

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი

Georgian Technical University
Institute of Hydrometeorology

Грузинский Технический университет
Институт Гидрометеорологий

ზურაბ ხვედელიძე
Zurab Khvedelidze
Зураб Хведелидзе

რეგიონალური მიკროცირკულაციური ატმოსფერული
პროცესების დინამიკა მთა-გორიან ტერიტორიაზე

**DYNAMICS OF REGIONAL MICROCIRCULATION ATMOSPHERIC
PROCESSES ON THE MOUNTAIN TERRITORY**

**ДИНАМИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ МИКРОЦИРКУЛЯЦИОННЫХ
АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГОРНОЙ МЕСТНОСТИ**

თბილისი TBILISI ТБИЛИСИ
2018

წარმოდგენილ მონოგრაფიაში განხილულია, ატმოსფერის მიკროცირკულიაციური პროცესების თეორია დედამიწის რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით. შესწავლილია საქართველოს ცალკეულ რაიონებისათვის მთა-ბარის, მთა-ხეობის ცირკულიაციების ბუნება. ლოკალურ ტერიტორიებზე შეფასებულია ქარის კინეტიკური ენერგია; შესწავლილია ამიერკავკასიის რეგიონზე სინოპტიკური პროცესების ტალღური ხასიათი. შემოთავაზებულია აქტინომეტრული პარამეტრების გათვლის რიცხვითი სქემა სპეციალური მიკრორაიონებისათვის. თეორიულად ასსნილია და მოდელური გათვლებით გაანალიზებულია, განსაკუთრებული კლიმატური თავისებურებების მქონე ქვაბურ ადგილებში დაკვირვებული მიკროცირკულიაციური პროცესები. ახალი მიდგომით არის შესწავლილი ქარბორბალას ბუნება და ქარის ველის რეჟიმში საქართველოს ცალკეულ ქალაქებსა და რეგიონებში.

შედეგებს აქვს, როგორც თეორიული ასევე პრაქტიკული ღირებულება საქართველოს სახალხო მეურნეობის სხვსდასხვა დარგის განვითარებაში. მონოგრაფიას გამოიყენებს სახვადასხვა უნივერსიტეტის ატმოსფეროს ფიზიკის, მეტეოროლოგიის, კლიმატოლოგიის და ჰიდროლოგიის სპეციალობის სტუდენტები ბაკალავრიაში, მაგისტრატურაში და დოქტურანტურაში სწავლის პერიოდში.

რედაქტორები: ტექნიკური მეცნიერების აკადემიური დოქტორი თენგიზ ცინცაძე, ფიზიკა-მათემატიკური მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი თეიმურაზ დავითაშვილი.

რეცენზენტები: ფიზიკა-მათემატიკურ მეცნიერებათა დოქტორი, ნოდარ ბეგალიშვილი.
მეცნიერებათა დოქტორი მარიკა ტატიშვილი, მეცნიერებათა დოქტორი ნატო კუტალაძე.

რეგიონალური მიკროცირკულაციური პროცესების დინამიკა
მთა-გორიან ტერიტორიაზე

ვუძღვნი ვაჟიშვილის
რამაზ ხვედელიძის ნათელ ხსოვნას

წინასიტყვაობა

მონოგრაფიის მიზანია მეცნიერებისა და გამოყენებითი ტექნიკის თანამედროვე მიღწევების საფუძველზე, გადმოცემული იქნას ატმოსფეროს ქვედა ფენებში მიმდინარე ფიზიკური მოვლენები. ამ ფიზიკური პროცესების გამოყენება პრაქტიკული მიზნებისათვის და შესაბამისად ლოკალური ამინდის პროგნოზის დაზუსტება. განხილული იქნება მეზომეტეოროლოგიური პროცესები მთაგორიან ტერიტორიაზე, მათი დინამიკა. შეისწავლება დიდი ქალაქებისა და ლოკალური ქვაბურული რეგიონების ოროგრაფიული ეფექტი და აიხსნება ამ რეგიონებისათვის დამახასიათებელი მეტეოროლოგიური თავისებურებანი.

დედამიწა მოძრაობს რა მზისა და თავის ღერძის გარშემო, თან წაიტაცებს ჰაერის სფეროს - ატმოსფეროს. ძირითადად ეს მოძრაობა არის დასავლეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით და ჰაერის სფერო წინ უსწრებს მყარი ნაწილის ბრუნვას, ხშირად აფერხებს კიდევ მას. ამ პერიოდული მოძრაობის გარდა, ატმოსფერო იმყოფება დედამიწის ზედაპირის მიმართ რთულ მოძრაობაში. დედამიწის ზედაპირთან ურთიერთქმედების, მზიდან ენერჯიის მოდენის და შინაგანი პროცესების გავლენით, ატმოსფეროსა და მისი ცალკეული ფენების ფიზიკური მდგომარეობა უწყვეტად იცვლება.

კაცობრიობის ცხოვრების თანამედროვე პირობებში, როდესაც მეცნიერება, გამოთვლითი ტექნიკა, პროცესების დისტანციური შესწავლა და მართვა სასწაულებრივ შედეგებს აღწევს, სულ უფრო და უფრო მნიშვნელოვანი ხდება დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე მოვლენების კვლევა და პროგნოზირება. მზის სისტემის პლანეტა დედამიწას გარს არტყავს ჰაეროვანი სფერო - ატმოსფერო. ეს მეხუთე ოკეანე არ წააგავს „მოდმე“ ოკეანეებს, მას არა აქვს ნაპირები, კუნძულები, მაგრამ გააჩნია დეტალები ფსკერი - დედამიწა. ყველაზე ფასიან, უნივერსალურ, ყველაზე ღირებულ მატერიის ფორმაში ჰაერში ცხოვრობს და მოღვაწეობს, სამყაროს უმაღლესი ქმნილება - ადამიანი. ატმოსფეროში მიმდინარე მრავალმხრივი პროცესები ძირითადად განსაზღვრავს დედამიწაზე სიცოცხლესა და ადამიანის სხვადასხვა სამეურნეო საქმიანობას. სწორედ ამ პროცესების ყოველმხრივი გამოკვლევა, ცვლილებების მიზეზების განსაზღვრა, პროგნოზირება იყო, არის და მომავალშიც იქნება მსოფლიოს მეცნიერ - მეტეოროლოგების მთავარი ინტერესის საგანი.

ბუნებაში მიმდინარე ყველა პროცესი ძირითადად იყოფა ორ ჯგუფად: დეტერმინირებული და შემთხვევითი. დეტერმინირებულია პროცესი, რომელიც განპირობებულია უკვე ცნობილი ფაქტორებით. ეს ფაქტორები აღიწერებიან მათემატიკური განტოლებებით. განტოლებები კი თავისთავად ასახავენ ფიზიკის ფუნდამენტალურ კანონებს, როგორცაა: ენერჯიისა და მასის მუდმივობის, მოძრაობის რაოდენობის და იმპულსის მომენტის შენახვის და ა.შ. დეტერმინირებული პროცესის კარგ მაგალითს წარმოადგენს პლანეტების მოძრაობა.

შემთხვევითი პროცესები არ აღიწერება ზუსტი მათემატიკური განტოლებებით, ამიტომ არ შეიძლება იყენონ ნაწინასწარმეტყველნი. ასეთი შემთხვევით პროცესების ან მოვლენების კლასიკური მაგალითია, მოლეკულური ბროუნისებური მოძრაობა. მრავალჯერადი განმეორადობის შემთხვევაში ასეთი პროცესებისათვის, მაინც შეიძლება დადგინდეს ალბათური ხასიათის ზოგადი კანონზომიერება. ბუნებაში მრავალი მოვლენა მეტად რთულია და არ მიეკუთვნებიან მოყვანილი ორი ჯგუფიდან არცერთს. რაც შეეხება ატმოსფეროში არსებულ მრავალსახა მოვლენებს და მათ შორის რეგიონალურ-ლოკალურ ატმოსფერულ პროცესებს, ისინი პრინციპში მიკუთვნება მითითებულ ორივე ჯგუფს.

წარმოდგენილ მონოგრაფიაში მოყვანილია მეცნიერთა ჯგუფის მიერ, ავტორის ხელმძღვანელობით, წლების განმავლობაში შესრულებული გამოკვლევები, რომლებიც შეეხება რეგიონალურ-ლოკალური ატმოსფერული პროცესების დინამიკას და მოდელურ გათვლებს საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გათვალისწინებით.

დღეისათვის განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს ლოკალურ-რეგიონალური მოვლენების შესწავლა და ანალიზი. ამისათვის აუცილებელი ხდება კომპლექსური მიდგომა, მრავალი მეტეოროლოგიური, კლიმატოლოგიური, ჰიდროლოგიური და გეოლოგიური მიკროპროცესების გათვალისწინება. ეს პროცესები ყველგან თავისებურია, განსაკუთრებით კი ისეთი რთული ფიზიკური რელიეფის მქონე ტერიტორიაზე, როგორცაა ამიერკავკასია და კერძოდ, საქართველო.

საქართველოს მდებარეობა, მისი ფიზიკური და გეოგრაფიული პირობები იძლევა იმის ფართო საშუალებას, რომ ამ ტერიტორიაზე ჩაისახოს და განვითარება პოვოს თვისობრივად განსხვავებულმა მეტეოროლოგიურმა პროცესებმა შესაბამისი თერმიულ-ბარიული ველით. ამრიგად, ყოველი ფიზიკურ-მათემატიკური მოდელი, რომელიც შექმნის აღწეროს ცალკეულ რეგიონებში განვითარებული პროცესები არის მნიშვნელოვანი თეორიული და პრაქტიკული ღირებულების. ნაშრომის მიზანია ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მიმდინარე თერმო-დინამიკური მოვლენებისათვის შემუშავდეს მათემატიკური მოდელი; შეფასდეს ოროგრაფიული ვერტიკალური სინქარეები და მათი საშუალებით არამდგრადობის ენერგია სექცია საშიშ რეგიონებზე, დახასიათდეს ქარის ველის რეჟიმი საქართველოს ცალკეულ რეგიონებზე ენერგეტიკული გამოყენების მიზნებისათვის. საყურადღებოა, რომ მთა-გორიან რეგიონებში ხშირად დაიკვირვება არაპერიოდული, არაორდინალური ატმოსფერული პროცესები. ამ პროცესებს თან სდევს მატერიალური ზარალი და ადამიანის მსხვერპლიც კი. აღნიშნულ მოვლენებს მიეკუთვნება: ქარბორბალა, მიკრორელიეფური ადგილობრივი ქარები ე.წ. მთა-ხეობის ცირკულაცია და სხვა ბუნების სუსტი და ძლიერი მიკრომოვლენები. ასეთი საკითხები იქნება განხილული მონოგრაფიაში. ყველა მოვლენისათვის დადგენილია პრაქტიკული ღირებულების შედეგები. მიღებულია რამდენიმე ახალი ანალიზური დამოკიდებულება მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვალებადობაზე მთა-გორიანი ტერიტორიისათვის. მოყვანილია რეკომენდაციები მიღებული შედეგების ოპერატიულ საქმიანობაში დანერგვისათვის.

შესავალი

კაცობრიობა არსებობს და მოღვაწეობს პლანეტა დედამიწის ატმოსფეროს - ჰაერის ოკეანის ფსკერზე. ატმოსფეროს როლი განუზომლად დიდია, უჰაეროდ დედამიწაზე სიცოცხლე შეუძლებელი იქნებოდა. ჰაეროვანი გარსის გარეშე დღისით გვექნებოდა სიცხე დაახლოებით 100⁰ ცელსიუსით, ღამით კი ამდენივე გრადუსის ყინვა. დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე მრავალსახა მოვლენები და პროცესები უწყვეტ ცვალებადობაში მიმდინარეობს, ძირითადად მზიდან მიღებული ენერჯის ხარჯზე.

