძალას. ამის გამო ჰაერი მოძრაობს გრადიენტისა და ხახუნის ძალის ზემოქმედებით, გადაკვეთს იზობარებს გარკვე-



ნახ. 61. იზობარული ზედაპირების განლაგების სქემა ზღვისა (ა) და ხმელეთის (ბ) ბრიზებში

ული კუთხით და გვევლინება ხმელეთზე ზღვის ბრიზების სახით (ნახ. 61-ა). გარკვეულ სიმაღლეზე გრადიენტი ხმელეთიდან ზღვისაკენაა ორიენტირებული, ამიტომ აქ ჰაერის დინებებიც მიმართული იქნება ხმელეთიდან ზღვისაკენ, ე. ი. ზღვის ბრიზების საწინააღმდეგოდ და მათ ანტიბრიზს უწოდებენ.

ლამით საწინააღმდეგო პროცესს აქვს ადგილი: ხმელეთი უფრო ცივდება და, მაშასადამე, იზობარული ზედაპირები მის ზემოთ უფრო მკვიდროვდება, ზღვაზე უფრო ფართოვდება და მალა იწვევს (ნახ. 61-ბ). ამის შედეგად ქვედაფენებში პაერი მიედინება ხმელეთიდან ზღვისაკენ, ხმელეთის ბრიზების სახით, ხოლო მაღალ ფენებში საწინააღმდეგოდ (ანტიბრიზები).

ბრიზების წარმოშობა-განვითარება ძირითადად წყნარ და მოწმენდილ ანტიციკლონურ ამინდში ხდება; მასზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი (სანაპიროს რელიეფი, კაობები და სხვ.).

ტროპიკულ სარტყელში ბრიზები მთელი წლის განმავლობაში ქრის და მათი პორიზონტალური გავრცელების მანძილი და ვერტიკალური სიმძლავრე სხვა განედებთან შედარებით უფრო მნიშვნელოვანია. ზომიერ და მაღალ განედებზე ისინი უმეტესად წლის თბილ პერიოდში მოქმედებენ.

საბჭოთა კავშირში ბრიზები კარგადაა განვითარებული შავი ზღვის, კასპიის ზღვის, ბალტიის ზღვისა და სხვა სანაპიროებზე. საქართველოს ფარგლებში, შავი ზღვის სანაპიროს მთელ ზოლში ბრიზები აღინიშნება მთელი წლის განმავლობაში. ისინი უშუალოდ დაკავშირებული არიან ანტიციკლონურ ველთან, რომელშიც მყარდება წყნარი მოწმენდილი ამინდი მზის ინტენსიური ინსოლაციით. ასეთ პირობებში ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურული კონტრასტი იზრდება და ბრიზებიც ინტენსიურად ვითარდება. ისინი შეიძლება მოღრუბლულ (განსაკუთრებით ზედა იარუსის ღრუბლებში) ამინდშიც წარმოიშვან, მაგრამ მზის შესუსტებული ინსოლაციის გამო ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურული განსხვავება მნიშვნელოვნად მცირდება და ბრიზებიც ნაკლებ ინტენსიურად ვითარდება.

შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილში სარეიდო დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ ზღვისა და ხმელეთის ბრიზების მოქმედების საზღვარი ნაპირიდან ზღვის მიმართულეებით 30 კმ-ს უნდა აღემატებოდეს, რომ, ზღვის ბრიზების დაწყების პროცესი ერთდროული უნდა იყოს როგორც ზღვაზე, ისე ხმელეთზე, ხოლო მისი დამთავრება პირველად ზღვაზე უნდა დაიწყოს და შემდეგ თანდათანობით ხმელეთის მიმართულეებით გავრცელდეს.

ზღვის ბრიზების დაწყების მომენტი სანაპიროს სხვადასხვა პუნქტში განსხვავებულია. მაგალითად, ახალგაგრაში ზღვის ბრიზები მოქმედებას იწყებს (ზაფხულში) ძირითადად 7—9 საათზე (78%), სოხუმში — 9—11 საათზე (94%), ფოთში — 10—12 საათზე (92%).

ასეთი სხვადასხვაობა გამოწვეულია რელიეფისა და ქვეყნილი ზედაპირის არაერთგვაროვნებით. მთებს ახალი გაგრის მიდამოებში უფრო ხელსაყრელი ექსპოზიცია უკავია, ვიდრე სოხუმში; ფოთის გარშემო ქაობების დიდი მასივები ძალზე ასუსტებს ტემპერატურულ კონტრასტს ზღვასა და ხმელეთს შორის და ამიტომ ზღვის ბრიზის დაწყების მომენტიც ძლიერ იგვიანებს. იგივე მიზეზებითაა გამოწვეული ის გარემოებაც, რომ გაგრაში ზღვის ბრიზის მოქმედების შეწყვეტის მომენტი თან სდევს მზის ჩასვლის მომენტს, მაშინ, როცა ფოთში იგი განაგრძობს მოქმედებას გვიან საღამომდე (23—24 საათამდე).

ბრიზიან დღეთა სიხშირე წლის განმავლობაში აფხაზეთის სანაპიროზე 45—50% -ია და მეტი, ხოლო სამხრეთით — კოლხეთის დაბლობზე და აკარაში იგი კლებულობს 32—38% -მდე. თუ კოლხეთის დაბლობზე ბრიზიან დღეთა შემცირებას ქაობები იწვევს, აკარაში ეს უნდა აიხსნას ჰაერის მასების დასაველეთის და სამხრეთ-დასავლეთის დინებათა კონვერგენციით და ნალექების ზშირი მოსვლით, რომელიც ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურულ კონტრასტს ამცირებს.

ყირიმის ნ/კ სანაპიროზე ბრიზიან დღეთა წლიური გამეორება საქართ. სანაპიროსას უტოლდება. იქ, სადაც შავ ზღვას ჩრდილოეთიდან ველები ესაზღვრება, ბრიზების წლიური გამეორება ძალზე მცირეა და 15—20% -ს შეადგენს (ოდესა, გალათა და სხვ.), ხოლო ბალტიის ზღვის სანაპიროზე (ტალინი, კლაიპედი) იგი უფრო ნაკლებია და 3—8% შორის მერყეობს.

ზღვის ბრიზების ქვედა დინების ვერტიკალური სიმძლავრე ტროპიკულ სარტყელში 1,5—2,0 კმ და უფრო მეტს აღწევს. ზომიერ და მაღალ განედებზე იგი თანდათანობით ნაკლები ხდება; დასავლეთ საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე ზაფხულობით იგი 0,6—1,0 კმ-ის ფარგლებში იცვლება. ზღვის ბრიზების განვითარების სიმაღლე (ანტიბრიზის ჩათვლით) სხვადასხვა: პუნქტზე 2,5—4,0 კმ-მდე ვრცელდება.

ხმელეთის ბრიზების ქვედა დინების სისქე, საერთოდ, გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ზღვის ბრიზების. ქვედა დინების სისქე, რადგან ღამით ზღვასა და ხმელეთს შორის ტემპერატურული კონტრასტი დღესთან შედარებით მცირეა. იგივე მიზეზები განაპირობებს ზღვისა და ხმელეთის ბრიზების ქვედაფენებში სიჩქარეთა მაჩვენებელს. ზღვის ბრიზებში უმეტესად ქარის საშუალო სიჩქარე 3—6 მ/წმ ფარგლებში იცვლება, ხმელეთისაში კი იგი 1—2 მ/წმ-ზე უფრო ნაკლებია.

დასავლეთ საქართველოს სანაპირო რაიონებში მთა-ხეობათა ქარების მიმართულება ზღვისა და ხმელეთის ბრიზების მიმართულებას ემთხვევა და ურთიერთს აძლიერებს; აღმოსავლეთის ფიონური ქარები დამით აძლიერებს ხმელეთის ბრიზებს. დღისით კი ზღვის ბრიზებს ასუსტებს. კოლხეთის დაბლობზე ხშირია შემთხვევები, როდესაც დღისით ცხელი და მშრალი ფიონური ქარების მოქმედებას ცვლის ზღვის ბრიზები. მათ გამყოფ ზედაპირზე ტემპერატურული კონტრასტი 10° -ჯ კი აღწევს, ხოლო ტენიანობას შორის განსხვავებამ შეიძლება $40-60\%$ -ს და უფრო მეტსაც შეიძლება. ასეთ აშკარად გამოხატულ ფრონტალურ ზედაპირს მეცნიერთა უმრავლესობა ბ რ ი ზ უ ლ ფ რ ო ნ ტ ს უწოდებს.

ზღვის ბრიზების გავლენით საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე მაქსიმალური ტემპერატურები $4-7^{\circ}$ -ით, ხოლო ტემპერატურის ღრედამური ამპლიტუდები $8-10^{\circ}$ -ით ნაკლებია ხმელეთში ღრმად შეჭრილი პუნქტების შესაბამის სიღრმეებზე.

ზღვის ბრიზები საგრძნობლად ზრდის ჰაერის ტენიანობას. ეს გარემოება განსაკუთრებით დაბალი ტენიანობის ფონზეა კარგად გამოხატული. იქ, სადაც ზღვას სტეპები ან ნახევრად უდაბნოები ესაზღვრება, ზღვის ბრიზის დაწყების მომენტიდან შეფარდებითი ტენიანობა ხშირად 40% -ით და მეტით მატულობს. დღის საათებში შავი ზღვის სანაპირო პუნქტებზე შეფარდებითი ტენიანობა $30-50\%$ -ით აჭარბებს ხმელეთში ღრმად შეჭრილი პუნქტების (ქუთაისი, საქ. რა) ტენიანობას.

ბრიზები შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე ტბების, ზელოვნური წყალსაცავების, მდინარეებისა და სხვათა სანაპიროებზე.

ტროპიკულ სარტყელში ზღვის ბრიზები ხმელეთის მიმართულენით 100 კმ და უფრო მეტ მანძილზე ვრცელდება. კოლხეთის დაბლობზე შავი ზღვიდან მონაბერმა ნიაგმა შეიძლება საღამოს საათებში ქ. ქუთაისამდეც (70 კმ) შეიძლება. ხმელეთის ბრიზის ზღვაში გავრცელების მანძილს 10 კმ-მდე ანგარიშობენ.

ბ. მ თ ა-ხ ე ო ბ ი ს ქ ა რ ი მთიანი რელიეფის პირობებში წარმოიშობა. მსგავსად ბრიზებისა, ეს ქარებიც დღეღამური პერიოდულობით ხასიათდება: დღისით მიმართულია ხეობიდან ზემოთ მთისაკენ, ღამით, საწინააღმდეგოდ — მთიდან ხეობისაკენ. ეს ქარები ძირითადად დამახასიათებელია წყნარი ამინდისათვის, როდესაც მოკცემულ ტერიტორიაზე ბარიული ველი მცირე გრადიენტით ხასიათდება. ტროპიკებში იგი მთელი წლის განმავლობაში ქრის, ხოლო ზომიერ განედებზე — წლის თბილ პერიოდში.

მთა-ხეობათა ქარები ფერდობსა და თავისუფალი ატმოსფეროს ერთ და იმავე სიმაღლეზე ჰაერის არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგია. დღისით მთის ფერდობი და მიმდებარე ჰაერის ფენები უფრო ხურდება, ვიდრე ხეობის ზემოთ იმავე სიმაღლეზე თავისუფალი ატმოსფეროს ჰაერის ფენები. იზობარული ზედაპირები მთის ფერდობზე მალა იწევა და ერთმანეთს უფრო მეტად შორდება, ვიდრე თავისუფალ ატმოსფეროში. ბარიული გრადიენტი მიმართულია ხეობიდან ფერდობისაკენ, ხოლო განსაზღვრულ სიმაღლეზე საწინააღმდეგო მხარეს — ფერდობიდან ხეობისაკენ. ღამით ფერდობის გაცივების შედეგად საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი.

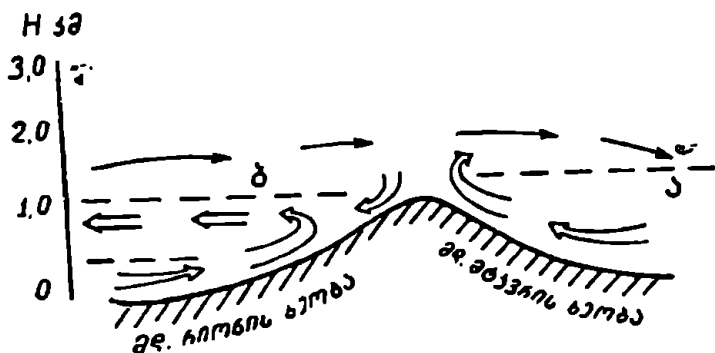
არჩევენ მთა-ხეობათა ქარების ორ ტიპს: ფერდობისა და საკუთრივ მთა-ხეობის ქარებს. მათი წარმოშობის პირობები ერთი და იგივეა, მაგრამ ისინი დამოუკიდებლად მოქმედებენ. ფერდობის ქარი ხეობის ღერძის გარდიგარდმო მოქმედებს, მაშინ, როცა მთა-ხეობისა ამ ღერძის გასწვრივია მიმართული. ეს უკანასკნელი ცირკულაცია კარვადა გამოხატული მაშინ, როცა ხეობა მცირედაა დახრილი და იგი თანდათანობით ფართო ვაკეში გადადის.

საქართველოში მთა-ხეობათა ქარები განსაკუთრებით წლის თბილ პერიოდშია კარგად გამოხატული, მაგრამ ეს მოვლენა ზამთარშიც არ არის იშვიათი, აქ ქარების მიმართულებას ძირითადად ხეობის მიმართულება განსაზღვრავს.

3. ევრონცივის გამოკვლევით, დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთ პუნქტზე (ანასეული, ზუგდიდი, წულუკიძე) ხეობის ქარის ქვედა დინების სიმძლავრე 0,6—0,7 კმ-ს აღწევს (დაკვირვება შემოდგომის თვეებში იქნა ჩატარებული), ხოლო საწინააღმდეგო დინების ფენის სისქე 2—2,5-ჯერ აღემატება პირველს. ამის მიზეზად მას მიანიხნია ის, რომ კავკასიონის მთავარი და მისი პარალელური ქედები არეკლავენ დასავლეთის დინებათა ნაწილს და ამით აძლიერებენ ხეობის ქარის ზედასაწინააღმდეგო ნაკადს. უნდა ვიფიქროთ, რომ ზაფხულის თვეებში ქვედა დინების ფენის სისქე უფრო მეტ სიმძლავრეს მიაღწევს, ვიდრე შემოდგომის თვეებში.

სურამის ქედის დასავლეთ (ჩიონის ხეობა) და აღმოსავლეთ (მდ. მტკვრის ხეობა) ნაწილში, როგორც ეს ნახ. 62-დან ჩანს, ადგილი აქვს ხეობის ქარებს; ეს ქარები მიმართულია მთის თხემისაკენ. მდ. ჩიონის ხეობაში მისი ზედა საწინააღმდეგო დინება კარგადაა შესამჩნევი, მაშინ როცა მტკვრის ხეობაში უშუალოდ ზოგად ცირკულაციურ (გრადიენტური ქარი) დინებებში გადადის, რადგან მათი მიმართულებები ერთმანეთს ემთხვევა. ნახ. 62-დან აგრეთვე ჩანს, რომ მტკვრის ხეობაში ხეობის ქარის ქვედა დინების სიმძლავრე გაცილებ-

ბით აღემატება რიონის ხეობისას. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ხეობის ქარის ვერტიკალურ აგებულებაზე ღიდ გავლენას ახდენს ადგილობრივი და გრადიენტული ქარების მიმართულებათა და სიჩქარეთა შორის ურთიერთთანაფარდობა. თუ ხეობის ქარის მიმართულება შემთხვევა ზოგადი ცირკულაციური ნაკადის მიმართულებას (მდ. რიონის ხეობა), ვითარდება ადგილობრივი ცირკულაციის ორი საწინააღმდეგო დინება: თუ საწინააღმდეგოდ არიან მიმართულნი (მდ. მტკვრის ხეობა), მაშინ ადგილი ექნება მხოლოდ ქვედა დინებას.



ნახ. 62. ხეობის ქარები 3/X—1936 წ. 14 საათზე (მ. ვორონცოვით).
 ა—ქვედა დინების საზღვრები, ბ—ზედა საწინააღმდეგო დინების საზღვარი — გრადიენტული ქარი ⇒ ადგილობრივი ქარი

როგორც ფიგუროვსკის გამოკვლევებიდან ჩანს, თბილისში ხეობის ქარები დღისით აღმოსავლეთიდან ქრის, ხოლო მთის ქარები — ჩრდილო-დასავლეთიდან, ივლისის წყნარ და მოწმენდილ ამინდში ხეობის ქარი მოქმედებს იწყებს დღის 9 საათიდან და მთავრდება 20 საათზე. სხვა თვეებში მათი დაწყება-დამთავრების მომენტები, ცხადია, სხვადასხვა იქნება.

გ. მყინვარული ქარი, მთის ქარის მსგავსად, მოძრაობს მთიდან ხეობის მიმართულებით, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ იგი დღე-ღამის განმავლობაში მიმართულებას არ იცვლის. ეს გამოწვეულია იმით, რომ მყინვარის ზედაპირის ტემპერატურა გაცილებით ნაკლებია მიწისპირა ჰაერის ფენების ტემპერატურაზე და მკვრივი და მძიმეული ჰაერი სიმძიმის ძალით ჩამოედინება ხეობაში. მისი ქვედა დინების სისქე ღიდი არ არის და რამდენიმე ათეულ (ზოგჯერ ასეულ) მეტრს აღწევს.

ა. ხრეიანის გამოკვლევით, ჩრდილო კავკასიაში ბეზინგის მყინვარის ენაზე მყინვარული ქარის სიჩქარე 7 მ/წმ აღწევს, ხოლო ტეისის მყინვარზე — 3.5 მ/წმ-ს, მიმართულება დღე-ღამის განმავლობაში უცვლელი რჩება, ე. ი. ქარი მყინვარის ენიდან ქვემოთ ხეობისაკენ ქრის. ამასთან ტემპერატურის ძლიერ ინვერსიას ჰქონია ადგილი. მყინვარული ქარი მაქსიმალურ სიჩქარეს დღისით ავითარებს, როდესაც ჰაერსა და მყინვარს შორის ტემპერატურათა განსხვავება მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს.

შ. ინაშვილისა და თ. ლაშხის მიხედვით, ხალდეს მყინვარის ენაზე (2600 მ. ზღ. დ.) დღე-ღამის განმავლობაში გაბატონებულია ჩრდილოეთის ქარები, ხოლო უფრო დაბლა — 1040 მ დაშორებით, ხეობაში — (2350 მ. ზღ. დ.) მთა-ხეობის ქარები. როგორც გაზომვებიდან ჩანს, მყინვარული ქარის საშუალო სიჩქარე ივლისში 1.8 მ/წმ, ხოლო აგვისტოში 1.7 მ/წმ-ს აღწევდა.

მყინვარულ ქარებს დიდი გავრცელება აქვს ანტარქტიდის ყინულოვან პლატოებზე. აქ მუდმივ ყინულზე გადაცივებული ჰაერი მისწრაფვის ოკეანის მიმართულებით, საითაც თვით რელიეფია დახრილი და ძალზე დიდ სიჩქარეს ავითარებს.

დ. ფიონი დაღმავალი თბილი და მშრალი ქარია, რომელიც ქრის მთებიდან ქვემოთ ხეობის მიმართულებით, ამიტომ იგი ძირითადად მთიან რაიონებშია გავრცელებული. თავდაპირველად ფიონი ალპებში შეისწავლეს, გავრცელებულია კავკასიონის ქედის როგორც ჩრდილოეთ, ისე სამხრეთ ფერდობზე; ფიონური ქარების მნიშვნელოვანი გამეორებით ხასიათდება საქართველოს ტერიტორია, განსაკუთრებით კი დასავლეთ საქართველო (ქუთაისი, წულუკიძე). წლის განმავლობაში ქუთაისში დღეები ფიონური ქარებით 114-ს შეადგენს, თბილისში — 45, ორჯონიკიძეში — 36 და ა. შ. ერთი დღის განმავლობაში მოქმედი ფიონური ქარების შემთხვევები მნიშვნელოვანია მაგრამ ხდება ხოლმე, როდესაც იგი 2—3 და ზოგჯერ 4—5 დღესაც განუწყვეტლივ მოქმედებს.

რიონის ხეობაში ფიონური ქარები აღმოსავლეთის შემადგენელი ქარებია. აქ მათი წარმოშობის პროცესები ფსევდოადიაბატურს უახლოვდება (თავი V, § 7). მართლაც, როდესაც ამიერკავკასიის აღმოსავლეთი ნაწილი მაღალი წნევის ქვეშაა მოქცეული, ხოლო შავ ზღვაზე დაბალი წნევაა, ბარიული გრადიენტი აღმოსავლეთიდან დასავლეთისკენ მიემართება, აღმოსავლეთიდან შემოჭრილი ჰაერის მასები სურამის ქედის გადალახვის შემდეგ ძირს ეშვება და მისი გათბობა მშრალადიაბატური პროცესით მიმდინარეობს. იგი რიონის ხეობაში გვევლინება როგორც თბილი და ძალზე მშრალი ქარი.

ზაფხულში ფიონი შედარებით იშვიათია. ამ პერიოდში ის ცუდად მოქმედებს ადამიანის შეგარძნებაზე და ამასთან მნიშვნელოვან ზიანს აყენებს სოფლის მეურნეობას.

ფიონს დადებითი მხარეებიც აქვს. ის აშრობს ზედმეტად ტენიან ნიადაგს, აზომიერებს ჰაერის ტენიანობას, ხელს უწყობს ნაყოფის დამწიფებას და აღიდებს მის შაქრიანობას.

აღმოსავლეთის რუმების ქარი, როგორც წესი, თუმცა კოლხეთის მთელ ტერიტორიაზე ფიონურ ზასიას ატარებს, მაგრამ ოროგრაფიული პირობების სხვადასხვაობა (ზღვიდან და მთებიდან არაერთნაირი დაშორება) აპირობებს ცალკეულ რაიონში სხვადასხვა ინტენსივობის ფიონს. როგორც 61-ე ცხრილიდან ჩანს, შეფარდებითი ტენიანობა ფიონების დროს 10—20%-მდე ეცემა; ხეთაში აღნიშნულია შეფარდებითი ტენიანობის დაწევა 3—6%-მდე. ქარის სიჩქარე, ფიონებში მნიშვნელოვანია (10—20 მ/წმ), ზღვის სანაპიროზე (სოხუმი) კი იგი საგრძნობლად სუსტდება.

ცხრილი 61

1951 წლის 22—24 თებერვლის ფიონი
(მ. კორძაბიას მიხედვით)

პუნქტი	რიცხვი	ტემპერატურა			შეფარდებითი ტენიანობა			აღმოს. ქარის სიჩქარე		
		7 ს.	13	21	7	13	21	7	13	21
ქუთაისი	22	4.2	12.4	5.3	36	10	26	12	17	20
	23	4.2	8.8	5.3	33	31	21	20	20	20
	24	4.8	8.4	5.0	29	30	47	10	12	16
ხეთა	22	7.6	15.2	12.4	22	6	3	5	17	20
	23	9.0	11.4	7.6	13	17	27	20	17	17
	24	6.8	11.0	8.2	27	26	31	17	17	17
სოხუმი	22	1.1	14.4	8.2	76	43	50	2	1	1
	23	4.6	15.9	7.5	47	23	42	1	2	2
	24	4.0	13.2	7.1	53	30	51	3	1	1

თბილისში ფიონის დროს ქარის სიჩქარე მეტად ზომიერია, ჰაერის ტემპერატურა იზრდება, ჩვეულებრივ, 3—5°-ით და სინოტივე 20%-ზე დაბლა არ ეცემა. როგორც მ. კორძაბია აღნიშნავს, მისი ზანგრძლივობა აქ მცირეა, ქარის რამდენიმე საათი და ისიც უფრო ზმირად ზამთარში და საღამოს საათებში. მისი აზრით, აქ ფიონები უმეტეს

შემთხვევაში უნდა იყოს ადგილობრივი წარმოშობის (საგურამოს მთებიდან დაშვებული ქარი). არის შემთხვევა, როდესაც ჩრდილო-დასავლეთის ქარი შიდა და ქვემო ქართლში ატარებს ზომიერი სიძლიერის ფიონის ხასიათს. ამ შემთხვევაში ის წარმოადგენს თავისუფალი ატმოსფეროს ფიონს. ამ დროს კავკასიონის მთავარი ქედის გასწვრივ მყარდება მაღალი წნევა და ჰაერი ქვევით ეშვება ქედის ორივე მხარეს.

ამგვარად, ფიონები წარმოშობის მიხედვით შეიძლება იყოს ორი ტიპის: 1. ოროგრაფიული და 2. თავისუფალი ატმოსფეროდან წარმოშობილი. პირველი ტიპის ფიონები კლასიკური ფიონების სახეობას მიეკუთვნება და, როგორც აღვნიშნეთ, წარმოიშობა ჰაერის მასების მიერ მაღალი მთებისა და ქედების გადალახვის შედეგად, ხოლო მეორე — ქედების თხემზე განლაგებული ანტიციკლონიდან დაშვებული და ორივე ფერდობზე დივერგირებული (განშლადი) — დაღმავალი ჰაერის შედეგად.

3. ვორონცოვი დამატებით გამოყოფს (დასავლეთ საქართველოს პირობებისათვის) არეკვლილ ფიონებს. მისი აზრით, ეს ფიონები წარმოადგენს იმ უკუდინებას, რომელიც შედეგია კავკასიონის ქელიდან დასავლეთის ძლიერ დინებათა არეკვლისა. ასეთ ფიონებში ტემპერატურის საგრძნობი მატება და ტენიანობის შემცირება არ შეინიშნება, რადგან ჰაერის დაშვების სიმაღლე დიდი არ არის.

ძლიერი ფიონური პროცესების დროს მაღალი ტემპერატურები და დაბალი ტენიანობა დამახასიათებელია არა მარტო დაბლობი ადგილებისათვის, არამედ კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ზოგიერთი მაღალი პუნქტებისთვისაც (ლებარდე, შოვი და სხვ.). ეს გარემოება განსაკუთრებით აღრე გაზაფხულზე იწვევს მთებში თოვლის ინტენსიურ დნობას და მდინარეთა აღიდებას. ზამთრის თვეებში მას შეუძლია გამოიწვიოს ძლიერი ზეავეები და ა. შ.

ფიონური ქარები ბევრ ქვეყანაშია შემჩნეული. ამ ტიპის ქარებს მიეკუთვნება ჩინური, რომელიც ამერიკის შეერთებული შტატების კლდოვანი მთების აღმოსავლეთ ფერდობებზე ქრის. ზამთარში იგი იმდენად დიდი შეიძლება იყოს, რომ მოკლე დროში 30 სმ სისქის თოვლი ააორთქლოს. მონტანას შტატში 1894 წლის 27-დან 28 დეკემბრამდე ღამით 7/საათის განმავლობაში ფიონური ქარის შედეგად ტემპერატურამ 45° -ით აიწია (-40° -დან $+4,4^{\circ}$ -მდე).

იგი ხშირ მოვლენას წარმოადგენს ყირიმის ნ/კ-ზე, შუა აზიის რესპუბლიკებში, ახალ მიწაზე, გრენლანდიაში, ჩილეში, იაპონიაში და სხვაგან.

ე. ბორა ადგილობრივი ძლიერი ქარია, რომელიც ეშვება მცირე სიმაღლის მთებიდან შედარებით თბილი ზღვის (ოკეანის) მიმართულებით. იგი ხშირი მოვლენაა წლას ეივ პერიოდში. შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე — ნოვოროსიისკის რაიონში. მისი წარმოშობისათვის ხელსაყრელი სინოპტიკური სიტუაცია შემდეგნაირად გამოიყურება: ჩრდილო კავკასიის ტერიტორიას არქტიკიდან წამოსული ცივი ჰაერის მასები იკაეებს და წარმოშობს მძლავრ ანტიციკლონს. შავი ზღვის თბილ ზედაპირზე კი წნევა შედარებით მცირეა. ცივი ჰაერის მასები გასასვლელს პოულობს მარხოტის უღელტეხილზე (450 მ. ზღ. დ.) და აქედან ეშვება შავი ზღვის მიმართულებით. ძირს დაშვებული ჰაერის ადიაბატური გათბობა ძალზე მცირე სიდიდით ხდება (უღელტეხილის სიმაღლის სიმცირის გამო), ამიტომ ინარჩუნებს იგი დაბალ უარყოფით ტემპერატურას. ნოვოროსიისკის სანაპიროზე ბორა გრივალის ხასიათს ატარებს. მისი სიჩქარე 50 მ/წმ-ს აღემატება, ხოლო ტემპერატურა ხშირად — 20—30°-მდე ეცემა. ზღვის ზედაპირიდან ქარის მიერ გამოწვეული შხეფი პაერშივე იყინება. ყინულის ფენა ისე სწრაფად იზრდება, რომ ადამიანი მის მომტვრევასა და ჩამოშორებას ვერ ასწრებს. გემები, ბოძება, ხეები, შენობები და სხვ. იფარება ყინულის სქელი ქერქით და დიდ ზიანს აყენებს მათ.

ბორას მსგავს ქარებს ადგილი აქვს ადრიატიკის ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროზე — ტრიესტის რაიონში, საფრანგეთში — მდ. რონას ხეობაში (მისტრალი), ახალ მიწაზე, ბაიკალის ტბის მიდამოებში, ანტარქტიდაში და სხვ. როგორც აღვნიშნეთ, ბორას დროს მთიდან დაშვებული ჰაერი თბება (ფიონის მსგავსად), მაგრამ ვინაიდან არქტიკული ჰაერის ტემპერატურა ზამთარში საერთოდ დაბალია, ამიტომ ამ პროცესის დროს ყოველთვის ძლიერია სიცივის შეგრძნება. მაგ., ბორას ერთ-ერთი მოქმედების დროს ნოვოროსიისკში ტემპერატურა — 11° იყო, ხოლო ზემოთ მარხოტის გადასასვლელზე — 15°, ე. ი. ტემპერატურის მატება ყოველ 100 მეტრზე 1°-ს შეადგენდა.

ე. შკვალა ძალზე ხანმოკლე გრივალისებრი ქარია და თავისი მოულოდნელობით დიდი უბედურების გამოწვევა შეუძლია. იგი ცვალებადი მიმართულებისაა; სიჩქარე რამდენიმე წუთში იმდენად მატულობს, რომ ის გრივალის ხასიათსღებულობს.

შკვალი ძირითადად მძლავრ გროვა-წვიმის ღრუბლებთანაა დაკავშირებული; ვინაიდან ეს უკანასკნელი შეიძლება ადგილობრივი კონვექციის ან ცივი ფრონტის ღრუბლებს წარმოადგენდეს, ამიტომ არჩევენ შიდა მასობრივ და ფრონტალურ შკვალს.

შვეალი წარმოიშობა კონვექციური გროვა-წვიმის ღრუბლების წინა ნაწილში, სადაც ადგილი აქვს ჰაერის ძლიერ აღმავალ დენებს, ხოლო მის ცენტრალურ და ბოლო ნაწილში — დაღმავალ დენებს.

ფრონტალური შვეალი შეინიშნება ერთდროულად მთელი ფრონტის ხაზზე 500 მეტრიდან 6 კმ სიგანის ზოლში. ფრონტის წინ, ჩვეულებრივ, სუსტი ქარი ქრის, ხოლო შემდეგ იგი მკვეთრად იცვლის მიმართულებას და ძლიერდება.

ღრუბლებს შვეალური პროცესების განვითარების სტადიაში ძლიერ დამახასიათებელი სახე აქვს: შავი, დაფლეთილი კიდეებით ეშვება ძირს; მათ სიღრმეში წვიმა თეთრი ფარდასავით მოჩანს; ქვედა მხარე თავის ფორმას ყოველ წამს იცვლის.

ზ. ქ ა რ - ბ ო რ ბ ა ლ ა წარმოადგენს მცირე მასშტაბის ჰაერის კორიანტულ მოძრაობას ვერტიკალური ღერძის გარშემო. მისი დიამეტრი მერყეობს ათეული მეტრიდან ასეულ და ზოგჯერ 1500—2000 მეტრამდე. ქარ-ბორბალას კოლოსალური ძალის შეფასებისათვის მოვიყვანთ ზოგიერთ მაგალითს:

1853 წელს ყირიმის ნახევარკუნძულზე ქარ-ბორბალამ ჰაერში აიტაცა ათი დატვირთული ურემი, დაატრიალა იგი და დედამიწაზე დაანარცხა. 1845 წელს საფრანგეთის ერთ-ერთი ქალაქის სამი ძაფსართავი ფაბრიკიდან მან კვალისკი არ დატოვა: სართავი დაზგების ნაწილები რამდენიმე კილომეტრის მანძილზე გადაისროლა.

1904 წლის 29 ივნისს ქარ-ბორბალამ სამხრეთ-აღმოსავლეთის მხრიდან გადაუარა მოსკოვს, შეიღი სოფელი დაანგრია, ხოლო შიგ მოსკოვში ჰაერში აიტაცა საცხოვრებელი სახლები, სახურავები, ამიანები, პირუტყვი, ეტლები და სხვ.

ზღეებისა და ოკეანეების ზედაპირზე ქარ-ბორბალას ევროპაში „სმერჩს“ უწოდებენ, ხოლო ჰმელეთის ზედაპირზე — „ტრომბს“; ამერიკის შეერთებულ შტატებში იგი „ტორნადოს“ (ესპანურად — მოტრიალე) სახელითაა ცნობილი.