ამ პროცესებს (გეოფიზიკურს) ახასიათებს რამდენიმე ისეთი თავისებურება, რითაც ისინი მკვეთრად განსხვავდებიან სხვა მეცნიერებების შესასწავლი ობიექტებისაგან. უპირველეს ყოვლისა უნდა შევნიშნოთ, რომ ატმოსფერული პროცესები არ შეიძლება მოქცეულ იქნას ჩაკეტილ სისტემაში - ლაბორატორიაში. ვერ ვაიძულებთ მათ ჩვენი სურვილისამებრ მართვას (მცირე გამონაკლისის გარდა), შეიძლება მხოლოდ გარკვეულ პირობებში გაძლიერება ან შესუსტება [1].

ატმოსფერული პროცესები მკაცრად არაერთგვაროვანი და ანიზოტროპულია სივრცესა და დროში. ამის მთავარი მიზეზი არის მზიდან მოსული ენერჯის არათანაბარი გადანაწილება დედამიწის ზედაპირზე. აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ ატმოსფეროს ქვედა ფენებში სითბურ რეჟიმს, დედამიწის ზედაპირიდან არეკვლილი გრძელტალღოვანი რადიაცია უზრუნველყოფს. ეს ზედაპირი კი არაერთგვაროვანია, არათანაბრად გადანაწილებული ხმელეთი და წყალი დედამიწის ნახევარსფეროებს შორის, მთა-გორიანობა, მდინარეთა ხეობები, ტბები და მყინვარები. ეს უსწორმასწორობა სხვადასხვა მოსილობითაა დაფარული და იწვევს სინათლის სხივების სხვადასხვა კუთხით არეკვლას, რაც იწვევს სითბური ველის არათანაბარ განაწილებას. სითბური ველის არათანაბრობა კი განაპირობებს ატმოსფერული წნევის არათანაბრად გადანაწილებას, ე.წ. მუდმივმოქმედი „ბარიული ცენტრების“ ჩამოყალიბებას (ასეთებია ისლანდიის და ალჟუტის მინიმუმი, აზორის კუნძულების და ჰავაის მაქსიმუმი). სწორედ ეს ცენტრები უზრუნველყოფენ ჰაერის მოძრაობას დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ „წამყვანი“ ნაკადის (8-10) მ/წმ სიჩქარით და სხვა ზონალურ ნაკადებს. დედამიწის ატმოსფეროს ქვედა ფენებში ტემპერატურის არათანაბარი გადანაწილება და სხვადასხვა სიძლიერის ლოკალური ცირკულაციების წარმოშობა და ადგილობრივი ქარებიც განპირობებულია მოყვანილი მიზეზით.

ეს პრობლემები თეორიულად უნდა გადაიჭრას ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სრული სისტემის გამოყენებით. აღნიშნული განტოლებები კი წარმოადგენენ ფიზიკის ფუნდამენტური კანონების მათემატიკურ გამოსახვას. მოძრაობის რაოდენობის შენახვა გვაძლევს ატმოსფეროში ჰაერის მასების მოძრაობის განტოლებებს; ენერჯის მუდმივობის კანონი - სითბოს მოდენის განტოლებას, ხოლო მასის შენახვა - უწყვეტობის განტოლებას. ამ განტოლებებს თუ ამოვხსნით შესაბამის საწყის და სასაზღვრო პირობებში, ატმოსფეროში შექმნილი პროცესის შესწავლის მიზნით, მაშინ შედეგი დამაკმაყოფილებელი იქნება.

მიუხედავად ასეთი სირთულეებისა, მსოფლიოს მეტეოროლოგებმა შესძლეს შეესწავლათ მრავალი ატმოსფერული მოვლენის განვითარების მექანიზმი, როგორც თეორიულად ასევე პრაქტიკული გამოყენების მიზნით. დღეისათვის თანამედროვე ფიზიკის, მათემატიკის, გამოთვლითი ტექნიკის მიღწევების საფუძველზე, ძალიან ბევრი ატმოსფერული მოვლენის და პროცესის თავისებურებანი არის გამოკვლეული და პროგნოზირებულიც კი. ახლა თამამად შეიძლება გამოითქვას შემდეგი დებულებები:

1. არცერთი ატმოსფერული პროცესი არ შეიძლება შესწავლილი და გაანალიზებული იქნას, თუ არ გვეცოდინება ატმოსფერული ობიექტების ერთმანეთთან, დედამიწის ზედაპირთან, გარემომცველ გარემოსთან და ახლო მდებარე კოსმოსურ სივრცესთან ურთიერთქმედების რთული მექანიზმი.
2. ყოველი პროცესი შეიძლება შესწავლილი იქნას, თუ გვეცოდინება მათი ჩასახვის, განვითარების და კვდომის ბუნება.
3. დედამიწის ზედაპირის ფორმა, ფიზიკური თვისებები და მოსილობა, პირველ რიგში, ახდენს გავლენას ატმოსფეროს ქვედა ფენებში, უმთავრესად მიწისპირა ფენაში და იწვევს სხვადასხვა ლოკალურ-რეგიონალური პროცესების წარმოშობა-განვითარებას.

სწორედ ასეთი პროცესების თეორიულ და მოდელურ შესწავლას ეძღვნება წარმოდგენილი მონოგრაფია. მონოგრაფიაში შესულია ავტორის ხელმძღვანელობით და უშუალო

მონაწილეობით შესრულებული სამეცნიერო შრომათა ციკლი. შრომები შესრულებული იქნა თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოფიზიკის კათედრაზე და საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიურ ინსტიტუტში ბოლო ათი წლის განმავლობაში, ინსტიტუტის სამეცნიერო თემატიკის მიხედვით.

სხვადასხვა საკითხის თეორიულ დამუშავებაში, სტატისტიკური მასალის მოძიება- ანალიზში, საბოლოო დასკვნებში, სხვადასხვა დოზით მონაწილეობდნენ ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის, ამინდის პროგნოზირების, ბუნებრივი და ტექნოგენური კატასტროფების მოდელირების განყოფილების თანამშრომლები: ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორები თ. დავითაშვილი და დ. დემეტრაშვილი; მეცნიერებათა დოქტორი მ.ტატიშვილი; მეცნიერ თანამშრომლები ი.სამხარაძე და ნ. ზოტიკიშვილი.

ყველა მათგანთან ერთობლივად შესრულებული შრომები მოყვანილია ლიტერატურაში. ასევე მონოგრაფიაში გარკვეული დოზით, მოყვანილია ის მეცნიერული კვლევები და შედეგები, რომლებიც ეხება ატმოსფეროს მიკროციკულაციურ პროცესებს და შესრულებული აქვთ ავტორის ყოფილ ასპირანტებს და მაძიებლებს. ესენი არიან მეცნიერებათა დოქტორები: თეიმურაზ დავითაშვილი. ანზორ დავითაია, ბერგერ მიქაშაიძე, ნინო კაჭახიძე, ელიზბარ ელიზბარაშვილი, თამარ ბიბილაშვილი, ნინო ფავლენიშვილი, ალექსანდრა თოფჩიშვილი, რუსუდან დანელია, ამირან ჩიტაღაძე, დარეჯან ჩიტაღაძე, პაატა ჯანელიძე, თამარ შალამბერიძე, ელისო თავგაძე, მარინა გურგენიძე, თემურ ხელაძე, რუსუდან ჩახაია, რამინ ჭელიძე, კოტე საპიციკი, ავთანდილ ასიტაშვილი. ბოლო პარაგრაფის კვლევები შესრულებულია გეოგრაფიულ მეცნიერებათა დოქტორ ბაკურ ბერიტაშვილთან, ნაილი კაპანაძესა და ნანული ზოტიკიშვილთან ერთობლივი მუშაობით.

მონოგრაფიაში მოყვანილი მნიშვნელოვანი ახალი შეხედულებები, თეორიული მიდგომები და მოდელური გათვლების შედეგები გამოქვეყნებულია ინფაქტ და რეფერენტულ ჟურნალებში: საქართველოს ეროვნული აკადემიის მოამბე, თსუ შრომათა კრებული „ფიზიკა“, ანდრია პირველწოდებულის სახელობის საპატრიარქო უნივერსიტეტის ქართული ელექტრონული სამეცნიერო ჟურნალი „ფიზიკა“, ჰმი-ის პერიოდულად გამოცემული შრომათა კრებულები. გარდა ამისა, მოხსენებები გაკეთდა ათეულ საერთაშორისო და ადგილობრივ კონფერენციაზე. ხოლო რამდენიმე რეკომენდაცია, პრაქტიკაში გამოყენების მიზნით, გადაცემულია შესაბამის სახელმწიფო უწყებებს და სამეცნიერო დაწესებულებებს. მონოგრაფიაში შემოთავაზებული ატმოსფერული მიკროციკულაციური პროცესების თეორია და მოდელირება მომავალში გამოყენებული უნდა იყოს მეტეოროლოგიის ცალკეული კერძო პრობლემების გადასაწყვეტად, განსაკუთრებით მთავორიან ტერიტორიაზე.

მონოგრაფია ხუთი თავისგან შედგება. ასევე აქვს წინასიტყვაობა, შესავალი, სათანადო დასკვნები და გამოყენებული ლიტერატურის სია. შესავალში მოყვანილია პრობლემის მოკლე ისტორია და თანამედროვე აქტუალობა.

პირველ თავში გადმოცემულია ატმოსფერული ჰაერის ცირკულაციის ზოგადი თეორია, მეზომასტაბური ატმოსფერული პროცესების პროგნოზურ ჰიდროთერმოდინამიკურ განტოლებათა სისტემა და შესაბამისი საწყისი და სასაზღვრო პირობები.

მეორე თავში აღწერილია ატმოსფერული პროცესების დინამიკა მთა-გორიან ტერიტორიაზე; ოროგრაფიული შეშფოთების ვერტიკალური სინქარის განსაზღვრის ახალი მიდგომა; პროცესების არამდგრადობის ენერგიის განსაზღვრა რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით; მზე - დედამიწის სითბური ბალანსის განტოლების ნაკადური წევრების მოდელური გათვლები საქართველის ცალკეული რეგიონისათვის.

მესამე თავი მოიცავს ლოკალურ-რეგიონალური ატმოსფერული პროცესების დინამიკას და მოდელურ გათვლებს მიკრორელიეფის გავლენის გათვალისწინებით. მიღებულია კონკრეტული დასკვნები და თეორიული დასაბუთებები ოპერატიულ პრაქტიკაში დაკვირვებული ადგილობრივი განსაკუთრებული მოვლენების ბუნებაზე.

მეოთხე თავი ეძღვნება საქართველოს ტერიტორიაზე გაბატონებული ზოგიერთი „ფენომენური“ მოვლენების თავისებურებების ახსნა-დასაბუთებას ჰიდროდინამიკური მიდგომით. განხილულია ქარბორბადა, თბილისის, ალაზნის ველის, სვანეთის, ახალციხის და დავით გარეჯის ქვაბურების თავისებურებანი.

მეხუთე თავში დახასიათებულია ქარის რეჟიმის ბუნება საქართველოს სხვადასხვა რეგიონზე - თბილისი, იმერეთის რეგიონი, დუშეთი ბოლო 60 წლის კლიმატური მონაცემების დამუშავების საფუძველზე. პირველად იქნა შემოთავაზებული ქარის სიჩქარის გრადაციული მდგრადობის ანალიზისათვის, ქაოსის თეორიაში მიღებული სტატისტიკური მდგრადობის პარამეტრების გამოყენება. მოყვანილია ქარის გაბატონებული მიმართულებების „ვარდული“ სქემების დაზუსტებული ვარიანტები საქართველოს სხვადასხვა რეგიონის ქალაქებისათვის. მიღებული პრაქტიკული შედეგები მოყვანილია ცალკე და აგრეთვე, სათანადო პარაგრაფების ბოლოს. მითითებულია რამდენიმე რეკომენდაცია ქარის ენერჯის გამოყენების თვალსაზრისით და ქარსაცავი ზონების პერსპექტიული განაშენიანების გაუმჯობესებისათვის.