ქარ-ბორბალას წარმოშობის ფიზიკური არსი ჯერ კიდევ საბოლოოდ შესწავლილი არ არის. ა. ვეგენერის მიხედვით, მისი წარმოშობა დაკავშირებულია გროვა-წვიმის ღრუბლებთან, რომლის წინა ნაწილში ჩნდება ჰაერის პორიზონტალური მოძრაობა, მისი უშუალო გაგრძელებაა ვერტიკალური კორიანტული მოძრაობა, რომელიც შეადგენს პირველის მოხრილ ნაწილს და უშუალოდ ეშვება დედამიწის ზედაპირზე. დედამიწასთან მოახლოებისას იგი ეიწროვდება (სპილოს ხორთუმის მსგავსად); მექანიკის კანონის თანახმად მისი ბრუნვითი მოძრაობის სიჩქარე მატულობს და ხშირად 100—120 მ/წმ აღემატება.

ს. ხრომოვის აზრით, ქარ-ბორბალას წარმოშობა დაკავშირებულია ატმოსფეროს განსაკუთრებით ძლიერ არამდგრად სტრატეფიკაციასთან, ხოლო ფრონტის სიანლოვე სტიმულს აძლევს მის განვითარებას.

ქარ-ბორბალაში ბრუნვითი სპირალისებრი მოძრაობა წარმოშობს ცენტრიდანულ ძალებს, რომლებიც ჰაერის ზედაფენებში იწვევს ვერტიკალური ღერძის გაწვრივ ჰაერის სწრაფ განდევნას ცენტრიდან პერიფერიისაკენ. ცენტრში წნევა იმდენად ეცემა, რომ ზღვებში მას დიდი სიღრმიდან შეუძლია თევზებისა და მელნების შეწოვა, ხოლო ხმელეთზე — სხვადასხვა საგნებისა.

ატმოსფეროს ცირკულაცია

§ 1. ცნობილი ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის შესახებ

ატმოსფერო რთულ და განუწყვეტელ მოძრაობაშია; ჰაერის მოძრაობის ტრაექტორია დროს უმცირეს მონაკვეთში მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. ყოველდღიურ სინოპტიკურ რუკებზე განსაკუთრებით კარგად ჩანს ატმოსფეროს მოძრაობის ნაირსახეობა და მათი გეოგრაფიული განაწილების თავისებურებანი. ატმოსფეროს მოძრაობა იმდენად მრავალფეროვანია, რომ ჰაერის მოძრაობის ერთი და იმავე სურათის გამეორების ალბათობა ძალიან მცირეა და შეიძლება ნულის ტოლად ჩაეთვალოს.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის ძირითად რგოლს წარმოადგენს სხვადასხვა სიდიდის გრიგალისებრი მოძრაობა, რომელთა შორის პირველ ყოვლისა აღსანიშნავია დიდი მასშტაბის ციკლონები და ანტიციკლონები. ეს უკანასკნელნი წარმოიშობიან, ვითარდებიან და ქრებიან ტროპიკებისგარე მატერიკებისა და ოკეანეების ზედაპირზე. ისინი ვერტიკალური მიმართულებით მოიცავენ მთლიანად ტროპოსფეროს და სტრატოსფეროს ქვედაფენებს, მათი მეშვეობით ხდება ჰაერის გაცვლა მერიდიანული მიმართულებით.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სისტემაში გარკვეული ადგილი უკავია მცირე მასშტაბის ადგილობრივი ცირკულაციის პროექციებს (ბრიზები, მთა-ხეობის ქარები, ფიონები, ბორა და სხვ.); ისინი წარმოადგენენ ჰაერის ძირითად დინებათა ადგილობრივ სახეცვლილებებს.

ატმოსფეროს მოძრაობის საერთო სისტემაში ჰაერის გადანაცვლების პორიზონტალური შემადგენელი გაცილებით სქარბობს ვერტიკალურს; მიუხედავად ამისა, ამ უკანასკნელის როლი დედამიწის ზედაპირზე ამინდიანობის ფორმირებაში მნიშვნელოვანია.

ატმოსფეროს ცირკულაციის ძირითადი სახეობა ჰაერის ისეთი მსხვილმასშტაბიანი მოძრაობაა, რომელიც, ერთი მხრივ, ეკვატორსა და პოლუსებს შორის, ხოლო მეორე მხრივ, ოკეანეებსა და კონტინენტებს შორის რადიაციული ბალანსის სხვადასხვაობითაა გამოწვეული. ასეთი ცირკულაციის შედეგად ხდება ჰაერის მასების განუწყვეტელი ცვლა მერიდიანული მიმართულებით და განედების გასწვრივ, რომელსაც **ზონალურ ცირკულაციას** უწოდებენ.

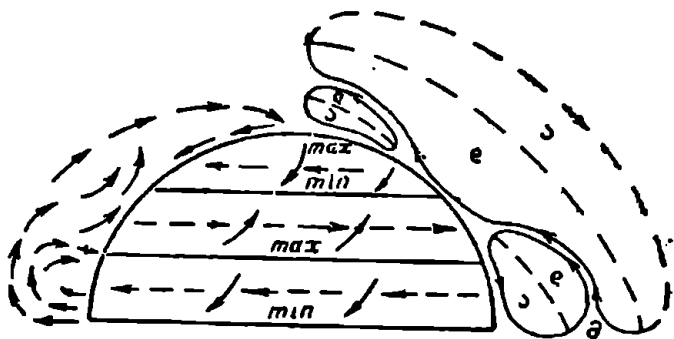
ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია ეწოდება ყველა სახის დიდი მასშტაბის ჰაერის დინებათა ერთობლიობას, რომელიც განაპირობებს ჰაერის მასების გაცვლას პორიზონტალური და ვერტიკალური მიმართულებით.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციური პროცესები ძირითადად გასაზღვრავს ამინდიანობის რეჟიმს და მისი ცვლილების ხასიათს, რის გამოც იგი წარმოადგენს ერთ-ერთ კლიმატწარმოშობ ფაქტორს.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის განუწყვეტელი ცვლილების მიუხედავად, მას გააჩნია მდგრადი თავისებურებანიც, რომელნიც წლიდან წლამდე მეორდება. ამ თავისებურებათა გამოვლენა შესაძლებელია იმ კლიმატური რუკების მეშვეობით, სადაც მოცემულია არა მარტო ჰაერის დინების, არამედ წნევის განაწილების მრავალწლიური საშუალო სურათი.

ქარის მიმართულება ხახუნის ფენის ზემოთ ძირითადად ზონალური: ტროპიკულ და პოლარულ სარტყელში იგი აღმოსავლურია, ხოლო ზომიერში — დასავლური. ხახუნის ფენებში (მიწისპირა ფენებში) იგი გადაიხრება იზობარების მიმართულებიდან ბარიული გრადიენტის მხარეს, ხოლო ეკვატორულ ზონაში, სადაც დედამიწის ბრუნვის გადამხრელი ძალა ნულის ტოლია — ქარი ბარიულ გრადიენტს უახლოვდება (ნახ. 63); როგორც ჩანს, ჰაერის ქვედაფენებში ცირკულაციის ზონალობა ირღვევა; ეს ძირითადად გამოწვეულია ციკლონებითა და ანტიციკლონებით. ნაკლებ მოძრავი ციკლონები და ანტიციკლონები ჩაკეტილი იზობარებით, წარმოშობენ რა ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრებს, განაპირობებენ ჰაერის მოძრაობას მერიდიანული მიმართულებით: ციკლონი დასავლეთ და ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ჰაერის ნაკადი ჩრდილოეთიდან მოედინება (ჩრდილოეთ ნახევარსფერო), ხოლო ციკლონი აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე — სამხრეთიდან. როგორც ვხედავთ, ზონალურთან ერთად ადგილი აქვს მერი-

დიანულ ცირკულაციას, რომელიც იწვევს სითბოს გაცვლას მაღალ და დაბალ განედებს შორის. განედებს შორის ჰაერის გაცვლა რომ არ ყოფილიყო, დედამიწის ზედაპირზე ადგილი ექნებოდა რადიაცი-



ნახ. 63. ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სქემა.
 - - - ხახუნის ფენის ზემოთ, — — ხახუნის ფენაში

ული წონასწორობის ტემპერატურას, რომელსე . უფრო მეტი იქნებოდა დაბალ განედებზე და ნაკლები — ზომიერ და მაღალ განედებზე, სინამდვილეში არსებულ ტემპერატურებთან შედარებით (ცხრ. 62).

ც ხ რ ი ლ ი 62

სხივერი წონასწორობისა და ნამდვილი ტემპერატურების განაწილება განედების მიხედვით

ტემპერატურა	გ ა ნ ე დ ი (გ რ ა დ.)									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
სხივერი წონასწორობა	39	36	32	22	8	-6	-20	-32	-41	-44
ნამდვილი	26	27	25	20	14	6	-1	-9	-16	-22
სხეობა	--13	-9	-7	-2	6	12	19	23	23	2

როგორც ჩანს, მაღალი განედები ტროპიკებიდან იღებენ დამატებით სითბოს: პოლარული აუზიდან მონადენი სიცივე კი ტროპიკებში იწვევს ტემპერატურის დაწევას. როგორც ვხედავთ, სინამდვილეში ტემპერატურული კონტრასტი პოლუს-ეკვატორი (48°) 35°-ით ნაკლებია სხივერი წონასწორულთან შედარებით (83°).

მერიდიანული ცირკულაციის სქემა ერთგვაროვანია და თავისი ღერძის გარშემო მბრუნავი დედამიწისათვის შეიძლება წარმოვიდგინოთ ვერტიკალური რგოლების სახით (ნახ. 63); პირველი რგოლია პასატური ცირკულაცია; ეკვატორის რაიონში ძლიერი ინსოლაციის შედეგად გახურებული ჰაერი აღმავალ დენას განიცდის და გარკვეულ სიმაღლეზე ანტიპასატის სახით მიედინება პოლუსებისაკენ — წნევის გრადიენტის მიმართულებით (კორიოლისის ძალა აქ ხულის ტოლია). აღნიშნული დინება დაახლოებით 10—15°-დან თანდათანობით განედურ მიმართულებას იღებს და სუბტროპიკულ განედებზე ძირს ეშვება. აქ წარმოიშობა მაღალი წნევის ზონა. ქვედაფენებში ჰაერის ნაწილი ჩრდილო-აღმოსავლეთის (სამხრეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-აღმოსავლეთის) პასატების სახით ეკვატორისაკენ მიედინება, ხოლო ნაწილი ზომიერი და მაღალი განედებისაკენ, დასავლეთის შემადგენელი დინებების სახით.

ეს თბილი დინებები დაახლოებით 60—65° განედზე ხედება პოლარული აუზიდან მონადენ ჩრდილო-აღმოსავლეთის (სამხრეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-აღმოსავლეთის) ცივ დინებებს, განიცდის მასზე აღმასრიალს და წარმოშობს პოლარულ ფრონტს, სადაც ჩნდება ცირკულაციის მეორე დახშული რგოლი.

ტროპოსფეროს ზედა მეორენახევარსა და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში ჰაერის ნაკადის მიმართულებებს შორის განსხვავება ქრება და ყველა ზონაში ადგილი აქვს ჰაერის მასების დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ გადატანას. ეს იმიტია გამოწვეული, რომ ეკვატორის მაღალ ფენებში მაღალი წნევა მყარდება, პოლუსების მიმართულებით კი — დაბალი; ამიტომ ბარიული გრადიენტიც ინარჩუნებს ერთ საერთო მიმართულებას — ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ. პოლუსების თავზე დაახლოებით 16—20 კმ სიმაღლეზე დასავლეთის შემადგენელი დინებები განშტოვდება და უკვე აღმოსავლეთის შემადგენელი ქარების სახით ეკვატორს უბრუნდება. აქ წარმოიშობა ტროპოსფერო-სტრატოსფეროს მესამე ცირკულაციური დახშული რგოლი, რომელიც ერთ სისტემაში აერთიანებს ზემოაღნიშნულ ორივე რგოლს.

ატმოსფეროს ზონალური და მერიდიანული ცირკულაციის ზემოთ მოყვანილი ზოგადი სქემა მნიშვნელოვნად უფრო რთულია, რადგან კონტინენტებსა და ოკეანეებს არსებითი ცვლილებები შეაქვთ ატმოსფეროს ცირკულაციაში.

კონტინენტებისა და ოკეანეების როლი ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრების წარმოშობაში ძალზე დიდია. მათი გავლენა უშუალოდ ვლინდება ტროპოსფეროს თერმობარიული სიმაღლითი,

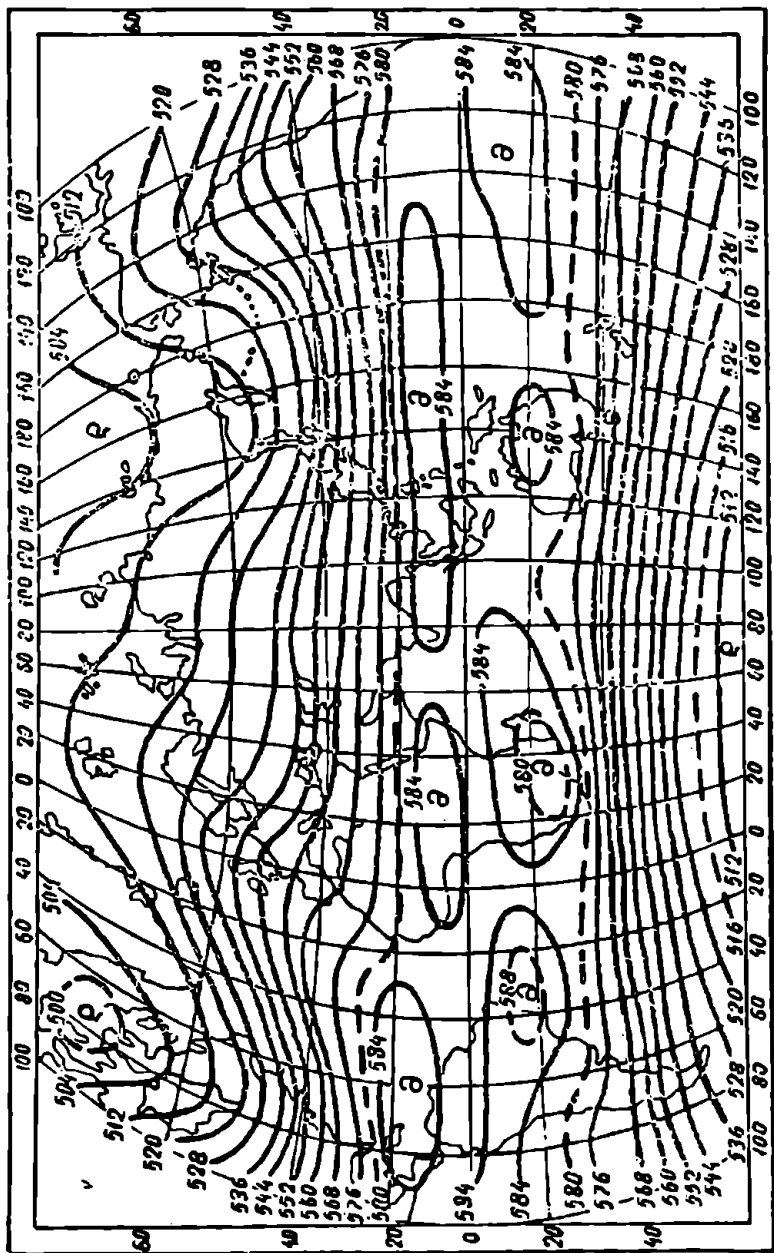
ველის სტრუქტურის ცვლილების მეშვეობით. ზამთარში ზღვებსა და ოკეანეებზე მაღალი ტემპერატურის გამო თავისუფალი ატმოსფეროს გარკვეულ სიმაღლეზე წარმოიშობა მაღალი წნევის არე, ხოლო ცივი კონტინენტის ამავე სიმაღლის ჰაერის ფენებში — დაბალი წნევის არე.

როგორც ვხედავთ, წნევათა განაწილება სხვადასხვა სიმაღლეზე თანდათანობით უახლოვდება მიწისპირა ფენებში ტემპერატურების განაწილებას. მაშასადამე, ბარიულ სისტემათა ასეთი განაწილება განოიწვევს გარკვეულ სიმაღლეზე ჰაერის დენას ზღვიდან ხმელეთისაკენ და, მაშასადამე, ოკეანეთა ზედაპირის ჰაერის მიმდებარე ფენებში ციკლონის, ხოლო ხმელეთზე — ანტიციკლონის წარმოშობას. ზაფხულის სეზონში პროცესი შებრუნებულად მიმდინარეობს.

ოკეანეებისა და კონტინენტების განაწილების გავლენა ცირკულაციის ინტენსივობაზე მატულობს ტროპიკული ზონიდან ზომიერი ზონის ჩრდილოეთ საზღვრამდე და ამიტომაც ამ უკანასკნელში ბარიული ცენტრები, განსაკუთრებით ზამთარში მეტი სიძლიერით გამოირჩევა. ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს ბარიული ტროპოგრაფიის რუკებზე.

განვიხილოთ ხ. პოდოსიანის მიერ შედგენილი აბსოლუტური ტროპოგრაფიის 500 მბ იზობარული ზედაპირის საშუალო რუკები ზამთრისა და ზაფხულის სეზონისათვის (ნახ. 64, 65).

პირველ ყოვლისა რაც ზამთრისა და ზაფხულის AT_{500} მბ რუკებიდან თვალში გვეცემა, ეს ისაა, რომ არქტიკისა და ანტარქტიკის რაიონში დაახლოებით 5 კმ სიმაღლეზე დაბალი წნევის არე წარმოიშობა, ხოლო ტროპიკულ განედებზე — მაღალი. აქ იზოპიფსები თითქმის განედებს გაუყვება და გეოპოტენციალის გრადიენტი ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ მიემართება; ამიტომაც, რომ ჰაერის დინებებს ძირითადად ზონალური ხასიათი აქვს, ე. ი. ის დასაველეთიდან აღმოსავლეთისაკენაა მიმართული; მაგრამ, როგორც (ნახ. 64-დან ჩანს, აღნიშნულ სიმაღლეზე ზამთარში ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა დიდი სიძლიერითაა გამოსახული: იზოპიფსები ოკეანეების ზედაპირზე დივერგენციას (გაშლას) განიცდის, ხოლო ხმელეთზე — კონვერგენციას და განაპირობებს მაღლივი ფრონტალური ზონის წარმოშობას (აქ იზოპიფსები ძლიერ მჭიდროვდება). მკვეთრადაა გამოხატული სიცივის ღარი კონტინენტების აღმოსავლეთ სანაპიროებზე, სადაც ციკლონების ჩასახვა და განვითარება წარმოებს; აქ იზოპიფსები მიემართება ჩრდილო-აღმოსავლეთით და წარმოშობს ისლანდიისა და ალეუტის ბარიულ მინიმუმს. ეს გარემოება იწვევს



ნახ. 64. ამსოლტური ტოპოგრაფიის 500 მმ. ზედაპირის რუკა (17500) დაეშვებრი-თებურული

აღნიშნულ უბნებში ზონალური ცირკულაციის რღვევას და ცირკულაციის მერიდიონალური შემადგენელის განვითარებას. ზაფხულის პერიოდში (ნახ. 65) ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ატმოსფეროს ცირკულაცია ზონალურს უახლოვდება; გამონაკლისია ევრაზიის კონტინენტი, სადაც მისი გადახურების შედეგად მაღალ ფენებში ადგილი აქვს კარგად გამოხატულ იზოპიფსთა დივერგენციას. საყურადღებოა, რომ ზაფხულის გეოპოტენციალის გრადიენტის სიდიდე გაცილებით ნაკლებია ზამთრისაზე; ეს იმიტომ გამოწვეული, რომ განსახილველი ნახევარსფეროს პოლარული რაიონები ზაფხულში სითბოს დიდ რაოდენობას იღებს და ტემპერატურული კონტრასტ-პოლუს-ეკვატორი ზამთრის სეზონთან შედარებით მცირეა.

სამხრეთ ნახევარსფეროში ქვეფენილი ზედაპირის ერთგვაროვნების გამო (წყლის ზედაპირი) იზოპიფსები განედების პარალელური არიან და ამიტომ როგორც ზამთარში, ისე ზაფხულში ატმოსფეროს ცირკულაცია სუფთა ზონალურ ხასიათს ატარებს.

განვიხილოთ უფრო დეტალურად ატმოსფეროს ცირკულაციური პირობები ცალკეული ზონების მიხედვით.

§ 2. პაერის მასების ზონალური გეოგრაფიული ტიპები და კლიმატური ფრონტები

პაერის მასების ფორმირება რადიაციული და ცირკულაციური ფაქტორების ერთობლივი ზემოქმედების შედეგად ხდება; პაერის მასის ფიზიკური თვისებები დამოკიდებულია გეოგრაფიულ მდებარეობაზე, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათზე, წლის დროზე და სხვ.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის პირობები ხელს უწყობს ზოგიერთ ბარიულ ცენტრში (იქ, სადაც პაერის მასების მოძრაობის სიჩქარე ქვედაფენებში ძლიერ შემცირებულია) პაერის მასების ფორმირებას; ასეთებია: ეკვატორული დეპრესია, სუბტროპიკული ანტიციკლონებისა და კონტინენტის ზაფხულის დეპრესიის რაიონი, ზომიერი განედების ზამთრის ანტიციკლონები და ჩრდილოეთი და სამხრეთი ნახევარსფეროების პოლარული ანტიციკლონები, ისლანდიის მინიმუმის რაიონი და სხვ. აღნიშნულ რაიონებში პაერის მასები ზანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში იძენს შესაბამის ფიზიკურ თვისებებს — ტემპერატურისა და ტენშემცველობის გარკვეულ სიდიდეს, ვერტიკალური სტრატოფიკაციის ხასიათს და სხვ. ზემომოყვანილი ფორმირების რაიონების მიხედვით არჩევენ პაერის მასების შემდეგ გეოგრაფიულ ტიპებს: არქტიკულს (ანტარქტიკულს), პოლარულს, ტროპიკულსა და ეკვატორულს. იმისდა მიხედვით, თუ

რომელ ზედაპირზე ფორმირდებიან ისინი — ზღვაზე თუ კონტინენტზე, არჩევენ ამ ჰაერის მასების ზღვიურ და კონტინენტურ სახესხვაობებს. ატმოსფეროს ზოგადი ცარკულაციის მექანიზმის მეშვეობით სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასები განიცდის გადაადგილებას სხვა გეოგრაფიული რაიონისაკენ, რის გამოც იცვლება მისი თვისებები; მაგრამ ზოგიერთი ფიზიკური მახასიათებელი შეიძლება მდგრადობით ხასიათდებოდეს.

1. არქტიკული ჰაერის (აჰ) ფორმირება არქტიკის აუზში ხდება, 65—70° პარალელის ჩრდილოეთით: ტემპერატურა დაბალია, ხვედრითი ტენიანობა მცირე, ხოლო შეფარდებითი — მაღალი. ჰაერის მდგრადობა განსაკუთრებით ზამთარშია მკვეთრად გამოსახული (მძლავრი ტემპერატურული ინვერსიები). არქტიკული ჰაერის ვერტიკალური სიმძლავრე ფორმირების რაიონში 4—6 კმ-ს უდრის.

არქტიკული ჰაერი, გადაინაცვლებს რა გრენლანდიისა და ნორვეგიის გაუყინავი ზღვების ზედაპირზე, ქვედაფენებში მცირეოდენ თბება და ტენიანდება, რის გამოც უფრო არამდგრადი ჰდება და ზღვიურ-არქტიკული ჰაერის (ზაჰ) თვისებებს იღებს.

კონტინენტური არქტიკული ჰაერი (კაჰ) იჭრება საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე ბარენცისა და კარის გაყინული ზღვებიდან და ტაიმირის ნახევარკუნძულიდან. იგი მნიშვნელოვნად ცივია და ტენით ღარიბი, ზამთარში ძლიერი მდგრადობით ხასიათდება და ევრაზიის კონტინენტის ზომიერ განედებზე ტრანსფორმირდება კონტინენტურ პოლარულ ჰაერად (კპჰ). ზომიერ განედებზე შემოჭრილი კაჰ-ში ვითარდება ანტიციკლონები. ამ ჰაერის შემოჭრა სამხრეთ რაიონებში უმთავრესად ჰდება ციკლონების ცივი ფრონტის ზურგში მძლავრი ანტიციკლონებიდან.

2. პოლარული ჰაერის მასები ფორმირების კერის მიხედვით შეიძლება იყოს ზღვიური და კონტინენტური წარმოშობის. ზღვიური პოლარული ჰაერის (ზპჰ) ფორმირება ზომიერი განედების ზღვებსა და ოკეანეებზე მიმდინარეობს. დასავლეთ ევროპაში და საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე იგი მოედინება დასავლეთიდან ატლანტიკის ოკეანისა და ხმელთაშუა ზღვის გავლით, სამხრეთიდან — შავი ზღვის გავლით. ზამთარსა და ზაფხულში ატლანტიკიდან წამოსული ჰაერი აშკარად არამდგრადად სტრატოფიციკრებულ მასას წარმოადგენს. იგი იწვევს არამდგრად ამინდს თავსხმა ნალექებით და, რაც მთავარია, დასავლეთ ევროპისა და საბჭოთა კავშირის დასავლეთ და ჩრდ. დასავლეთ რაიონებში ლელმიან დღეებს. ზაფხულში ზპჰ ევროპაში წარმოდგენილია როგორც ცივი არამდგრადი მასა.

კონტინენტური პოლარული ჰაერი (კპ) ფორმირდება ევრაზიის კონტინენტზე მონადენი სხვადასხვა ჰაერის მასების ძირითადი თვისებების ტრანსფორმაციის შედეგად. ამიტომ, კპ ფიზიკური მდგომარეობა შეიძლება მრავალგვარი იყოს და რაიმე განსაზღვრული მდგრადი თვისებების გამოყოფა წლის რომელიმე პერიოდისათვის გაძნელდეს: ფორმირება ძირითადად მიმდინარეობს ზპპ, კპ და ზპპ ხარჯზე. ფიზიკური პროცესების ხასიათის მიხედვით ზამთარში ისინი ძლიერ ემსგავსებიან არქტიკულ ჰაერს, ხოლო ზაფხულში კონტინენტურ ტროპიკულ ჰაერს (კტპ). ვინაიდან ზამთარში მისი ფორმირება მიმდინარეობს თოვლით დაფარულ და ძლიერ გადაცივებულ ხმელეთის ზედაპირზე (საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორია, ციმბირი), ამიტომ მისი ქვედაფენები ძალზე დაბალი ტემპერატურით ხასიათდება (-50° , -70°) და მდგრადადაა სტრათიფიცირებული. ზაფხულში კპ წარმოადგენს უფრო მეტად ადგილობრივ არამდგრად ჰაერის მასას კონვექციური ღრუბლებითა და თავსხმა ნალექებით.

3. ზღვის ტროპიკული ჰაერი (ზტპ) ძირითადად წარმოიშობა სუბტროპიკული მაღალი წნევის სარტყელში, განსაკუთრებით კი ატლანტიკის და წყნარი ოკეანეების ზედაპირზე. ჩრდილო-აღმოსავლეთის პასატები, რომლებიც მოძრაობს ზემოაღნიშნული ანტიციკლონებიდან, წარმოადგენს ზღვის ტროპიკულ ჰაერს. ზაფხულში ხმელეთზე ისინი გვევლინებიან როგორც გრილი არამდგრადი ჰაერის მასები, ზამთარში კი როგორც მდგრადი ჰაერის მასები.

კონტინენტური ტროპიკული ჰაერის (კტპ) ფორმირების კერაა ტროპიკული უდაბნოები და ველები. წლის თბილ პერიოდში იგი შეიძლება წარმოიშვას აგრეთვე ბალკანეთში, მკორე აზიაში, შუა აზიაში, საბჭოთა კავშირის სამხრეთ რაიონებში, მონღოლეთში, ჩრდილო ჩინეთში და სხვ. კტპ წარმოადგენს მშრალ, ძლიერ გადახურებულ არამდგრად მასას. მიუხედავად ამისა, აქ ღრუბლები არ წარმოიშობა, რადგან კონდენსაციის დონე დიდ სიმაღლეზე მდებარეობს და ჰაერის აღმავალი დენები აღნიშნულ დონეზე დაბლა ქრება.

4. ეკვატორული ჰაერი (ეპ) ფორმირდება ეკვატორის ზონის თბილი ოკეანეებისა და ნოტიო ტროპიკული ტყით დაფარულ კონტინენტების ზედაპირზე. ეს მასები ტრანსფორმირებული ტროპიკული ჰაერია, რომელიც პასატების სახით გვევლინება ეკვატორზე.

ზემოაღწერილი სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასები მოძრაობის პროცესში ურთიერთშეხებაში და განუწყვეტელ ურთიერთქმედებაში იმყოფება. თუ მათ მდგომარეობას საშუალო მრავალწლიურ ას-

პექტში განვიხილავთ, მაშინ მივიღებთ კლიმატოლოგიურ რუკას განსაზღვრული გეოგრაფიული ტიპის მთავარი ფრონტებით, რომელთაც კლიმატოლოგიურ ფრონტებს უწოდებენ. კლიმატოლოგიური ფრონტების განლაგება მკვიდროდაა დაკავშირებული ატმოსფეროს მოქმედების კლიმატოლოგიური ცენტრების — ციკლონებისა და ანტიციკლონების განლაგებასთან და მასთან დაკავშირებულ ჰაერის დინებებთან. კლიმატოლოგიურ ფრონტებს სხვადასხვა სეზონში სტაციონარული მდგომარეობა უკავია; მაგრამ სინამდვილეში ფრონტების მდგომარეობა და რაოდენობაც მკვეთრად განსხვავდება ფრონტების მრავალწლიური საშუალო განაწილებისაგან. ციკლონური მოქმედების ზეგავლენით ფრონტები წარმოიშობა, გადაადგილდება და შემდეგ ქრება. ისინი მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდიან და დედამიწის სხვადასხვა წერტილში ამინდიანობის თავისებურ პირობებს ქმნიან.

კლიმატოლოგიური ფრონტების განლაგება და მისი დახასიათება პირველად საბჭოთა მეცნიერმა პროფ. ს. ხრომოვმა მოგვცა. არჩევენ სამი სახის კლიმატოლოგიურ ფრონტს: არქტიკულს (ანტარქტიკულს), პოლარულსა და ტროპიკულს (იხ. ნახ. 58 და 59).

ა) არქტიკული (ანტარქტიკული) ფრონტი (აფ) არქტიკული და პოლარული ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირია: ფაქტიურად იგი არქტიკული ჰაერის სამხრეთით გავრცელების საზღვარია; ეს ფრონტი ძირითადად ორი შტოთია წარმოდგენილი: ატლანტიკურ-ევროპულით და ამერიკის აფ-ით. არქტიკულ ფრონტზე ხშირად იქმნება პირობები ციკლონების წარმოშობისათვის, რაც თავისი გადაადგილების პროცესში იწვევს არქტიკული ჰაერის სამხრეთ რაიონებში შემოქრას.

ბ) პოლარული ფრონტი, არქტიკულის მსგავსად, დედამიწის გარშემო ერთ მთლიან სარტყელს არ ქმნის, იგი წარმოდგენილია ცალკეული განშტოებებით. ეს ფრონტი გამოყოფს პოლარულ ჰაერს ტროპიკულისაგან. იგი წლის ცალკეულ სეზონებში მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის: ზამთარში ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში გაკიმულია ატლანტიკის ოკეანეზე — ფლორიდიდან ლამანშამდე, წყნარ ოკეანეზე — ფილიპინების კუნძულებიდან კანადის დასავლეთ სანაპირომდე, ხმელთაშუა ზღვაზე და ირანის, ავღანეთისა და ტიბეტის ზეგნებზე.

ზაფხულში პოლარული ფრონტი ჩრდილოეთით გადაადგილდება და იგი 40—60° განედებს შორის გაუყვება. აღნიშნულ ფრონტებზე ვითარდება ინტენსიური ციკლონური პროცესები, რომელთაც დიდი

მნიშვნელობა ენიჭებათ ზომიერი განედების ამინდისა და კლიმატის ფორმირების საქმეში.

სამხრეთ ნახევარსფეროში პოლარული ფრონტი ზაფხულში ძირითადად განლაგებულია ოკეანეთა ზედაპირზე, მაგრამ ზამთარში ისინი სამხრეთით გადაინაცვლებენ და უახლოვდებიან ავსტრალიის, აფრიკისა და სამხრეთ ამერიკის სამხრეთ სანაპიროებს.

გ) ტროპიკული ფრონტი (ტფ) ტროპიკული და ეკვატორული ჰაერის მასების გამყოფი ზედაპირია. აღნიშნული მასების გადატანა ორივე ნახევარსფეროს პასატური დინებების მეშვეობით ხდება.

ტროპიკული ფრონტი ზამთარშიც და ზაფხულშიც თითქმის უწყვეტ ზოლად უვლის დედამიწას. ზამთარში იგი უმეტესად სამხრეთ ნახევარსფეროშია წარმოდგენილი, ზაფხულში — მთლიანად ჩრდილოეთში. ზაფხულში ტროპიკული ფრონტი აზიაში ჰიმალაის ქედის თხემამდე გადაადგილდება. ეს გამოწვეულია კონტინენტის ძლიერი გადახურებით. იმ ტერიტორიას, რომელიც მოთავსებულია ტროპიკული ფრონტის ზამთრისა და ზაფხულის მდებარეობას შორის, ეკვატორული მუსონების ზონას უწოდებენ. ტროპიკულ ფრონტზე ვითარდება ინტენსიური ციკლონური პროცესები.

§ 2. სიჩაულასია ტროპიკაჟში

პასატები. საშუალო მრავალწლიური წნევებისა და გაბატონებული ქარების განაწილება (ნახ. 58 და 59) ტროპიკულ სარტყელში სამი პარალელური ზონის გამოყოფის საშუალებას იძლევა: სუბტროპიკული მაღალი წნევის ზონა, პასატების ზონა და ეკვატორული დაბალი წნევის ზონა; ამ უკანასკნელს აგრეთვე ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროების პასატების შეხვედრის (კონვერგენციის) ზონასაც უწოდებენ.