ვფიქრობთ, რომ მონოგრაფია დიდ სარგებლობას მოუტანს ატმოსფეროს ფიზიკაში, მეტეოროლოგია-კლიმატოლოგიაში, ჰიდროლოგიაში, გეოგრაფიაში მომუშავე ახალგაზრდა მეცნიერებს, სტუდენტებს, მაგისტრანტებს, დოქტორანტებს და ჰიდრომეტეოროლოგიის სხვა დარგების სპეციალისტებს.

ავტორი უდრმეს მადლობას უხდის თავის ყოფილ ასპირანტებსა და კოლეგებს, კმ ინსტიტუტის თანამშრომლებს გარკვეული სახის კეთილი შენიშვნებისათვის. ასევე მადლობა რედაქტორებს და რეცენზენტებს მონოგრაფიაზე გაწეული შრომისათვის.

პრობლემის მოკლე ისტორია და თანამედროვე აქტუალობა

ატმოსფერული პროცესების ჩასახვის, განვითარების, ქრობის მექანიზმის შესწავლა იყო, არის და მომავალშიც იქნება მრავალი მეცნიერის კვლევის აქტუალური სფერო. მეტეოროლოგიური მეცნიერების განსაკუთრებულ ინტერესს ისტორიულად წარმოადგენდა ლოკალურ-რეგიონალური მოვლენის შესწავლა და ანალიზი. ამისათვის აუცილებელია მრავალი მეტეოროლოგიური, კლიმატოლოგიური, ჰიდროლოგიური და გეოლოგიური მიკროპროცესების გათვალისწინება. ნათელია, რომ მიკრორეგიონალური პროცესები ყველგან თავისებურია, განსაკუთრებით კი ისეთი რთული ფიზიკური რელიეფის მქონე ტერიტორიაზე, როგორცაა ამიერკავკასია და კერძოდ საქართველო. თამამად შეიძლება ითქვას, რომ ამიერკავკასია უნიკალური გეოლოგიური პოლიგონია მსოფლიოში.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის განსაკუთრებული და პრაქტიკული ღირებულების მოვლენებია მთა-ბარის, მთა-ხეობის ცირკულაცია, ადგილობრივი ქარები, ძლიერი ქარბორბალები, მცირე დროში მიმდინარე დიდი ენერჯის მქონე ატმოსფერული მოვლენები, ცალკეულ ქვაბურებში განვითარებული კლიმატური თავისებურებანი. ეს მოვლენა შემჩნეული და ცნობილია გეოგრაფიულ აღწერილობაში და მეტეოროლოგიურ დაკვირვებებში. ადგილობრივი ქარი აღწერილია მრავალ ლიტერატურაში, მათ შორის ძალიან ძველში [2.3.4.], სადაც არა მარტო დაფიქსირება ხდებოდა, არამედ იყო მათი ახსნის მცდელობაც. შემდგომი წლების ლიტერატურაში აღნიშნულია, რომ ეს ქარი განსაკუთრებით შესამჩნევია იმ ადგილებში, სადაც მთა და მდინარის კალაპოტი ერთმანეთს უახლოვდება და ქმნიან ხეობას, აგრეთვე ხეობიდან გამოსვლის და მთა წვერის ადგილებში. იხილეთ ნახაზი 1.



ნახ.1

ყველგან, სადაც კი არსებობს მნიშვნელოვანი დახრილობის რელიეფი, ქარი ამჟღავნებს დღე-ღამური პერიოდულობის ბუნებას. დღისით ქარი ქრის ფერდობის გასწვრივ ქვემოდან ზემოთ, ღამით კი პირიქით, ზემოდან ქვემოთ. ასეთი ქარი დაიკვირვება მთა-გორიან და მთათა წინა ტერიტორიაზე. ეს ქარები ცნობილია დედამიწის მთელ სფეროზე, ტროპიკებში მთელი წლის განმავლობაში, ზომიერ სარტყელში - ძირითადად წლის თბილ პერიოდში [1.2]. ქარი აღიძვრება მცირე მოდ-

რუბლულობის მდგრად სტრატეგიფიცირებულ ატმოსფეროში, წნევის სუსტი გრადიენტის პირობებში. ყველაზე ზოგადი გაგებით მთა-ხეობის ცირკულაცია არის თავისუფალი კონვექცია, აღძრული საკმარისად დახრილ ზედაპირზე, როცა მისი ტემპერატურა არ არის ტოლი მისი მოსაზღვრე ჰაერის მასის ტემპერატურისა.

ისტორიულად მთა-ხეობის ცირკულაციის შესწავლა დაიწყო ალპებში, შემდეგ კალიფორნიაში, სამხრეთ აფრიკაში, ჰიმალაიში, იაპონიაში, რუსეთში და მოგვიანებით საქართველოში [1.2]. როგორც ჩანს ვოევიკოვი იყო ერთ-ერთი პირველთაგანი, რომელმაც ცნობილ მონოგრაფიაში „Климаты земного шара в особенности России“ მოიხსენია მთა-ხეობის ქარები. მანვე აღწერა ეს ქარი მონოგრაფიაში „შავი ზღვის სანაპიროს შესახებ“ [3] და შემდეგ „მეტეოროლოგიის კურსში“ [4]. უკანასკნელი ორი საუკუნის განმავლობაში, როდესაც სწრაფად განვითარდა სინოპტიკური მეტეოროლოგია, მოხდა ციკლონების და ანტიციკლონების მოძრაობების შესწავლა და მასთან დაკავშირებული ამინდის ბუნების დადგენა, საჭირო გახდა ატმოსფეროს ვერტიკალური სტრუქტურის განსაზღვრა. შემოთავაზებული იქნა „გრიგალური ჩახვეულების“ თერმიული და დინამიკური თეორია და ამინდის პროგნოზირების საფუძვლები [1.5]. ამასთანავე მთა-გორიან ტერიტორიაზე, ატმოსფეროს ცირკულაციის ანალიზისათვის, დაკვირვებების გამოყენებისათვის აუცილებელი ხდება ადგილობრივი რელიეფური ცირკულაციის გათვალისწინება. მთა-ხეობის, მთა-ბარის და სხვა სახის მთის ქარების შესწავლა დიდი ხნის განმავლობაში რჩებოდა და ახლაც არის დღის წესრიგში. აღსანიშნავია ბირკნის [2.6] განსაკუთრებული წვლილი, რომელმაც შრომებში ატმოსფეროში ცირკულაციური მოძრაობების შესახებ აჩვენა, რომ ბაროკლინურ გარემოში დედამიწის „გამომსხივებელი“ ზედაპირის თერმიული არაერთგვაროვნებისას, იზოზედაპირები ერთმანეთთან წარმოქმნიან სოლენოიდებს. ასეთი სისტემა სოლენოიდებისა იძლევა ჩახვეულ ცირკულაციას, რომელიც სოლენოიდის მთელ არეს მოიცავს. მრავალი გამოჩენილი მეცნიერის მიერ ჰიდროდინამიკაში შესრულებული კვლევების საფუძველზე, მეოცე საუკუნის ბოლოს შესწავლილი იქნა მთა-ხეობის ცირკულაცია დედამიწის სხვადასხვა რეგიონზე. მათ შორის, ჩრდილო კავკასიის ფერდობებზე [6], ამიერკავკასიაზე ქართველი მეცნიერების [7], და შუა აზიაში იქაური კვლევების მიერ [2]. მეტად საყურადღებოა საკითხი, თუ რა მანძილზე ვრცელდება რელიეფით წარმოქმნილი ადგილობრივი ქარის გავლენა, მთის სიმაღლესთან კავშირში. მრავალჯერადი გეოდეზიური, აეროლოგიური და მეტეოროლოგიური ექსპერიმენტული მასალების ანალიზის საფუძველზე მიღებულია ემპირიული სახის შემდეგი დამოკიდებულება [1.6.7.13.14.15.16.61]:

$$R = h \operatorname{ctg} \frac{\alpha}{2},$$

სადაც R მანძილია კმ-ში, h - მთის სიმაღლე მეტრებში, α მთის ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხეა.

აქტიური ინტერესი გამოიწვია მეცნიერ-მეტეოროლოგებს შორის კიბელის შრომებმა, ამინდის პროგნოზირებისათვის ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა გამოყენების შესახებ [8.9.10], რომელიც თავდაპირველად არ ითვალისწინებდა მიწისპირა ფენის გავლენას, მაგრამ სახავდა მრავალ პერსპექტივას. უფრო რთული აღმოჩნდა სასაზღვრო ფენაში ლოკალური ამინდის განსაზღვრა, რამაც აუცილებელი გახდა მთა-ხეობის ქარების და საერთოდ ლოკალური ცირკულაციის მოდელური შესწავლა.

კაცობრიობის სანუკვარი ოცნების, ამინდის პროგნოზის სიზუსტის გაზრდაში მნიშვნელოვანი როლი მიეკუთვნება სწორედ იმ მოვლენებს, რომლებიც მიმდინარეობს დედამიწის „გამომსხივებელი“ ზედაპირის მახლობლობაში, როცა თავისუფალ ატმოსფეროში შეიძლება იყოს შედარებით ერთგვაროვანი პროცესები. მიწისპირა ფენაში მიმდინარე მოვლენების შესწავლა-ანალიზი უდავოდ გააუმჯობესებს არსებულ პროგნოზულ მოდელებს და რიცხვით სქემებს. ამ მიდგომის განხორციელება კონკრეტულ ტერიტორიაზე არის წარმოდგენილი მონოგრაფიაში.

შევნიშნოთ აგრეთვე, რომ თანამედროვე ავიაციაში, მაღალი ტექნიკური აღჭურვილობის მიუხედავად, უსაფრთხო აფრენა და დაშვება მოითხოვს ზუსტ ინფორმაციას ატმოსფეროს ქვედა ფენაში ქარის წანაცვლებასა და ჰაერის ტურბულენტობის შესახებ. ასევე, ჰაერის სამრეწველო დაჭურჭიანების დროითი - სივრცითი განაწილება, რამაც უკანასკნელ წლებში მიიღო მკვეთრად საშიში მდგომარეობა, მჭიდროდ არის დაკავშირებული მიწისპირა ფენაში მეტეოროლოგიურ რეჟიმზე [11,12].

ათეულმა ქართველმა მეცნიერმა მიუძღვნა სხვადასხვა სახის გამოკვლევა მთა-გორიან ტერიტორიაზე ლოკალური ცირკულაციის შესწავლა-გაანალიზებას [1,11], ზოგიერთი მათგანის შრომა მოყვანილი იქნება წარმოდგენილ მონოგრაფიაში.

მეცნიერების და საერთოდ საზოგადოების დიდ ინტერესს იწვევდა და იწვევს, ზოგიერთი საერთო ტენდენციებიდან საგრძნობლად განსხვავებული ატმოსფერული რეჟიმის შესწავლა, რომლებიც დაიკვირვება ცალკეულ რეგიონზე, რაიონზე ან ქალაქზე.

რეგიონზე ქარის რეჟიმის სტატისტიკური და მოდელური დახასიათება. ასეთი საკითხებიც იქნა განხილული მონოგრაფიაში. თეორიული და მოდელური გათვლებით, ყველა „ფენომენური“ მოვლენისათვის, დადგენილია პრაქტიკული ღირებულების შედეგები. მიღებულია რამდენიმე ახალი ანალიზური დამოკიდებულება მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვალებადობაზე მთა-გორიანი ტერიტორიისათვის. მოყვანილია რეკომენდაციები მიღებული შედეგების ოპერატიულ საქმიანობაში დანერგვისათვის.