სუბტროპიკული ანტიციკლონები უფრო მკვეთრად ოკეანეთა ზედაპირზეა გამოსახული და ორივე ნახევარსფეროს ზამთარში მათი ცენტრები ეკვატორისაკენ გადაინაცვლებს, ხოლო ზაფხულში — პირიქით, შორდება. ტროპიკულ ცირკულაციაში მონაწილეობს მხოლოდ მისი სამხრეთი (სამხრეთ ნახევარსფეროში ჩრდილოეთი) პერიფერია, რომლის იზობარებიც განედებს პარალელურად გაუყვება.

სუბტროპიკული ზონის ანტიციკლონებსა და ეკვატორულ დეპრესიას შორის ჰაერის გაცვლა პასატებისა და ანტიპასატების მეშვეობით ხდება. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში პასატები წლის განმავლობაში ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან ქრის, ხოლო სამხრეთში — სა-

მხრეთ-აღმოსავლეთიდან. ეკვატორთან მიახლოებისას პასატების აღმოსავლეთი შემადგენელი თანდათანობით მატულობს. ორივე პასატი ხვდება ეკვატორული დეპრესიის ღერძის გასწვრივ, სადაც აშკარად ჩანს სუსტად გამოხატული ციკლონური წარმონაქმნები. როგორც აღნიშნული იყო, ამ ღერძის გასწვრივ წარმოიშობა ტროპიკული ფრონტი.

პასატური ქარების მიმართულება და სიჩქარე წლის განმავლობაში მნიშვნელოვან ცვლილებას არ განიცდის და ამიტომ მას მუდმივ ქარებსაც უწოდებენ. პასატები უმცირესი სიჩქარით (0,5—1,0 მ/წმ) ხასიათდება სუბტროპიკებში და ეკვატორული დეპრესიის მახლობლად, ხოლო 10—15° განედებზე იგი მატულობს 3—5 მ/წმ-მდე. რაც უფრო მატულობს პასატების სიჩქარე, მით უფრო მეტი მდგრადობით ხასიათდება მათი მიმართულება. მაგრამ თუ გავითვალისწინებთ, რომ რეალურ პირობებში ყოველდღიურად ანტიციკლონების ცალკეული ბირთვები დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მოძრაობს და იზობარების კონფიგურაცია იცვლება, მაშინ სუბტროპიკული ზონის ერთ და იმავე პუნქტზე პასატების მიმართულება საშუალო მრავალწლიურთან შედარებით შეიძლება მნიშვნელოვნად შეიცვალოს.

აქვე უნდა აღვნიშნოთ პასატური ფრონტების შესახებ. ისინი წარმოიშობიან ორი მეზობელი სუბტროპიკული ანტიციკლონის პერიფერიაზე, სადაც ადგილი აქვს სხვადასხვა მიმართულების ჰაერის მასათა კონვერგენციას. პასატური ფრონტები ზომიერი განედების ფრონტების გაგრძელებას წარმოადგენს. ისინი იკრებიან ღრმად ტროპიკულ ზონაში (ნახ. 58 და 59).

წყნარი და ატლანტიკის ოკეანის აღმოსავლეთ ნაწილში სამხრეთ-აღმოსავლეთის პასატები მთელი წლის განმავლობაში კვეთს ეკვატორს და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პასატებს ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ხვდება. მსგავსი მდგომარეობაა ზაფხულობით იმავე ოკეანეების დასავლეთ ნაწილში; ზამთარში ჩრდილო-აღმოსავლეთის პასატი სამხრეთ ნახევარსფეროში ვრცელდება.

ინდოეთის ოკეანეში პასატები ზამთარში ერთმანეთს ხვდებიან ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში; ხოლო ზაფხულში აქ (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში) მათ ადგილი არ აქვთ.

პასატებში ატმოსფეროს სტრატოფიკაცია ტროპიკების ყველა ნაწილში ერთნაირი არ არის. ოკეანეთა აღმოსავლეთ ნაწილში (სუბტროპიკულ ანტიციკლონთა აღმოსავლეთი პერიფერია) პასატური დინებების გარკვეულ სიმაღლეზე ადგილი აქვს ტემპერატურულ ინვერსიებს, რაც იწვევს ატმოსფეროს მდგრად სტრატოფიკაციას ნათელი და უღრუბლო ამინდით. ინვერსიის სისქე 100—1000 მ-ს აღ-

წევს, ხოლო ინვერსიის ქვედა დონე 500 მეტრიდან 2000 მ-მდე მერყეობს. მის ძირითად გამომწვევეად მიაჩნიათ ანტიციკლონთა აღმოსავლეთ პერიფერიაზე გაბატონებული ზომიერი განედებიდან მონადენი ჩრდილოეთის (სამხრეთ ნახევარსფეროში სამხრეთის) ცივი ღინებები და მალალ ფენებში ჰაერის დაღმავალი ღინები. ამ შემთხვევაში გარკვეულ როლს ოქეანეთა ცივი ღინებებიც ასრულებს.

ოქეანეთა დასავლეთ ნაწილში პასატური ღინებები დიდი ტენიანობით ხასიათდება და არამდგრადადაა სტრატოფიციკრებული. სუბტროპიკულ განედებზეც კი (სუბტროპიკულ ანტიციკლონთა დასავლეთ პერიფერიაზე) ინვერსიის ფენა მალლა იწვევს; სწორედ ამ რაიონებისთვისაა ძირითადად დამახასიათებელი ტროპიკული ციკლონები და სხვა მსგავსი აღრეები. სუბტროპიკული ანტიციკლონების დასავლეთ პერიფერიაზე ჰაერის არამდგრად სტრატოფიციკიას განაპირობებს სანაპირო ოროგრაფია და პასატების დიდი ტენშემცველობა.

ეკვატორული დეპრესიის ზონაში ჰაერის ცირკულაცია ძლიერ შესუსტებულია და ამიტომ მას სიწყნარის ზონასაც უწოდებენ.

უკანასკნელი წლების აეროლოგიური დაკვირვებებით, ეკვატორული დეპრესიის ცალკეულ რაიონებში აშკარად შეიმჩნევა დასავლეთის ქარები, რომელთა ვერტიკალური სიმძლავრე 4—5 კმ-მდე აღწევს. მათი წარმოშობის მიზეზები საბოლოოდ დადგენილი არ არის.

ეკვატორის მახლობელ რაიონებში (ჩგ 15—სგ 15°) მთელ სიმაღლეზე გაბატონებულია აღმოსავლეთის ქარები. ანტიპასატური ღინებები აქ არ ჩანს, მაგრამ თუ გადავხედავთ ზედაფენების ყოველდღიურ სინოპტიკურ რუკებს, ვნახავთ, რომ სხვადასხვა მიმართულების ქარებს შორის აქ ანტიპასატებსაც აქვს ადგილი (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-დასავლეთის და სამხრეთში — ჩრდილოდასავლეთის მიმართულებით). ზომიერი განედების დასავლეთის ქარები ზამთრობით სამხრეთით გადაინაცვლებს (სამხრეთ ნახევარსფეროში — ჩრდილოეთით), ზაფხულობით — ტროპიკულ ზონას შორდება. ამ გარემოებასთანაა დაკავშირებული პასატური ზონის გაგანიერება და შევიწროება. სუბტროპიკებსა და ეკვატორს შორის ცირკულაციის დასშული რგოლი, რომელიც პასატური ცირკულაციის კლასიკური გაგებიდან გამომდინარეობს, თითქმის არ შეინიშნება.

ეკვატორულ სტრატოსფეროში ამ ბოლო დროს აღმოაჩინეს ცირკულაციის თითქმის ორწლიანი ციკლი. მისი თავისებურება ის არის, რომ ერთ წელს აქ აღმოსავლეთის ქარები ქრის, ხოლო მეორე

წელს — დასაველეთის. მისი საბოლოო შესწავლა დაგეგმვარება ამინდის სწორი წინასწარმეტყველების საქმეში. ამერიკელი მეცნიერის რიდიის მიხედვით, ცირკულაციის ორწლიანი ციკლი 25 კმ სიმაღლემდე კარგად შეინიშნება, ხოლო უფრო მაღლა იგი თანდათანობით სუსტდება.

ტროპიკული ზონის ზოგიერთ რაიონში პასატები საერთოდ არ შეინიშნება. ეს ძირითადად გამოწვეულია იმით, რომ სუბტროპიკებში ანტიციკლონი დედამიწის ერთ მთლიან სარტყელად არ ერტყვის და იგი ხმელეთსა და ოკეანეზე მხოლოდ ელიფსისებურად გაჭიმული ცალკეული ცენტრებითაა წარმოდგენილი, რომლის ადგილმდებარეობა იცვლება წლის დროსთან დაკავშირებით. ასეთი რაიონებია ინდოეთის ოკეანის ჩრდილოეთი ნაწილი (ზაფხულში), ჩრდილოეთ ავსტრალია და სხვ.

ტროპიკული მუსონები. მუსონები წარმოადგენს სეზონურ ქარებს, როცა სეზონის განმავლობაში (თბილი ან ცივი) ქარის გაბატონებული მიმართულება მომდევნო სეზონში საწინააღმდეგო მიმართულებაში გადადის. მუსონური ქარები მისი ტრადიციული გაგებით, თერმული წარმოშობისაა და დამოკიდებულია წლის განმავლობაში ხმელეთისა და ოკეანის გათბობა-გაცივებას ხარისხზე. ზაფხულში გახურებულ ხმელეთზე დაბალი წნევა მყარდება, ხოლო ზამთარში — მაღალი. ოკეანეზე წნევის საწინააღმდეგო მკვლევობას აქვს ადგილი. ეს გარემოება იწვევს ზაფხულში პაერის გადატანას ოკეანიდან ხმელეთისაკენ (ზაფხულის მუსონი) და ზამთარში — ხმელეთიდან ოკეანისაკენ (ზამთრის მუსონი). მუსონების წარმოშობა დაკავშირებულია არა მარტო ხმელეთისა და ოკეანის თერმულ პირობებთან, არამედ ეკვატორული დეპრესიისა და სუბტროპიკული ანტიციკლონების სეზონურ გადასაცვლებასთან (ს. ხრომოვი, გ. ფლონი). აღმოსავლეთ ნახევარსფეროში, სადაც კონტინენტებს მნიშვნელოვანი ადგილი უკავიათ, ზემოაღნიშნული ბარიული სისტემების წლიური მოძრაობის ამპლიტუდა იზრდება. სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიაში ეკვატორული დეპრესია (ტროპიკული ფრონტი) ზაფხულში კონტინენტის ძლიერი გადახურების გამო ჰიმალაის ქედამდე აღწევს; ეს იწვევს აქ სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულების ზაფხულის მუსონების ძლიერ განვითარებას.

ზოგ მეცნიერს ინდოეთის ოკეანის ზაფხულის მუსონი სამხრეთ ნახევარსფეროს სამხრეთ-აღმოსავლეთის პასატების გაგრძელებად მიაჩნია. ეს საკითხი ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია.

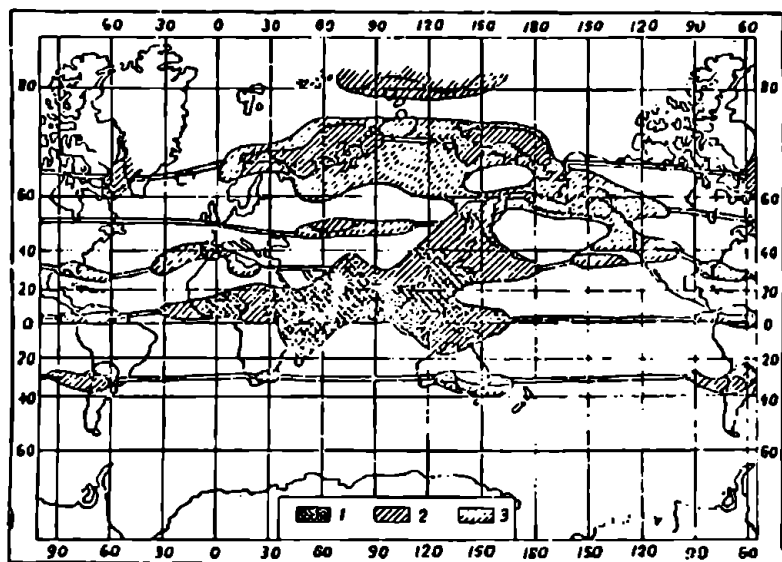
ერთი რამ ცხადია, რომ დედამიწის ყველა მუსონურ რაიონში ზაფხულის მუსონები დაკავშირებულია ციკლონურ, ხოლო ზამთ-

რის—ანტიციკლონურ პროცესებთან. მართლაც, თუ გახურებულ ხმელეთს გარს აკრავს ცივი ოკეანე (ზაფხული), მაშინ წარმოიშობა ციკლონური ცირკულაცია დაბალი წნევის არეთი; პირიქით, თუ თბილი ზღვებითაა გარემოცული გადაცივებული ხმელეთი (ზამთარი), მაშინ წარმოიშობა ანტიციკლონური ცირკულაცია მაღალი წნევის არეთი. მუსონური ცირკულაციის განვითარების რაიონებში ციკლონებისა და ანტიციკლონების სეზონურ განაწილება საკმარისად მნიშვნელოვანი მდგრადობით ხასიათდება, მაგრამ ისინი მკვეთრად გარდაიქმნებიან მომდევნო სეზონში. წლის განმავლობაში წნევების დამახასიათებელი განაწილება განუწყვეტელ ცვლილებას განიცდის და გარდამავალ სეზონებში (გაზაფხული, შემოდგომა) შეიძლება გადაიხაროს „ნორმისაგან“; ამიტომ, ნებისმიერ მუსონურ რაიონებში შესაძლებელია მუსონების გაძლიერება, შესუსტება ან შეწყვეტა, ე. ი. გაბატონებული მიმართულების ქარების დროებით სხვა მიმართულების ქარებით შეცვლა. მუსონური ქარების მიმართულების სეზონური ცვლა დამოკიდებულია ოკეანისა და ხმელეთის გეოგრაფიულ განაწილებაზე და იზობარების განლაგებაზე. მართლაც, ინდოეთის ოკეანის რაიონში იზობარებს შედარებით ზონალური ხასიათი აქვს; ამიტომ მუსონები ზაფხულში სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებას, ხოლო ზამთარში — ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებას იღებს. აზიის აღმოსავლეთ ნაწილში (ჩინეთის სანაპირო, შორეული აღმოსავლეთი) იზობარების მიმართულება მთელი წლის განმავლობაში მერიდიანულს უახლოვდება; ეს გარემოება გამოწვეულია ზამთარში კონტინენტზე ციმბირის ანტიციკლონისა და სანაპირო ზღვებზე გაბატონებული ციკლონური პროცესებით, ხოლო ზაფხულში შებრუნებული პირობებით. ამიტომ, რომ კონტინენტის ამ ნაწილში ზამთრის მუსონი ჩრდილოეთიდან ან ჩრდილო-დასავლეთიდან ქრის, ხოლო ზაფხულის მუსონი — სამხრეთიდან ან სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან.

ს. ხროპოვა მოგვცა მუსონების განაწილების მსოფლიო რუკა. როგორც ნახ. 66-დან ჩანს, მუსონურ მოვლენებში აშკარად ჩანს ზონალობა: აქ შეინიშნება მუსონების ტროპიკული და ორი სუბტროპიკული ზონა; ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში — ზომიერი და პოლარული ზონები. ყველაზე კარგად მუსონები წარმოდგენილია ტროპიკულ ზონაში, განსაკუთრებით კი სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიაში, აგრეთვე. — აფრიკის ეკვატორულ ნაწილში.

როგორც აღვნიშნეთ, ამის ძირითადი მიზეზია ის, რომ დღემდის ამ ნაწილში ტროპიკთაშორისო კონვერგენციის ზონა (ეკვატორული დეპრესია ან ტროპიკული ფრონტი), სუბტროპიკული ანტი-

ციკლონები და პოლარული ფრონტი წლის განმავლობაში უდიდეს განააცვლებას განიცდის შერიდიანული მიმართულებით და ამასთან თერმული მოქმედების ცენტრები ზამთარსა და ზაფხულშიც იწარჩუნებს დიდ სიძლიერესა და მუდმივობას. ამ გარემოების გამო, აქ ზამთრის პასატური დინებები ემთხვევა ზამთრის მუსონურ დინებებს (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში — ჩრდილო-აღმოსავლეთის და



ნახ. 66. მუსონების გეოგრაფიული განაწილება
 აშუალო გამეორება: 1. >60%_წ, 2. 40-60%_წ, 3. <40%_წ-ზე

სამხრეთ ნახევარსფეროში — სამხრეთ-აღმოსავლეთის), ხოლო ზაფხულის მუსონების გაძლიერებული მოქმედების შედეგად პასატური ცირკულაცია მთლიანად ირღვევა და იგი საწინააღმდეგო მუსონურ დინებაში გადადის (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სამხრეთ-დასავლეთის დინება).

ზომიერი და მაღალი განედებიდან მუსონური ცირკულაციით აღსანიშნავია შორეული აღმოსავლეთი და ევრაზიის ჩრდილოეთი სანაპირო. ს. ზრომოვის მიხედვით (ნახ. 66), აქ ქარების აშკარად გამოხატულ მუსონურ ცვლას აქვს ადგილი, მაგრამ უფრო მეტად შეინიშნება მუსონური ტენდენცია (იანვარსა და ივლისში გაბატონებული ქარის გამეორება 40%-ზე ნაკლებია).

მუსონური ცირკულაცია საგულისხმო გავლენას ახდენს ამინდსა და კლიმატურ პირობებზე: ჰაერში ტენის დიდი რაოდენობა და

ინტენსიური ნალექები ზაფხულის მუსონთანაა დაკავშირებული, მშრალი პერიოდი კი — ზამთრის მუსონთან.

საქართველოს ტერიტორიაზე ქარების გაბატონებული მიმართულების წლიური განაწილება სეზონურ ცვლილებას განიცდის. განსაკუთრებით ეს ითქმის კოლხეთის დაბლობზე, სადაც არსებობს აშკარად გამოხატული მუსონური ტენდენცია; ქარების სეზონური ცვლა ძირითადად გაპირობებულია ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობით და ატმოსფერული წნევის განაწილების სეზონურობით. თბილ სეზონში საქართველოს ტერიტორია აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონის აღმოსავლეთ განშტოების ზეგავლენას განიცდის; შავ ზღვაზე მყარდება მაღალი წნევა, ხოლო ხმელეთზე დასავლეთ საქართველოს ფარგლებში — დაბალი წნევა. ბარიული გრადიენტი მიმართულია დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, რაც იწვევს დასავლეთის შემადგენელი ქარების გაბატონებას.

წლის ცივ პერიოდში ციმბირის ანტიციკლონის დასავლეთი განშტოება, რომელიც მოთავსებულია სსრკ ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ-აღმოსავლეთით, კავკასიის ცენტრალურ რაიონებში იწვევს მაღალ წნევებს, შავ ზღვაზე კი ამ დროს დაბალი წნევა მყარდება. ასეთ პირობებში დასავლეთ საქართველოში ჰაერის დინება მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისაკენ (აღმოსავლეთის შემადგენელი ქარები). ხმელეთის ქარები იმდენადაა აქ გაბატონებული, რომ საშუალო წლიურში დასავლეთის რუშმის ქარებს სქარბობს. ეს ქარები დაღმავალი დინებისაა და ფიონურ ხასიათს ატარებს.

ტროპიკული ციკლონები. ტროპიკული ცირკულაციის ერთ-ერთ დამახასიათებელ მოვლენას წარმოადგენს ცალკეულ რაიონებში განსაკუთრებული ინტენსივობისა და დიდი დამანგრეველი ძალის მქონე ციკლონების ჩასახვა და განვითარება. ტროპიკული ციკლონები ძირითადად წარმოიშობა ტროპიკული ოკეანეების იმ რაიონებში (ატლანტიკის ოკეანის სამხრეთი ნაწილის გამოკლებით), სადაც ტროპიკთაშორისო კონვერგენციის ზონა (ტროპიკული ფრონტი) ზაფხულში ყველაზე მეტად შორდება გეოგრაფიულ ეკვატორს. ტროპიკული ციკლონები ეკვატორის მახლობლად სრულიად არ შეინიშნება. ისინი განვითარების ყველა სტადიას გაივლიან ორივე ნახევარსფეროს 5—25° განედებს შორის და ღრმად ხმელეთში იშვიათ შემთხვევაში აღწევენ; შესაძლებელია ეს მოხდეს მხოლოდ ციკლონის განვითარების ბოლო სტადიაში. მათი გამანადგურებელი მოქმედება ძირითადად ვლინდება ოკეანეთა დასავლეთ ნაწილში. დედამიწის სხვადასხვა რაიონში ტროპიკულ ციკლონებს ადგილობრივი სახელ-

წოდება აქვს: ინდოეთის ოკეანეში და ბენგალიაში მათ ციკლონებს უწოდებენ; ანტილიის კუნძულებზე, აშშ და მექსიკაში — გრივალს; ჩინეთსა და იაპონიაში — ტაიფუნს; ფილიპინის კუნძულებზე — ბა-ნიოს; ავსტრალიაში — ვილი-ვილის. ტროპიკული ციკლონის დია-მეტრი ზომიერი განედების ციკლონთან შედარებით ნაკლებია. ჯა-საწყისში იგი 100—200 კმ-ს შეადგენს, ხოლო უდიდესი განვითარე-ბის სტადიაში რამდენიმე ასეული კილომეტრია და იშვიათ შემთხ-ვევაში 1000 კმ-აც აჭარბებს.

ტროპიკული ციკლონების დამანგრეველი მოქმედება დაკავშირ-ებულია ქარის დიდ სიჩქარესთან, ინტენსიურ ტურბულენტურ და ვერტიკალურ დენებთან და ძლიერ თავსხმა ნალექებთან, რაც ინ-ტენსიურ წყალდიდობას იწვევს.

უკვე განვითარებულ ციკლონებში იზობარები ძალზე კონცენტ-რული ფორმისაა და უაღრესად შემკიდროებულია; წნევის ჰო-რიზონტალური გრადიენტი მნიშვნელოვანია და მის ზოგიერთ უბან-ზე ხშირად 0,6—1,0 მმ/კმ-ს აჭარბებს, რის გამოც ქარის სიჩქარე კოლოსალურ სიდიდეს აღწევს (100—120 კმ/საათი და უფრო მეტი).

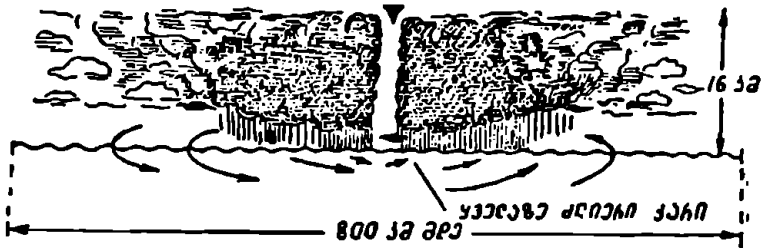
ტროპიკული ციკლონის ცენტრში არსებობს სიწყნარის ვიწრო ზონა, რომელსაც „ციკლონის თვალს“ უწოდებენ. ამ ზონის მიდამო-ებში წნევა მინიმალურია; საშუალო განვითარებად ციკლონების ცენტრში წნევა 950—960 მმ-ია. შემჩნეულია რეკორდული მინიმალური წნევებიც (886 მმ). წნევის მნიშვნელოვანი გრადიენტის მეშ-ვეობით წნევის ჰორიზონტალური ცვლილება დროის მცირე მოწყ-ვეთში საგრძნობ სიდიდეებს აღწევს; 1943 წელს კარიბის ზღვაში ციკლონის 20-წუთიანმა გადაადგილებამ გამოიწვია წნევის 40 მმ-ით შემცირება.

„ციკლონის თვალის“ დიამეტრი საშუალო ციკლონებში 10—30 კმ-ს შეადგენს (ნახ. 67), მაგრამ ძლიერ ტაიფუნებში მან შეიძლება 80—100 კმ-აც გადააჭარბოს. 1961 წლის 23—28 სექტემბერს ერთ-ერთი ტაიფუნის „თვალის“ დიამეტრმა 320 კმ-ს მიაღწია.

ციკლონის ამ სექტორში ქარის სიჩქარე ძლიერ სუსტდება, ხო-ლო ღრუბლების რაოდენობის მნიშვნელოვნად შემცირება იწვევს ნალექების შეწყვეტას. ამის მიზეზია დაღმავალი დენები და ჰაერის ალიბატური გათბობა, რომელიც განაპირობებს ტემპერატურის მო-მატებას ყველა სიმაღლეზე ციკლონის პერიფერიის შესაბამის ტემ-პერატურასთან შედარებით. ციკლონის ცენტრიდან პერიფერიისა-კენ ადგილი აქვს ინტენსიურ აღმავალ დენებს, მძლავრი გროვა-წყვი-მის ღრუბლების გაჩენით, და თავსხმა ნალექებს გრივალურა ხასია-თის ქარებით.

ტროპიკულ ციკლონში ღრუბლები სპირალისებურადაა განლაგებული და თავს იყრის ცენტრში. ციკლონის მოახლოებისას აშკარად შეინიშნება ზომიერი განედების თბილი ფრონტის ღრუბელთა ფორმების (Ci, Cs, As, Ac) თანმიმდევრული ცვლა; მძლავრი გროვა-წვიმის ღრუბლებიდან, რომლებიც ზემოაღნიშნულ ღრუბლებთან მორიგეობს, და რომელიც 15—16 კმ სიმაღლემდე ვრცელდება იწყება თავსხმა ნალექები. წნევა ეცემა, ქარის სიჩქარე მატულობს, ბოლოს გამოჩნდება მუქი კედელი — ღრუბელთა ბარიერი და ციკლონი მთელის ძალით იწყებს მოქმედებას.

„ციკლონის თვალ“



ნახ. 67. ტროპიკული ციკლონის განივკვეთი

ტროპიკულ ციკლონებში ტემპერატურა შემდეგნაირადაა განაწილებული: ქვედაფენებში იზოთერმები თითქმის პორიზონტალურია და ცენტრის მიმართ კონცენტრულადაა განლაგებული, სიმაღლის ზრდასთან ერთად იგი ცენტრიდან პერიფერიისაკენ იხრება, რის გამოც ერთ და იმავე სიმაღლეზე ცენტრისაკენ ტემპერატურა მატულობს; მაღალი ტემპერატურა მხოლოდ ციკლონის ცენტრალურ ნაწილში შეინიშნება.

ტროპიკული ციკლონების წარმოშობის საბოლოო თეორია ჯერ კიდევ არ არსებობს. მისი სტრუქტურა და განვითარების ცალკეული დეტალები შეუსწავლელი რჩება მისი რთული ბუნების გამო. ამჟამად მოძველებულადაა მიჩნეული ის თეორიები, რომელთაც საფუძვლად უძევს თერმული კონვექცია და ტროპიკულ ფრონტზე ტალღური აღრევა.

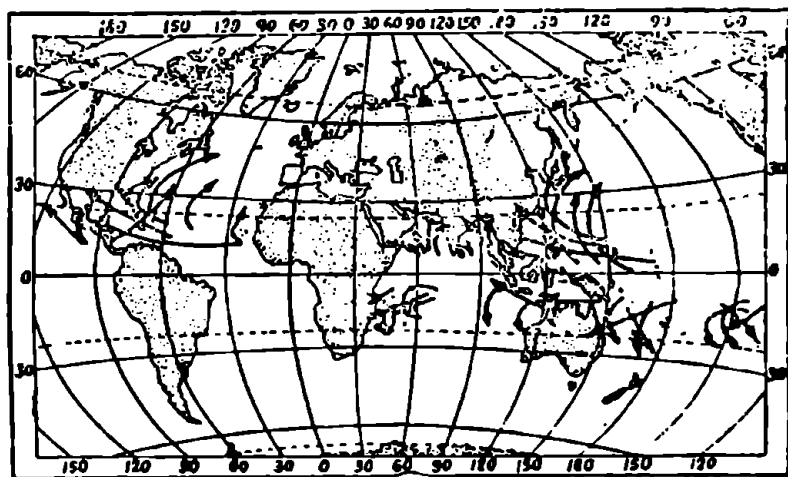
რა თქმა უნდა, თერმული კონვექცია დიდ როლს ასრულებს გროვა-წვიმის ღრუბლების წარმოშობის საქმეში, მაგრამ იგი ნაწილობრივადაც არ იძლევა ციკლონების წარმოშობის მექანიზმის ახსნას. ფრონტალურ თეორიას საფუძვლად უძევს ორი სხვადასხვა თვისე-

ბის ჰაერის მასის გამყოფ ზედაპირზე — ტროპიკულ ფრონტზე ტალღური აღრევა და ციკლონების წარმოშობა. ზოგი მეცნიერი ამ თეორიას არ იზიარებს. მათი აზრით, ტროპიკულ ციკლონებში ტემპერატურის მნიშვნელოვანი გრადიენტი, რომელიც არაერთგვაროვან ჰაერის მასებს ახასიათებს, შემჩნეული არ ყოფილა; დაკვირვების მრავალი მასალა იმაზე მეტყველებს, რომ ტროპიკული ციკლონები წარმოიშობა ერთგვაროვან ჰაერის მასებში, ყოველგვარი ფრონტების გარეშე.

ბოლო წლებში დიდი ყურადღება მიიპყრო გ. რილის თეორიამ; ამ თეორიის მიხედვით ციკლონების წარმოშობა ხდება პასატური დინებების ტალღური აღრევის ზონაში, სადაც თავს იყრის დენის ხაზები. პასატური ძლიერი ქარებისა და ეკვატორული სიწყნარის ზონის სუსტ ქარებს შორის გამყოფი ხაზი წარმოადგენს ქარის შემობრუნების ხაზს, რომელზეც შედარებით საწინააღმდეგო მოძრაობის შედეგად, დასაბამი ეძლევა გრიგალურ მოძრაობას. ქარის შემობრუნებაში იგულისხმება ქარის ვექტორის ცვლილება. ე. ი. მიმართულებისა და სიჩქარის ცალკეული ან ერთდროული მკვეთრი ცვლილება პორიზონტალური ან ვერტიკალური მიმართულებით. იგი ტროპიკულ ციკლონს ამსგავსებს სითბურ მანქანას, მაგალითად, ავტომობილის ძრავას, რომლის ასამოძრაებლადაც საჭიროა: 1. სითბური ენერგიის წყარო (ბენზინი), 2. ჩასართავი ხელსაწყო ან სტარტერი, 3. მოქმედი მექანიზმი, რომელიც სითბური ენერგიის წყაროს — პოტენციურ ენერგიას გარდაქმნის კინეტიკურ ენერგიად (აფეთქება), 4. მექანიკური გადაცემა, რომელიც უზრუნველყოფს ბრუნვით მოძრაობას განსაზღვრულ სიბრტყეზე და 5. გამაცივებელი სისტემა, რომელიც ქარს სითბოს შთანთქავს (რადიატორი).

აღნიშნულ ხუთივე პროცესს ადგილი აქვს ციკლონებში: აქ ვანვითარებისათვის საჭირო სითბური ენერგია პოტენციურ მდგომარეობაში დაგროვილია წყლის ორთქლში — წყლის ორთქლის ფარული სითბოს სახით, რომელიც მოძრაობის ძირითად წყაროს წარმოადგენს. ამიტომ დიდი მნიშვნელობა აქვს იმ თბილ ოკეანეებსა და ზღვებს, რომელთა ტემპერატურა წლის თბილ პერიოდში 26—27°-ზე დაბლა არ ეცემა. ჰაერის ქვედაფენები ასეთი თბილი ზედაპირიდან იღებს როგორც სითბოს, ისე ტენის დიდ რაოდენობას. წყლის თბილი ზედაპირები ძირითადად ოკეანეთა დასავლეთ ნაწილშია მოთავსებული და როგორც უკვე აღვნიშნეთ, აქ ნოტიო პასატური ფენა ყველაზე უფრო თბილი და მძლავრია. ვინაიდან ზამთარში კრიტიკულ ტემპერატურებს მხოლოდ ეკვატორის მახლობლად ვხვდებით, ამიტომ ტროპიკებზე ციკლონებიც ამსეზონში ძალზე იშვიათია.

ციკლონებში სტარტერის როლს ასრულებს დინამიკური აორეც: რომელიც ჰაერის აღმავლობას იწვევს. მართლაც, ტროპიკული ციკლონები სწორხაზოვან დინებებში ვერ წარმოიშობა, რაგინდ თბილ და ნოტიო უნდა იყოს ეს დინებები. ციკლოგენეზის¹ ყველა შემთხვევა უკავშირდება ისეთ სიტუაციას, რომლის დროსაც მიწისპირ აღმოსავლეთის დინებებში (პასატებში) ტალღების ღარი ფაზის მიხედვით ემთხვევა 300 მმ იზობარული ზედაპირის დასავლეთურ დინებების ტალღების ღარს. ამ შემთხვევაში დედამიწის ზედაპირზე ბარიული დეპრესია უფრო ღრმავდება და ჰაერი ძლიერ კონვერგენციას და აღმავლობას განიცდის. ვინაიდან პასატურა ტალღის ღარი დასავლეთით მოძრაობს, გარკვეულ სიმაღლეზე ძლიერდება ანტიციკლონური დივერგენცია, რომელიც იწვევს ქვედა ციკლონიდან ჰაერის ინტენსიურ ამოქაჩევას.



ნახ. 68. ტროპიკული ციკლონების მოძრაობის ტრაექტორია

ატმოსფეროს ვერტიკალური არამდგრადობა, რომელიც უზრუნველყოფს ჰაერის ვერტიკალურ გადატანას და მაღალ ფენებში ანტიციკლონის მიერ დივერგირებული ჰაერის კომპენსაციას, რომლის გარეშეც ქვედაფენებში ციკლონების გაჩენა წარმოუდგენელი იქნებოდა, ძირითადად წარმოიშობა როგორც წყლისპირა ჰაერის ფენე-

¹ ციკლოგენეზი — ციკლონების წარმოშობა .

ბისა და 300—100 მმ ზედაპირის (9—11 კმ) ტემპერატურათა სხვაობით, ისე ჰაერის წყლის ორთქლით გაქვნივით. ამგვარად, ზღვის წყლის სითბო (26—27°-ზე მეტი) და ჟარული სითბო, რომლებიც თავისუფლდება აღმავალი ჰაერის წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს, წარმოადგენს იმ ენერგიას, რომელიც უზრუნველყოფს ზანგრძლივ ვერტიკალურ მოძრაობას. ამგვარად, ციკლონი თბილი ჰაერის მასისაგანაა შემდგარი და ნაკლებ მკვრივია, ვიდრე მისი პერიფერია.

ციკლონში სპირალისებური მოძრაობის განვითარებას ხელს უწყობს კორიოლისის ძალა, რომელიც მატულობს ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ, და გრადიენტის საწინააღმდეგოდ მიმართული ცენტრიდანული ძალა $\left(\frac{V^2}{r}\right)$, რომლის სიდიდეც ციკლონის ცენტრში

უდიდესია (r -ის მცირე მნიშვნელობის გამო); აქ ქარის მიმართულება იზობარების პარალელურია და ამიტომ ჰაერის კონვერგენციას ციკლონის ცენტრში ადგილი არ აქვს (ციკლონის თვალი). ციკლონის ხმელეთზე გადანაცვლებისას მოქმედებს იწყებს შესაბამე ძალა — ხახუნის ძალა, რომელიც ქარს გადახრის მარცხნივ და ამით აძლიერებს ჰაერის კონვერგენციას, იწვევს ციკლონების სწრაფ შეესებას და შემდგომ მათ ქრობას. მსგავსი მდგომარეობაა მაშინაც, როდესაც ციკლონები ოკეანეთა უფრო ცივ ზედაპირზე გადაინაცვლებს ან გადაადგილდება ზომიერი განედებისაკენ. ციკლონის ცენტრში იწყება ზომიერი განედების შშრალი და ცივი ჰაერის ადვექცია, რომელიც იწვევს ციკლონის თერმული სტრატოფიკაციის რღვევას; ციკლონის ცენტრში, კონვერგენციის წყალობით, თბილ ჰაერს ცივი ცვლის და იგი იწვევს წნევის მომატებას და, საერთოდ, ციკლონის ქრობას.

ტროპოსფეროს ზედაფენებში ზომიერი განედების ცივი ჰაერის ადვექცია ციკლონის თავზე იწვევს დივერგირებული (განშლადი) თბილი ჰაერის გაცივებას. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე მნიშვნელოვნად იზრდება, ხოლო კონვექციის ინტენსივობა ძლიერდება. ეს გარემოება ხელს უწყობს ციკლონის უფრო გაღრმავებას და მის შემდგომ განვითარებას. ზომიერი განედების ცივი მასების ადვექცია ზაფხულობით, მართალია, შედარებით იშვიათია და ნაკლებ ძლიერი (ზამთარში გაბატონებული ზონალური ცირკულაციის გამო ცივი ჰაერი იშვიათად ხვდება ტროპიკებში), მაგრამ ისინი მაინც აღწევენ ტროპიკებს. ცივი ჰაერის ასეთი ეპიზოდური შემოჭრა საკმარისია ციკლონის უფრო გაღრმავებისათვის (ცენტრში წნევის უფრო მეტად დაცემისათვის).

ტროპიკული ციკლონების არსებობის ხანგრძლივობა საშუალოდ ერთ კვირას შეადგენს, მაგრამ ზოგიერთის არსებობა რამდენიმე საათს ვრცელდება. ყოველი ციკლონის წარმოშობისა და განვითარების პირობები სხვადასხვაა და მათი ინდივიდუალური თავისებურებანიც განსხვავებულია. ამიტომაც, რომ ერთი და იმავე რაიონში წარმოშობილი ციკლონების მოძრაობის გზაც ერთმანეთისაგან ძლიერ გამოირჩევა (ნახ. 68). აღმოაველეთის შემადგენელი პასატური დინებების მეშვეობით ციკლონები გადაადგილდება დასავლეთის მიმართულებით, შემდეგ — ჩრდილო-აღმოსავლეთით და ჩრდილოეთით. ციკლონების ეს ჩვეულებრივი გზა, როგორც აღვნიშნეთ, შეიძლება შეიცვალოს იმ ბარიულ სისტემათა ზემოქმედებით, რომლებიც განლაგებულია პასატური ზონის ჩრდილოეთით. მაგალითად, სშირია შემთხვევა, როდესაც აზორის ანტიციკლონი თავის დინებებში (საათის ისრის მიმართულებით) მიიზიდავს ტროპიკულ ციკლონს, რომელიც შემოუვლის მას გარშემო და შემდეგ ისევე განაგრძობს გზას ჩრდილოეთისაკენ. ეს არის ძირითადი მიზეზი იმისა, რომ ციკლონი ზოგჯერ მარყუჟის მსგავსი ტრაექტორიით მოძრაობს ან მკვეთრად შემობრუნდება თავდაპირველი გზიდან.

ციკლონების მოძრაობის საშუალო სიჩქარე 20 კმ/სთ შეადგენს; ჩრდილოეთით მოძრაობისას, როდესაც იმინი ტროპიკულ წყლებს ტოვებენ, სიჩქარე მატულობს და შეიძლება 40—60 კმ/სთ-ით და უფრო მეტი სიჩქარით იმოძრაონ.

ტროპიკული ციკლონები ძირითადად წლის თბილ პერიოდშია მოსალოდნელი. ინდოეთის ოკეანის ჩრდილოეთ ნაწილში საშუალოდ ციკლონების 13 შემთხვევა შეინიშნება, წყნარი ოკეანის დასავლეთ ნაწილში — 20, მექსიკის ყურეში, კარიბის ზღვაში და ატლანტიკის ოკეანეზე შესაბამისად ოთხ-ოთხ შემთხვევას აქვს ადგილი, აშშ სანაპირო რაიონში ყოველწლიურად საშუალოდ ორი დამანგრეველი ძალის მქონე ციკლონი მოქმედებს.

ტროპიკული ციკლონის ძალა მარტო ქარის კოლოსალური სიჩქარე კი არაა, არამედ — ზღვის ძლიერი ტალღები და თავსხმა ნალექებით გამოწვეული წყალდიდობები. ეს ორი უკანასკნელი უფრო მეტი სიძლიერისაა, ვიდრე პირველი. მაგ., 1932 წლის ნოემბერში ტროპიკულმა ციკლონმა სამხრეთი კუბის ქალაქ სანტა-კრუს-დე-ლასულის რაიონში შეჭრისას 4000 ადგილობრივი მცხოვრებიდან 2500 იმსხვერპლა. ნგრევისა და მსხვერპლის მიზეზი ძლიერი ტალღები და წყალდიდობა იყო და არა გრივალური ქარის მოქმედება. ზღვის ტალღებმა სანაპირო ზონაში ყველაფერი წალეკა. მსგავს მდგომარეობას ჰქონდა ადგილი 1963 წლის ოქტომბერში, როდესაც ტროპიკულ-

მა ციკლონმა „ფლორამ“¹ გადაუარა კუბის აღმოსავლეთ პროვინციებს და დიდი მსხვერპლი (3000 კაცი) გამოიწვია.

ტროპიკული ციკლონები ჩრდილოეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით მოძრაობისას შესუსტებული სახით ხშირად გადადის ზომიერ განედებში და პოლარულ ფრონტთან მიახლოებისას მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტის გამო გააიციდის რეგიონი (ალდგენას). ციკლონი უფრო ღრმავდება, ფართოვდება, მეტაჩქარეს იძენს და იგი თანდათანობით ტროპიკებსაგარე ციკლონი ხასიათს იღებს.

§ 4. ცირკულაცია ტროპიკებში და მათი ძირითადი ტიპები

ზომიერ და მაღალ განედებზე ატმოსფეროს ცირკულაციური პირობები დიდი სირთულით ხასიათდება. როგორც ცნობილია, ამ ზონებში განლაგებულია ატმოსფეროს მოქმედების ძირითადი ცენტრები (ციმბირისა და ჩრდილო ამერიკის ზამთრის ანტიციკლონები, ისლანდიისა და ალუტის ციკლონები და სხვ.), პოლარული და არქტიკული ფრონტი, პლანეტური ფრონტალური ზონა და მასთან დაკავშირებული ჰავლური დინებები და ა. შ. აღნიშნული გარემოება ჰაერის დინებების ხშირ და სწრაფ ცვლილებას იწვევს. ატმოსფეროს მსხვილმასშტაბიანი აღრევის — ციკლონებისა და ანტიციკლონების ინტენსიური მოქმედებით აქ ზონალური ცირკულაცია სუსტდება და მერიდიანული ძლიერდება.

ციკლონებსა და ანტიციკლონებში ჩაეკტილი იზობარების არსებობა საშუალებას იძლევა ნათლად დაინახოთ ამ სისტემებში ჰაერის ურთიერთსაწინააღმდეგო მოძრაობა. ციკლონის დასავლეთ და ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ცივი ჰაერი მოედინება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ, ხოლო თბილი ჰაერი ციკლონის აღმოსავლეთ და ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე — სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. ცივი და თბილი ჰაერის მერიდიანული მიმართულებით გადატანით ხორციელდება ჰაერის მასების ზონათშორისი გაცვლა. არქტიკული და პოლარული ფრონტების წარმოშობა

¹ წყნარი და ატლანტიკის ოკეანის დასავლეთის სანაპირო ქვეყნებში 1941 წლიდან ყოველ ახლადწარმოშობილ ციკლონს არქმევენ ანბანის რიგის მომდევნო ყოველი ასოს შესაბამის ქალის სახელს. იგი მოსახერხებელია ცნობების მოკლედ და სწრაფად გადაცემისათვის, ამასთან არეულობა არ შეაქვს ციკლონთა აღრიცხვის საქმეში.

ხელსაყრელ პირობებს ქმნის მერიდიანული ცირკულაციის ვერტიკალური შემაღლენლის გაჩენისათვის.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის ზემოაღნიშნულ დახასიათებას შეიძლება მივეყთ სრულყოფილი სახე, ცირკულაციის რაოდენობრივი მაჩვენებლის — ცირკულაციის ინდექსის მეშვეობით. იგი საშუალებას გვაძლევს რაოდენობრივად (რიცხობრივად) შევადგინოთ ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციისა და განსაკუთრებით კი ზონალური და მერიდიანული შემაღლენლის ინტენსივობა.

ცირკულაციის ინდექსის გამოთვლის მრავალი მეთოდიდან ამჟამად პრაქტიკული გამოყენება ამინდის პროგნოზისათვის აქვს ე. ბლინოვასა და ა. კაციის მეთოდებს.

ე. ბლინოვას მიერ რეკომენდებულია ცირკულაციის შემდეგი სახის ინდექსი; ვთქვათ, \bar{V}_φ არის მოცემული განედისათვის გეოსტროფიული ქარის საშუალო სიჩქარე, რომელიც შეიძლება ასე წარმოვადგინოთ:

$$\bar{V}_\varphi(\theta) = ar \sin \theta = ar \cos \varphi, \quad (150)$$

სადაც $\theta = 90^\circ - \varphi$, r დედამიწის რადიუსია, $r \cos \varphi$ მანძილია განხილული წერტილიდან დედამიწის ბრუნვის ღერძამდე.

(150) ფორმულიდან განსაზღვრავენ α -ს, რომელიც წარმოადგენს ზონალური ცირკულაციის ინდექსს:

$$\alpha = \frac{\bar{V}_\varphi(\theta)}{r \cos \varphi}. \quad (151)$$

პრაქტიკულად გამოთვლები წარმოებს AT_{500} მბ რუკით და ხდება დაპირისპირება მრავალწლიურ მონაცემებთან.

ა. კაცი არჩევს ზოგადს (J), მერიდიანულს (J_λ) და ზონალურ (J_φ) ინდექსებს. ზოგადი ცირკულაციის J ინდექსი ზონალური ინდექსის მერიდიანულთან შეფარდებაა:

$$J = \frac{J_\varphi}{J_\lambda}. \quad (152)$$

ზოგადი ცირკულაციის J ინდექსი ახასიათებს ცირკულაციის მერიდიანულ და ზონალურ შემაღლენელთა ერთობლივ მოქმედებას.

J_φ და J_λ გამოითვლება ფორმულით:

$$J_\varphi = \frac{\sum_1^i n_\lambda i}{(\varphi_2 - \varphi_1) i} \text{ მბ/111 კმ}, \quad (153)$$

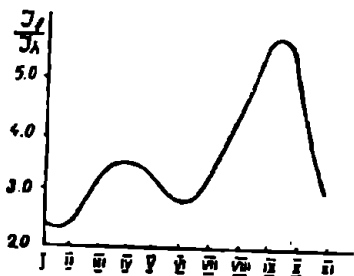
$$J_{\lambda} = \frac{b \sum_1^i k_j n_{\varphi j}}{(\lambda_2 - \lambda_1) j} \text{ მბ/111 კმ,} \quad (154)$$

სადაც b იზომარებს შორის წნევათა სხვაობაა, i და j მერიდიანებისა და პარალელების რიცხვებია, რომელთათვისაც გამოითვლება მერიდიანული და ზონალური შემადგენლების ბარიული გრადიენტი:

$$\overline{G_{\lambda}} = P_{\varphi_2} - P_{\varphi_1} = n_{\lambda} \quad \text{და} \quad \overline{G_{\varphi}} = P_{\lambda_2} - P_{\lambda_1} = n_{\varphi};$$

$k_i = \frac{1}{\cos \varphi}$ — გვაძლევს მოცემული განედის 1° რკალის სიგრძის შეფარდებას ეკვატორზე 1° რკალის სიგრძესთან.

წნევების საშუალო მრავალწლიური რუკებიდან ა. კაცმა გამოთვალა ზოგადი ცირკულაციის ინდექსი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს 40-დან 70° განედებში მოთავსებული ზონისათვის. როგორც ნახ.



ნახ. 69. ზოგადი ცირკულაციის ინდექსის წლიური მსვლელობა

$$\left(J = \frac{J_{\varphi}}{J_{\lambda}} \right)$$

69-დან ირკვევა, მთელი წლის განმავლობაში ზონალური ცირკულაცია აღემატება მერიდიანულს; იგი განსაკუთრებით საგრძნობია გაზაფხულსა (3,6-ჯერ) და შემოდგომაზე (5-ჯერ და მეტად). გამოთვლებიდან ჩანს, რომ ზონალური და მერიდიანული ცირკულაცია ყველაზე ინტენსიურია წლის ცივ პერიოდში, როდესაც ტემპერატურული კონტრასტი მატულობს არა მარტო დაბალ და მაღალ განედებს შორის (რომელიც მერიდიანული ცირკულაციის განმსაზღვრელია), არამედ კონტინენტებსა და ოკეანეებს შორისაც.

ეკვატორსა და პოლარულ განედებს შორის ტემპერატურული სხვადასხვაობის გადიდება იწვევს ციკლონებისა და ანტიციკლონების წარმოშობის სიხშირეს და მერიდიანული ცირკულაციის გაძლიერებას. ამის გამო დაბალ განედებზე ტემპერატურა კლებულობს, ხოლო მაღალ განედებზე — მატულობს. ეს გარემოება დროთა განმავლობაში იწვევს ციკლონური მოღვაწეობის შესუსტებას

და ზონალური ცირკულაციის გაძლიერებას მანამ, სანამ კვლავ არ მოხდება განედებს შორის ტემპერატურული კონტრასტის მომატება.

როგორც დავინახეთ, ზომიერ და მაღალ განედებში ციკლონური პროცესები იმდენად რთული ხასიათიანაა, რომ ქარების მიმართულებებისა და სიჩქარის მუდმივობაზე ლაპარაკი თითქმის შეუძლებელია. მაგრამ აქ განლაგებული ატმოსფეროს ზოგიერთი მოქმედების ცენტრი დროის გარკვეულ მონაკვეთში იმდენად მდგრადია, რომ მათ მიერ გამოწვეული ჰაერის დინებები შედარებით ხანგრძლივობით და მუდმივობით ხასიათდება. მაგ., პოლუსების რაიონში ანტიციკლონური ცირკულაცია იწვევს აღმოსავლეთის შემადგენელი ქარების გაბატონებულ მიმართულებას.

აზორის ანტიციკლონისა და ისლანდიის მინიმუმის ზეგავლენით დასავლეთ ევროპის სანაპიროებზე ზამთარში სამხრეთ-დასავლეთური დინებებია გაბატონებული. ციმბირის ანტიციკლონის ზეგავლენით შორეულ აღმოსავლეთში ჩრდილო-დასავლეთური დინებები სქარბობენ, ხოლო ზაფხულში, როდესაც მზის დასხვიოსნების მომატების შედეგად ციმბირის ანტიციკლონი ქრება და აზიის სამხრეთ-დასავლეთით მის მაგიერ ბარიული მინიმუმი ფორმირდება, შუა აზიის ტერიტორიაზე ჩრდილო-აღმოსავლეთისა და ჩრდილოეთის ქარები იწყებენ გაბატონებას, ხოლო შორეულ აღმოსავლეთში — სამხრეთ-აღმოსავლეთისა და სამხრეთის ქარები.

როგორც მოყვანილი მაგალითებიდან ჩანს, სხვადასხვა სეზონში შეიძლება ქარის მიმართულებები სხვადასხვა იყოს. ამასთან დაკავშირებით, ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია ვანიცდის სეზონურ რყევას. ქარების ასეთ სეზონურ ცვლას, რომელიც წლის განმავლობაში ხმელეთისა და ოკეანეების გათბობა-გაცივების ხარისხზეა დამოკიდებული, ტროპიკებს გარე მუსონებს უწოდებენ. ეს უკანასკნელნი თავიანთი თვისებებით ტროპიკული მუსონების მსგავსნი არიან. ისინი მოიცავენ ტროპოსფეროს მნიშვნელოვან ფენას, რომლის ზემოთ ჰაერის დინებები ზონალურია, ე. ი. დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენაა მიმართული (ნახ. 66).

ტროპიკებსგარე მუსონები კარგადაა განვითარებული შორეულ აღმოსავლეთსა და ჩინეთის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. ზამთარში ციმბირის ანტიციკლონის წარმოშობა და წყნარი ოკეანის ზღვებში ციკლონური პროცესების განვითარება აღნიშნულ რაიონებში იწვევს კონტინენტიდან ჩრდილოეთის და ჩრდილო-დასავლეთის ცივი და მშრალი ჰაერის გადმოტანას (ზამთრის მუსონი). ზაფხულში აზიის კონტინენტზე ძლიერი ინსოლაციის გამო მყარდება

დაბალი წნევა, ხოლო ოკეანის ზედაპირზე — მაღალი წნევა. ჰაერი იწყებს მოძრაობას ოკეანიდან ხმელეთისაკენ (ზაფხულის მუსონი) და აღნიშნულ რაიონში სამხრეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან მოაქვს ტენიანი ჰაერი — მნიშვნელოვანი ნალექებით და ამასთან ძლიერ აგრილებს სანაპირო რაიონებს.

ზომიერი და მაღალი განედების ზოგიერთ ბარიულ სისტემაში ბარიული გრადიენტის მცირე მნიშვნელობა და მათი ცვალებადი მიმართულება ხელს უწყობს ატმოსფეროს ქვედაფენებში ჰაერის მოძრაობის შენელებას და ჰაერის მასების დიდი ხნით შეჩერებას. რადიაციული ბალანსის უმნიშვნელო ცვლილების გამო ჰაერის მასები ღებულობს მდგრად ფიზიკურ თვისებებს და ამიტომ აღნიშნული რაიონები პოლარული და არქტიკული ჰაერის მასების ფორმირების ძირითადი კერებია. ამ ჰაერის მასების თავისებურება ის არის, რომ ისინი ფორმირების კერებიდან ვრცელდებიან სხვა განედურ ზონებში და მოძრაობის პროცესში სხვა ჰაერის მასებთან შეხვედრისას (არქტიკული პოლარულთან, პოლარული ტროპიკულთან) წარმოშობენ ატმოსფერულ ფრონტებს, რომლებიც წარმოადგენენ ტროპიკებსგარე განედებზე ნალექების წარმოშობის ძირითად ფაქტორებს.

§ 5. ატმოსფერული ფრონტები

ფრონტი როგორც გარდამავალი ზონა. ატმოსფერული ფრონტი ორი სხვადასხვა თვისების მქონე ჰაერის ისეთი დახრილი გარდამავალი ფენაა, რომელშიც ძირითადი ფიზიკური თვისებები (ტემპერატურა, სიმკვრივე, ხვედრითი ტენი, ქარი) მკვეთრ ცვლილებას განიცდის.

ფრონტალური ზონის სიგანე მიწისპირა ფენებში ერთეულიდან რამდენიმე ათეულ კილომეტრამდე აღწევს; მაღალ ფენებში ფრონტის სიგანე 200—400 კმ-ს აღემატება. ფრონტის სიმაღლე 1-დან 10 კმ-მდე აღწევს, ხოლო სიგრძე — რამდენიმე ასეულიდან, რამდენიმე ათასეულ კილომეტრამდე. როგორც აღნიშნული იყო, დედანქანის ზედაპირთან ფრონტი ძალზე მცირე კუთხითაა დახრილი (10'-დან 1°-მდე), ისე რომ ცივი ჰაერი ყოველთვის ფრონტის ზედაპირს ქვემოთაა მოქცეული, ხოლო თბილი — ზემოთ.

მიუხედავად იმისა, რომ ფრონტი გარკვეული სიგანისა და სისქის ფენაა, უმრავლეს შემთხვევაში გამარტივების მიზნით მას ფრონტალურ ზედაპირად თვლიან. ხოლო ამ უკანასკნელის დედანქანის ზედაპირთან გადაკვეთას განიხილავენ როგორც ფრონტის

ნ ა ზ ს. ამიტომ, რომ სინოპტიკურ რუკებზე ატმოსფერული ფრონტები ხაზების სახითაა წარმოდგენილი.

პრაქტიკული მიზნებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ფრონტების სიმაღლის მიხედვით გავრცელების ცოდნას. ამ თვალსაზრისით გამოყოფენ მიწისპირა და ტროპოსფერულ ფრონტებს. მიწისპირა ფრონტები ძირითადად 1—2 კმ ფენამდე ვრცელდება, ხოლო ტროპოსფერული — ტროპოსფეროს ზედაფენამდე. არჩევენ მთავარ და მეორად ფრონტებს. მთავარ ფრონტებს მიეკუთვნება არქტიკული, პოლარული და ტროპიკული ფრონტები. მთავარი ფრონტები გამოირჩევა ტემპერატურის ჰორიზონტალური გრადიენტის დიდი მნიშვნელობით. მოძრაობის მიმართულების მიხედვით მთავარი ფრონტი ორი სახისაა: თბილი და ცივი. ტემპერატურის მნიშვნელოვანი ჰორიზონტალური გრადიენტი შეიძლება წარმოიშვას ერთგვაროვან ჰაერის მასებშიც და დასაბამი მისცეს ფრონტის წარმოშობას, ასეთ ფრონტებს, რომლებიც ერთ და იმავე ჰაერის მასებშია წარმოშობილი, მეორად ფრონტებს უწოდებენ. ხშირად გვხვდება მეორადი ცივი ფრონტები, ხოლო მეორადი თბილი ფრონტები ძალზე იშვიათია.

ბარიული ველის თავისებურება ფრონტებთან. რადგან სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასებს შორის გამყოფი ზედაპირი დახრილადა განლაგებული, ამიტომ მისი კუთხე უშუალოდ და დამოკიდებული თბილი და ცივი ჰაერის მასების თვისებებზე: ამ დამოკიდებულებას მათემატიკური სახე მისცა ავსტრიელმა მეცნიერმა მარგულესმა.

დავუშვათ, გვაქვს ჰაერის გეოსტროფიული მოძრაობა, ე. ი. სტაციონარული სწორხაზოვანი მოძრაობა აჩქარებისა და ხახუნის ძალის გარეშე, რომლის დროს გეოსტროფიული ქარი ფრონტის ხაზის პარალელურია. ამ შემთხვევაში ფრონტალური ზედაპირის დახრის კუთხის გამოსათვლელი ფორმულა ასეთ სახეს მიიღებს:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \cdot \frac{V_1 T_2 - V_2 T_1}{T_2 - T_1}, \quad (155)$$

სადაც T_1 და T_2 ცივი და თბილი ჰაერის ტემპერატურებია, V_1 და V_2 — შესაბამისი სიჩქარეები, g — სიმძიმის ძალის აჩქარება, ω — დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე და φ — განედით.

ამ ფორმულიდან ფრიად საგულისხმო შედეგებია მიღებული: თუ ორივე ჰაერის მასის ტემპერატურა ტოლია ($T_2 = T_1$), მაშინ $\operatorname{tg} \alpha = 0$ და $\alpha = 90^\circ$, ე. ი. გამყოფი ზედაპირი ვერტიკალურია და ეს კი ჰაე-

რის სიმკვრივეთა თანატოლობაზე მიუთითებს. იმ შემთხვევაში, თუ სიჩქარეები გაუტოლდა ერთმანეთს ($V_1 = V_2 = V$), მაშინ

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{\gamma} \cdot V = \operatorname{tg} \beta, \quad (156)$$

ე. ი. მივიღებთ იზობარული ზედაპირის დახრილობის კუთხის ფორმულას.

მარგულესის ფორმულიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ ჰაერის ორ მასას შორის ტემპერატურული კონტრასტის გადიდება ამცირებს ფრონტის დახრის კუთხეს, ხოლო ქარის სიჩქარეთა კონტრასტის მომატება იწვევს აღნიშნული კუთხის ზრდას. მაგრამ, ვინაიდან ტემპერატურა და ქარის სიჩქარე ერთობლივად და შეთანხმებულად მოქმედებენ, ე. ი. ტემპერატურათა კონტრასტის ზრდა სიჩქარეთა კონტრასტის ზრდასაც იწვევს, ამიტომ ურთიერთ კომპენსაციის შედეგად ფრონტის დახრილობა მცირედ იცვლება.

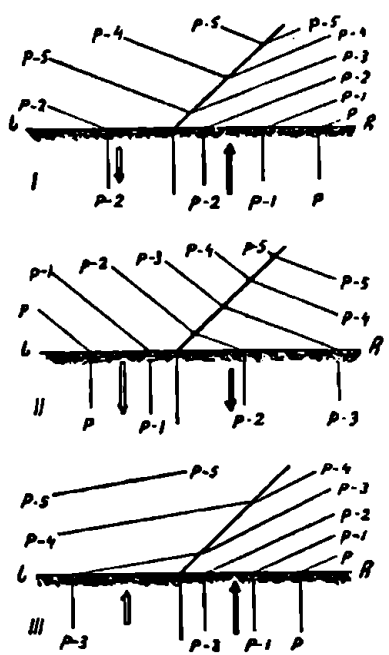
როგორც აღვნიშნეთ, მარგულესის ფორმულა მიიღეს უძრავი ფრონტის შემთხვევაში, როცა დახრის კუთხე დროის შუალედში არ იცვლება და იზობარები ფრონტის პარალელურადაა განლაგებული (ჰაერი იზობარების გასწვრივ მოძრაობს); მოძრავი ფრონტის დროს კი საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი: დახრის კუთხე დროის შუალედში სხვადასხვა სიმაღლეზე იცვლება, იზობარები ფრონტის ხაზის პარალელურნი არ არიან, ისინი გადაკვეთენ მას და მკვეთრად იცვლიან მიმართულებას. ეს ძირითადად იმითაა გამოწვეული, რომ ყოველი ჰაერის მასის ტემპერატურა და ქარის სიჩქარე სიმაღლეს მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლას განიცდის. ამასთან ჰაერის მასის ყოველი მოძრაობა აჩქარებასთანაა დაკავშირებული. მიუხედავად ამისა, ეს გარემოება მარგულესის ფორმულის მნიშვნელობას სრულიადაც ვერ ამცირებს, რადგან ამ შემთხვევაშიც ფორმულით მიღებული შედეგი თითქმის იგივე რჩება, და ამიტომ შეგვიძლია ვიმსჯელოთ ფრონტებზე ჰაერის მოძრაობის ხასიათსა და ბარიული ველის თავისებურებებზე.

განვიხილოთ სტაციონარულ ფრონტზე ქარისა და ბარიული ველის განაწილების ზოგიერთი კერძო შემთხვევა. ნახ. 70-ზე მოცემულია ფრონტის ვერტიკალური კრილი ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ; ცივი ჰაერი ფრონტის ჩრდილოეთითაა მოთავსებული, ხოლო თბილი — სამხრეთით; ფრონტალური ზედაპირი ჩრდილოეთისკენაა დახრილი. ნახაზს ვუყურებთ აღმოსავლეთის მხრიდან. ჩ-ს (ჩრდილოეთი — სამხრეთი) ხაზს ქვემოთ მოცემულია ფრონტის ხაზისა და იზობარების გვემილი, ხოლო ისრებით—ქარის ვექტორი.

როგორც ჩანს, ფრონტის ზედაპირთან იზობარები მკვეთრ გარდატეხას განიცდის, ე. ი. ერთი ჰაერის მასიდან მეორეში ისინი უწყვეტად გადადიან და მხოლოდ თავიანთ პირველდელ მიმართულებას იცვლიან.

თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებას, რომ თბილ ჰაერში ბარიული საფეხური უფრო მეტია, ვიდრე ცივში, და მაშასადამე, ვერტიკალურად იზობარებიც პირველში უფრო მეტადაა დაშორებული,

ვიდრე მეორეში, მაშინ ფრონტის ზედაპირზე შეიძლება გამოვყოთ იზობარების განლაგების სამი ძირითადი ტიპი: პირველ ტიპში როგორც ცივი, ისე თბილი ჰაერის მასებში იზობარები ფრონტალური ზედაპირისკენაა დახრილი და ზემოდან აშკარად ღია ღარის სახეს ღებულობს, ხოლო ორ დანარჩენში იგი (ღარი) შედარებით შენიღბულია. დედამიწის ზედაპირზე იზობარები სამივე შემთხვევაში ფრონტის ხაზის პარალელურია; წნევის პორიზონტალური გრადიენტი პირველი ტიპის ორივე მასაში ფრონტისკენაა მიმართული, ორ დანარჩენში — ერთ მხარეს. პირველი ტიპის ცივ ჰაერში ადგილი აქვს აღმოსავლეთის, ხოლო თბილში — დასავლეთის მიმართულების ქარებს. მეორე ტიპის ორივე მასაში ქარი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ქრის, ხოლო მესამეში — აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ. როგორც



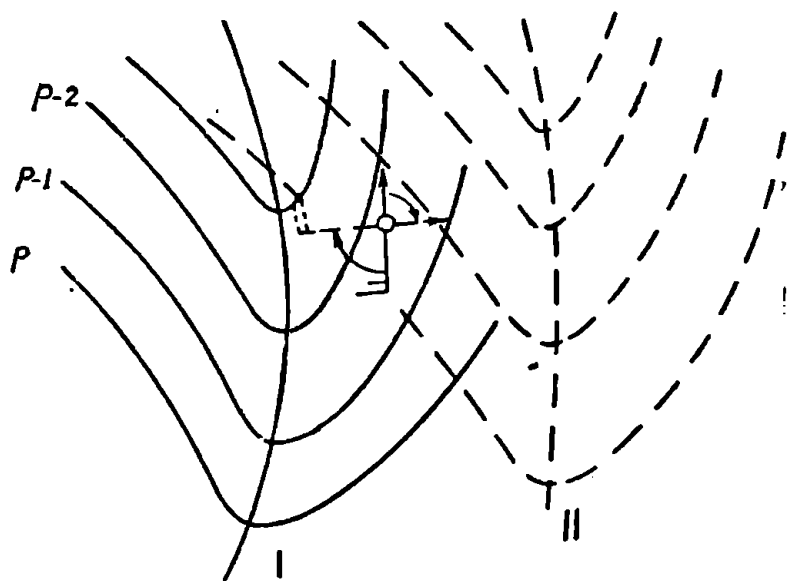
ნახ. 70. სტაციონარულ ფრონტზე ბარიული ველისა და ქარის განაწილების ტიპები

ვხედავთ, ფრონტის ხაზი თუ წნევის გრადიენტის შეხვედრის ხაზს წარმოადგენს, იგი იქნება აგრეთვე მიწისპირა ქარების შეხვედრის ხაზიც (იხ. ნახ. 70).

როგორც ზემოთ ვნახეთ, ფრონტალურ ზედაპირზე ბარიული რელიეფის ძირითადი ფორმაა ღარი, რომლის ღერძზეც მოთავსებულია ფრონტი. ბარიული ველის განაწილების სხვა ვარიანტი შე-

უძლებელია, რადგან სტაციონარული ფრონტის ძირითადი პირობა დაირღვეოდა. ფრონტი არ შეიძლება მოთავსებული იყოს ბარიული თხემის ღერძზე, რადგან აქ ქარების მოძრაობისა და სიჩქარის პირობები სრულიად განსხვავებულია.

ზემოაღნიშნული დასკვნები შეიძლება გავაერცვლოთ მოძრავე ფრონტებზეც. როგორც აღვნიშნეთ, იზობარები აქ არ არის ფრონტის ხაზის პარალელური, არამედ გადაკვეთს მას. ეს გამოწვეულია იმით, რომ ფრონტის გასწვრივ წარმოშობილი დამატებითი ბარიული გრადიენტი იწვევს ფრონტისადმი ნორმალით მიმართულ სიჩქარის დამატებით მდგენელთა გაჩენას და ფრონტის გადაადგილებას. იზობარული ზედაპირები ფრონტის ხაზთან ღებულობს ფორმას, რომლის ამოზნექილი ნაწილი უფრო მაღალი წნევისკენაა მიმართული (ნახ. 71). ღარის ღერძი წარმოადგენს დენის



ნახ. 71. ბარიული ველი მოძრავ ფრონტზე

ხაზების შეერთების ადგილს. მოძრავ ფრონტებში ქარის მიმართულეა იცვლება ერთდ ჰაერის მასიდან მეორეში გადასვლისას. როგორც ნახ. 71 ჩანს, ნებისმიერ პუნქტზე, რომელიც დასაწყისში ფრონტის წინა ნაწილში იყო, ხოლო გადაადგილების შემდეგ — ზურგში აღმოჩნდა (წყვეტილი ხაზები), ქარის მიმართულეა მკვეთ-

რად შემობრუნდება მარჯვნივ — საათის ისრის მიმართულებით. ეს გარემოება ვრცელდება როგორც თბილ, ისე ცივ ფრონტებზე და დამოკიდებული არ არის მათი მოძრაობის მიმართულებაზე.