თაზი 1. ატმოსფეროს ჰაერის ზოგადი ცირკულაციის თეორია

1.1. ცირკულაციური პროცესების მათემატიკური საფუძვლები

ბუნებრივია მიკროცირკულაციური პროცესები კარგად შესწავლილი და ათვისებული რომ იქნას, სასურველია ვიცოდეთ ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის თეორია და მისი პრაქტიკული ღირებულება. მართლაც ატმოსფეროში და ოკეანეში მიმდინარე რთული და მრავალსახა მოძრაობების შესწავლისათვის, აუცილებელია ჩამოყალიბებული იქნას ზოგადი ცირკულაციის თეორია, რომელიც შექმნილი იყო კლასიკოსი ჰიდროდინამიკოსების მიერ [1,5,8,19,33,86]. თეორიული ფიზიკიდან ცნობილია, რომ ცირკულაცია დაკავშირებულია ბრუნვით მოძრაობასთან და ბრუნვითი ω სიჩქარის მდგენელები საკოორდინატო ღერძების მიმართ ასე გამოისახება [1.5.33]:

$$\omega_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_z}{\partial y} - \frac{\partial V_y}{\partial z} \right); \omega_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_x}{\partial z} - \frac{\partial V_z}{\partial x} \right); \omega_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_y}{\partial x} - \frac{\partial V_x}{\partial y} \right),$$

სადაც x, y, z საკოორდინატო ღერძებია, V_x, V_y, V_z სიჩქარის მდგენელებია შესაბამისი ღერძების მიმართ.

გრაფიკულად მოძრაობის დახასიათებისათვის დენის ხაზებთან ერთად შემოყვანილია ბრუნვითი ხაზები და ბრუნვის მოლის ცნება. ბრუნვითი ხაზი არის ხაზი, რომლის ყოველ წერტილში ბრუნვის კუთხური სიჩქარის მიმართულება ემთხვევა მხების მიმართულებას. ბრუნვითი ხაზების განტოლებას აქვს სახე:

$$\frac{dx}{\omega_x} = \frac{dy}{\omega_y} = \frac{dz}{\omega_z}.$$

წარმოვიდგინოთ მოძრავ სითხეში ან გაზში ნებისმიერი შეკრული კონტური. ბრუნვის ხაზები გამავალი ამ კონტურის ყოველ წერტილში, შექმნის ბრუნვით ზედაპირს. ამ ზედაპირით შემოსაზღვრულ სივრცეში მოთავსებულ გაზს ან სითხეს, ბრუნვის მოლი ანუ მოლი ეწოდება. მტკიცდება, რომ დინებისათვის სამართლიანია უწყვეტობის განტოლება შემდეგი სახით: $div \omega = 0$, რაც გაუს-ოსტროგრადსკის ფორმულის თანახმად იძლევა $\int_S \omega_n dS = 0$. ავიღოთ σ_1 და

σ_2 განიკვეთის ბრუნვის მოლი, მაშინ თითოეული ფართისათვის დაიწერება:

$$\int_1 \omega_n dS_1 = -\omega_1 \sigma_1; \int_2 \omega_n dS_2 = \omega_2 \sigma_2$$

ნიშანთა განსხვავება მიუთითებს, რომ ერთ განიკვეთის ფართში გვაქვს შემავალი ნაკადი და მეორეში კი გამომავალი. უწყვეტობის განტოლების თანახმად დავწერთ:

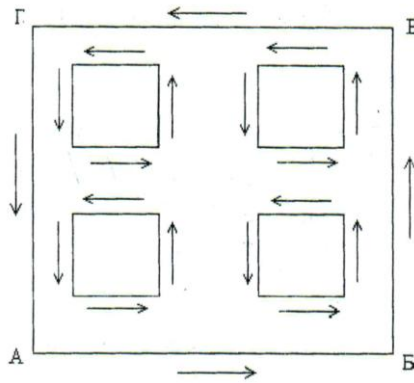
$$\sigma_1 \omega_1 = \sigma_2 \omega_2 \text{ ანუ } \sigma \omega = const.$$

ეს გამოსახავს ჰემპოლცის ცნობილ თეორემას [12.33.86] ბრუნვის მოლის ინტენსიობა მუდმივი სიდიდეა. მოლის ნებისმიერი განიკვეთისათვის, ჰიდროდინამიკიდან ცნობილია, რომ სიჩქარის ცირკულაცია მოიცემა ინტეგრალით:

$$\vec{C} = \oint (V_s ds) = \oint (u dx + v dy + w dz) \quad (1.1.1)$$

როცა მოცემულია რაიმე კონტური და სიჩქარის მიმართულება, მაშინ მტკიცდება, რომ მცირე ელემენტარულ კონტურებზე ცირკულაციათა ჯამი უდრის ცირკულაციას მთელ კონტურზე. ე.ი. $rot V = 0$. [1,15,72]. ცირკულაციის სიჩქარე განსაზღვრავს ბრუნვითი როტორის ჩახვეულობების და მისი ერთეული არის ფარდითი სიჩქარე კვ.მ/წმ. ცირკულაციის აჩქარება კი განისაზღვრება ფორმულით:

$$\frac{d\vec{C}}{dt} = \oint \frac{d}{dt} (\vec{V}, d\vec{s}) = \oint \frac{d\vec{V}}{dt} \cdot d\vec{s} + \oint \vec{V} d \left(\frac{d\vec{s}}{dt} \right).$$



ნახ.1.1.1. თა

ვინაიდან სრული დიფერენციიდან ინტეგრალი შეკრულ კონტურზე ნულის ტოლია, ამიტომ

$$\oint \vec{V} d\left(\frac{d\vec{s}}{dt}\right) = \oint d\left(\frac{V^2}{2}\right) = 0.$$

ცირკულაციის აჩქარებისათვის დაგვრჩება:

$$\frac{d\vec{s}}{dt} = \oint \frac{d\vec{V}}{dt} \cdot d\vec{s} = \oint \left(\frac{du}{dt} dx + \frac{dv}{dt} dy + \frac{dw}{dt} dz \right) \quad (1.1.2).$$

გამოვიყენოთ მოძრაობის განტოლებები ნაკადის სიჩქარის კომპონენტებისათვის გამარტივებული სახით [1.15.]

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\omega v \sin \varphi - 2\omega w \cos \varphi; \quad \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\omega v \sin \varphi \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\omega u \cos \varphi. \end{aligned}$$

სადაც u, v, w სიჩქარის კომპონენტებია; p -ატმოსფერული წნევა; ρ - ჰაერის სიმკვრივე; g - სიმძიმის ძალის აჩქარება; ω - დედამიწის თავისი ღერძის გარშემო ბრუნვის კუთხური სიჩქარე; φ - გეოგრაფიული განედი; t - დრო. შევკრიბოთ შესაბამისი წევრები და ჩავსვათ (1.1.2)-ში.

$$\frac{dc}{dt} = -\oint \frac{dp}{\rho} - \oint g dz - 2\omega \oint [(w \cos \varphi - v \sin \varphi) dx - u(\cos \varphi dz - \sin \varphi dy)] \quad (1.1.3)$$

ვინაიდან $g = g(z)$ ე.ი მხოლოდ სიმაღლის ფუნქცია, ამიტომ $\oint g dz = 0$.

შემდგომში გამარტივების მიზნით გადავიდეთ კოორდინატთა ახალ სისტემაზე, რომელიც მიიღება ძველი სისტემის φ კუთხით შემობრუნებისას. ცხადია, რომ

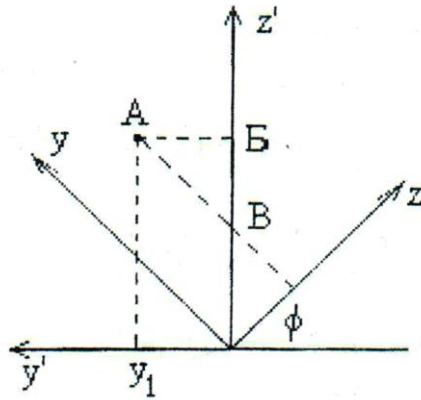
$$\begin{aligned} y^1 &= AB = AB \sin \varphi = (A\Gamma - B\Gamma) \sin \varphi = (y \sin \varphi - z \cos \varphi) \\ dy^1 &= \sin \varphi dy - \cos \varphi dz; \quad V^1 = \sin \varphi V - \cos \varphi W. \\ x &= x^1; \quad dx^1 = dx; \quad u = u^1; \quad z^1 = z \sin \varphi \end{aligned}$$

მიღებულის გათვალისწინებით (1.13)- დან მივიღებთ:

$$\frac{dc}{dt} = -\oint \frac{dp}{\rho} - 2\omega(-v^1 dx^1 + u^1 dy^1) \quad (1.1.4)$$

გამოსახულება $(-v^1 dx^1 + u^1 dy^1)$ არის მოცემული ელემენტალური კონტურის ეკვატორის სიბრტყეში ცვლილება დროის ერთეულში. ინტეგრალი კი იქნება მთელი კონტურის ცვლილება იგივე სიბრტყეში. აქედან გამომდინარე (1.14) ასე გადაიწერება:

$$\frac{dc}{dt} = -\oint \frac{dp}{\rho} - 2\omega \frac{ds^1}{dt} \quad (1.15).$$



ნახ. 1.1.2.

მიღებული განტოლება არის ცირკულაციის თეორიის ძირითადი განტოლება. განვიხილოთ რამდენიმე კერძო შემთხვევა.

1) ატმოსფერო (ოკეანე) ბაროტროპიული გარემოა ე.ი. $P = f(\rho)$, მაშინ (1.1.5) -ის მარჯვენა მხარეში ინტეგრალი ნულის ტოლად გახდება და დაგვრჩება

$$\frac{dc}{dt} = -2\omega \frac{ds^1}{dt} \quad (1.1.6)$$

2) თუ განვიხილავთ უძრავ დედამიწას, მაშინ გვექნება:

$$\frac{dc}{dt} = -\oint \frac{dp}{\rho} \quad (1.1.7).$$

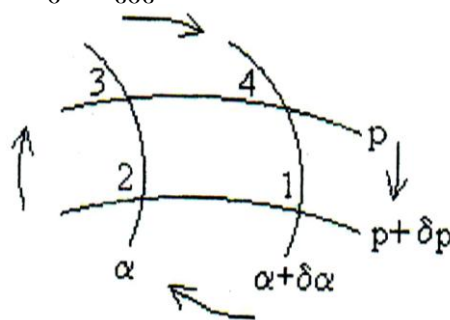
3) აღებული გარემო ბაროკლინურია, მაშინ (1.1.5)-ში ინტეგრალი წარმოდგება ელემენტალური სოლენოიდების რაოდენობის მიხედვით.

$$\frac{dc}{dt} = N_+ - N_- - 2\omega \frac{ds^1}{dt} \quad (1.1.8).$$

N_+ და N_- დადებითი და უარყოფითი სოლენოიდების რიცხვია შესაბამისად. ამ თეორიით შეისწავლება ოკეანის, ზღვის, ატმოსფეროს ცირკულაციური მოძრაობები. ამავე თეორიით და სათანადო მეტეოროლოგიური სიტუაციის გათვალისწინებით აიხსნება, სხვადასხვა ხასიათის ადგილობრივი ქარები, როგორცაა ზღვა-ხმელეთის ბრიზები, მთა-ხეობის ქარი, ქვაბურებში აღძრული ლოკალური ქარები, ფონი და სხვა.