ცივი ფრონტის გავლისას ამინდის ზასიათი ძირითადად დამოკიდებულია ცივი და თბილი მასების ფიზიკურ თვისებებსა და ფრონტის გადაადგილების სიჩქარეზე. თუ ცივი ფრონტის გადაადგილების სიჩქარე საგრძნობლად დიდია და თბილი ჰაერი ძლიერ ტენუზდგრადია, მაშინ ფრონტის ზონაში ქარები შევალურ ხასიათს ლებულობს. ნალექები ხანმოკლე და ძლიერია და ზაფხულში მას თანსდევს ქექა-ქუხილი. ფრონტის გავლის შემდეგ წნევა მატულობს, ტემპერატურა და აბსოლუტური ტენი ძლიერ ეცემა, ხოლო ქარი შემობრუნდება მარჯვნივ. ნელა მოძრავ ცივ ფრონტში მეტეოლოგენტების ცვლილება თანდათანობით ხდება და გამოდარებაც უფრო იგვიანებს, ვიდრე ამას პირველ შემთხვევაში ჰქონდა ადგილი.

თბილი ფრონტისათვის დამახასიათებელია $As-Ns$ ღრუბლებიდან შედარებით ხანგრძლივი გაბმული ნალექები და ფრონტის მახლობლად ნისლის წარმოშობა. ფრონტის გავლის შემდეგ წნევა და ტემპერატურა მატულობს. ქარი მარჯვნივ შემობრუნდება, მაგრამ მოღრუბლულობა ჯერ კიდევ მნიშვნელოვანი რჩება, რის გამოც ადგილი აქვს სუსტ ნალექებს.

ფრონტების წარმოშობა. ტროპოსფეროში განუწყვეტლივ წარმოებს ახალი ფრონტების წარმოშობა — ფრონტოგენეზი და უკვე არსებულის წაშლა — ფრონტოლიზი. ფრონტოგენეზის ძირითადი განმსაზღვრელია ტემპერატურის პორიზონტალური გრადიენტის მატება, ამ უკანასკნელის კლება კი იწვევს ფრონტოლიზს.

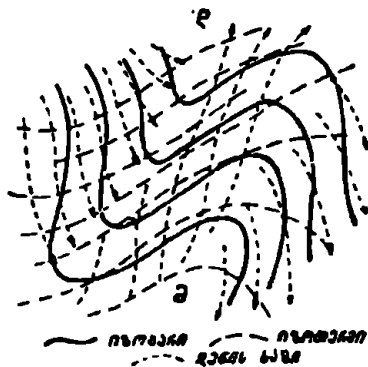
ფრონტოგენეზი ნათლად ჩანს მრუდხაზოვან იზობარებში. ნახ. 72-ზე მარცხნივ გამოსახულია ბარიული ღარი, რომლის ღერძიც წარმოადგენს დენის ხაზების კონვერგენციის ადგილს, ამასთან აქ მიწისპირა იზოთერმები მნიშვნელოვნად მკიდროვდება; ამ ღერძზე აღინიშნება ფრონტოგენეზი.

ნახაზის მარჯვენა მხარეს — თხემის ღერძზე, განშლად დინებებთან გვაქვს საქმე და იზოთერმებიც იშლება, რის გამოც აქ ფრონტოლიზს აქვს ადგილი.

ტემპერატურის პორიზონტალური გრადიენტის მომატება და შემცირება ხდება კინემატიკური გზით, ე. ი. ჰაერის განსაზღვრული მოძრაობის შედეგად. დამახასიათებელი კინემატიკური ველი (მოძრაობის ველი), სადაც შეიძლება სხვადასხვა პირობებში ფრონტოგენეზს და ფრონტოლიზს ექნეს ადგილი, წარმოადგენს დეფორმა-

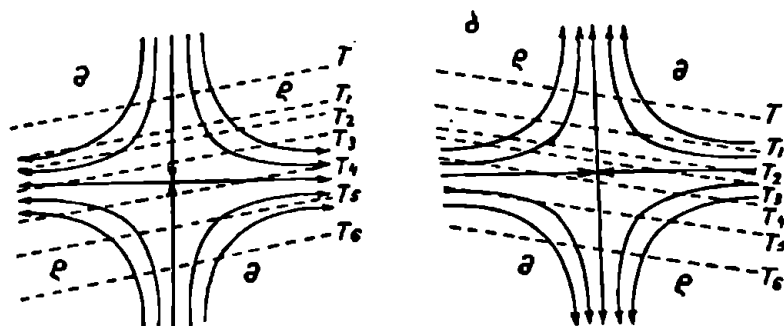
ციულ ველს. დეფორმაციული ველი ძირითად როლს ასრულებს ფიზიკურად განსხვავებული ჰაერის მასების დაახლოებასა და ფრონტების წარმოშობაში.

დეფორმაციული ველი ეწოდება ჰაერის დინებების ისეთ ველს, რომელიც წარმოიშობა ჰვარისებურად განლაგებულ ორ დეპრესი-



ნახ. 72. შეშხვედრი და განშლადი დინებები მრუდხაზოვან იზობარებში

სა და ორ ანტიციკლონურ ბარიულ სისტემებს შორის (ნახ. 73). აღნიშნულ ველს აგრეთვე უნდაგირასაც უწოდებენ. იმ ღერძს, რომლის გასწვრივაც ჰაერის დინებები უახლოვდება ერთმანეთს, კუმ-



ნახ. 73. ფრონტოგენეზი (ა) და ფრონტოლიზი (ბ) დეფორმაციულ ველში

შვის ღერძს უწოდებენ (ვერტიკალური ხაზი), იმ ღერძს კი, სადაც ჰაერის მასები იშლება, — კიშვის ღერძს (ჰორიზონტალური ხაზი). იმ შემთხვევაში, როცა იზოთერმები პარალელურია ან კიშვის

ღერძთან ქმნის 45°-ზე ნაკლებ კუთხეს, დეფორმაციული ველის მოქმედება ფრონტოგენეზს იწვევს, ზოლო იმავე მდგომარეობაში კუმშვის ღერძთან ადგილი ექნება ფრონტოლიზს (ნახ. 73-ა. ბ.).

ტროპოსფეროს მთავარი ფრონტების დიდი ნაწილის წარმოშობა დაკავშირებულია დეფორმაციულ ველთან. პოლარული ფრონტის ატლანტიკის შტო, რომელიც დიდ გავლენას ახდენს დასავლეთ ევროპისა და საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთი ნაწილის ამინდიანობის პირობებზე, წარმოიშობა იმ დეფორმაციული ველის ზემოქმედებით, რომელიც მოთავსებულია აზორისა და კანადის ანტიციკლონებსა და ისლანდიისა და მექსიკის დეპრესიებს შორის.

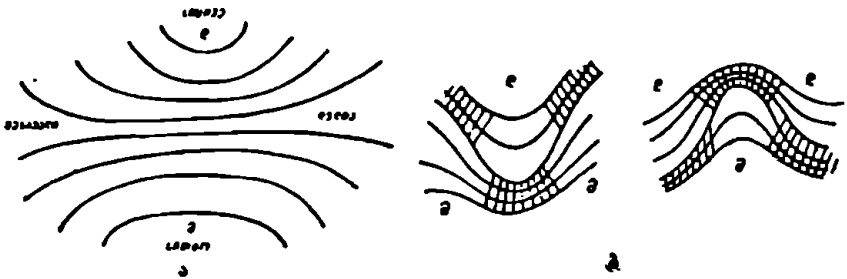
არქტიკული ფრონტების წარმოშობაში ზოგიერთი მნიშვნელობა ტოპოგრაფიულ ფრონტოგენეზსაც ენიჭება; ამ შემთხვევაში ფრონტის წარმოშობა დაკავშირებულია ქვეფენილი ზედაპირის სხვადასხვაობაზე. თუ პაერი დიდი ხნის განმავლობაში ყინულის ზედაპირზე მოძრაობს და იგი ყინულისაგან თავისუფალი ზღვების ზედაპირზე ფორმირებულ პაერს უახლოვდება, მაშინ მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტის გამო წარმოიშობა ფრონტი, რომელსაც ტოპოგრაფიულ ფრონტს უწოდებენ.

ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში ფრონტების ბარიული ველი არ წარმოადგენს მიწისპირა ფრონტების ბარიული ველის სრულ ანალოგს. მიწისპირა ფენებში ძლიერი ხახუნის შედეგად ფრონტის ზონა მინიმალურ სიგანეს აღწევს, ამიტომ მას გამყოფ ზედაპირად მიიჩნევენ. ტროპოსფეროს შუა და ზედაფენების ფრონტების მნიშვნელოვანი სიგანის გამო, ის უფრო გარდამავალ ზონას წარმოადგენს, ვიდრე გამყოფს. ტროპოსფეროში გარდამავალი ზონის დახასიათება შეიძლება შეფარდებითი ტოპოგრაფიის (OT 1000) რუკების მეშვეობით, სადაც იზოპიფსები ძლიერ მკიდროვდება (აქ იზოპიფსები შეესაბამება იზოთერმებს). აქ კარგად გამოხატულმა ფრონტის სიგანემ შეიძლება 500—1000 კმ-ს მიაღწიოს.

ტროპოსფეროს შუა და ზედაფენებში ატმოსფერულ ფრონტებს, რომლებიც მნიშვნელოვანი ტემპერატურული და ბარიული გრადიენტების არეს მოიცავს ძლიერი ქარებით. მ ა ლ ი ე ფ რ ო ნ ტ ა ლ უ რ ზ ო ნ ა ს (მფზ) უწოდებენ (ნახ. 74-ა). მაღლივ ბარიულ ველში ყოველთვის შეიძლება შევეამჩნიოთ მაღალ და დაბალ წნევის არეს შორის განლაგებული ფრონტალური ზონები. აღნიშნულ სიმ-

აღლეზე ფრონტები ძირითადად წარმოიშობა არასიმეტრიულ დეფორმაციულ ველში (ნახ. 74-ბ).

იშვიათ შემთხვევაში იგი სიმეტრიული ველისთვისაც არ არის გამორიცხული.



ნახ. 74. მალღვი ფრონტალური ზონა (ა) და იგივე ზონა მალღვი ასიმეტრიულ დეფორმაციულ ველში (ბ)

§ 6. შრონები და ჰავალური დინებები

ტროპოსფეროს შუა და ზედაფენების ყოველდღიური რუკების შესწავლამ მეცნიერები მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ შემქიდროებული იზოპიფსების არეში განვითარებული მალღვი ფრონტალური ზონები გადადის რა ერთმანეთში, ვრცელდება დიდ მანძილზე — უფრო მეტად იგი დედამიწას გარშემოუვლის ერთ მთლიან ზოლად. ასეთ ფრონტებს მ ა ლ ლ ი ვ პ ლ ა ნ ე ტ ა ლ უ რ ფ რ ო ნ - ტ ა ლ უ რ ზ ო ნ ა ს (მპფზ) უწოდებენ. მპფზ-ს დედამიწის ზედაპირზე და გარკვეულ სიმაღლეზე უშუალოდ შეესაბამება ერთი კარგად გამოხატული მთავარი ფრონტი ან თანმიმდევრულად განლაგებული ორი ან სამი ურთიერთპარალელური ახლოს მდებარე ფრონტები. მპფზ-ში იზოპიფსების შემქიდროება (ტემპერატურის გადიდებული გრადიენტი) საკმაოდ კარგადაა გამოხატული 700 და 500 მბ იზობარულ ზედაპირებზე. უფრო მაღლა ტროპოსფეროს ზედა და სტრატოსფეროს ქვედაფენებში იზოპიფსები უფრო მქიდროვდება და ამიტომ, აქ ქარის მაქსიმალურ სიჩქარეთა ლოკალიზაცია ხდება. ამ ზონაში ჰაერის დინებები ვიწრო ზოლშია მოქცეული, რის გამოც ქარის სიჩქარე კოლოსალურ სიდიდეებს აღწევს. ჰაერის აღნიშნულ ნაკადს კ ა ვ ლ უ რ დ ი ნ ე ბ ე ბ ს უწოდებენ. იმ ხაზს, რომელიც აერთიანებს მაქსიმალურ სიჩქარეებს, კავლური დინებების ღერძი ეწოდება. კავლური დინებები მოიცავს ატმოსფეროს კინეტიკური

ენერგიის უდიდეს მარაგს. მათში ქარის სიჩქარე 60—130 მ/წმ აღ-
მატება.

ქავლური დინებები გავრცელებულია ძირითადად სუბტროპი-
კულ განედებზე, მაგრამ მას აღვილი აქვს აგრეთვე უფრო მაღალ
და დაბალ განედებზეც. სუბტროპიკულ და უფრო მაღალ განედებ-
ზე ქავლური დინებები დასავლეთის მიმართულებისაა, ხოლო ტრო-
პიკულ განედებზე — აღმოსავლეთის.

ი. კვარაცხელიას გამოკვლევით, ქავლური დინებების ღერძის
სიმაღლემ თბილისზე წლის განმავლობაში შეიძლება საშუალოდ
10—12 კმ-ს მიაღწიოს ან 6—7 კმ-ზე დაბლაც დაიწიოს. მისი სისქე
საშუალოდ 2—5 კმ-ს შორის იცვლება. ქავლური დინებების ღერძ-
თან მაქსიმალური სიჩქარე წლის განმავლობაში 40—75 მ/წმ აღ-
წევს.

ქავლური დინებების შესწავლას და მის პროგნოზირებას დიდი
მნიშვნელობა აქვს ავიაციის ნორმალური მუშაობისათვის.

გარდა ამისა, მასთან მჭიდროდაა დაკავშირებული ციკლონებისა
და ანტიციკლონების წარმოშობის პროცესები, რის გამოც დედამი-
წისპირა პროცესების დიაგნოზისა და პროგნოზირებისათვის ამ დე-
ნების შესწავლას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება.

§ 7. ტროპიკალური სიკლონები და ანტიციკლონები

ციკლონების წარმოშობა. თეორიები, რომლებიც
ტროპიკებს გარე ციკლონების და ანტიციკლონების წარმოშობას, ევ-
ოლუციასა და გადანაცვლებას ხსნის, ქრონოლოგიურად დაკავშირ-
ებულია სინოპტიკური მეტეოროლოგიის განვითარების ისტორიას-
თან.

ძირითადი თეორიებიდან პირველ ყოვლისა აღსანიშნავია კონ-
ვექციური, მექანიკური და კორიანტული თეორიები. უფრო მოკვი-
ანებით, როდესაც ოპერატიულ პრაქტიკაში შემოიღეს ფრონტალ-
ური ანალიზი, წამოყენებული იყო ტალღური თეორია. ფრონტალუ-
რი ანალიზის გაღრმავების შემდგომ პერიოდში კი, როდესაც აღ-
მოჩენილი იყო ციკლონებისა და ანტიციკლონების განვითარებასა
და მთვ შორის კავშირი, — დივერგენციული და ადვექციურ-დინ-
ამიკური თეორია.

პროგნოზების რიცხვითი მეთოდების განვითარება, რომელიც
აღმოცენებულია ჰიდრო და თერმოდინამიკის განტოლებათა ამოხ-
სნაზე, შესაძლებლობას გვაძლევს ვიმსჯელოთ წნევისა და ქარის ვე-
ლის ცვლილების ჰიდროდინამიკურ თეორიაზე, რომელშიც უშუა-

ლოდ შედის ციკლონებისა და ანტიციკლონების წარმოშობა, ევოლუცია და გადანაცვლება.

კონვექციურ-თერმული თეორიის მიხედვით დედამიწის ზედაპირზე ციკლონის ჩასახვისათვის საკმარისია მცირე ადგილობრივი დათბობა, რომლის დროსაც წარმოიშობა აღმავალი დენები. ამის შემდეგ აღმავალ დენებს და წნევის დაცემას ხელს უწყობს ღრუბლებისა და ნალექების წარმოშობასთან დაკავშირებული ორთქლადქცევის ფარული სითბოს გამოყოფა.

მექანიკური თეორიის თანახმად ჰაერის აღმავალი დენები წარმოიშობა არა მარტო გამთბარ ტერიტორიაზე, არამედ ყველგან, სადაც არსებობს ტემპერატურის ჰორიზონტალური დიდი გრადიენტი და სითბოს ადექცია. ამ თეორიის თანახმად აღმავალი ჰაერი, მიჰყვება რა ატმოსფეროს ცირკულაციის სისტემის ძირითად დინებებს, იშლება ჰორიზონტალური მიმართულებით, რის შედეგადაც აღმავალი ჰაერის ზონაში შეიქმნება ჰაერის მასის დეფიციტი და წნევა დაეცემა. წნევის დაცემის ადგილისაკენ ყველა მხრიდან მოედინება ჰაერი და კორიოლისის ძალის მოქმედებით წარმოიშობა ციკლონური კორიანტული მოძრაობა.

როგორც კონვექციური, ისე მექანიკური თეორიები ვერ ითვალისწინებენ ციკლო და ანტიციკლოგენეზის სხვა ძირითად ხელშემწყობ ფაქტორებს, რის გამოც ამ თეორიებით შეუძლებელი ხდება ციკლონების (ანტიციკლონების) სტადიების, თერმული რეჟიმისა და სხვა პრაქტიკული საკითხების ახსნა.

კორიანტული თეორიის მიხედვით ატმოსფეროში ყოველთვის არსებობს ტენდენცია ჰაერის ორი სხვადასხვა სიჩქარის დინების საზღვარზე დიდი მასშტაბის კორიანტელის წარმოსაშობად: ამასთან ციკლონური კორიანტელი განვითარდება მხოლოდ გარკვეულ პირობებში, სახელდობრ, როდესაც გვაქვს ტემპერატურის ჰორიზონტალური დიდი გრადიენტი, დიდი სინოტივე და ჰაერის მასის არამდგრადობა.

ტალღური თეორიის თანახმად, ციკლონები წარმოიშობა არამდგრად ფრონტებზე ტალღური აღრევის განვითარების შედეგად. ეს თეორია, შესაბამისად კორიანტელისა, მართალია, ვერ ხსნის ციკლოგენეზის რთულ ბუნებას, მაგრამ ციკლონების როგორც ფრონტალური ტალღის განხილვა გვეხმარება ამინდის პროგნოზის საქმეში.

დივერგენციული თეორიის ავტორები ცდილობენ წნევის დაცემა და ზრდა დედამიწის ზედაპირზე დაუკავშირონ ტროპოსფეროს შუა ფენებში ქარებს შემქმნელობას და განშლადობას.

არის ცდები ციკლოგენეზის (ანტიციკლოგენეზის) მფზ-თან დაკავშირებისა.

ამ თეორიის თანახმად მიწისპირა ციკლონი ღრმავდება და ანტიციკლონი სუსტდება, როცა აღნიშნული ცენტრების თავზე — ტროპოსფეროს შუა ფენებში ადგილი აქვს ჰაერის დენების გაშლას; ხოლო როცა იმავე ფენებში ჰაერის დენების კონვერგენცია ხდება, მაშინ აღინიშნება მიწისპირა ციკლონების შექმნა და ანტიციკლონის გაძლიერება. ამ თეორიით მფზ დელტის არეში შეიმჩნევა წნევის დაცემა და ციკლოგენეზი, ხოლო ზონის შესაეალში — წნევის ზრდა და ანტიციკლოგენეზი. სინოპტიკური პრაქტიკა გვიჩვენებს, რომ ამ მითითების გაპართლება შემთხვევების 60—70% -ს შეადგენს (ნახ. 74—75).

ადვექციურ-დინამიკური თეორიის თანახმად წნევის ლოკალური ცვლილება განიხილება როგორც შედეგი მისი ადვექციური და დინამიკური ცვლილებისა. ამასთან ადვექციური ფაქტორი განსაზღვრავს ბარიული და ტემპერატურული ველების გადატანას, დინამიკური კი — ციკლონებისა და ანტიციკლონების ჩასახვევოლუციას.

ციკლო და ანტიციკლოგენეზის ჰიდროდინამიკური თეორიის თანახმად წნევის ლოკალური ცვლილების ფიზიკური აზრის ასახსნელად გამოიყენება ბარიული ტენდენციის განტოლება, რომლის პრაქტიკულ გამოყენებას ართულებს განტოლებაში შემავალი წევრების რიგთა სხვადასხვაობა და საკმაო სიზუსტით მათი გამოთვლის სიძნელე.

თუმცა ბარიული ველის რიცხვით პროგნოზებში მიღებულია მნიშვნელოვანი შედეგები, მაგრამ ჭერჭერობით არ შეიძლება დაუკრით ითქვას, რომ ჰიდროდინამიკური თეორია გვაძლევს ციკლო და ანტიციკლოგენეზის მთლიან დასრულებულ სურათს; ჭერ ერთი, ჰიდროდინამიკის და თერმოდინამიკის განტოლებათა გამოყენება ბარიული ველის პროგნოზის ამოცანისათვის ყოველთვის ვერ იძლევა დამაკმაყოფილებელ შედეგს, მეორეც, ციკლონები და ანტიციკლონები წარმოადგენენ ატმოსფეროს ცირკულაციის სპეციფიკურ ფორმას, რომლებსაც გააჩნიათ უამრავი ინდივიდუალური თვისებები, რომელთა ახსნა შეიძლება მივიღოთ მხოლოდ მაშინ, თუ მხედველობაში მივიღებთ მთელი პროცესების კომპლექსს, რომლებიც აპირობებს ციკლონებისა და ანტიციკლონების ჩასახვეასა და განვითარებას.

ციკლონები და ანტიციკლონები წარმოადგენენ ატმოსფეროს ცირკულაციის მნიშვნელოვან ფორმებს, ამიტომ პროგნოზირების

რიცხვითი მეთოდების შემდგომ დაზუსტებასთან ერთად აუცილებელია ციკლო და ანტიციკლოგენეზის უფრო ზუსტი ფიზიკური თეორიის შემუშავება.

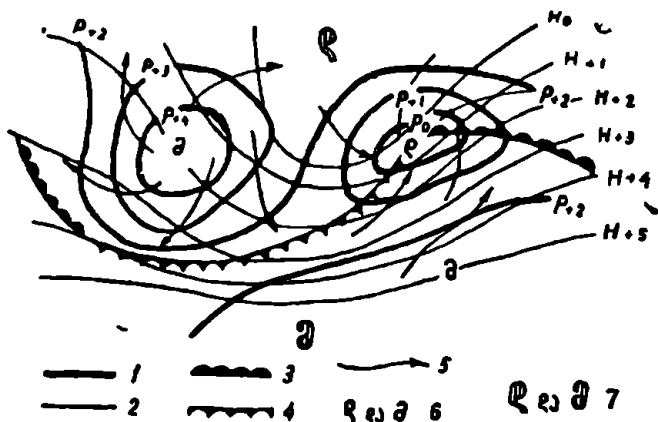
ტროპიკებსგარე ციკლონები მათი წარმოშობისა და განვითარების თავისებურებათა მიხედვით შეიძლება იყოს ფრონტალური და არაფრონტალური (ადგილობრივი, თეჰელი).

ზოგადფრონტალური ციკლონების წარმოშობა მიმდინარეობს შემდეგნაირად: როგორც ცნობილია, ფრონტის ერთ მხარეს — თბილ ქაერში იზობარული ზედაპირები უფრო მაღლა მდებარეობს, ვიდრე ცივში, ეს იწვევს ფრონტალურ ზონაში იზობარების მკვეთრ შემობრუნებას ცივი ქაერისაკენ; რაც უფრო მეტია იზობარების სიმრუდე ფრონტალურ ზონაში, მით უფრო მეტია ქარის სიჩქარე.

თბილ და ცივ ქაერს შორის მნიშვნელოვანი ტემპერატურული კონტრასტი, ორივე მასაში ქაერის დინებათა სხვადასხვა მიმართულება, ბარიული გრადიენტის არსებობა და, ამასთან, ქაერის ღრუბებზე კორიოლისის გადამხრელი ძალის მოქმედება და სხვ., საბოლოო ჯამში იწვევს ფრონტის ორივე მხარეს ქაერის მასათა მოძრაობის რხევას. ფრონტალური ზედაპირი განიცდის დეფორმაციას, ე. ი. ფრონტის ხაზზე წარმოიშობა ტალღა, რომლის მწვერვალი ბარიული მინიმუმის ცენტრში მდებარეობს. ტალღების წარმოშობას განიხილავენ როგორც ფრონტების მდგრადობის მდგომარეობიდან გამოსვლას (ნახ. 75).

როგორც ნახ. 75 ჩანს, ტალღის წარმოშობა ხდება არა მარტო ფრონტის მიწისპირა ნაწილში, არამედ ფრონტალური ზედაპირის გარკვეულ სიმაღლეზეც. როგორც ვხედავთ, დედამიწის ზედაპირზე ციკლონი წარმოიშობა მაღლივი ღარის წინა ნაწილის ქვემოთ ან მაღლივი თხემის ზურგის ქვედა ნაწილში, ხოლო ანტიციკლონი — მაღლივი თხემის წინა ქვედა ნაწილში ან მაღლივი ღარის უკანა ნაწილში. ფრონტის ტალღისებური მოხრილობის შედეგად ჩნდება ფრონტის თბილი და ცივი-ნაწილები. თბილი ქაერი სამხრეთიდან ებჭინება რა ცივს, გადაინაცვლებს შორს ჩრდილოეთისაკენ — თბილი ფრონტის სახით, ხოლო ცივი ქაერი — სამხრეთისაკენ — ცივი ფრონტის სახით. აქედან გამომდინარე, ფრონტის გასწვრივ ქაერის დინებები შორდება ზონალურს და უფრო მეტად მერიდიანულ შემადგენელს ღებულობს. მაშასადამე, ტალღის წინა ნაწილი ღებულობს თბილი ფრონტის ხასიათს, ხოლო ფრონტის ის ნაწილი, რომელიც ტალღის ზურგშია მოქცეული — ცივი ფრონტისას. თბილსა და ცივ ფრონტს შორის მოქცეულია ციკლონის თბილი სექტორი, რომელიც მაღალი ტემპერატურებით ხასიათდება.

ტროპიკებსგარე განედებზე ციკლონების წარმოშობა ხდება არქტიკულ და უფრო მეტად პოლარულ ფრონტზე. პოლარულ ფრონტზე (აგრეთვე არქტიკულზეც) ტალღური აღრევა დიდ მანძილზე ვრცელდება (1000 კმ და მეტი). არჩევენ მდგრად და არამდგრად ფრონტალურ ტალღებს. მდგრადად ითვლება ის ტალღები, რომელთა ამპლიტუდა დროთა განმავლობაში არ მატულობს, ე. ი. უცვლელ-



ნახ. 75. ფრონტალური ზონის დეფორმაცია ციკლონის წარმოშობის არეში

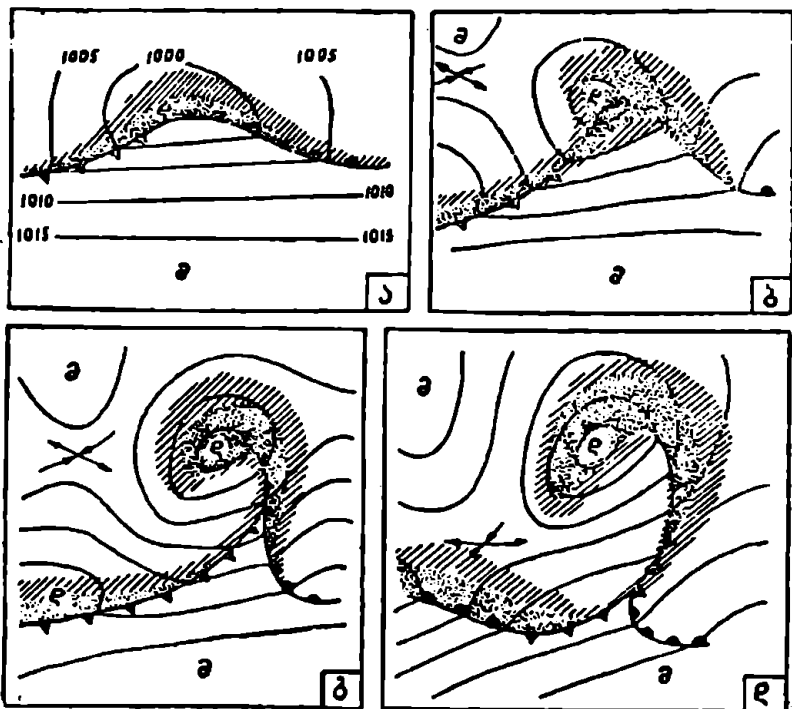
1 — იზობარები დედამიწის ზედაპირზე; 2 — მალღივი იზოპიფსები; 3 — თბილ ფრონტი; 4 — ცივი ფრონტი; 5 — დენის ხაზები დედამიწაზე; 6. დ და მ — დაბალი და მაღალი წნევა, დედამიწაზე; 7. დ და მ — დაბალი და მაღალი წნევა მაღალ ფენებში

ლია. ასეთი ტალღები თანდათანობით ქრება. არამდგრად ტალღებს მიეკუთვნება ისეთები, რომელთა ამპლიტუდები დროთა განმავლობაში მატულობენ. ასეთ ტალღაზე აღინიშნება ჰაერის ციკლონური მოძრაობის ჩანასახი. დადგენილია, რომ ტალღა შეიძლება არამდგრადი იყოს ტალღის სიგრძის ორ მონაკვეთში: მცირე სიგრძისას და როცა 500 კმ-ს აღემატება. ამრიგად, ტალღის განვითარება პრაქტიკულად ციკლონების განვითარებასთანაა დაკავშირებული.

ფრონტის დეფორმაცია შეიძლება რამდენიმე ადგილას მოხდეს. ამ შემთხვევაში ტალღები თანმიმდევრულად განლაგდება თვითნებური განვითარების (ციკლონთა განვითარების) მიხედვით და მოძრაობს უმთავრესად დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ.

ფრონტალური ციკლონებისათვის არჩევენ განვითარების ოთხ ძირითად სტადიას (ნახ. 76).

პირველი სტადია ციკლონის განვითარების საწყისია (ა) და მას ტალღური აღრევის სტადიას უწოდებენ. ციკლონი წარმოდგენილია ერთი დახშული იზობარით, რომლის ცენტრშიც დაბალი წნევა ყალიბდება და, ამასთან, აქ თავს იყრის თბილი და ცივი ფრონტები. ეს სტადია, როგორც აღვნიშნეთ, წარმოადგენს ძირითადი ფრონტის დეფორმაციის შედეგს.



კიოხოთი ნიშნები: 1 — 2 — 3 — 4 — 5

ნახ. 76. ფრონტებზე ციკლონთა განვითარების სტადიები:
 1 — მთლიანი მოღრუბულობა; 2 — გაბმული ნალექები;
 3. თბილი, 4. ცივი და 5. ოკლუზიის ფრონტები

მეორე სტადია ახალგაზრდა ციკლონია (ბ), რომელიც ტალღური სტადიის შემდგომ განვითარებად უნდა მივიჩნიოთ. აქ წნევის დაცემა ძლიერდება და ციკლონური ცირკულაცია თანდათანობით

ვრცელდება სიმაღლის მიხედვით. თბილი და ცივი ჰაერის მანების ურთიერთსაწინააღმდეგო ადვექციის გაძლიერებასთან ერთად ვითარდება ფრონტალური ტალღაც (ამპლიტუდა და სიგრძე). ეს იწვევს კარგად გამოსახულ თბილი სექტორის გაჩენას.

მესამე სტადიაში ციკლონი ოკლუდირებულ მდგომარეობაშია (გ). მართალია, მის ცენტრში წნევის მეტ გაღრმავებას აქვს ადგილი, მაგრამ ამის შემდეგ მისი შეესება უფრო ინტენსიურად წარიმართება. ვინაიდან ცივი ფრონტი თბილზე უფრო მეტი სიჩქარით მოძრაობს, ამიტომ იგი თანდათანობით უახლოვდება ამ უკანასკნელს, ციკლონის თბილი სექტორი სულ უფრო ვიწროვდება და ბოლოს ცივი და თბილი ფრონტის ურთიერთშეერთებისას წარმოიშობა რთული სტრუქტურის ერთიანი ფრონტი, რომელსაც ოკლუზიის ფრონტს უწოდებენ. დედამიწის ზედაპირზე თბილი სექტორი შემორჩენილია მხოლოდ ციკლონის სამხრეთ პერიფერიაზე. ქვედაფენებში ციკლონის შევსება ხდება ცივი ჰაერით; ზედაფენებში გრძელდება თბილი ჰაერის აღმა ასვლა; სანამ ეს პროცესი მიმდინარეობს, ციკლონი სიცოცხლისუნარიანობას ინარჩუნებს.

ბოლო, მეოთხე სტადიაში (დ) ციკლონი იმყოფება შევსების (ქრობის) მდგომარეობაში. ვინაიდან ქვედაფენები ცივი ჰაერის მასებითაა დაკავებული, ხოლო თბილი — ტროპოსფეროს მაღალ ფენებშია მოქცეული, ქვემოთ ტემპერატურული კონტრასტი მკვეთრად მცირდება, წნევა მატულობს და ამიტომ ციკლონიც მთლიანად ქრება.

ზემოთ აღნიშნული იყო, რომ მთავარი ფრონტის დეფორმაცია შეიძლება რამდენიმე ადგილას მოხდეს. ასეთ შემთხვევაში წარმოიშობა ციკლონთა მთელი სერია, რომელიც განვითარების სხვადასხვა სტადიაში იმყოფება. ისინი გადაადგილდებიან ერთიმეორის მიყოლებით ფრონტის გასწვრივ. ყოველი მომდევნო ციკლონი გადაადგილდება წინ მიმავალი ციკლონის სამხრეთით, რადგან მთავარი ფრონტის ცივი ნაწილი, ყოველი ახალი ციკლონის წარმოშობასთან ერთად, გადაინაცვლებს სამხრეთით; არის შემთხვევები, როცა ახლადწარმოშობილი ციკლონი, დაეწევა რა უკვე მცირე სიჩქარის მქონე ოკლუდირების ან შევსების სტადიაში მყოფ ციკლონს, შეუერთდება მას და შეიძლება ისე გააძლიეროს იგი, რომ შესუსტების სტადიაში მყოფმა ციკლონმა ახალგაზრდა ციკლონის თვისებები მიიღოს; ამ პროცესს ციკლონის რეგენერაცია ეწოდება.

არქტიკულ და პოლარულ ფრონტებზე წლის განმავლობაში მრავალი ციკლონი წარმოიშობა და ვითარდება. იგი მნიშვნელოვან ტერიტორიას მოიცავს. კარგად განვითარებული ციკლონის დიამეტრი ჩვეულებრივ 1000 კმ-ია, მაგრამ შესაძლებელია მან ამ ციფრს ორჯერაც გადააჭარბოს. თერმული წარმოშობის ციკლონებში, სადაც მინიმალური წნევა ერთი დახშული იზობარიითაა წარმოდგენილი, დიამეტრი 200—300 კმ-ს შეადგენს. ციკლონები შეიძლება ვრცელდებოდეს ტროპოსფეროს სხვადასხვა ფენებში; ამისდა მიხედვით არჩევენ დაბალ, საშუალო და მაღალ ციკლონებს. დაბალი ციკლონი დროთა განმავლობაში შეიძლება განვითარდეს და მიაღწიოს ტროპოსფეროს ზედა საზღვრებს. სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურა ციკლონებში ეცემა და ციკლონის თავზე წარმოიშობა სიცივის არე. ნათლად გამოხატული სიცივის კერები ტროპოსფეროს მთელ სიმაღლეზე მაღალ ციკლონებს გააჩნია. როგორც ვხედავთ, მიწისპირა ფენებში ციკლონის ცენტრში თუ სითბოს კერებთან გვაქვს საქმე, ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში იგი შეიცვლება სიცივის არეა.

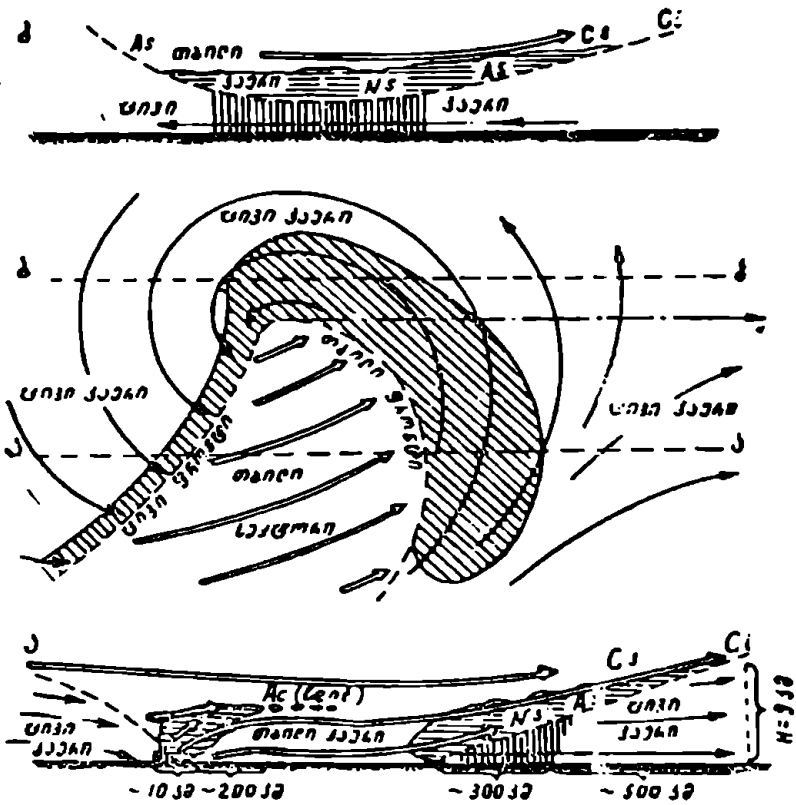
ციკლონის ცენტრში წნევა დასაწყისში შეიძლება 995—1010 მმ შეადგენდეს; მაგრამ, რაც უფრო ვითარდება იგი, მით უფრო ეცემა წნევა და ციკლონი ღრმავდება.

ქარი მოძრაობს საათის ისრის საწინააღმდეგოდ (სამხრეთ ნახევარსფეროში — საათის ისრის მიმართულებით) და მიმართულია ციკლონის ცენტრისაკენ. მისი სიჩქარე ჩვეულებრივ 10—15 მ/წმ შორის მერყეობს, მაგრამ მან შეიძლება 30 მ/წმ-აც გადააჭარბოს.

ახალგაზრდა ციკლონისათვის დამახასიათებელია თბილი სექტორის არსებობა, რომელიც შემოსაზღვრულია წინიდან თბილი და ზურგიდან ცივი ფრონტებით (ნახ. 77). იგი დაახლოებით მიეკუთვნება საშუალო ციკლონთა ჯგუფს. ციკლონის ცენტრი თბილი სექტორის წვეროს ემთხვევა. ციკლონი გადაადგილდება თბილი სექტორის იზობარების პარალელურად. ახალგაზრდა ციკლონი, როგორც წესი; დასაწყისში დაბალი ბარიული წარმოშობისაა. შემდგომი გარემოების სტადიაში კი ციკლონის თავზე მაღალ ფენებშიც ჩნდება დაბალი წნევის არე, ე. ი. ციკლონი ხდება მაღლაკი.

ახალგაზრდა ციკლონში ამინდიანობის პირობები ძირითადად განისაზღვრება არა მარტო ჰაერის მასებისა და ფრონტების თვისებებით, არამედ სეზონების, ოროგრაფიისა და ადგილობრივი პირობების ზეგავლენითაც. ამინდის პირობების მიხედვით ციკლონში შეიძლება პირობითად გამოვყოთ სამი ზონა (ნახ. 77): 1. ციკლონის

წინა ნაწილი. აქ ამინდის პირობებს თბილი ფრონტი განსაზღვრავს. ფრონტის ხაზთან მიახლოებისას ღრუბლების სიმძლავრე თანდათანობით მატულობს და გაბმული ნალექების ინტენსივობაც იზრდება; 2. თბილი სექტორი: ამინდის პირობები დამოკიდებულია მონადენი ჰაერის თვისებებზე. თბილ სექტორში სამხრეთიდან მონადენი თბი-



ნახ. 77. ახალგაზრდა ციკლონის სტრუქტურა და ამინდის...ობის პირობები

ლი ჰაერი, მაღალი ტემპერატურისა და მნიშვნელოვანი ტენზომეტრული მიუხედავად, ჩრდილოეთით გადაადგილებისას (ცივ ზედაპირზე) მდგრად თვისებებს იძენს; ვითარდება ფენა ღრუბლები (S₁ ან S₂) ჟინელო ნალექებით და ადვექციური ნისლით. ზაფხულობით, თუ თბილი ჰაერი შედარებით სიმშრალით გამოირჩევა, მაშინ გაბატონებულია შედარებით მშრალი ამინდი მცირე მოლრუბლულ-

ობით; 3. ცივი ფრონტი: აქ ტენარამდგრად თბილ ჰაერში ვითარდება ინტენსიური გროვა-წვიმის (ცხ) ღრუბლები; მათთვის დამახასიათებელია ქვეა-ქუხილი, თავსხმა ნალექები, სეტყვა; ქარი ძლიერდება ზოგჯერ შვეალამდეც კი. თუ ჰაერი მშრალია, მაშინ კონვექცია და ატმოსფეროს სხვა მოვლენები მნიშვნელოვან განვითარებას ვერ პოულობენ. ცივი ფრონტის წინ გროვა-წვიმის ღრუბლებასა და თავსხმა ნალექების ზონის სიგანე 100 კმ-ის ფარგლებში იცვლება, მაშინ როდესაც თბილი ფრონტის წინ გაბმული ნალექები რამდენიმე ასეულ კილომეტრს მოიცავს.

ახალგაზრდა ციკლონში ამინდის თანმიმდევრობითი ცვლილების დახასიათება შეიძლება მოვახდინოთ ციკლონის სხვადასხვა ადგილას გამავალი აა და ბბ ჰრილის მიხედვით. ციკლონის დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მოძრაობისას აა ხაზზე თანმიმდევრულად გაივლის: თბილი ფრონტი, ციკლონის თბილი სექტორი, ცივი ფრონტი და ბოლოს ციკლონის უკანა ნაწილი მათთვის დამახასიათებელი ღრუბლებითა და ნალექების ხასიათით (ა). ციკლონის მოახლოებას გვაუწყებს არა მარტო წნევის დაცემა, არამედ ფრთა ღრუბლები, რომლებიც დასავლეთის მხრიდან გვიახლოვდება. ქარის მიმართულება სამხრეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან გადადის სამხრეთ-დასავლეთში (თბილი სექტორი), ხოლო ცივი ფრონტის გავლისას — ჩრდილო-დასავლეთში და უფრო ძლიერდება. თბილ სექტორში სამხრეთიდან მონადენი თბილი ჰაერი, მნიშვნელოვანი ტენშემცველობის მიუხედავად, ჩრდილოეთით გადაადგილებისას (ცივ ზედაპირზე) მდგრად თვისებებს იძენს; ვითარდება ფენა ღრუბლები ეინკლა ნალექებით და ადექეციური ნილით.

ბბ ხაზზე ღრუბლები თბილი ფრონტის ტიპისაა, ე. ი. ფრთა ღრუბლებს (Ci და Cs) ცვლის As—Ns ღრუბლები (ბ). ქარი სამხრეთ-აღმოსავლეთ და აღმოსავლეთ რუმბიდან გადადის ჩრდილო-აღმოსავლეთის, ჩრდილოეთისა და შემდეგ ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებაში. ნალექები თბილი ფრონტისათვის დამახასიათებელი გაბმული ხასიათისაა.

ოკლეზიის ფრონტში გაერთიანებულია თბილი და ცივი ფრონტების თვისებები. ღრუბლიანობის პირობები ქვედაფენებში უფრო თბილი ფრონტისას უახლოვდება (Ci, Cs, As და Ns), ხოლო ზედაფენებში — ცივი ფრონტისას, რომლისთვისაც დამახასიათებელია ძლიერი გროვა-წვიმის ღრუბლები; ამიტომაც, რომ ოკლეზიის ფრონტის გავლისას ჯერ ადგილი აქვს გაბმულ ნალექებს, შემდეგ მას ცვლის მცირე ხანგრძლივობის თავსხმა ნალექები, რომლებიც ისევ გაბმული ნალექებით იცვლება.

ციკლონები განუწყვეტელ მოძრაობაშია. მიუხედავად იმისა, რომ ციკლონის სხვადასხვა ნაწილში ქარის მიმართულება და სიჩქარე სხვადასხვაა, იგი გადაადგილება ტროპოსფეროს შუა და მაღალ ფენებში ჰაერის საერთო გადატანის მიმართულებით — დასავლეთიდან აღმოსავლეთააკენ. ვინაიდან ახალგაზრდა ციკლონის თბილ სექტორში გამავალი იზობარების მიმართულება სიმაღლის მიხედვით თითქმის უცვლელი რჩება და ქარის მიმართულებაც არ იცვლება, ამიტომ ციკლონი მოძრაობს თბილი სექტორის იზობარების მიმართულებით.

ციკლონების მოძრაობის სიჩქარე საშუალოდ 30—40 კმ/სთ შეადგენს. განვითარების საწყის სტადიაში ისინი საშუალოდ მოძრაობენ წაშლოლი ნაკადის სიჩქარით (40—50 კმ/სთ). ცალკეულ შემთხვევაში ციკლონის სიჩქარე 80 კმ/სთ აკარბებს. განვითარების გვიან სტადიაში მისი სიჩქარე მკვეთრად მცირდება.

საქართველოს ამინდიანობის პირობებზე ზამთარში ძირითად გავლენას ახდენს ხმელთაშუა ზღვის პოლარულ ფრონტზე წარმოშობილი ციკლონები. შავი ზღვიდან ხმელეთზე გადმონაცვლების შემდეგ, ოროგრაფიული პირობების ზეგავლენით ციკლონთა ოკლუზირება ჩქარდება, ტემპერატურა მნიშვნელოვნად ეკემა და უხვი ნალექების მოსვლა შეიძლება რამდენიმე დღეს გაგრძელდეს.

ანტიციკლონი. ანტიციკლონი მაღალი წნევის არეა, სადაც ქარის ბრუნვითი მოძრაობა მიმართულია ცენტრიდან პერიფერიისაკენ საათის ისრის მიმართულებით — ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში და საწინააღმდეგოდ — სამხრეთ ნახევარსფეროში. ატმოსფეროს ქვედაფენებში ანტიციკლონები, უმეტეს შემთხვევაში, ერთგვაროვან ჰაერის მასებში ვითარდება, რის გამოც მათ ფრონტები არ გააჩნიათ. ფრონტები უმეტესად ანტიციკლონის პერიფერიაზე გადიან და ამიტომ ისინი ცენტრალური ნაწილის ამინდიანობის პირობებზე გავლენას ვერ ახდენენ. ანტიციკლონის ცენტრალურ ნაწილში ადგილი აქვს ჰაერის დაღმავალ დენებს, რის გამოც ჰაერი ადიაბატურად თბება. შორდება გაყვანის მდგომარეობას და წარმოიშობა ტემპერატურული ინვერსია უღრუბლო მშრალი ამინდით.

ანტიციკლონის ზომა საერთოდ აღემატება ციკლონისას. ახალგაზრდობის სტადიაში თუ ორივე სისტემას ერთნაირი სიჩქარე გააჩნია, მომწიფებისა და ქრობის სტადიაში ანტიციკლონის სიჩქარე მნიშვნელოვნად ჩამორჩება ციკლონისას. ანტიციკლონის ცენტრალურ ნაწილში ქარის სიჩქარე ძლიერ შესუსტებულია, პერიფერიებში კი მნიშვნელოვნად ძლიერდება.

მდებარეობის, სიდიდის, განვითარებისა და ამინდიანობის პირობების მიხედვით ს. ხრომოვმა გამოყო ანტიციკლონის შემდეგი ტიპები: 1. შუალედური ანტიციკლონი: იგი სწრაფად მოძრავი მაღალი წნევის არეა, რომელიც წარმოიშობა ერთი სერიის ორ ცალკეულ ციკლონთა შორის. მიწისპირა ფენებში შუალედური ანტიციკლონი წარმოდგენილია ცივი ჰაერის მასებში ბარიული თხემის სახით; 2. ჩამკეტი ანტიციკლონი, რომელიც ციკლონთა სერიის უკანასკნელი ციკლონის ზურგშია მოქცეული. მას მნიშვნელოვანი ფართობი უკავია, მკვეთრად გამოხატული დახშული იზობარებიანა წარმოდგენილი და ღრმად სამხრეთისაკენ არის გადანაცვლებული; 3. ზომიერი განედების სტაციონარული ანტიციკლონი: იგი ხმელეთის ზედაპირზე ზამთარში წარმოიშობა, ოქეანეთა ზედაპირზე კი — ზაფხულში 4. არქტიკული ზონის სტაციონარული ანტიციკლონი: წარმოიშობა ზამთრის პერიოდში და არქტიკული ჰაერის ფორმირების კერას წარმოადგენს; 5. სუბტროპიკული სტაციონარული ანტიციკლონი ფორმირდება ტროპიკულ ჰაერში და დიდ სიმაღლემდე ვრცელდება. იგი პერიოდულად ძლიერდება ჩრდილოეთიდან წამოსული მეორე ტიპის ცივი ანტიციკლონის შეერთების მეშვეობით.

წლის თბილ სეზონში საქართველოს ამინდიანობის პირობებზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონი. როდესაც აღნიშნული ანტიციკლონის თხემი იკავებს საქართველოს ტერიტორიას, დგება მცირეღრუბლიანი, მზიანი ამინდი, რომლის დროსაც ინტენსიურად ვითარდება სანაპირო ბრიზები და მთა-ხეობის ქარები.

კარგად განვითარებული ანტიციკლონი დიდ სიმაღლემდე ვრცელდება და ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში წარმოშობს თბილ არეს, რის გამოც ტროპოპაუზის სიმაღლე მაღლა იწევს. ევროპაში ანტიციკლონის მაღალი ფენების ტემპერატურა საშუალოდ 7°-ით აღემატება ციკლონისას.

ანტიციკლონებში ამინდიანობის პირობები შეიძლება სხვადასხვაგვარი იყოს, მაგრამ უმრავლეს შემთხვევაში ჰაერის მდგრადი სტრატოფიკაციის გამო მათში კარგი ამინდის ფორმირების უკეთესი პირობები არსებობს, ვიდრე ეს ციკლონშია. ანტიციკლონებში გაბატონებული ატმოსფეროს მდგრადი სტრატოფიკაცია (რადიაციული, ადვექციური და ზედაფენებში კუმშვის ინვერსიები) ხელს უშლის ღრუბლებიან და ნალექების წარმოშობას.

ინვერსიის ფენის ქვემოთ ხშირად ფენა და ფენა-გროვა ღრუბ-
ლები წარმოიშობა, რომელთაც ზოგჯერ შეუძლიათ ყინულა ნალე-
ქების მოცემა. ზაფხულში ძლიერმა ინსოლაციურმა პროცესებმა შე-
იძლება მაღალი ინვერსიები დაარღვიოს და კონვექციურმა პროცეს-
ებმა გამოიწვიოს მძლავრი გროვა და გროვა-წვიმის ღრუბლები
თავსხმა ნალექებით.

ევროპაში ანტიციკლონების ფორმირებისა და მოძრაობის ტრა-
ექტორიის საფუძველზე ბ. მულტანოვსკიმ დაადგინა მათი გადაად-
ვილების ძირითადი მიმართულებანი, რომელთაც გადასაცვლების
დ ე რ ძ ე ბ ს უწოდებენ. არჩევენ შემდეგ ღერძებს: 1. ა ზ ო რ ი ს
დ ე რ ძ ი: ზაფხულის პერიოდში აზორიის სუბტროპიკული ანტიციკ-
ლონიდან გამოყოფილი მაღალი წნევის ბირთვები მოძრაობს დასავ-
ლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, უფრო მეტად ჩრდილო-აღმოსავლე-
თისაკენ და იკავებს ევროპის ტერიტორიას; 2. ნ ო რ მ ა ლ უ რ ი
პ ო ლ ა რ უ ლ ი დ ე რ ძ ი: გზენლანდიისა და შპიცბერგენის რაიონ-
ნიდან უმეტესად თბილ პერიოდში ანტიციკლონი გადაადგილება
სამხრეთ-აღმოსავლეთით და თან მოაქვს ზღვის არქტიკული ჰაერი;
3. უ ლ ტ რ ა პ ო ლ ა რ უ ლ ი დ ე რ ძ ი: ეს ანტიციკლონები ევრ-
ოპაში გვევლინება ზამთარში ბარენცისა და კარის ზღვებიდან და
ტაიმირის ნ/კუნძულებიდან. ისინი მოძრაობენ ჩრდილოეთიდან სამ-
ხრეთისაკენ ან ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთი-
აკენ, თან მოაქვთ კონტინენტური არქტიკული ჰაერის მასები;
4. ც ი მ ბ ი რ ი ს დ ე რ ძ ი: დასავლეთ ციმბირის ტერიტორიაზე ზამ-
თრობით წარმოშობილი და გაძლიერებული ანტიციკლონი თხემის
სახით ვრცელდება დასავლეთისაკენ (ევროპისაკენ). თხემის სამხრეთ
პერიფერიიდან სამხრეთი რაიონებისაკენ იჭრება ცივი კონტინენტუ-
რი პოლარული ჰაერის მასები, ხოლო მის ჩრდილო-დასავლეთ და
ჩრდილოეთ პერიფერიაზე — ატლანტიკის თბილი ზღვის პოლარუ-
ლი მასები.

§ 8. ამინდის სამსახური და ამინდის პროგნოზი

დედამიწის ზედაპირის ყოველ წერტილში ამინდის პირობების
ცოდნა და მისი წინასწარმეტყველება მეტეოროლოგიის ძირითადი
ამოცანაა. ჰაერის მასებისა და ფრონტების წარმოშობა, ციკლონებისა
და ანტიციკლონების განვითარება და მათი გადაადგილება წარმო-
ადგენენ იმ ძირითად პროცესებს, რომელნიც განაპირობებენ ამინ-
დის სხვადასხვაგვარობას. აღნიშნული პროცესები იმდენად რთუ-
ლია და სხვადასხვა მასშტაბის, რომ ამინდის პროგნოზირების საკ-
ითხი ამჟამადაც ერთ-ერთ ურთულეს პრობლემად რჩება.

მოცემულ რაიონში ამინდის პირობები და მისი შემდგომი ცვლილება დამოკიდებულია პირველ ყოვლისა სინოპტიკური პროცესების განვითარებაზე. ე. ი. რომელი ჰაერის მასითაა დაკავებული რაიონი და მოკლე ხანში რომელი მასა შეცვლის მას, ახლოსაა თუ არა ფრონტი და რა სიჩქარით მოძრაობს იგი, ციკლონის რომელი ნაწილი გაივლის იქ და სხვ. როგორც ვხედავთ უახლოეს დროში ამინდის ცვლილების ხასიათი რომ ვიწინასწარმეტყველოთ, საჭიროა ამინდიანობის პირობებისა და სინოპტიკური პროცესების განვითარების ხასიათის გამორკვევა შედარებით დიდ ტერიტორიაზე; ეს კი შესაძლებელია სინოპტიკურ რუკებზე.

ამინდის პროგნოზირებით, აგრეთვე გარკვეულ რაიონში მიმდინარე ამინდიანობის პირობებით დაინტერესებულია სახალხო მეურნეობის ცალკეული დარგები, ორგანიზაციები, დაწესებულებები და მოსახლეობა, რომლებიც აღნიშნულ საკითხებთან დაკავშირებულ ყოველგვარ ინფორმაციას ღებულობენ ამინდის სამსახურში იღებენ.

საბჭოთა კავშირში ამინდის სამსახურის ცენტრალური დაწესებულებაა მოსკოვში — ჰიდრომეტცენტრი: მოკავშირე და ავტონომიურ რესპუბლიკებს, ოლქებს, ტრანსპორტის ცალკეულ სახეობებს (ავიაცია, საზღვაო ფლოტი) და სხვ. აქვთ ამინდის ბიუროები.

ამინდის ბიუროებში თავს იყრის მეტეოსადგურებიდან მიღებული (ტელეფონით, ტელეგრაფით ან რადიოთი) ამინდის ცნობები, რომლებიც დაშიფრულია სპეციალური ციფრობრივი კოდების მეშვეობით. აღნიშნულ მონაცემებს დაიტანენ (ყოველი ჰუნქტისათვის) ციფრებისა და პირობითი ნიშნების მიხედვით სინოპტიკურ რუკაზე. შემდეგ ამ რუკებზე ატარებენ იზობარებს და გამოყოფენ სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასებს და მათ შორის გამოყოფ ფრონტებს, შემოსაზღვრავენ ნალექების, ნისლის, ჰეჟა-ქუხილისა და სხვა მოვლენათა ზონებს. ამის შედეგად შეიძლება მივიღოთ სრული სურათი ბარიული არეების—ციკლონებისა და ანტიციკლონების—განაწილებისა.

ამინდის პროგნოზისათვის პირველ ყოვლისა საჭიროა სინოპტიკური რუკებისა და აეროლოგიური მონაცემების საფუძველზე ატმოსფეროს პროცესების ზუსტი ანალიზის ჩატარება. ანალიზის ძირითად მიზანს შეადგენს ბარიული სისტემებისა (ციკლონებისა და ანტიციკლონების) და ფრონტების წარმოშობის, გადაადგილებისა და მათი ევოლუციის გამორკვევა. ჰაერის მასების მოძრაობის ხასიათისა და მათი თვისებების ცვლილების დადგენა. აქედან გამომდინარე

ნარე, დღე-ღამის განმავლობაში ადგენენ რამდენიმე სინოპტიკურ რუკას, სადაც თანმიმდევრობით ყოველ მომდევნო რუკის მეშვეობით არკვევენ ზემოაღნიშნული ბარიული სისტემებისა და ჰაერის მასების არა მარტო შესაძლო გადაადგილების გზას მომავალი დღე-ღამის ან უფრო მეტი პერიოდის განმავლობაში, არამედ მათი ცვლილების ხასიათსაც. მაშასადამე, 1—2-დღიანი ამინდის პროგნოზისათვის საჭიროა წინასწარ ვივარაუდოთ ბარიული სისტემებისა და ფრონტების რომელი ნაწილი ან რა თვისების ჰაერის მასა გაივლის მოცემულ პუნქტზე და როგორ ამინდს უნდა მოველოდეთ აქ. ზემოაღნიშნული მეთოდი, რომელსაც სინოპტიკურ მეთოდს უწოდებენ, გამოიყენება ამინდის მოკლევადიანი პროგნოზისათვის (1—2 დღე-ღამე).

ბოლო წლებში საბჭოთა კავშირსა და სხვა ქვეყნებში დიდი გამოყენება პოვა ამინდის მოკლევადიანი პროგნოზის რიცხვითა მეთოდმა.

დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ამინდის გრძელვადიან პროგნოზს (სამლდოური პერიოდის, თვის და სეზონის).

გრძელვადიანი პროგნოზის მრავალი მეთოდი არსებობს. საბჭოთა კავშირში გამოყენებულია რუსი მეცნიერის ბ. მულტანოვსკის მიერ შემუშავებული მეთოდი, რომელსაც შემდგომი გაღრმავება და განვითარება მისცა ს. ფადაეამ. ამ მეთოდის არსი ის არის, რომ ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესები, რომლებიც ხანგრძლივი დროის განმავლობაში განსაზღვრავს ამინდიანობის პირობებს, გაპირობებულია ატმოსფეროს მოქმედი ცენტრებით — ციკლონებით და ანტიციკლონებით. ყოველდღიური სინოპტიკური რუკებიდან ამოკრეფენ ციკლონებისა და ანტიციკლონების ცენტრების ყოველდღიურ მდგომარეობას წარმოშობიდან ქრობის მომენტამდე და სპეციალური პირობითი ნიშნების მეშვეობით მას დაიტანენ ნაკრებ რუკაზე, რომელსაც კრებად კინეტიკურ რუკებს უწოდებენ. თუ აღნიშნული წერტილების ნიშნების დაჯგუფებაში მოხდა რაიმე ცვლილება (ციკლონებისა და ანტიციკლონების წერტილებს ერთმანეთში აღრევა), მაშინ უნდა მოველოდეთ ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის მთლიან გარდაქმნას და ზემოაღნიშნული პერიოდისათვის დამახასიათებელი ამინდიანობის შემდგომ ცვლილებას. ზემოაღნიშნულ წერტილთა დაჯგუფებანი განსაზღვრავენ მოცემულ პერიოდში ციკლონებისა და ანტიციკლონების ცენტრების მოძრაობის მიმართულებას. ასეთ პერიოდს ბუნებრივი სინოპტიკური პერიოდი ეწოდება. იგი გრძელდება დაახლოებით 5—8 დღეს. ამ მეთოდით გრძელვადიანი პროგნოზი ემყარება იმ გარემოებას, რომ ყოველ

ბუნებრივ სინოპტიკურ პერიოდში ატმოსფერული პროცესები ვითარდება და გარკვეული მიმართულებით წარიმართება. მიიჩნევენ, რომ ბუნებრივი სინოპტიკური პერიოდის პირველი ორი დღე განსაზღვრავს პროცესების განვითარებას პერიოდის დანარჩენ დღეებში. მაშასადამე, მოქმედების ცენტრების განლაგება და მათი ინტენსივობა განაპირობებს ჰაერის მასებისა და ფრონტების მოძრაობის გზას და, აქედან გამომდინარე, ამინდიანობის პირობებს ლედამიწის უმეტეს ნაწილში. ეს გარემოება დაედო საფუძველად პერიოდის დანარჩენ დღეებში ამინდის პროგნოზირებას.

ზემოაღნიშნული მეთოდის საფუძველზე საქართველოში შესრულებულია რიგი მეცნიერული შრომები (ე. ნაფეტვარიძე, კ. პაპინაშვილი, თ. ხარჩილავა), სადაც მოცემულია სიცივისა და სითბოს ტალღებისა და ამინდის განსაკუთრებული მოვლენების გრძელვადიანი პროგნოზის მეთოდების ზოგიერთი საკითხი ბუნებრივი სინოპტიკური პერიოდის განმავლობაში.

ატმოსფეროს ოპტიკური და ელექტრული მოვლენები

§ 1. ოპტიკური მოვლენები ატმოსფეროში

სინათლის წყაროდან წამოსული თეთრი პარალელური სხივები ატმოსფეროში ოპტიკური ზემოქმედების შედეგად წარმოშობს მრავალფეროვან მოვლენებს. ჰაერში ატიენარებული მტერის, ბოლის, მარილების, ყინულის კრისტალებისა და წყლის წვეთების ნაწილაკები და სხვადასხვა სინკერივის ჰაერის ძლიერი ტურბულენტური მოძრაობა, იწვევს რა მზისა და სხვა ციური მნათობების ხილული სხივების გაბნევას, შთანთქმვას, არეკვლას, გარდატეხასა და დიფრაქციას, განაპირობებს რთული ოპტიკური მოვლენების განვითარებას. ყველა ოპტიკური მოვლენა მკვიდროდაა დაკავშირებული ამინდის ანა თუ იმ ფიზიკურ მდგომარეობასთან.

ოპტიკური მოვლენები, წარმომშობი პროცესების ხასიათთან დაკავშირებით, შეიძლება გაიყოს სამ ჯგუფად:

1. ატმოსფეროში სხივების გაბნევით და შთანთქმით გამოწვეული მოვლენები

მასში შედის ცის თალის ფორმა, ფერი, აისი, დაისი და სხვ.

ა) ცის თალის ფორმა. თუ დეაკვირდებით ცის თალს რომელიმე ღია ადგილიდან, იგი მოგვეჩვენება არა როგორც სწორი ნახევარსფერო, არამედ ჩაზნექილი, გადმოპირქვევებული ჯამის მსგავსი. ცის თალი უფრო მეტი ჩაზნექილი გვეჩვენება გაზაფხულზე და ზამთარში; ღამით და ნილიანობისას უფრო ნაკლები, ვიდრე დღისით და კარგი ხილვადობის დროს.

ნახ. 78-ზე მოცემულია მოჩვენებითი (ა) და ნამდვილი (ბ) ცის თალის ფორმა. წერტილი, რომელიც პორიზონტიდან 45° სიმაღლეზეა მოთავსებული, ცის თალის ჩაზნექილობის გამო მოგვეჩვენებოდა უფრო მაღლა — 67° სიმაღლეზე. იგივე ითქმის ყველა ნებისმიერ წერტილზე გარდა 90° სიმაღლისა. რაც უფრო ახლოს მდებარეობს

დენობას ბალებში უნებლიედ, გადამეტებული შეფასებით განსაზღვრავს.

ბ) ც ი ს ფ ე რ ი. გაბნეული რადიაციის დახასიათებისას აღნიშნული იყო, რომ სრულიად მოწმენდილ ამინდში მზის სხივების გაბნევა ძირითადად ჰაერის მოლეკულების მეშვეობით ხდება. ვინაიდან მოლეკულები უმეტესად მზის სპექტრის მოკლელაღიან მტრედისფერ, ლურჯ და იისფერ სხივებს გააბნევენ, ამიტომ ცის ფერიც ცის თალის სხვადასხვა ნაწილში აღნიშნული ფერების ელფერს იღებს.

ატმოსფეროში მზის სხივებს თუ მოლეკულაზე უფრო მსხვილი ნაწილაკები ხვდება (მტვერი, წყლის წვეთები, ყინულის კრისტალები, ბოლის ნაწილაკები და სხვ.), მაშინ სხივების სპექტრის ყველაფერი, მათ შორის გრძელელაღიანიც — წითელი და ნარინჯისფერი, თითქმის თანაბრად გაიბნევა და ცის თალი მოთეთრო ფერის გახდება.

მოწმენდილ ამინდში ზენიტის მახლობლად ცა მტრედისფერია (ლურჯია), ხოლო პორიზონტზე იგი თანდათანობით მოთეთრო ამღვრულ ელფერს იღებს, რადგან ატმოსფეროს მასის მომატებით მზის სხივებს მეტი გზის გაეღა უხდება და, მაშასადამე, მეტად გაიბნევა სხვადასხვა ზომის ნაწილაკების მიერ. რაც უფრო მაღლა ავიდვართ, მით უფრო ლურჯი ხდება ცა და შემდგომში მუქ იისფერში გადადის.