განვიხილოთ ატმოსფეროში წარმოქმნილი ცირკულაციური პროცესის სამი ყველაზე გავრცელებული შემთხვევა.

ა) ვთქვათ ელემენტალური ცირკულაციური კონტური შედგება ორი იზობარისა და ორი იზოქორისაგან, უძრავი დედამიწის შემთხვევაში.



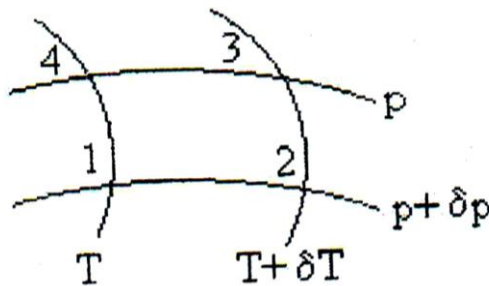
ნახ. 1.1.3.

გამოვთვალოთ კონტურული ინტეგრალი (1.1.7) -ის მიხედვით.

$$\begin{aligned} \frac{dc}{dt} &= - \int_{12341} \alpha dp - \int_{4321} \alpha dp = \int_{43} \alpha dp + \int_{32} \alpha dp + \int_{21} \alpha dp + \int_{14} \alpha dp = \\ &= \alpha(p + \delta p) - \alpha p + p(\alpha + \delta \alpha) + (\alpha + \delta \alpha)(p + \delta p) = \delta \alpha \delta p. \end{aligned}$$

ამრიგად, ამ შემთხვევაში ცირკულაციის სიჩქარის ინდივიდუალური ცვლილება დროში, მოცემული კონტურის გასწვრივ პროპორციულია წნევის და ხვედრითი მოცულობის ($\alpha = \frac{1}{\rho}$) ცვლილების ნამრავლის.

ბ) ვთქვათ კონტური შედგება ორი იზობარისა და ორი იზოთერმისაგან.



ნახ.1.1.4.

ამ შემთხვევაში ჰაერის მდგომარეობის განტოლების $P = RT\rho$ გამოყენებით გვექნება:

$$\frac{dc}{dt} = -\left[\int \frac{RT}{P} dP = RT \ln P = \frac{\delta T \delta P}{R},\right.$$

აქ T - აბსოლუტური ტემპერატურაა; R - გაზების უნივერსალური მუდმივა.

ვინაიდან $\ln\left(\frac{P+\delta P}{P}\right) = \ln\left(1 + \frac{\delta P}{P}\right) = \frac{\delta P}{P}$. მივიღეთ, რომ განხილულ შემთხვევაში ცირკულაციის სიჩქარის ინდივიდუალური ცვლილება დროში პროპორციულია წნევისა და ტემპერატურის ცვლილების ნამრავლისა.

გ) გვაქვს ორი იზობარა და ორი ვერტიკალური სიმაღლე



ნახ.1.1.5.

აქ გამოვიყენებთ რა სტატიკის განტოლებას $dP = -g\rho dz$ გვექნება:

$$\frac{dc}{dt} = -\left[\int \frac{dP}{\rho} = \int g dz = 9,8[(H_{43}) - (H_{12})]\right]$$

მივიღეთ, რომ ცირკულაციის სიჩქარის ინდივიდუალური ცვლილება დროში პროპორციულია შესაბამის გეოპოტენციალურ სიმაღლეთა სხვაობისა.

ვინაიდან დედამიწის ატმოსფერო, განსაკუთრებით მისი ქვედა ფენები ტურბულენტური ბუნებისაა, ამიტომ ცირკულაციურ ჩახვეულებებს შეიძლება ჰქონდეს სხვადასხვა ზომა. ქვედა მიწისპირა ფენაში ხშირად დაიკვირვება გრივალური სტრუქტურის მცირე ცირკულაციები. ასეთი ლოკალური მოვლენებისათვის დამატებით ხდება საჭირო სტატისტიკური ხასიათის კანონზომიერების გამოყენება. ასეთი მიდგომები იქნება გათვალისწინებული მონოგრაფიაში.

1.2. ატმოსფეროს მეზომასშტაბური მოძრაობის აღმწერი ჰიდროდინამიკურ განტოლებათა სისტემა

ლოკალური პროცესების ყოველი კვლევა-შესწავლა ძირითადად ემსახურება ამინდის მეზო-დინამიკური პროგნოზის დაზუსტებას, რაც მნიშვნელოვანია აღებულ რეგიონზე სხვადასხვა რანგის სახალხო მეურნეობის განვითარებისათვის. მეზომეტეოროლოგიური პროცესები მიეკუთვნება ისეთ ატმოსფერულ პროცესებს, რომელთა პორიზონტალური მასშტაბია ათეული და ასეული კილომეტრი. მეზოპროცესების თანამედროვე თეორიაში მიღებულია შემდეგი კლასიფიკაცია: მეზო- α - მასშტაბი {200-2000} კმ; მეზო- β - მასშტაბი (20-200); მეზო- γ - მასშტაბი (2-

20)კმ. პირველს მიეკუთვნება ფრონტალური, ტროპიკული ციკლონები და სხვა. მეორეს ოროგრაფიული შეშფოთებები, ხეობათა ღრუბლები და სხვა; მესამეს ცალკეული გროვა ღრუბლები, გარკვეული ტიპის გრავიტაციული ტალღები და სხვა; ლოკალური პროგნოზის თეორია დამუშავებული იყო ი.ა. კიბელის მიერ [9]. მანვე ჩამოაყალიბა შესაბამისი განტოლებათა სისტემა, რომელსაც აქვს სახე:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial\phi}{\partial x} + lv + k_1\Delta u + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial\phi}{\partial y} - lu + k_1\Delta v + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{\partial\phi}{\partial z} + \beta T^1 + k_1\Delta w + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial w}{\partial z}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= \sigma w, \\ \frac{dT^1}{dt} + (\gamma_a - \gamma) &= \frac{1}{c_p \rho} (E_i + E_\phi) + k_1 T^1 + \frac{\partial}{\partial z} [k (\frac{\partial T^1}{\partial z} + \gamma_a - \gamma)], \\ \frac{dq^1}{dt} - \gamma_q w &= \frac{1}{\rho} E_{\pi\phi} + k_1 \Delta q^1 + \frac{\partial}{\partial z} [k (\frac{\partial q^1}{\partial z} - \gamma_q)]. \end{aligned} \tag{1.2.1}$$

აქ და შემდეგ ყველგან $\bar{T}(z), \bar{p}(z), \bar{\rho}(z), \bar{q}(z)$ არის ამ სიდიდეების ფონოვანი განაწილება სიმაღლის მიხედვით, რომელიც შეიძლება მოცემული იყოს, მაგალითად კლიმატური მონაცემებით ან განსაზღვრული იყოს ფართომასშტაბიანი პროგნოზული სქემებით. შტრიხებით მოცემული სიდიდეები ასახავენ ფონური მნიშვნელობებიდან გადახრას, γ - შესაბამისი სიდი-

დის ვერტიკალური გრადიენტი, $\beta = \frac{g}{T_{cp}}$ - შეტივტივების კოეფიციენტი; წევრი βT^1 განსაზ-

ღვრავს არქიმედეს ძალით გამოწვეულ ვერტიკალურ სიჩქარეს, $\phi = RT_{cr} \frac{p^1}{\bar{p}}$, k_1, k - ტურბულენტობის კოეფიციენტებია ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მიმართულებით; E_i, E_ϕ, E_{eF}

არის სხივური, ფაზური და ეფექტური გამოსხივება. მიღებული პროცესების კვაზისტატიკურობის პირობა ასეთია: $\partial p / \partial z = -g\bar{\rho}$

(1.2.1) განტოლებათა სისტემა მიღებულია ჰიდროდინამიკის სრული სისტემის საფუძველზე ე.წ. კონვექციური თეორიის გამარტივებით. უწყვეტობის განტოლება მიღებულია ბგერითი ტალღის გათვალისწინების გარეშე. თანამედროვე შეხედულების (1.2.1) სისტემას უწოდებენ ღრმა კონვექციის განტოლებებს. თუ (1.2.1) სისტემაში მივიღებთ $\bar{T} = const, \bar{p} = const, \bar{q} = const$,

მაშინ სისტემას ეწოდება პატარა(მცირე) კონვექციის განტოლებათა სისტემა (გამოიყენება 3 კმ ფენისათვის), რადგან მიღებულია დაშვება $\partial \rho / \partial z = 0$, ამიტომ სისტემას არადრეკადი კონვექციის განტოლებებსაც უწოდებენ. თუ უწყვეტობის განტოლება სრულად აიღება, მაშინ გვექნება ღრეკადი კონვექციის განტოლებები. მრავალ მოდელში სითბოს მოდენის განტოლება იწერება პოტენციალური ტემპერატურისათვის. კონკრეტულ მოდელში სიდიდეები შეიძლება არ იქნას გათვალისწინებული. როცა საჭირო ხდება დედამიწის ე.წ. ქვეფენის გავლენის და ატმოსფეროში მინარევების გავრცელების გათვალისწინება, მაშინ (1.2.1) სისტემას ემატება შესაბამისი განტოლებები [17].

$$\begin{aligned} \frac{\partial T^*}{\partial t} &= \frac{\lambda^*}{c^* \rho^*} \frac{\partial^2 T^*}{\partial z^2}, \\ \frac{\partial s_a}{\partial t} + \frac{\partial s_a w_a}{\partial z} &= k_x \frac{\partial^2 s_a}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 s_a}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s_a}{\partial z} + E_a \end{aligned} \tag{1.2.2}$$

სადაც λ^* ნიადაგის სითბოგამტარობის კოეფიციენტი, ρ^* - ნიადაგის სიმკვრივე, c^* - ნიადაგის სითბოტევადობა, s_a - მინარევის მოცულობითი კონცენტრაცია, E_a - მინარევის წარმოშობის და

გაქრობის სიჩქარე, k_x, k_y ტურბულენტობის კოეფიციენტები, რომლებიც აღწერენ მინარევის ტურბულენტურ პულსაციას საკოორდინატო დერძების მიხედვით, w_a - მინარევის საკუთარი ვერტიკალური სიჩქარე. შევნიშნოთ, რომ ტურბულენტობის კოეფიციენტებისათვის შეიძლება გამოყენებული იქნას სხვა განტოლებებიც, მაგალითად, ტურბულენტური პულსაციის ენერჯის ბალანსის განტოლება [15,29]. მოყვანილი განტოლებათა სისტემა ჩაკეტილია და პრინციპში იძლევა საძიებელი სიდიდეების განსაზღვრის საშუალებას.

1.3. ლოკალური ატმოსფერული მოძრაობების საპროგნოზო რიცხვითი-მოდელური მიდგომა, საწყისი და სასაზღვრო პირობები

ეს ამოცანა ყველაზე ფართო გაგებით დასმული იყო ი.ა. კიბელის მიერ [1.9.10.11.14.15]. დეტალური ლოკალური პროცესების პროგნოზირება ხდება ფართომასშტაბიანი პროგნოზული სქემის საშუალებით, მიღებული ფონური მნიშვნელობების გამოყენების საფუძველზე. ეს ფონური სიდიდეები მიიღება ლოკალური მოვლენებისათვის საწყის მნიშვნელობებად იმ დაშვებით, რომ საწყის მომენტში მეზომეტეოროლოგიური შეშფოთებები არ არის. ასეთ პირობებში საწყისი მონაცემები იწერება შემდეგი სახით:

$$\text{როცა } t = t_0, u = \bar{u}(z), v = \bar{v}(z), \phi^1 = T^1 = \theta^1 = q^1 = T^{*1} = o \quad (1.3.1)$$

ვერტიკალური სიჩქარე უნდა აკმაყოფილებდეს უწყვეტობის განტოლებას. პრინციპში შეიძლება არ გამოვიყენოთ ფართომასშტაბიანი რიცხვითი სქემები და საწყისი მნიშვნელობები აღებული იქნას სინოპტიკური დაკვირვებებიდან, ასევე შეიძლება საწყისი ველის სიდიდეები მოპოვებულ იქნას სპეციალური მეზომეტეოროლოგიური დაკვირვებებით, თუმცა ეს გზა მეტად რთულია. ლოკალური პროცესების დინამიკის შესწავლისათვის საკვლევი არე-გარემო შეირჩევა პრაქტიკული მოთხოვნილების მიხედვით. ზომები ჰორიზონტალურ სიბტყეზე ათეული კმ-ია, ვერტიკალური მიმართულებით $z = H$ მაქსიმალური სიმაღლე შეიძლება იყოს 2-10 კილომეტრი, ქვედა საზღვარი დედამიწის „გამომსხივებელი“ ზედაპირი $z = \zeta(x, y)$. ზოგჯერ საჭირო ხდება დედამიწის (წყლის) $d = 1$ მ სიღრმის ფენის ფიზიკური პარამეტრების ცოდნა.