გ) ა ი ს ი და დ ა ი ს ი — გარდამავალი დროა ღამიდან დღისაკენ (აისი) და დღიდან ღამისაკენ (დაისი). პორიზონტზე მზის ამოსვლამდე ან ჩასვლის შემდეგ სხივები გაიბნევა ატმოსფეროს სხვადასხვა შენარევეების მეშვეობით და სუსტად ანათებს დედამიწას. რაც უფრო მეტად უახლოვდება მზე პორიზონტს, სხივები ძლიერი გაბნევის შედეგად მით უფრო მეტად კარგავს მოკლე ტალღების მქონე ფერებს (ლურჯი, მტრედისფერი და იისფერი) და იმატებს ის ფერები (ნაკლები გაბნევის გამო), რომელნიც გრძელი ტალღებითვისაა დამახასიათებელი (წითელი, ნარინჯისფერი). ამიტომაც, რომ აისის და დაისის დროს ცის თალი ღია მწვანე ფერიდან (ატმოსფეროს მაღალ ფენებში) თანდათანობით გადადის ყვითელ და მოწითალო ფერში (ქვედაფენებში). იგივე მიზეზითაც გამოწვეულია მზის წითელი ფერი ამოსვლისა და ჩასვლის მომენტში. რაც უფრო დაბლა ჩადის მზე პორიზონტიდან, მით უფრო ნათელი ფერი მოიკავს ატმოსფეროს მაღალ, შედარებით თხელ ფენებს და განათებაც თანდათანობით სუსტდება. ატმოსფეროს ფენა, რომელიც 70 კმ-ზე მაღლა მდებარეობს, სინათლეს თითქმის ველარ გააბნევენ და განაა-

ებაც წყდება. არჩევენ სა მო ქ ა ლ ა ქ ო და ასტრონომიულ და ისს (აისს). სამოქალაქო და ისი ეს ის პერიოდია, რომელიც მოიცავს დროს მზის ჩასვლიდან იმ მომენტამდე, ვიდრე მზე პორიზონტს ქვემოთ $6-8^{\circ}$ -ს მიღწევდეს. ამ პერიოდის განმავლობაში შესაძლებელია ხელოვნური განათების გარეშე თავისუფლად წაერთხვა. ასტრონომიული და ისი (აისი) მთავრდება მაშინ, როდესაც მზე პორიზონტიდან 18° -ით ჩადის და ცის თაღზე გამოჩნდება ყველაზე სუსტი ვარსკვლავები. აღსანიშნავია, რომ აისის მოვლენა და ისის მოვლენაზე ზანგრძლივია. ეს გამოწვეულია იმით, რომ ადამიანის თვალი, რომელიც დამის განმავლობაში ეჩევა სიბნელეს, მზის სხივების მცირეოდენი, სრულიად უმნიშვნელო გაბნეული სინათლის მიმართ ძალზე მგრძობიარე ხდება.

აისისა და და ისის მოვლენა ეკვატორზე ჩქარა მთავრდება (24 წუთში) და მზის ჩასვლის შემდეგ სწრაფად ბნელდება. მაღალ განედებზე აღნიშნული მოვლენა მეტი ხანგრძლივობით ხასიათდება. ლენინგრადში მისი ხანგრძლივობა ზაფხულში იმდენად მნიშვნელოვანია, რომ და ისი პირდაპირ უერთდება დილის აისს (თეთრი დამეები). ამ შემთხვევაში მზე პორიზონტს ქვემოთ 18° -ზე დაბლა არ ეშვება და სრული სიბნელე არ მყარდება. მაღალი იარუსის თხელი ღრუბლები და ისისა და აისის მოვლენებს ახანგრძლივებს, ხოლო შუა და ქვედა იარუსის სქელი ღრუბლები — ამოკლებს.

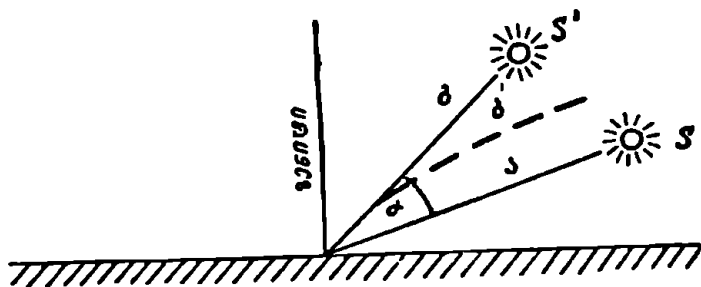
2. ატმოსფეროში სხივების გარდატეხით გამოწვეული ოპტიკური მოვლენები

ცის მნათობებიდან წამოსული სინათლის სხივები ატმოსფეროს მაღალ, ნაკლებ მკვრივი ფენებიდან, გადადის რა ქვედა უფრო მკვრივ ფენებში, გარდატეხდება და გადაიხრება თავდაპირველი მიმართულებიდან. ამ მოვლენას ასტრონომიული რეფრაქცია ეწოდება. თუ სინათლის სხივების წყაროს დედამიწაზე განლაგებული საგნები წარმოადგენს, მაშინ აღნიშნული მოვლენა დედა მიწისეულ რეფრაქციად აწოდებულა.

ასტრონომიული რეფრაქციის შედეგად ციური მნათობების მდგომარეობა პორიზონტზე ნამდვილ მდგომარეობასთან შედარებით მაღლა აწეული გვეჩვენება. სინათლის სხივები, გაივლის რა ატმოსფეროს თანდათანობით მკვრივ ფენებს, გარდატეხდება, იცვლის მიმართულებას და მისი ტრაექტორია წარმოგვიდგება ისეთ მრუდად, რომლის ჩაზნექილი ნაწილი დედამიწისკენაა მიმართული.

როგორც ნახ. 79-დან ჩანს, S მნათობს, სხივების გამრუდების შედეგად (δ), დაეინახავთ S' წერტილში, ე. ი. იმ მხების გასწვრივ, რომელიც შეიქმნება სხივის ტრაექტორიის ბოლო მონაკვეთზე.

ასტრონომიული რეფრაქციის სიდიდე პორიზონტთან უდიდესია, ხოლო ზენიტისაკენ მცირდება და ამ უკანასკნელში ნულს უტოლდება. პორიზონტზე რეფრაქციის კუთხე $\alpha = 35'$; ეს იმას ნიშნავს, რომ ყოველი მნათობი ნამდვილ მდგომარეობასთან შედარებით $35'$ მაღლაა აწეული და, მაშასადამე, ჩვენ მას დაეინახავდით პორიზონტზე ამოსვლამდე და ჩასვლის შემდეგ. ეს გარემოება იწვევს დღის სინათლის გახანგრძლივებას 8—13 წუთით.



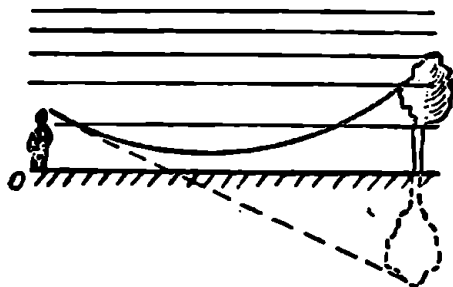
ნახ. 79. ასტრონომიული რეფრაქცია

გარდა ამისა, რეფრაქციის შედეგად ხშირად მნათობთა დისკო ვერტიკალურადაა შექცვლილი და დეფორმირებული გვეჩვენება.

თუ სინათლის სხივი მოედინება დედამიწაზე განლაგებული საგნებიდან, მაშინ ნამდვილ მდგომარეობასთან შედარებით ისინი მოგვეჩვენებოდა უფრო მაღლა აწეული. ატმოსფეროს ქვედაფენებში ჰაერის სიმკვრივის ნორმალური განაწილებისას დედამიწისეული რეფრაქცია განაპირობებს ხილვადი პორიზონტის გაფართოებას, $5-6'$ -ით. ასეთი ნორმალური რეფრაქციის შედეგია ის, რომ პორიზონტზე მთები უფრო მაღლა და უფრო ახლოს გვგონია, ვიდრე ეს სინამდვილეშია. მაგრამ ხშირია ისეთი შემთხვევა, როდესაც სიმკვრივის განაწილებაში მკვეთრი ცვლილება ხდება; ე. ი. ის შეიძლება მნიშვნელოვნად იცვლებოდეს ვერტიკალური მიმართულებით და გამოიწვიოს დედამიწაზე განლაგებული საგნების ანომალური რეფრაქცია ანუ მ ი რ ა ე უ ის მოვლენები. შირაჟი შეიძლება იყოს ქვედა, ზედა და გვერდითი.

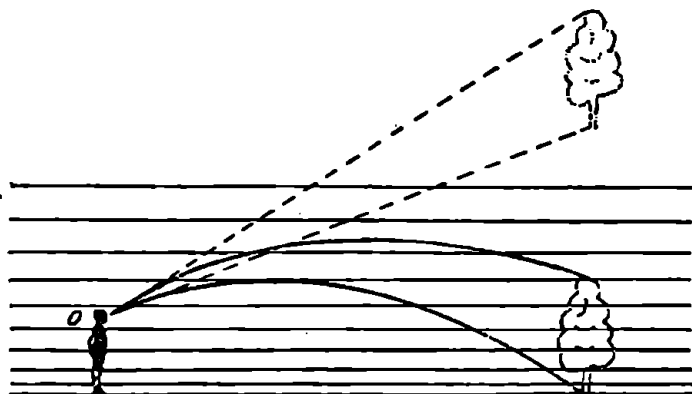
ქვედა მირაჟის დროს საგნების გამოსახულება გადმოყირავებული გვეჩვენება. იგი ძირითადად უდაბნოშია გავრცელებუ-

ლა. ზაფხულში დღის პირველ ნახევარში დედამიწის ძლიერი გადახურების შედეგად ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი აქარბებს კრიტიკულ სიღიღეს ($\frac{dT}{dz} > 3,4^{\circ}/100 \text{ მ}$), ხოლო ჰაერის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით მკვეთრად მატულობს. სინათლის სხივი, რომელიც საგნიდან აირეკლება, ისე მოიხრება, რომ ამობურ-



ნახ. 80. ქვედა მირაჟის სქემა

ცული ნაწილი დედამიწისკენაა მიმართული, ადამიანი კი მას ხედავს სხივის ტრაექტორიის მხეების გასწვრივ (ნახ. 80).



ნახ. 81. ზედა მირაჟის სქემა

ზედა მირაჟი წარმოიშობა მაშინ, როდესაც ჰაერის სიმკვრივე სიმაღლის მიხედვით მკვეთრად კლებულობს (ნახ. 81). მარ-

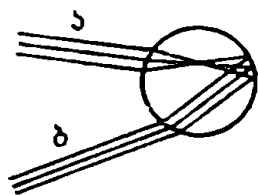
თალია, სიმკვრივე ატმოსფეროში ჩვეულებრივ ეცემა, მაგრამ ამ შემთხვევაში მისი კლება მეტი ინტენსივობით უნდა ზღებოდეს. ასეთი მდგომარეობა ხშირად დილის საათებში გვხვდება, როდესაც დედამიწის ინტენსიური გადაცივების გამო ტემპერატურის ძლიერი ინვერსიული მდგომარეობა მყარდება. ზედა მირაჟი ხშირია პოლარულ ქვეყნებში, აგრეთვე, ზღეებსა და ოკეანეებზე.

გ ვ ე რ დ ი თ ი მ ი რ ა ჟ ი ი შეიათია. იგი წარმოიშობა ზღვის ან ტბის სანაპიროზე. დროგამოშვებით განათებულ და მზის სხივებისაგან დაჩრდილულ ხაზხრეთის ექსპოზიციის ვერტიკალურად აღმართული კედლის ან კლდის მახლობლად. აღნიშნული გარემოება ხელს უწყობს ვერტიკალური და პორიზონტალური მიმართულებით სწვადასხვა სიმკვრივის ჰაერის ფენების გაჩენას და, აქედან გამომდინარე, გვერდითი მირაჟის წარმოშობას.

8. მოვლენები, რომლებიც ღრუბელთა ელემენტებიდან სხივების გარდატეხითა და არეკვლითაა გამოწვეული

ა) **ც ის ა რ ტ ყ ე ლ ა** მრავალფეროვანი სპექტრული რკალია, რომელიც საწვიმარი ღრუბლების ფონზე მოჩანს. იგი წარმოიშობა წყლის წვეთებში მზის სხივების გარდატეხისა და არეკვლის შედეგად. დამკვირვებელი ცისარტყელას ღრუბლების ფონზე შენიშნავს მაშინ, როდესაც მზე იმყოფება ღრუბლების საწინააღმდეგო მხარეს (დამკვირვებლის უკან).

ცისარტყელას წარმოშობის მარტივი სქემა (ნახ. 82) შეიძლება შემდეგნაირად წარმოვიდგინოთ: მზის თეთრი სხივები (ა) გარკვეული კუთხით ეცემა წყლის წვეთს, გარდატყდება და ფერებად იშლება. წვეთის შინაგანი უკან ნაწილიდან სხივები აირეკლება, ერთხელ კიდევ გარდატყდება და შემდეგ მოემართება დამკვირვებლისაკენ (ბ). წვეთზე დაცემული სხივებიდან ყველაზე მეტად გარდატყდება იისფერი სხივები, ნაკლებად — წითელი. ღრუბელი მრავალ წყლის წვეთს შეიცავს; ისინი მზისა და ადამიანის თვალის მიმართ თანაბრადაა განლაგებული და ამიტომ, მეზობელი წვეთების მიერ გარდატეხილი ყველა სხივი ერთმანეთს შეერწყმის და ადამიანის თვალამდე აღწევს არა ფერების ცალკეული წერტილები, არამედ ფერადოვანი ზოლები. აღნიშ-



ნახ. 82. სხივის გარდატეხა და არეკვა წყლის წვეთიდან

ნული ზოლები განლაგდება რკალის სახით, სადაც წითელი ფერი ზემოთაა მოქცეული, იოსფერი — ქვემოთ. ამ კიდურა ზოლებს შორის განლაგდება სპექტრის დანარჩენი ფერები: წარინჯისფერი, ყვითელი, მწვანე, ცისფერი და ლურჯი (ნახ. 82).

არჩევენ ძირითად და მეორად ცისარტყელას. ძირითადი ცისარტყელა მკვეთრად გამოირჩევა ფერებში, ეს სიმკვეთრე ძირითადად წვეთის ზომაზეა დამოკიდებული. რაც უფრო მსხვილია წვეთი, მით უფრო გარკვევით ჩანს სპექტრის ყველა ფერი. მეორადი ცისარტყელა შედგება წვეთებში მზის სხივების ორმაგი არეკვლისა. ეს წვეთები ძირითად ცისარტყელას მომცემ წვეთებზე მაღლა მდებარეობს და ამიტომ მეორადი ცისარტყელაც ძირითადზე მაღლაა. ფერების ზოლები აქ განლაგებულია შებრუნებულად: რკალის ზედა ნაწილი იოსფრადია შეფერილი, რკალის ქვედა ნაწილი — წითლად.

რადგან მთავარი ცისარტყელას წითელი ფერის რადიუსი 42° -ია, მეორადისა 51° , ამიტომ პირველის დანახვა შეიძლება მანამ, სანამ მზის სიმაღლე ნაკლები იქნება 42° -ზე, ხოლო მეორესი — 51° -ზე. მეორადი ცისარტყელა უფრო სუსტია და ფერმკრთალი.

ცისარტყელა შეიძლება გაჩნდეს აგრეთვე ღამით მთვარის შუქზე. იგი ძალზე უფერული და ოდნავ შესამჩნევია, რადგან ფერები აქ მკვეთრად არ არის გამოსახული.

იშვიათი შემთხვევაა, როცა ცის თალზე ჩნდება სამი, ოთხი და ზოგჯერ ხუთი ცისარტყელა ერთდროულად. ეს აიხსნება არა მარტო უშუალოდ მზის სხივებით, არამედ იმ სხივებითაც, რომლებიც წყლის ზედაპირიდან (ზღვის უბე, ტბა, მდინარე) არეკვლის შედეგადაა წარმოშობილი.

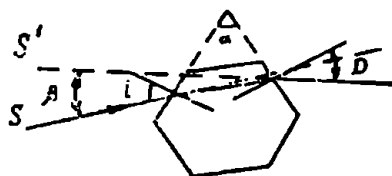
ბ) ჰ ა ლ ო წარმოიშობა მაღალ ფენებში ატივინარებული ყინულის კრისტალებიდან გარდატეხილი და არეკვლილი სხივების შედეგად. იგი მოთეთრო რგოლია, რომლითაც გარემოცულია მზე ან მთვარე; ზოგჯერ სუსტადაა შეფერადებული ცისარტყელას ფერებით — წითელი ფერი რგოლის შიგნითაა მოქცეული, ლურჯი — გარეთ.

ყინულის კრისტალებს ძირითადად ფრთა (C) ღრუბლები შეიცავს და ჰალოს გაჩენაც ამ ღრუბლებთანაა დაკავშირებული. როგორც უკვე აღნიშნული იყო, კრისტალების ძირითადი ნაწილი ექვსწახნაგოვან პრიზმებსა და ფირფიტებს წარმოადგენს. მზის (მთვარის) სხივების მიმართ კრისტალთა ღერძის ორიენტაციის თავისებურების მიხედვით ჰალოს ესა თუ ის ფორმა წარმოიშობა.

ყინულის კრისტალის სხვადასხვა წახნაგზე დაცემული სხივი გარეთ გამოხელისას გარდატყდება სხვადასხვა კუთხით. თუ სხივის

გარდატეხა მიმდინარეობს კრისტალში, რომლის კუთხე $\alpha = 60^\circ$ (ნახ. 83) და ამასთან კრისტალის წიბოები პორიზონტზე პერპენდიკულარულადაა განლაგებული, მაშინ წარმოიშობა ჰალო 22° -იანი კუთხური რადიუსით. თუ $\alpha = 90^\circ$, მაშინ წარმოიშობილი ჰალოს რადიუსი 46° -ია.

ნახ. 83-ზე S მნათობიდან სხივები ეცემა კრისტალის წიბოს i კუთხით, ხოლო გარდატეხის შემდეგ იგი კრისტალიდან გამოდის



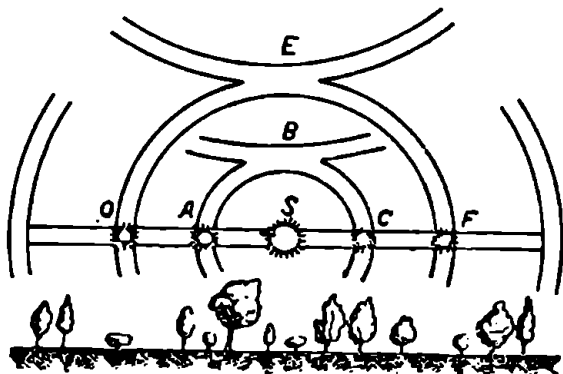
ნახ. 83. სხივების გავლა კრისტალში (პრიზმაში)

შეცვლილი მიმართულებით — D კუთხით. ამის შედეგად, S მნათობის გამოსახულებას ადამიანი S' მდგომარეობაში დაინახავს. მაშასადამე, კრისტალიდან გამოსული სხივი, იცვლის რა მიმართულებას, ჩვენს თვალში მოხედება ისე, რომ მისი გაგრძელება S' -ის მიმართულებით 22° -იან კუთხეს ქმნის სხივის თავდაპირველ მიმართულებასთან. სხივების ფერი დამოკიდებულია კრისტალიდან გამოსული სხივის გარდატეხის სიდიდეზე (D). გამოთვლები ადასტურებს, რომ წითელი სხივის უმცირესი გადახრის კუთხე $D = 21^\circ 34'$. იისფერის — $22^\circ 22'$; მაშასადამე, კრისტალიდან გამოსული სხივის კუთხე — D — თუ უახლოვდება $21^\circ 34'$ -ს, მაშინ თვალი შეიგრძნობს წითელ ფერს, თუ $D = 22^\circ 22'$ — იისფერს.

ზოგჯერ ძირითადი ჰალოს (22° ან 46°) ზემოთ ან ქვემოთ მგების სახით ჩნდება ნათელი რკალი (B, E). მათი ფორმა ძლიერ იცვლება მზის სიმაღლესთან დამოკიდებულებით (ნახ. 84). ხანდახან მზის ან მთვარის დისკოზე პორიზონტის პარალელურად გაივლის ნათელი წრე, რომელიც გადაკვეთს 22° და 46° ჰალოთა რგოლებს და გადაკვეთის ადგილას გამოჩნდება ნათელი წერტილი, რომელიც თავისი სიკაშკაშით მზეს ან მთვარეს მოგვაგონებს (O, A, C, F), მათ მოჩვენებით მზეს ან მოჩვენებით მთვარეს უწოდებენ. მათი მზისაქენ (მთვარისაქენ) მიბყრობილი ნაწილი მოწითალო ფერისაა, ხოლო საწინააღმდეგო — ღია იისფერი.

არის შემთხვევები, როდესაც პალო სინათლის ვერტიკალური სვეტის ფორმას იღებს. იგი ჩნდება მზის ზემოთ, ან ქვემოთ, როდესაც მზე პორიზონტზეა; პალო გამოწვეულია პაერში მყოფი ყინულის კრისტალების ფუძეებიდან სხივების არეკვლით. ზოგჯერ, ძლიერი ყინვების დროს მზის ორივე მხარეს წარმოიშობა სინათლის ორი სვეტი. ამ შემთხვევაში მხოლოდ რკალის გვერდითი ნაწილებია წარმოდგენილი.

ვინაიდან პალოს მოვლენები ძირითადად ფრთა ღრუბლებში მიმდინარეობს, ამიტომ, ცხადია, აღნიშნული მოვლენა ამინდის ცვლილების მომასწავებელიც უნდა იყოს. როგორც ცნობილია, ფრთა ღრუბლების პორიზონტზე გამოჩენა მაუწყებელია ციკლონის მოახლოებისა და ამინდის შემდგომი გაუარესებისა.



ნახ. 84. სხვადასხვა ფორმის პალო

ვ) შ ა რ ა ვ ა ნ დ ე დ ი ს ხ ვ ა დ ა ს ხ ვ ა ფერის რგოლებია, რომელნიც მზისა და მთვარის ირგვლივ, თხელი ღრუბლების ფონზე მოჩანან. მათი წარმომშობი ღრუბლები (Cs, Cc, Ac, Sc) შედგება როგორც წვეთების, ისე ყინულის კრისტალებისაგან. მეტი სილამაზით გამოირჩევა ყინულის კრისტალებისაგან წარმომშობილი შარავანდედი. მზის შარავანდედის დანახვა სპეციალური მოწყობილობის გარეშე შეუძლებელია. მთვარესა და ვარსკვლავებზე იგი გაცილებით მკვეთრად და კარგად ჩანს. წყლის წვეთებიან ღრუბლებში (Ac, Sc და სხვ.) შარავანდედი ნაკლები სილამაზისაა.

შარავანდედი დიფრაქციული¹ მოვლენაა: სინათლის სხივი, რომ-

¹ დიფრაქცია (ლათინური) ნიშნავს სინათლის (მგერის ტალღების) სხივის მიერ შეხვედრილ დაბრკოლებათა შემოვლას.

ელიც გაივლის წყლის წვეთებისა და ყინულის კრისტალების უწყრილეს ნასვერებებში, თავდაპირველი მიმართულებიდან გადაიხრება და იშლება სპექტრის ფერებად. როცა წყლის წვეთები ან ყინულის კრისტალები ერთნაირი ზომისაა, მაშინ შარავანდელი მკაფიო გამოსახულებისაა, ხოლო თუ მათი ზომა სხვადასხვაა, შარავანდელის ფერები ერთმანეთში ირევა და ეფექტი უფრო მკრთალია.

შარავანდელის შინაგანი ნაწილი, რომელიც უშუალოდ მნათობს ეკვრის, ლურჯად ან ღია-ლურჯადაა შეფერადებული; მის შემდეგ განლაგებულია მოყვითალო რგოლი, რომელიც გადადის გარეგან წითელ ფერში. ძირითად შარავანდელს მოსდევს მეორე, მესამე და ზოგჯერ უფრო მეტი შარავანდელის კონცენტრული ფერადი რგოლები, ფერთა იმავე განლაგებით, როგორც ძირითად შარავანდელს გააჩნია.

შარავანდელის ზომა სხვადასხვაა. მისი გარეგანი წითელი ფერის ნაპირი მნათობიდან 0,1—6,0° კუთხური რადიუსითაა დაშორებული.

თუ ღრუბელი მსხვილი ელემენტებისგანაა შემდგარი (წვეთი, კრისტალი), მაშინ შარავანდელი ძალზე ვიწროვდება და შეიძლება შეუმჩნეველიც დარჩეს. მისი გაფართოება ნიუთონებს ღრუბლების წვრილწვეთოვან აგებულებაზე. პრაქტიკიდან დადასტურებულია, რომ ღრუბელთა ელემენტების დამსხვილება და შარავანდელის შევიწროება მოსალოდნელი ცუდი ამინდის მათუწყებელია.

არის შემთხვევები, როდესაც პორიზონტის მახლობლად მყოფი მზის ან მთვარის საწინააღმდეგო მხარეს ნისლის ან ღრუბლების ფონზე შარავანდელის ცენტრში მოჩანს საგნების აჩრდილი, თუ ადამიანი უკვირდება ამ მოვლენას და მას ზურგიდან ეცემა მზის სხივები, მაშინ აღნიშნულ საგნებთან ერთად ღრუბლებზე გამოჩნდება მისი აჩრდილიც. აღნიშნულ მოვლენას გლორიას ანუ ბროკენის აჩრდილს უწოდებენ. უმეტესწილად იგი მთებშია შენიშნული.

§ 2. ილიაბრული მოვლენები ატმოსფეროში¹

ატმოსფეროს ელექტრულ თვისებებს და მასში მიმდინარე ელექტრული მოვლენების ცოდნას დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მათზეა დამოკიდებული რიგი მეტეოროლოგიური პროცესების განვითარება.

¹ ბროკენი პარკის მთების ერთ-ერთი მწვერვალის სახელწოდებაა გერმანიაში, სადაც აღნიშნული მოვლენა უძველესი დროიდანაა ცნობილი.

იონები. ჯერ კიდევ XVIII საუკუნეში გახდა ცნობილი, რომ ატმოსფერო იზოლატორს არ წარმოადგენს. დედამიწისაგან იზოლირებული ყოველი დამუხტული გამტარი ჰაერში თანდათანობით კარგავს თავის მუხტებს, რადგან ატმოსფეროს გააჩნია უნარი გაატაროს ელექტრობა მასში არსებული დაღებიან და უარყოფითად დამუხტული ნაწილაკების — იონების მეშვეობით.

ატმოსფეროს (გაზების) იონიზაციის შედეგად ხდება იონების წარმოშობა. გაზების იონიზაცია შემდეგში მდგომარეობს: როგორც ცნობილია, ატომი (ქვედაფენებში მოლეკულა) შედგება დადებითად დამუხტული გულისა (პროტონი და ნეიტრონი) და უარყოფითად დამუხტული ნაწილაკისაგან — ელექტრონისაგან, რომელიც გულის გარშემო ორბიტაზე ბრუნავს. გარეგანი ფაქტორის (იონიზატორის) ზეგავლენით ელექტრონი შეიძლება თავისი ორბიტიდან მოწყდეს და დაჩრჩეს მხოლოდ დაღებიანად დამუხტული ატომის ნაწილი, რომელსაც დაღებიანად დამუხტულ იონს უწოდებენ. განთავისუფლებული ელექტრონი სწრაფად უერთდება ნეიტრალურ ატომს და წარმოშობს უარყოფითად დამუხტულ იონს. იონები ატმოსფეროს ჰირობებში ძალზე მცირე დროით არსებობენ. მათ გარშემო სწრაფად ჯგუფდება ნეიტრალური ატომები (დაახლოებით 100-მდე) და წარმოიშობა ორივე ნიშნის მსუბუქი იონი, რომელიც მეტი ზღვრადობით ხასიათდება და ამასთან ყოველი მათგანი ერთი ელემენტარული მუხტის მატარებელია. მათი ზომა 10^{-8} — 10^{-7} სმ ზოლის იცვლება.

მსუბუქი იონები შეიძლება შეუერთდეს ატმოსფეროში ატივზარკებულ მყარ და თხევად ნაწილაკთა შენარჩევებს და უფრო მსხვილი იონი წარმოიშვას (10^{-6} — 10^{-5} სმ), მათ ს ა შ უ ა ლ ო ა ნ მ ძ ი მ ე ი ო ნ ე ბ ს უწოდებენ. ეს უკანასკნელიც თითო ელემენტარული მუხტის მატარებელია.

ძირითადი იონიზატორებია: 1. რადიოაქტიურ ნივთიერებათა გამოსხივება (ალფა, ბეტა და გამა-სხივები), 2. კოსმოსური სხივები და 3. მზის კორპუსკულარული და ულტრაიისფერი გამოსხივება ($\lambda < 0,1$ მკ).

მეორეხარისხოვანი იონიზატორებია: ელექტრული განმუხტვა, წვის პროცესები (ველკანური მოქმედებისას და ტყის ხანძრის დროს ძალადი ტემპერატურების წარმოშობა) და წყლის წვეთებისა და მყარი ნაწილაკების მექანიკური დანაწევრება.

500 მ სიმაღლემდე ძირითად იონიზატორს რადიოაქტიური გამოსხივება წარმოადგენს (75—80%); უფრო მაღლა იონიზაცია მიმდინარეობს კოსმოსური და მზის გამოსხივებით.

მსუბუქი იონების რაოდენობა მიწისპირა ფენებში დაახლოებით 400—500-ია 1 სმ³-ში. უმეტეს შემთხვევაში დადებითი იონების რაოდენობა მეტია უარყოფითზე. ხმელეთის ზედაპირზე იგი მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება (50—1000 იონი/სმ³), ხოლო ოკეანეებზე მისი დღელაპურით რყევადობა უმნიშვნელოა.

მძიმე იონების რაოდენობა 10—100-ჯერ აღემატება მსუბუქისას, რადგან ტროპოსფეროს ქვედაფენებში აეროზოლის რაოდენობა მნიშვნელოვნად მატულობს.

იონების წარმოშობასთან ერთად ატმოსფეროში ადგილი აქვს იონების ზედახლა შემოერთებას ანუ რეკომბინაციას: ე. ი. საწინააღმდეგო ნიშნის იონების შეერთების დროს ისინი ერთმანეთს ანეიტრალუბენ და წარმოშობენ ნეიტრალურ (დაუმუხტავ) ნაწილაკებს.

ატმოსფეროს გამტარობა და ელექტრული ველი. ატმოსფეროს ელექტროგამტარობა არა მარტო იონების კონცენტრაციაზე, არამედ მათ მოძრაობაზეც არის დამოკიდებული. ვინაიდან მძიმე იონების მოძრაობა რამდენიმე ათასჯერ ნაკლებია მსუბუქზე, ამიტომ ატმოსფეროს ელექტროგამტარობის ძირითად მაჩვენებელს სხვადასხვა ნიშნის მსუბუქი იონების კონცენტრაცია წარმოადგენს. რადგან დადებითი მუხტები სჭარბობს უარყოფითს, ამიტომ საერთო ჯამში ატმოსფერო დადებითადაა დამუხტული და იგი სიმაღლის მიხედვით მატულობს. დედამიწა ელექტრომუხტების მატარებელია, მაგრამ ამ შემთხვევაში უფრო უარყოფითი სჭარბობს. ამგვარად, ატმოსფეროში არსებობს ელექტრული ველი, რომლის ნებისმიერი წერტილი პოტენციალის გარკვეული სიდიდით ხასიათდება. პოტენციალის გრადიენტი ელექტრული ველის დაძაბულობის ძირითადი მახასიათებელია.

ელექტრული ველის დაძაბულობა რიცხობრივად ტოლია ველში შეტანილ დადებით ერთეულოვან მუხტზე მოქმედი ძალისა. ველის დაძაბულობა ატმოსფეროს სხვადასხვა წერტილში შეიძლება სხვადასხვა მიმართულებისა იყოს და მნიშვნელოვნად იცვლებოდეს. ძაბვის ვერტიკალური შემადგენელი მნიშვნელოვნად სჭარბობს პორიზონტალურს. ველის ძაბვას ზომავენ ველის პოტენციალის ცვლილებით (შეზვირების მიმართულებით) ერთეულ მანძილზე, ე. ი. ვოლტებში 1 მეტრ მანძილზე.

ველის ძაბვა მნიშვნელოვან ცვლას განიცდის სხვადასხვა მეტეოროლოგიური პროცესების ზეგავლენის შედეგად, განსაკუთრებით კი ნალექების, მოლრუბლულობის, ელ-ქვიქის და ა. შ. მიწისპირა ფენებში ველის ძაბვის (პოტენციალის გრადიენტის) საშუალო სიდიდე 100—130 ვ/მ შეადგენს. სიმაღლის მიხედვით ელექტრო-

გამტარობის მატება ძაბვის კლებას იწვევს. 10 კმ სიმაღლეზე იგი 5 ვ/მ, ხოლო 20 კმ-ზე ძალდა სრულიად უმნიშვნელოა, რადგან დიდი ელექტროგამტარობის გამო სხვადასხვა წერტილში პოტენცი-
ალთა შორის განსხვავება იშლება.

ქვეა-ქუხილის ელემენტობა. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ნის-
ლისა და ღრუბლების ელემენტები (წვეთები, ყინულის კრისტალებ-
ები), აგრეთვე ყველა სახის ნალექი დადებითი და უარყოფითი ელექ-
ტრული მუხტების მატარებელია. აღსანიშნავია, რომ ნალექებში
დადებითი მუხტების საერთო ჯამი უარყოფითზე უფრო მეტია.

სხვადასხვა ზომის წვეთები სხვადასხვა ნიშნის ელექტრომუხ-
ტებს იძენს: მსხვილ წვეთებს უმთავრესად დადებითი მუხტები ახა-
სიათებს, წვრილს — უარყოფითი. წვრილწვეთიანი ღრუბლებისა
და ნისლის უწვრილესი წვეთები ძირითადად ერთი ნიშნითაა დამ-
უხტული, მაგრამ შემჩნეულია ორივე ნიშნის მუხტებიც (25%), თი-
თოეულ წვეთს გააჩნია რამდენიმე ათეულიდან რამდენიმე ათასე-
ულამდე ელემენტარული მუხტი.

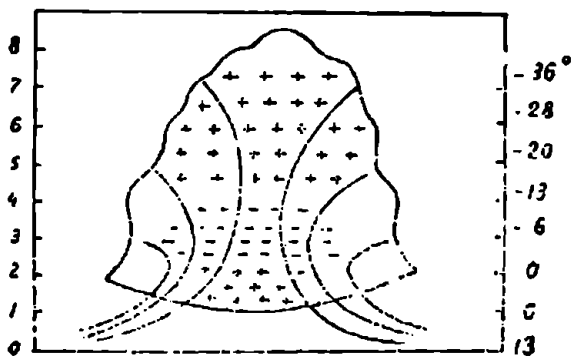
ძლიერი დამუხტულობით ხასიათდება ქვეა-ქუხილის ღრუბლე-
ბის შემადგენელი წვეთები და ამ ღრუბლებიდან მიღებული ნა-
ლექები. თავსხმა ნალექის წვეთის საშუალო დამუხტულობა
 $3-4 \cdot 10^{-3}$ ელექტროსტატიკურ ერთეულს (ესე) შეადგენს; შემჩ-
ნეულია უფრო მეტი მნიშვნელობებიც ($8,1-10,3 \cdot 10^{-3}$ ესე). აღ-
ნიშნული სიდიდე ელემენტარულ მუხტს რამდენიმე ათეულ მილი-
ონჯერ აღემატება. ყველაზე მეტი მუხტების მატარებელია მყარი
სახის ნალექები, განსაკუთრებით კი თოვლი.

ჯერ კიდევ დადგენილი არ არის ის მიზეზები, რომელნიც ღრუბ-
ლების ელემენტებისა და ნალექების დამუხტვას იწვევენ. მიაჩნიათ,
რომ ელექტროდაზუმტვა შეიძლება მოხდეს იმ ჰაერის ელექტრობი-
დან, სადაც ისინი წარმოიშენენ (ა. ვოეიკოვი). წყლის წვეთები თავ-
იანთი ფერჩევითი თვისებების გამო იონიზებულ ჰაერში მოძრაობი-
სას იერთებენ უარყოფითი ნიშნის იონების გარკვეულ რაოდენობას
და უარყოფითად იმუხტებიან. მეორე თეორიით წვეთების დამუხტვა
შეიძლება მოხდეს მსხვილი წვეთების გაშხეფების შედეგად, რომლის
დროსაც დანაწევრებული უწვრილესი ნაწილაკები უარყოფითად
იმუხტებიან, ხოლო მსხვილი — დადებითად. მუხტების გაჩენას
ხელს უწყობს აგრეთვე წვეთების გრავიტაციული კოაგულაცია.

ჩამოთვლილი პროცესები იწვევს არა მარტო დამუხტვას და წვეთ-
ების გადაამტმუხტვას, არამედ ღრუბლებში სხვადასხვა ნიშნის მუხ-
ტების ცალ-ცალკე გადანაწილებას (ერთი ნიშნის მუხტები ღრუბ-
ლის ერთ ნაწილში გროვდება, ხოლო მეორე ნიშნისა — მეორეში).

ეს განაპირობებს ატმოსფეროს ელექტრული ველის დიდ დაძაბულობას ღრუბლებში და ღრუბლებსა და დედამიწას შორის.

ქვეა-ქუხილის ღრუბლებში (Cb) ელექტრომუხტების განაწილების სქემა მოცემულია ნახ. 85-ზე. მუხტების განაწილების მოცემული სქემა ორი ფიზიკური პროცესის შედეგია. ერთი მათგანი მოქმედებს — 10° -იანი იზოთერმის ზემოთ, სადაც წარმოებს წარმოშობილი ყინულის კრისტალების ძლიერი დამუხტვა, ამასთან კრისტალთა უწვრილესი ნაწილაკები იმუხტება დადებითად და ტურბულენტური მოძრაობით გადაიტანება ღრუბლის ზედა ნაწილში, ხოლო შედარებით მსხვილი ნაწილაკები უარყოფითად იმუხტება და მეტი სიმძიმის გამო ეშვება ღრუბლის შუა ნაწილში.



ნახ. 85. ელექტრომუხტების და დენის ხაზების განაწილება ქვეა-ქუხილის ღრუბლებში

მეორე პროცესი მოქმედებს ღრუბლის ქვედა ნაწილში — 0° -იანი იზოთერმის ქვემოთ. ჰაერის ძლიერი ტურბულენტობით დანაწევრებული უმცირესი წყლის ნაწილაკები უარყოფითად იმუხტება და აღმავალი დენების მეშვეობით მალეა აიტაცება, ხოლო მსხვილი — დადებითად დამუხტული წვეთები ღრუბლის ქვედა ნაწილში რჩება და ქმნის დადებითად დამუხტულ არეს.

ამგვარად, გროვა-წვიმის ღრუბლებში ადგილი აქვს დადებითი და უარყოფითი მუხტების გაყოფას და ძლიერი ელექტროველების წარმოშობას. საწინააღმდეგო ნიშნის ელექტრომუხტები, როგორც ცნობილია, მიიწარაფვიან ერთმანეთისაკენ. მუხტების ეს შეერთება იწვევს ღრუბლების ცალკეულ ნაწილებსა და ღრუბლებსა და დედამიწას შორის სწრაფ განმუხტვას, ე. ი. პოტენციალთა სხვაობის

სწრაფ გათანასწორებას და ელექტრული ნაპერწკლის ანუ ელვის წარმოშობას.

განმუხტვის შედეგად ჰაერში წარმოიშობა არხი, რომლის სიგრძეც (ელვის სიგრძე) საშუალოდ 2—3 კმ-ს შეადგენს, მაგრამ ღრუბლებს შორის განმუხტვა შეიძლება 10—15 და ზოგჯერ 40 კმ-ს აღწევდეს. ელვა ცალკეული იმპულსებისაგან შემდგარი წყვეტილი განმუხტვაა, რომელსაც ადამიანი აღიქვამს როგორც ერთ მთლიან განათებას (ხშირად 2—3, ხოლო იშვიათად 40—50). ყოველი ცალკეული იმპულსი ორ სტადიას მოიცავს: 1. წინასწარი ან დასაწყისი სტადია, რომელიც შედარებით სუსტი განმუხტვით ხასიათდება. ამ სტადიას ლიდერს უწოდებენ. ლიდერი მხოლოდ გზას იკავებს ღრუბლებიდან დედამიწამდე და 2. მთავარი ან შებრუნებული განმუხტვა, რომელიც დიდი სიჩქარით და სიძლიერით ვრცელდება ინდუქციით დაღებითად დამუხტული დედამიწიდან უარყოფითად დამუხტული ღრუბლებისაკენ. ღრუბლებს შორის შებრუნებულ განმუხტვას, როგორც ფიქრობენ, ადგილი არ უნდა ჰქონდეს.

ლიდერი, რომელიც ელვის გზის გამკვალავია დედამიწისაკენ, თავის გზაზე ჰაერის ძლიერ იონიზაციას იწვევს; თვით არხში ხდება დიდძალი უარყოფითი მუხტების დაგროვება, რომლებიც დიდი სისწრაფით მოედინება დედამიწისაკენ და უერთდება დაღებით მუხტებს. უარყოფითი მუხტები დედამიწაზე მთლიანად იცლება. ელვის არხი იმიტომ ჩანს კარგად, რომ აქ ჰაერი ძლიერ იხურდება (25.000—30.000°) და მოწითალო-იისფრად შეფერადებული. განმუხტვის სიჩქარე იმდენად დიდია, რომ ელვის ხანგრძლივობა წამის მეათედ ნაწილს შეადგენს.

არჩევენ ხაზოვან, ბრტყელ, მძივისებრ და ბურთისებრ ელვას. მათ შორის ყველაზე გავრცელებულია ხაზოვანი ელვა. იგი ნათელია, ვიწრო ზოლად მოჩანს და ძლიერაა განშტოებული.

ბრტყელი ელვა ღრუბლის შიგნით, მის ცალკეულ ნაწილაკებს შორის წარმოიშობა, იგი ღრუბლებში მოჩანს ნათელი აფეთქების სახით.

საინტერესო მოვლენაა ბურთისებრი ელვა; იგი აზოტისა და ჟანგბადის არამდგრადი შენაერთია; მას მკვლურჯო ფერი აქვს, მისი ზომა 10—30 სმ-ს შეადგენს, იგი ძალზე მსუბუქია და ჩვეულებრივ მოძრაობს ჰაერის ღინებებთან ერთად. ზოგჯერ იგი სკდება და შეუძლია უბედურება გამოიწვიოს, განსაკუთრებით მაშინ, როდესაც შენობის შიგნით მოხვდება; ზოგჯერ იგი შეუმჩნეველად ქრება. ამ ელვის წარმოშობის პირობები და მისი ბუნება საბოლოოდ არ არის შესწავლილი.

იშვიათად შეინიშნება ე. წ. მძივისებრი ელვა, რომელიც რამდენიმე პატარა ბურთულებსაგან შედგება და მძივის მსგავსად ეწყობა.

ელვას, ჩვეულებრივ, თან სდევს კეკა-ქუხილი. კეკა-ქუხილი გამოწვეულია იმით, რომ ელვის არხში სწრაფად გაფართოებული ქაერი (გაფართოება წამის შემოილონედ დროში ხდება) იწვევს აფეთქების ეფექტს.

ელვის ღარში დენის ძალა ძალზე დიდია. დენის ძალის უდიდესი მნიშვნელობა, რომელიც შენიშნული იყო კეკა-ქუხილის დროს, შეადგენდა $2 \cdot 10^5$ — $3 \cdot 10^5$ ამპერს.

ელექტრული განმუხტვის ჩუმი ნათება. კეკა-ქუხილის, თოვლისა და ქვიშის ქარბუქის დროს ატმოსფეროს ელექტრული ველის დაბეზოგჯერ მნიშვნელოვან სიდიდეს აღწევს. ამ დროს წაწვეტებულ მაღალ საგნებზე, მთის მწვერვალებზე, ხე-მცენარეულობის წვეროზე და სხვაგან ელექტროგანმუხტვის შედეგად წარმოიშობა ცეცხლოვანი ნათება როგორც ცალკეულ კონებად, ისე ენების სახით. აღნიშნული ნათება შეიძლება შევნიშნოთ ადამიანის აწეული ხელების თითების ბოლოებზე ან მის თავზეც. ნათების დროს ისმის ჩუმი შრიალი და ტკაცუნა. ამ მოვლენას წმინდა ელმას¹ ნათებას უწოდებენ. ეს მოვლენა პირველად მეზღვაურებმა შენიშნეს თავიანთი გემების ანძებზე.

ელმას ნათების მიზეზი ის არის, რომ გროვა-წვიმის ღრუბლებში და დედამიწაზე თავს იყრის საწინააღმდეგო ნიშნის მუხტები, მაგრამ მცირე დაწნევის გამო ძლიერ განმუხტვას (რომელიც ელვაში გადადის) არ განიცდიან. ასეთ შემთხვევაში მუხტები ძირითადად თავს იყრის წაწვეტებულ საგნებზე (ისინი ელექტროდის როლს ასრულებენ) და მცირე რადიუსის გამო აქ ელექტროვლის დაბეზო მნიშვნელოვნად მატულობს. დაბეზო მიადწევს რა კრიტიკულ სიდიდეს, წაწვეტებული სხეულების მახლობლად ჰაერი ელექტროგამტარი ხდება, მუხტები გადადის ჰაერში და წარმოიშობა ნათება.

იგივე ნათება შეიძლება შევამჩნიოთ ღამით მაღალი დაბვის ელექტროგადამცემი ხაზის მახლობლად. აქაც, მსგავსად ელმასი, ჰაერში ელექტრობის გაბნევის პროცესს აქვს ადგილი.

როგორც აღვნიშნეთ, თოვლისა და ქვიშიანი ქარბუქის დროს ნაწილაკთა ურთიერთახუნისას წარმოიშობა უეცარი აალება იისფერი — შტრედისფერი ნათებით. იგი განსაკუთრებით მთებში იცის ძლიერი თოვლის მოსვლისას; ღამით კარგ სანახაობას წარმოადგენს.

¹ წმინდა ელმა — მეზღვაურთა მფარველი წმინდანი.

პოლარული ნათება. პოლარული ნათება ლამაზი სანახაობაა. მას ადგილი აქვს პოლარული რაიონების ატმოსფეროს მაღალ ფენებში.

არსებობს პოლარული ნათების მოძრავი და უძრავი ფორმები. მოძრავ ფორმებს შეიძლება მივაკუთვნოთ რკალი, სხივები, ფარდა და შარავანდედი, უძრავს — ზოლები, რგოლები, დიფუზიური ცი-ალი და ის ნათება, რომელსაც განსაზღვრული ფორმა არ გააჩნია. უძრავი ფორმები უფრო გავრცელებულია, მაგრამ მოძრავ ფორმებთან შედარებით ფერების მნიშვნელოვნად ნაკლები სიმკვრივით გამოირჩევა.

პოლარული ნათების შეფერადებაში მონაწილეობს სპექტრის ყველა ფერი. სუსტი ნათება, ჩვეულებრივ, თეთრი ფერისაა და მის გაძლიერებასთან ერთად მოყვითალო-ოქროსფერი ტონი სქარბობს. ფარდის ფორმის ნათებაში ერთმანეთში გადადის შეინდის, მარჯნისა და ფირუზის ფერები. ნათების ხანგრძლივობა შეიძლება სხვადასხვა იყოს, ზოგჯერ იგი მთელი ღამის განმავლობაში შეინიშნება.

პოლარული ნათება რთული პროცესია და ის ჯერ კიდევ საბო-ლოდ შესწავლილი არ არის. არსებობს პოლარული ნათების წარ-მოშობის მრავალი თეორია. მეცნიერთა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ იგი უნდა წარმოიშვას მზეზე მიმდინარე გრივალისებრი პრო-ცესების დროს. მართლაც, ასეთ პირობებში მზიდან გამოსხივდება დიდი ენერგიის მქონე ელექტრობით დამუხტული ნაწილაკები (კო-რაპუსკულები), რომელნიც დიდი სიჩქარით იჭრებიან ატმოსფეროს იონიზებულ და ძლიერ გაიშვიათებულ მაღალ ფენებში და აქ სხვა-დასხვა გაზების (ყინვადისა და აზოტის) მოლეკულებისა და ატომ-ების დაბომბვის შედეგად იწვევენ ამ უკანასკნელთა ნათებას.

რიგმა გაზომვებმა ცხადყო, რომ პოლარული ნათება იწყება 80—100 კმ სიმაღლიდან; მისი ზედა ნაწილი 200—400 კმ-ს აღწევს, ზოგჯერ 1000—1200 კმ-მდეც ვრცელდება.

მზის კორპუსკულარული გამოსხივება, რომელიც დედამიწაზე ხვდება, გადაიხრება ძლიერი მაგნიტური ველის ზეგავლენით მაგნი-ტური პოლუსებისაკენ და პოლარული ნათების კონცენტრაციაც მა-გნიტური პოლუსის ვარშემო ხდება (ჩ. გ. 60—70°-ის ჩათვლით). რაც უფრო უშორდებათ აღნიშნულ განედებს ტროპიკებისაკენ, მით უფრო კლებულობს პოლარული ნათების შემთხვევები.

პოლარული ნათება მსგავსად მაგნიტური ველის აქტივობის მსვლელობისა, დაბალ განედებზე ორი მაქსიმუმით ხასიათდება და იგი გაზაფხულისა და შემოდგომის ბუნიობას ემთხვევა. მაგრამ ნათე-ბის მაქსიმალური გაფიორების ზონისაკენ (პოლარული სარტყელისა-

კენ) გადაადგილებისას, მაგნიტური აქტიურობისაგან განსხვავებით, ორივე მაქსიმუმი ერთმანეთს უერთდება და შუა ზამთარში ადგილი აქვს ერთ მაქსიმუმს.

დანართი :

წყლის ორთქლის მაქსიმალური ღრეკადობა (E მბ-ში)

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
--	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

ყინულის ზედაპირზე

-30	0,88	0,88	0,86	0,87	0,87	0,87	0,86	0,86	0,85	0,85
-25	0,64	0,63	0,62	0,62	0,62	0,61	0,60	0,60	0,59	0,59
-20	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96
-15	1,67	1,66	1,64	1,63	1,61	1,60	1,58	1,57	1,55	1,54
-10	2,62	2,60	2,57	2,55	2,53	2,51	2,49	2,46	2,44	2,42
- 5	4,03	4,00	3,97	3,93	3,90	3,87	3,84	3,80	3,77	3,74
- 0	6,11	6,06	6,01	5,96	5,91	5,86	5,82	5,77	5,72	5,67

წყლის ზედაპირზე

-30	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,47	0,47	0,46
-25	0,80	0,80	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74
-20	1,25	1,24	1,23	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16
-15	1,91	1,89	1,88	1,86	1,85	1,83	1,82	1,80	1,79	1,77
-10	2,86	2,84	2,81	2,79	2,77	2,75	2,73	2,71	2,68	2,66
- 5	4,21	4,18	4,15	4,12	4,00	4,03	4,03	4,00	3,96	3,93
- 0	6,11	6,03	6,02	5,98	5,93	5,89	5,85	5,81	5,76	5,72
0	6,11	6,15	6,20	6,24	6,29	6,33	6,36	6,42	6,47	6,52
5	8,72	8,72	8,81	8,91	8,97	9,03	9,09	9,16	9,22	9,28
10	12,28	12,36	12,44	12,53	12,61	12,70	12,78	12,87	12,95	13,04
15	17,06	17,17	17,28	17,39	17,50	17,61	17,73	17,84	17,96	18,07
20	23,39	23,54	23,68	23,83	23,98	24,13	24,28	24,43	24,58	24,73
25	31,70	31,89	32,08	32,27	32,47	32,66	32,86	33,05	33,25	33,44
30	42,48	42,72	42,97	43,21	43,46	43,71	43,96	44,21	44,46	44,72
35	56,30	56,61	56,92	57,24	57,55	57,87	58,19	58,51	58,84	59,16

ლიტერატურა

- გოგეშვილი კ. — ამინდი და მისი წინასწარმეტყველება. გამომც. „მეცნიერება“, თბილისი, 1956.
- ქელენჭერიძე კ., ჩიქია ე., მგელაძე ტ. — სასოფლო-სამეურნეო ქეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია, გამომც. „ცოდნა“, თბილისი, 1959.
- კორძაია მ. — საქართველოს ჰავა. საქართველოს მეც. აკად. გამომც., თბილისი, 1961.
- მარუაშვილი ლ. — საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია, თბილისი, 1964.
- ქურდიანი ი. — მეტეოროლოგიის საფუძვლები, სამეც. მეტ. კაბინეტის გამომც., თბილისი, 1950.
- ქურდიანი ი. — ელ-ქვეა და სეტყვა. საქ. მეც. აკად. გამომც. თბილისი, 1960.
- ქურდიანი ი., ჩხეტიანი მ. — მეტეოროლოგიის მოკლე კურსი. თსუ გამომც., თბილისი, 1959.
- Аверкиев М. Е. — Метеорология. Изд. МГУ, 1951.
- Аверкиев М. Е. — Метеорология, ч. II., Изд. МГУ, 1960.
- Алисов Б. П. — Климатические области зарубежных стран. Гос. изд. геогр. литер., М., 1950.
- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. — Курс климатологии, ч. I и II. Гидрометеониздат, Л., 1952.
- Ассман Д. — Чувствительность человека к погоде. Гидрометеониздат, Л., 1966.
- Берг Л. С. — Основы климатологии. Изд. Наркомпроса РСФСР, Л., 1938.
- Богославский Б. Б. — Озероведение. Изд. МГУ, 1969.
- Будыко М. И., Дроздов О. А., Львович М. И. и др. — Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Гидрометеониздат, Л., 1952.
- Бурман Э. А. — Местные ветры. Гидрометеониздат, Л., 1969.
- Воейков А. И. — Избранные сочинения. Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
- Герберт Риль — Тропическая метеорология. Изд. иностр. лит. М., 1963.
- Гуния С. У. — Грозовые процессы в условиях Закавказья, Гидрометеониздат, Л., 1960.
- Давитая Ф. Ф. — Климатические зоны винограда СССР. Гидрометеониздат, Л., 1938.
- Дроздов О. А. и Григорьева А. С. — Влагооборот в атмосфере, Гидрометеониздат, Л., 1963.

- Дубилский Г. П., Гуральник И. И., Мамиконова С. П. — Меторология. Гидрометеонздат, Л., 1965.
- Захирова А. Ф., Кравченко Н. Н. — Руководство для выполнения практических заданий по курсу метеорологии и климатологии. Изд. ЛГУ, 1967.
- Зверев А. С. — Синоптическая метеорология. Гидрометеонздат, Л., 1968.
- Зверев А. С., Кирихин Б. В., Кондратьев К. Я. и др. — Курс метеорологии. Гидрометеонздат, Л., 1951.
- Имянитов И. М., Чубарина Е. В. — Электричество свободной атмосферы. Гидрометеонздат, Л., 1965.
- Истошин Ю. В. — Океанология. Гидрометеонздат, Л., 1969.
- Кац А. Л. — Циркуляция в стратосфере и мезосфере. Гидрометеонздат, Л., 1960.
- Кварацхелия И. — Аэрологические исследования в Закавказье. Гидрометеонздат, Л., 1964.
- Кедролыванский В. Н., Стернзат М. С. — Метеорологические приборы. Гидрометеонздат, Л., 1953.
- Келлер Р. — Воды и водный баланс суши. Изд. «Прогресс», М., 1965.
- Климат Антарктики. Тр. комп. Антарк. эксп. АН СССР. Географгиз, М., 1959.
- Кондратьев К. Я. — Лучистая энергия солнца. Гидрометеонздат, Л., 1954.
- Константинов А. Р. — Испарение в природе. Гидрометеонздат, Л., 1968.
- Костин С. И. и Покровская Т. В. — Климатология. Гидрометеонздат, Л., 1953.
- Костин С. И. — Основы метеорологии и климатологии. Гидрометеонздат, Л., 1953.
- Кричак О. Г. — Синоптическая метеорология. Гидрометеонздат, Л., 1956.
- Куниц А. А. и Матвеев М. В. — Синоптическая метеорология. Гидрометеонздат, Л., 1964.
- Матвеев Л. Т. — Основы общей метеорологии. Гидрометеонздат, Л., 1964.
- Матякин Г. И. — Лесные полевозащитные полосы и микроклимат. Географгиз, М., 1952.
- Митра С. К. — Верхняя атмосфера. Изд. иностр. литер., М., 1955.
- Папикашвили К. И. — Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Гидрометеонздат, Л., 1963.
- Петеллаборд П. — Муссоны. Изд. иностр. литер., М., 1963.
- Перрен Ш., Де Бришамбо — Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. Изд. «Мир», М., 1966.
- Погосян Х. П. — Циркуляция атмосферы. Гидрометеонздат, Л., 1952.
- Ролль Г. У. — Физика атмосферных процессов над морем. Гидрометеонздат, Л., 1968.
- Русин Н. П. — Климат Антарктиды. Гидрометеонздат, Л., 1959.

- Сапожников С. А. — Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат, Л., 1950.
- Синицын В. М. — Введение в палеоклиматологию. Изд. «Наука», Л., 1967.
- Соколовский Д. Л. — Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1968.
Справочник по климату СССР, вып. 14, ч. I, II и III. Гидрометеиздат.
- Сулаквелидзе Г. К. — Ливневые осадки и град. Гидрометеиздат, Л., 1967.
- Сулаквелидзе Г. К., Библиашвили Н. Ш. и Лапчева В. Ф. — Образование осадков и воздействие на градовые процессы. Гидрометеиздат, Л., 1965.
- Тверской П. Н. — Курс метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1962.
- Тимофеев М. П. — Метеорологический режим водоемов. Гидрометеиздат, Л., 1963.
- Хргиян А. Х. — Физика атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1969.
- Хромов С. П. — Основы синоптической метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1948.
- Хромов С. П. — Метеорология и климатология для географических факультетов. Гидрометеиздат, Л., 1968.
- Цуцкиридзе Я. А. — Радиационный и термический режимы территории Грузии. Тр. Зак. НИГ МИ, вып. 23 (29), 1967.
- Чанышева С. Г. — Местные ветры Средней Азии. Гидрометеиздат, Л., 1966.

შინაარსი

ავტორისაგან შესავალი	3
მეტეოროლოგიური საფუძვლები	5
მეტეოროლოგიური საფუძვლები	16
თ ა ვ ი I. ატმოსფეროს საერთო თვისებები	16
§ 1. ატმოსფეროს შედგენილობა	16
§ 2. წყლის ორთქლი ატმოსფეროში	19
§ 3. აეროზოლები, ატმოსფეროში და დედამიწაზე მათი ვარდნის სიჩქარე	22
§ 4. ატმოსფეროს სიმაღლე	26
§ 5. ატმოსფეროს ვერტიკალური აღნაგობა	27
§ 6. ატმოსფეროს ჰორიზონტალური დანაწევრება	31
§ 7. გაზების ძირითადი კანონები	34
§ 8. ვირტუალური ტემპერატურა	36
§ 9. ატმოსფეროს წნევა და მისი გაზომვის მეთოდები	38
§ 10. ატმოსფეროს წნევის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით	39
§ 11. ბარომეტრული ფორმულები	40
§ 12. ბარომეტრული საფეხური და წნევის ვერტიკალური გრადიენტი	45
§ 13. ჰაერის ტემპერატურის, წნევისა და სიმკვრივის ვერტიკალური განაწილება	47
თ ა ვ ი II. მზის რადიაცია	50
§ 1. ზოგადი ცნობები მზის რადიაციის შესახებ	50
§ 2. მზე და მზის გამოსხივების ძირითადი კანონები	51
§ 3. მზის რადიაციის სპექტრული შედგენილობა	54
§ 4. მზის მუდმივა	56
§ 5. დედამიწის ზედაპირის ინსოლაცია	57
§ 6. მზის რადიაციის საერთო შესუსტება ატმოსფეროში	58
§ 7. დედამიწის ზედაპირის რადიაციული რეჟიმი	72
§ 8. დედამიწისა და ატმოსფეროს გრძელტალღიანი გამოსხივება	81
§ 9. დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი	87
§ 10. მზის რადიაციისა და რადიაციული ბალანსის გაზომვის მეთოდები	91
თ ა ვ ი III. სითბოს ბრუნვა ნიადაგსა და წყალში	98
§ 1. ნიადაგის სითბური თვისებები	98
§ 2. სითბოს გავრცელება ნიადაგში	100
§ 3. ნიადაგის ტემპერატურის დედამიწის და წლიური მსვლელობა	102
§ 4. ბუნებრივი საფარისა და სხვა ფაქტორების გავლენა ნიადაგის ტემპერატურაზე	108

§ 5.	ნიადაგის გაყინვა. მუდმივი შხარლობა	111
§ 6.	წყლის სითბური რეჟიმი	114
§ 7.	ტემპერატურის დღელაშური და წლიური მსვლელობა წყლის ზედაპირზე	118
§ 8.	სითბოს ბრუნვა ნიადაგსა და წყალში	120
§ 9.	ნიადაგისა და წყალსაცავების სითბური ბალანსი	122
თ ა ვ ი	IV. ატმოსფეროს სითბური რეჟიმი	128
§ 1.	სითბოს გადატანა მიწისპირა ჰაერის ფენებში	128
§ 2.	ჰაერის ტემპერატურის დღელაშური მსვლელობა	131
§ 3.	ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობა	135
§ 4.	ტემპერატურის არაპერიოდული ცვლილება	138
§ 5.	ტემპერატურის დღელაშეთშორისო ცვლილება	139
§ 6.	წყინვები	141
§ 7.	ჰაერის ტემპერატურის გეოგრაფიული განაწილება	144
თ ა ვ ი V.	ატმოსფეროს თერმოდინამიკის საფუძვლები	151
§ 1.	შხარალადიებატური პროცესები	151
§ 2.	ტენადიებატური პროცესები	154
§ 3.	ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი	155
§ 4.	პოტენციური ტემპერატურა	157
§ 5.	ატმოსფეროს ტემპერატურული სტრათიფიკაცია და მისი გავლენა კონვექციური მოძრაობის განვითარებაზე	159
§ 6.	აეროლოგიური დიაგრამა	165
§ 7.	ეკვივალენტური და ეკვივალენტურ-პოტენციური ტემპერატურა. ფსევდოადიებატური პროცესები	169
§ 8.	მიწისპირა ჰაერის ფენების ტემპერატურა	172
§ 9.	ტემპერატურის განაწილება ტროპოსფეროში	175
§ 10.	ატმოსფეროს მაღალი ფენების ტემპერატურა	180
§ 11.	ტემპერატურის ინერსია	183
თ ა ვ ი VI.	წყლის ბრუნვა ატმოსფეროში	186
§ 1.	აორთქლება	187
§ 2.	წყლის აორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა	188
§ 3.	დიდი და მცირე წყალსაცავებიდან აორთქლების სიჩქარის განმსაზღვრელი ფაქტორები	190
§ 4.	აორთქლებადაბლა. ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლება და ტრანსპირაცია	193
§ 5.	აორთქლების განსაზღვრის მეთოდი	195
§ 6.	აორთქლების გეოგრაფიული განაწილება	200
§ 7.	ჰაერის ტენიანობის გაზომვის მეთოდები	202
§ 8.	ტენიანობის დღელაშური და წლიური მსვლელობა	203
§ 9.	ჰაერის ტენიანობის არაპერიოდული ცვლა	205
§ 10.	ტენიანობის გეოგრაფიული განაწილება	206
§ 11.	ტენიანობის ვერტიკალური განაწილება	207
თ ა ვ ი VII.	წყლის აორთქლის კონდენსაცია	209
§ 1.	ატმოსფეროში წყლის აორთქლის კონდენსაციის პირობები	209
§ 2.	დედამიწის ზედაპირზე წარმოშობილი წყლის აორთქლის კონდენსაციის პროდუქტები	212

§ 3. ნისლი, მისი წარმოშობის პირობები და კლასიფიკაცია	215
§ 4. ღრუბლები და მათი კლასიფიკაცია	219
§ 5. ღრუბლების წარმოშობის პირობები	224
§ 6. მოღრუბლულობა	231
თ ა ვ ი VIII. ნალექები	234
§ 1. ნალექების მორფოლოგიური და გენეტური ტიპები	234
§ 2. ნალექების წარმოშობა	236
§ 3. ღრუბლებსა და ნისლზე ხელოვნური ზემოქმედების ზოგიერთი საკითხი	241
§ 4. ნალექების გაზომვის მეთოდები	243
§ 5. ნალექების დღეღამური და წლიური მსვლელობა და მათი გეოგრაფიული განაწილება	248
თ ა ვ ი IX. ჰაერის მოძრაობა	252
§ 1. ბარიული ველი და იზობარული ზედაპირები	252
§ 2. ბარიული რელიეფის ფორმები	256
§ 3. პორიზონტალური ბარიული გრადიენტი	257
§ 4. ჰაერის მოძრაობის გამომწვევი ძალები	259
§ 5. თანაბარი მოძრაობა ხახუნის გარეშე	262
§ 6. თანაბარი მოძრაობა ხახუნის ფენაში	265
§ 7. დენის ხაზები	268
§ 8. ქარის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ხახუნის ფენაში	269
§ 9. ბარიული ველისა და ქარის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის განაწილებასთან დამოკიდებულებით	271
§ 10. წნევის დღეღამური და წლიური მსვლელობა	276
§ 11. წნევის განაწილება დედამიწის ზედაპირზე	279
თ ა ვ ი X. ქარი	285
§ 1. ქარის სტრუქტურა	285
§ 2. წინააღმდეგობათა გავლენა ქარზე	286
§ 3. ქარის რეჟიმის ცვლილება მელიორაციის შედეგად	288
§ 4. ადგილობრივი ქარები	289
თ ა ვ ი XI. ატმოსფეროს ცირკულაცია	302
§ 1. ცნობები ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის შესახებ	302
§ 2. ჰაერის მასების ზონალური გეოგრაფიული ტიპები და კლიმატური ფრონტები	309
§ 3. ცირკულაცია ტროპიკებში	313
§ 4. ცირკულაცია ტროპიკებსგარე განედებზე და მათი ძირითადი ტიპები	326
§ 5. ატმოსფერული ფრონტები	330
§ 6. ფრონტი და ქაველური დინებები	338
§ 7. ტროპიკებსგარე ციკლონები და ანტიციკლონები	339
§ 8. ციკლონების სტრუქტურა, მოძრაობა და ამინდიანობის პირობები	346
§ 9. ამინდის სამსახური და ამინდის პროგნოზი	351
თ ა ვ ი XII. ატმოსფეროს ოპტიკური და ელექტრული მოვლენები	355
§ 1. ოპტიკური მოვლენები ატმოსფეროში	355
§ 2. ელექტრული მოვლენები ატმოსფეროში	365
ლიტერატურა	374

Андрей Фомич Котария

ОБЩАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

Часть I

(на грузинском языке)

Издательство Тбилисского университета
Тбилиси 1972

რედაქტორები: გ. ს. უ. ლ. ა. ქ. ე. ლ. ი. ძ. ე.
შ. ზ. ა. ხ. ა. შ. ვ. ი. ლ. ი.

გამომცემლობის რედაქტორი ლ. გ. ა. მ. ც. ე. მ. ლ. ი. ძ. ე.
ტექნიკური რედაქტორი ი. ხ. უ. ც. ი. შ. ვ. ი. ლ. ი.
კორექტორი ე. თ. ო. ფ. ჩ. ი. ა. შ. ვ. ი. ლ. ი.

ხელმოწერილია დასაბეჭდად 15/III-72
ქალაქის ფორმატი 60X90/16
ნაბეჭდი თაბახი 23,75
სააღრიცხვო-საგამომცემლო თაბახი 20,7

შეკვეთა 1315 უე 06946 ტირაჟი 1000

ფასი 1 მან.

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა,
თბილისი, ი. ჯავახიშვილის პროსპექტი, 14
Издательство Тбилисского университета,
Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе, 14

თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა,
თბილისი, ი. ჯავახიშვილის პროსპექტი, 1
Типография Тбилисского университета,
Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе, 1