ჩამოვყალიბოთ სასაზღვრო პირობები, პირველ რიგში, გვერდითი სასაზღვრო (მივიღოთ, რომ საკვლევი რეგიონი არის სწორკუთხოვანი გარემო). შესაძლებელია მრავალი ვარიანტი. ერთ-ერთი უმარტივესია იმის დაშვება, რომ მთელი საპროგნოზო დროის განმავლობაში მეზომეტეოროლოგიური პროცესების შეშფოთება არ არის. ფონური სიდიდეები კი განისაზღვრება ფართომასშტაბიანი მოდელური სქემებით. მეორე შემთხვევაში ელემენტების შეშფოთება საზღვარზე განისაზღვრება საკვლევი არის შიგნიდან, დაუშვათ სამართლიანია შემდეგი დამოკიდებულებით [15]:

$$\frac{\partial f^1}{\partial t} I_L + c_n \frac{\partial f^1}{\partial n} = o \quad (1.3.2),$$

სადაც I_L - საკვლევი არის საზღვარია, n - არის მართობი, c_n შეშფოთებული საძიებელი სიდიდის გადაადგილების სიჩქარე, რომელიც განისაზღვრება არეს შიგა ნაწილში დროის სხვადასხვა მომენტში:

$$z = H, w = o, f^1 = o, w \frac{\partial f^1}{\partial z} = o \quad (1.3.3)$$

დედამიწის ზედაპირზე მიიღება სიჩქარის ნულთან ტოლობა, ან

$$z = o, u = v = w = o \quad (1.3.4)$$

იმ შემთხვევაში, თუ დედამიწის ზედაპირი უსწორმასწორო რელიეფისაა სიმაღლით $z = \xi(x, y)$, მაშინ მიიღება გარსდენის პირობა, რომლის თანახმადაც [1,12,15,17]:

$$z = \xi(x, y), w_\xi = u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y}. \quad (1.3.5).$$

გარდა ამისა, დედამიწის „გამომსხივებელ“ ზედაპირზე მიიღება ჰაერის ტემპერატურის და ნიადაგის (წყლის) ტემპერატურის ტოლობა, აგრეთვე სითბური ბალანსის შესრულების პირობა: როცა

$$z = 0(z = \xi), T = T^*, (1^* - A)s + G + \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - \delta \sigma T_0^4 + B - LQ + H^* = 0 \quad (1.3.6),$$

სადაც A - გამომსხივებელი ზედაპირის ალბედოა, S და G მზის მოკლე და გრძელტალღოვანი რადიაციის დაღმავალი ნაკადები, T_0 - ტემპერატურის სიდიდე, $B = -\lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z}$ - სითბური ნაკადი დედამიწის ზედაპირზე, განპირობებული ნიადაგის (წყლის) ღრმა ფენების სითბოგაცვლით, $Q = -k\rho \frac{\partial q}{\partial z}$ - სითბოს ნაკადი გამოწვეული აორთქლებით (კონდენსაციით), H^* - ანთროპოგენური ფაქტორებით წარმოშობილი სითბური ნაკადი.

მეზომეტეოროლოგიური შეშფოთებებისათვის (1.3.6) პირობა ღებულობს შემდეგ სახეს: როცა

$$z = 0 (z = \xi), T^1 = T^{*1} = T_0^1; (1-A)S^1 - G^1 + \lambda \frac{\partial T^1}{\partial z} - \delta\mu T_0^1 + B^1 - LQ^1 + H_a = 0 \quad (1.3.7),$$

სადაც,

$$\mu = \frac{d(\sigma T^4)}{dT} \Big|_{T=\bar{T}_0} \approx 4\sigma \bar{T}^3$$

მიღებისას გამოყენებული იქნა ნიუტონის ბინომისებური მიახლოება, შემდეგი სახით: $\sigma T_0^4 = \sigma(\bar{T}_0 + T_0^1)^4 = \sigma(\bar{T}_0^4 + 4\bar{T}_0^3 T_0^1 + \dots)$, რომელიც $T^1 \ll \bar{T}$ პირობით დიდი სიზუსტით სრულდება. ამოცანა ჩაკეტილი ხდება ნიადაგის (წყლის) ტემპერატურისათვის სასაზღვრო პირობით:

როცა

$$z = -d, T^* = \text{const} (T^{*1} = 0) \quad (1.3.8).$$

სითბოს, ტენის და იმპულსის ტურბულენტური ნაკადი ითვლება მონინ-ობუხოვის თეორიით [9.14.15]. როცა კეთდება ატმოსფერული მინარევების პროგნოზი, მაშინ იწერება სასაზღვრო პირობები:

როცა

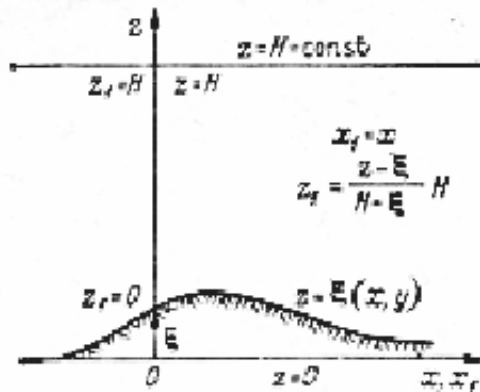
$$z = H, s = 0 (k \frac{\partial s}{\partial z} = 0),$$

როცა

$$z = 0, s = 0, \text{ ან } k = \frac{\partial s}{\partial z} + w_a s_a = \beta s - f \quad (1.3.9),$$

სადაც β - კოეფიციენტი ითვალისწინებს „გამომსხივებელი“ ზედაპირის მიერ მინარევის ნაწილობრივ შთანთქმას; $f = f(x, y)$ არის დედამიწის ზედაპირზე მინარევის წყარო. წყლის ზედაპირისათვის კი მირებულია პირობა: $z = 0, s_a = 0$.

თანამედროვე მეზომეტეოროლოგიურ მოდელებში დედამიწის რელიეფის გავლენის გათვალისწინება უფრო დეტალიზირებულია. განიხილება არე-გარემო, რომლის ქვემოდან დედამიწის არასწორი რელიეფი $z = \xi(x, y)$ (იხილეთ ნახ.1.3.1), ხოლო ზემოდან სიბრტყე-ატმოსფეროს ასეთი გამოყოფილი ნაწილისათვის შემოვიტანოთ კოორდინატა შემდეგი, ე.წ. ოროგრაფიული სისტემა:



ნახ.1.3.1.

ორგრაფიული კოორდინატები

$$x_1 = x, y_1 = y, t_1 = t, z_1 = H \frac{z - \xi}{H - \xi} \quad (1.3.10)$$

ცხადია, რომ

$$\frac{\partial z_1}{\partial z} = \frac{H}{H - \xi} \quad (1.3.11)$$

იმისათვის, რომ ძველი x, y, z, t სისტემიდან გადავიდეთ ახალ x_1, y_1, z_1, t_1 სისტემაზე, ვისარგებლოთ ცვლათა შეცვლის ცნობილი წესით:

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x_1} + \frac{\partial z_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial z_1}; \quad \frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y_1} + \frac{\partial z_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial z_1}; \quad \frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t_1} + \frac{\partial z_1}{\partial t} \frac{\partial}{\partial z_1}; \quad \frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial z_1}{\partial z} \frac{\partial}{\partial z_1} \quad (1.3.12)$$

განვსაზღვროთ ვერტიკალური სიჩქარე ახალ სისტემაში:

$$w_1 = \frac{\partial z_1}{\partial t_1} = \frac{\partial z_1}{\partial t} + u \frac{\partial z_1}{\partial x} + v \frac{\partial z_1}{\partial y} + w \frac{\partial z_1}{\partial z}$$

(2.10)-(2.12) დამოკიდებულების გათვალისწინებით, შეიძლება დაიწეროს:

$$\frac{\partial z_1}{\partial t} = 0, \quad \frac{\partial z_1}{\partial z} = \frac{H}{H - \xi}, \quad \frac{\partial z_1}{\partial x} = \left(\frac{zH}{(H - \xi)^2} - \frac{\xi H}{(H - \xi)^2} - \frac{H}{H - \xi} \right) \frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{H}{H - \xi} \cdot \frac{z_1 - H}{H} \frac{\partial \xi}{\partial x}; \quad \frac{\partial z_1}{\partial y} = \frac{H}{H - \xi} \cdot \frac{z_1 - H}{H} \frac{\partial \xi}{\partial y}$$

კოორდინატა ახალ სისტემაში ვერტიკალური სიჩქარე იქნება;

$$w_1 = \frac{\partial z_1}{\partial t_1} = \frac{H}{H - \xi} \left[w + \frac{z_1 - H}{H - \xi} \left(u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \right] \quad (1.3.13)$$

შემოკლებული ვარიანტით დავწეროთ მოძრაობის განტოლებები, მაგალითად x - კოორდინატისათვის შემდეგი სახით;

$$\frac{du}{dt} = - \frac{\partial \phi}{\partial x} = lv$$

მიღებული დამოკიდებულებების გამოყენებით მოძრაობის განტოლებები ასე ჩაიწერება:

$$\frac{du}{dt_1} = \frac{\partial u}{\partial t_1} + u \frac{\partial u}{\partial x_1} + v \frac{\partial u}{\partial y_1} + w_1 \frac{\partial u}{\partial z_1} = - \frac{\partial \phi}{\partial x_1} - \frac{z_1 - H}{H - \xi} \frac{\partial \phi}{\partial z_1} \frac{\partial \xi}{\partial x} + lv;$$

$$\frac{dv}{dt_1} = \frac{\partial v}{\partial t_1} + u \frac{\partial v}{\partial x_1} + v \frac{\partial v}{\partial y_1} + w_1 \frac{\partial v}{\partial z_1} = - \frac{\partial \phi}{\partial y_1} - \frac{z_1 - H}{H - \xi} \frac{\partial \phi}{\partial z_1} \frac{\partial \xi}{\partial y} - lu;$$

ანალოგიურად ჩაიწერება მეზომეტეოროლოგიის ყველა განტოლება. (1.3.10)-ის თანახმად ახალ სისტემაში გვექნება:

როცა $z = \xi, z_1 = 0$, ხოლო, როცა $z = H, z_1 = H$ ამის შესაბამისად, სასაზღვრო პირობები ახლა შეესაბამება ღონეებს:

$$z_1 = 0 (z = \xi) \quad \text{და} \quad z_1 = H (z = H)$$

მეზომეტეოროლოგიური პროცესების აღმწერი განტოლებები უკვე ინტეგრირდება გარემოში, რომელიც შემოსაზღვრულია ზემოდან და ქვემოდან სიბრტყეებით.

14. მეზომეტეოროლოგიური პროცესების საფუძველზე ქალაქების, მიკრორეგიონების კლიმატური თავისებურებების ახსნის თეორიული მიდგომა.

მეტეოროლოგიური ელემენტების დღეღამური სვლის ხასიათის განსაზღვრაში შეიძლება გამოყენებული იქნას ადგილობრივი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები. ძირითადად ეს ეხება დიდ ქალაქებს და ლოკალურ ადგილებს, სადაც დედამიწის ზედაპირი დაფარულია შენობებით, ბეტონური კონსტრუქციებით, ბუჩქნარით, მოშიშველებული თიხა ქანებით და ასე შემდეგ [18.19.20]. ცხადია ეს მოქმედებს დედამიწის გამომსხივებელი ზედაპირის ფიზიკურ ბუნებაზე და მასთან მდებარე მიწისპირა ატმოსფეროს ფენის თვისებებზე. ზედაპირის ასეთი მოსილობა, პირველ რიგში, ზრდის ალბედოს სიდიდეს 0,2-დან 0,4-მდე და მოსილობის პარამეტრს 0,1-დან 1 მეტრამდე და მეტზე; ფარდობით ტენიანობას, ტემპერატურულ გამტარებლობას ნიადაგის ზედა ნაწილში, მნიშვნელოვნად იზრდება ჰაერის დატუჭიანება. სხვადასხვა სამრეწველო მოქმედებებით ამ ტერიტორიებზე იზრდება წარმოქნილი სითბური ნაკადი 250 ვტ/კვ.მ-მდეც კი. სითბოს ეს ნაკადი

ხელს უწყობს ჰაერის ტურბულენტურ შერევას, რომელიც შემდეგ ვრცელდება მიწისპირა ფენაში და ზრდის მის ტემპერატურას.

მეზომეტეოროლოგიური რეჟიმის კვლევისათვის ლოკალურ არეებში შემუშავებულია სპეციალური მოდელები. განვიხილოთ ერთ-ერთი მათგანი [11.12], თუ მივიღებთ მეტეოროლოგიური ველის ერთგვაროვნებას განსახილველ რეგიონზე და რელიეფის გავლენას არ გავითვალისწინებთ. ამასთანავე კვაზისტატიკურობას თუ დავუმატებთ ვერტიკალური დინების არ არსებობას და ჰაერის უშუალო გათბობას ან გაცივებას, ამ ფაქტორების გავლენას გამოვრიცხავთ (ცხადია, საქართველოს ლოკალური რეგიონებისათვის ამ პირობების უმრავლესობის დაშვება შეუძლებელია), დავტოვებთ მხოლოდ ტურბულენტურ შერევას, მაშინ მეზოპროცესების მოდელებურ-პროგნოზურ განტოლებათა სისტემა ასე გამოიყურება [17]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= l(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}; \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -l(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z}; \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= -g\rho; \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z}; \quad \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}; \\ p &= \rho RT; \quad \frac{\partial T^*}{\partial t} = \frac{1}{c^* \rho^*} \frac{\partial}{\partial z} \lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z}, \end{aligned} \quad (1.4. 1)$$

სადაც u_g, v_g გეოსტროფიული ქარის მდგენელებია და ითვლება მუდმივად ლოკალური პროგნოზის მთელი დროის განმავლობაში.

განტოლებათა (1.4.1) სისტემის ინტეგრირება ხორციელდება 24 საათიან დროით ინტერვალში, ატმოსფეროს ფენაში დედამიწის ზედაპირიდან $z=H=1600$ მ. სიმაღლემდე და ნიადაგის ერთ მეტრიანი სისქის ფენისათვის (სასურველია გამოყენებული იქნას ზაფხულის პერიოდისათვის). მიიღება შემდეგი სასაზღვრო პირობები:

როცა $z = H$, $\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial t} = 0, u - u_g = const, v - v_g = const$, წნევა H სიმაღლეზე არის 850 მბ.
 $\theta = 295k, q = 6,7\%$. როცა $z = -d, \frac{\partial T^*}{\partial t} = 0, T^* = \theta$.

$$\begin{aligned} z = 0, u = v = 0, T = T^* = T_0, q = q_0 = f q_m(T_0), \\ (1 - A)S + G + \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} - \delta \sigma T_0^4 - \lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z} - LQ + H_a = 0, \quad (1.4. 2), \\ S = S^0(0,947 - 0,063\tau_L) \sinh \end{aligned}$$

სადაც $q_m(T_0)$ წყლის ორთქლის მასიური წილი T_0 ტემპერატურის დროს; f - დედამიწის ზედაპირზე ფარდობითი ტენიანობა; S^0 - მზის მუდმივა; h - მზის სიმაღლე; τ_L - ლინკეს ატმოსფეროს სიმღვრივის ფაქტორი, რომლითაც ხდება მოდელებში ტემპერატურაზე გაჭუჭყიანების გავლენის გათვალისწინება; ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივება მოიცემა ბრენტის ფორმულით $G = \delta \sigma T_0^4 (a - b\sqrt{e})$ აქ e - არის წყლის ორთქლის პარციალური წნევა; a და b - კოეფიციენტები.

განვიხილოთ მიწისპირა ატმოსფეროს ქვედა $h=50$ მეტრის სიმაღლის ფენა, რომელშიც სითბოს, ტენის და იმპულსის ვერტიკალური ნაკადები მუდმივია. განვსაზღვროთ ამ ფენაში მეტეოროლოგიური სიდიდეები ტურბულენტობის კოეფიციენტის ჩათვლით, რომელიც მოიცემა ა.მონინისა და ა.ობუხოვის თეორიით. დედამიწის მოსილობის პარამეტრი z_0 ითვლება ცნობილად. საწყის პირობად მიღებულია შემდეგი:

როცა $t = 0, \theta = 295k, u = a_0 e^{-h_0 z} + c_0; v = a_1 e^{-h_1 z} + c_1;$ (1.4. 3),
 $u(H) = u_g, v(H) = v_g.$

სადაც $a_0, b_0, c_0, a_1, b_1, c_1$ კოეფიციენტებია. მიწიპირა ფენის ზემოთ მიღებულია ტურბულენტობის კოეფიციენტის წრფივად შემცირება სიმაღლის მიხედვით, ანუ როცა

$$z > h, k(z) = k_h \left(1 - \frac{z-h}{H-h}\right) \quad (1.4. 4).$$

დასმული ამოცანა ამოიხსნება სასრულო სხვაობათა მეთოდის გამოყენებით, წინასწარ შერჩეული ბადის და ბიჯის მიხედვით. მეთოდი განხორციელებული იქნა რამდენიმე დიდი ქალაქისათვის და მიღებული შედეგებით მიცემული იქნა რამდენიმე პრაქტიკული რეკომენდაცია, მეტეოროლოგიური სიტუაციების პროგნოზის დაზუსტებისათვის.

საერთო სამეცნიერო ლიტერატურული მონაცემებით [16,17] ძირითადად აღსანიშნავია შემდეგი: ალბედოს და ჰაერის დაჭუჭყიანების გაზრდა ქალაქში იწვევს გადაცივებას, რომელიც უფრო შესამჩნევია დღისით; შენობების გამო ზედაპირის „მოსილობის“ გაზრდას მოსდევს ჰაერის ტემპერატურის შემცირება დღისით და მცირედ მომატება ღამით, რაც გამოწვეულია ჰაერის ტურბულენტობის და ტემპერატურული სტრატეფიკაციის ცვლილებით დღე-ღამის განმავლობაში; ქალაქში ფარდობითი ტენიანობის შემცირება დღისით პრაქტიკულად ტემპერატურაზე არ მოქმედებს, ღამით კი აძლიერებს გადაცივებას; ნიადაგის ტემპერატურული გამტარებლობის ცვლილებაც პრაქტიკულად არ მოქმედებს ტემპერატურაზე. ტემპერატურის ცვლილებაზე ყველაზე დიდი გავლენა აქვს ანტროპოგენურ ზემოქმედებას, რომლის ძირითადი ნაწილი ტურბულენტური შერევის გადაეცემა ატმოსფეროს. ამის შედეგად ჰაერის ტემპერატურა შეიძლება გაიზარდოს 5° გრადუსითაც კი.

ლოკალური პროცესების კიდევ ერთი მნიშვნელოვანი შედეგია ანტროპოგენური სითბური ნაკადის გაზრდა. სითბური ნაკადის ზრდა იწვევს რიჩარდსონის რიცხვის შემცირებას [17,21,22,23].

$$Ri = \frac{\frac{g}{T}(\gamma_a - \gamma)}{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}$$

აქ ყველა სიდიდე ცნობილია, რიჩარდსონის რიცხვის შემცირება გამოხატავს

ატმოსფეროს არამდგრადობის გაზრდას, რაც თავისთავად ზრდის სეტყვისა და თავსხმა წვიმის მოსვლის ალბათობის ზრდას. ასეთი პროცესები დაიკვირვება საქართველოს სხვადასხვა ქვაბურებში.

საბოლოო ჯამში ქალაქის ან განსაკუთრებული რეჟიმის ლოკალური რეგიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული კომპლექსი იწვევს ე.წ. „სითბოს კუნძულის“ შექმნას, რის გამო ჰაერის ტემპერატურა ქალაქში რამდენიმე გრადუსით მეტია, ვიდრე გარემომცველი გარემოსი. დღისით შედარებით მცირე, ღამით კი დიდია 7-8 გრადუსით. ტემპერატურის ასეთი განსხვავება სიმაღლის ზრდის მიხედვით მცირდება, მაგალითად, თუ დედამიწის ზედაპირზე სხვაობა 3,5 გრადუსია, მაშინ 100 და 300 მეტრზე შესაბამისად იქნება 2,5 და 2 გრადუსი.

ბუნებრივია, მოყვანილი თეორიის პრდაპირი გამოყენება საქართველოს ქალაქებსა და ლოკალური რეგიონებისათვის მიუღებელია. ჩვენთვის საინტერესო ტერიტორიაზე აუცილებელია, გათვალისწინებული იქნას ოროგრაფიული ფაქტორი, დაუშვებელია აღმავალი ნაკადის უცვლელობა. საჭირო ხდება ოროგრაფიული ვერტიკალური სიჩქარის კონკრეტულ პირობებში გამოთვლა, ასევე ქალაქის ან რეგიონის მიკრო მეტეოროლოგიური პარამეტრების შეფასება. წიგნის შემდგომ თავებში აღნიშნულის გათვალისწინებით, ყოველი ქალაქისა და სასურველი რეგიონისათვის, გამოთვლილი იქნება ოროგრაფიული ეფექტები, მიკროციკულაციის ბუნება და შესაბამისი მოდელური ამოცანის გადაწყვეტით, გაეცემა პასუხი ყველა იმ მეტეოროლოგიურ კლიმატურ თავისებურებებს, რომლებიც არსებობს საკვლევ ტერიტორიაზე.

თავი 2. ატმოსფერული მოძრაობის დინამიკა ლოკალურ მასშტაბებში

2.1. ოროგრაფიული შეშფოთებებით გამოწვეული ტალღური მოძრაობა და მისი გავლენა ატმოსფერულ მოვლენებზე

საკითხის შესწავლა-ანალიზისათვის, გამოვიყენებთ რა ლოკალური ატმოსფერული პროცესების აღმწერ ჰიდროთერმოდინამიკურ განტოლებებს, ვიმოქმედებთ მათზე სტანდარტული წესით [1,24,25,27]. მივიღებთ ბრუნვის სინქარის განტოლებას, რომელშიც გავითვალისწინებთ დედამიწის რელიეფის პარალელისა და მერიდიანის გასწვრივ დახრის მახასიათებელი პარამეტრების გავლენას [1,11,29,30,31]. ამ განტოლებების გაწვრივების პროცედურის ჩატარების შემდეგ, Ψ დენის ფუნქციისთვის მიიღებს სახეს [1,29]:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}\right)(\Delta\Psi + a\Psi_x + b\Psi_y) + \beta_1\Psi_x = l_1(b\Psi_x - a\Psi_y) = F(x, y) \quad (2.1.1),$$

სადაც $\beta_1 = \eta\beta$; β - როსბის პარამეტრია, $\eta = \frac{p_z}{p_0}$; p_z - წნევის მნიშვნელობა z სიმაღლეზე,

p_0 - წნევის სტანდარტული სიდიდე; l - კორიოლისის პარამეტრია; Ψ_x და Ψ_y არის დენის ფუნქციის წარმოებული ox და oy საკოორდინატო ღერძების მიმართ, $a = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial x}$ და

$b = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial y}$ რელიეფის გავლენის მახასიათებელი პარამეტრებია.

შემოვიტანოთ აღნიშვნა $\Omega = \frac{1}{\mu}[\Delta\Psi - (a\Psi_x + b\Psi_y)]$ და განტოლება (2.1.1) ჩავწეროთ ასე:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}\right)\Omega + \beta_1\Psi_x = l_1(b\Psi_x - a\Psi_y) \quad (2.1.2)$$

მეცნიერთა მთელ პლედას, დაწყებული როსბიდან [29,32,34,35], შესწავლილი აქვთ ატმოსფერული შეშფოთებების გავრცელება ბრტყელი ტალღის სახით, როცა ტალღა ვრცელდება მხოლოდ ერთი მიმართულებით. β ეფექტის გათვალისწინებით შესაბამისი განტოლება შემდეგი სახისაა [29,34,35]:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x}\right)\Delta\Psi + \beta \frac{\partial \Psi}{\partial x} = 0 \quad (2.1.3)$$

ამოხსნა ასე წარმოდგება:

$$\Psi = A \cos \frac{2\pi}{L}(x - ct) \cos \frac{2\pi}{D} y \quad (2.1.4),$$

სადაც $\frac{2\pi}{L} = m$ და $\frac{2\pi}{D} = n$ არიან ტალღური რიცხვები, შესაბამისად ox და oy

საკოორდინატო ღერძების გასწვრივ. შეშფოთების არე კი განისაზღვრება როსბის ფორმულით [32]:

$$c = u - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \cdot \frac{D^2}{L^2 + D^2} \quad (2.1.5)$$

სტაციონალური შეშფოთებისათვის ($c=0$) ტალღის სიგრძე განისაზღვრება ფორმულით:

$$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{u(1 + \frac{L^2}{D^2})}{\beta}} \quad (2.1.6)$$

ცნობილია, რომ ტალღური შეშფოთებები გაითვალისწინება ფაზური სინქარის კომპლექსური წარმოდგენით. მართლაც დავწეროთ, რაიმე ფიზიკური სიდიდისათვის ბრტყელი ტალღა ასე:

$$f = A e^{ik(x-ct)}, \text{ სადაც } c = c_r + ic_i \text{ ე.ი. } f = A e^{-kc_r t} e^{ik(x-c_r t)}$$

აქ განიხილება სამი ვარიანტი:

- ა) $c_i > 0$ - ხდება ტალღების გაძლიერება;
 ბ) $c_i = 0$ - ნეიტრალური ან მდგრადი ტალღები;
 გ) $c_i < 0$ - ქრობადი ტალღები.

რეალურ პირობებში აიღება მხოლოდ ნამდვილი ნაწილი და ამიტომ გადამწვევტ მნიშვნელობას იძენს მამრავლი $e^{kc,t}$ -ის შეფასება. ეს თეორიული მეთოდიკა და პროცედურები შეიძლება გამოვიყენოთ მთა-გორიან ტერიტორიისათვის, შემდეგი ფაქტორების გავლენის გათვალისწინებით:

- 1) ატმოსფერული პროცესების შემფოთებული ტალღა ბრტყელი ბუნებისაა;
- 2) ჰაერის ნაკადში მივიღოთ შინაგანი ხახუნის ძალის გავლენა იმ დაშვებით, რომ იგი პროპორციულია არა სიჩქარისა, არამედ სიჩქარის გრადიენტისა, ან სიჩქარის გრიგალის ინტენსივობისა;
- 3) მოვითხოვოთ - ქარის სიჩქარის გრიგალზე გარეგანი ძალის მოქმედება იმ პირობით, რომ ეს ძალა იწვევს მოქმედებას, მაშინ როცა ჰაერის მასა იმყოფება განსახილველ რეგიონზე. ამ ძალის ბუნებით შეიძლება წარმოვიდგინოთ ლოკალური რეგიონის სახე, რომლის გავლენა დაემატება საძიებელი სიდიდის ფონურ მნიშვნელობას და მოგვცემს საშუალებას დაზუსტდეს მიკროპროცესების ბუნება.

ამრიგად (2.1.2) განტოლების ამოხსნა ვეძებოთ შემდეგი ბრტყელი ტალღის სახით:

$$\Psi = Ee^{i(mx+ny-\sigma t)} + g(x, y) \quad (2.1.7)$$

სადაც E -ამპლიტუდაა, $g(x, y)$ აღწერს გარე ძალების მოქმედების გავლენას; m და n ტალღური რიცხვებია შესაბამისად საკოორდინატო ღერძების გასწვრივ, σ ფაზური სიჩქარე. (2.1.3)-ის (2.1.2)-ში ჩასმით ფაზური სიჩქარისათვის მივიღებთ:

$$\frac{[l_1(mb - na) + um^2 + vn^2 - l_1(am + bn) - m\beta_1]\rho^2}{\rho^4 + (am + bn)^2} + \frac{[u\rho^2 + aum^2 + bvn^2 + mn(av + bu)]}{\rho^4 + (am + bn)^2} + i \frac{[l_1(nb - na) - um^2 + vn^2 - l_1(am + bn) - m\beta_1(am + bn)]}{\rho^4 + (am + bn)^2} - i \frac{[l_1\rho^2 + aum^2 + bvn^2 + mn(av + bu)]\rho^2}{\rho^4 + (am + bn)^2} = \sigma$$

აქ $\rho^2 = m^2 + n^2$; $g(x, y)$ ფუნქციისათვის კი მიიღება განტოლება:

$$u \frac{\partial^3 g}{\partial x^3} + v \frac{\partial^3 g}{\partial y^3} + l_1 \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right) + au \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + bv \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + (av + bu) \frac{\partial^2 g}{\partial x \partial y} + l_1 \left(a \frac{\partial g}{\partial x} + \frac{\partial g}{\partial y} \right) + \beta_1 \frac{\partial g}{\partial x} = F(x, y) \quad (2.1.8)$$

ამოცანის ფიზიკური შინაარსიდან გამომდინარე, ფაზური სიხშირის მხოლოდ რეალური ნაწილი უნდა ავიღოთ. ამ პირობის შესრულება მოითხოვს დაკმაყოფილდეს გარკვეული თანაფარდობა რელიეფის მახასიათებელ პარამეტრებსა და ტალღურ რიცხვებს შორის [1,29], კერძოდ,

$$amm + bn = 0 \quad \frac{m}{n} = -\frac{b}{a} \quad (2.1.9)$$

ეს პირობა ადგენს ტალღური პროცესების გავრცელების თავისებურებებს კონკრეტული რეგიონისათვის. თუ მთის მასივს მოცემულ ტერიტორიაზე წარმოვადგენთ რომელიმე მისთვის მსგავსი გეომეტრიული ფიგურის სახით, მაგალითად სამკუთხა პირამიდა ან წაკვეთილი ტრაპეცია, მაშინ განისაზღვრება მთის გავლენის მახასიათებელი სიდიდეები. ამისათვის საჭიროა მოცემული გეგმონდეს მთის პარალელისა და მერიდიანის გასწვრივ გავრცელების სიგრძე, სიგანის მნიშვნელობები. გათვალისწინებთ ეს პარამეტრები მთლიანად ამიერკავკასიის ტერიტორიისათვის, ამისათვის წარმოვადგინოთ დიდი კავკასიონი სამკუთხა პირამიდის სახით, რომლის სიგრძე პარალელის გასწვრივ არის $L_x = 1500$ კმ, ხოლო მერიდიანის მიმართულებით კმდებარდობამელიცასაბუთებისიერკავკასიის ტერიტორიაზე სინოპტიკურიტიკიდან დებულებას: „ატმოსფერული პროცესებიამიერკავკასიაზე ძირითადად ვრცელდებიან პარალელისმიმართულებით მთავრეხილისგასწვრივ“. ასეთი თეორიულიშედეგი მიღებულია პირველად [1,11] და დიდირაქტიკული ღირებულება აქვს.

განვიხილოთ ცალკეული შემთხვევები; 1) გარეგანი ძალის ქმედება არ გვაქვს ე.ი. $F(x, y) = 0; k = 0, u = v$, მაშინ

$$\sigma = \frac{m\beta_1}{\rho^2} - u(m+n) - i \left[\frac{m\beta_1}{\rho^2} + u(m+n) \right]$$

ამ შემთხვევაში რელიევის გავლენა გაითვალისწინება მხოლოდ აგეოსტროფიული $\eta(\beta_1 = \eta\beta)$ პარამეტრით, რაც საქართველოს ტერიტორიისათვის დასმული ამოცანისათვის მთავარი არ არის. 2) თუ დაეუშვებთ, რომ მოძრაობა ზონალურია ($v=0$), მაშინ

$$\sigma = m[u - \frac{\beta_1}{\rho^2} + \frac{l_1 c}{\rho^2}] - ik$$

აქ თუ მივიღებთ, რომ $c=0$, მაშინ ხახუნის არსებობისას მიიღება როსბის ფორმულა [29,63] 3) მოძრაობა სტაციონალური რეჟიმისა, რაც ერთ-ერთი მნიშვნელოვანია ლოკალური ატმოსფერული პროცესებისათვის. ასეთ შემთხვევაში ხახუნის გავლენის გარეშე მიიღება დამოკიდებულება:

$$um - \frac{\beta_1 m}{\rho^2} + \frac{l_1 m(mb - na)}{\rho^2} = 0$$

აქედან მყარდება შემდეგი კავშირი ტალღურ რიცხვებსა და მთის გავლენის მახასიათებელ პარამეტრებს შორის:

$$b - a \frac{n}{m} = \frac{\beta_1 - u\rho^2}{l_1}$$

კავკასიონისათვის, თუ გავითვალისწინებთ ზემოთ მიღებულ $b=0$ დამოკიდებულებას, მაშინ გვექნება

$$a = \frac{um\rho^2}{l_1 n}$$

აქედან გამომდინარეობს დასკვნა: „კავკასიონის ქედის გავლენა პარალელის გასწვრივ პროპორციულია ზონალური ნაკადის სიჩქარისა.“ ამ დასკვნის სამართლიანობა დასტურდება სინოპტიკური პრაქტიკიდან.

4) მივიღოთ მხედველობაში, რომ კავკასიონის გავრცელება პარალელის გასწვრივ აღემატება მის გავრცელებას მერიდიანის მიმართ ე.ი. $a > b$ და ჩავთვლით რა $\frac{\beta_1}{l_1^2} = 0$, მაშინ

$b - a \frac{n}{m} = \frac{\rho^2}{l_1^2} (u + v \frac{n}{m})$. გამოდის, რომ ჰაერის ნაკადის სიჩქარე პარალელის მიმართ აღემატება

სიჩქარეს მერიდიანის გასწვრივ. ამ შედეგის სამართლიანობა შეიმჩნევა ამინდზე დაკვირვების ოპერატიული პრაქტიკის ყოველდღიური მონაცემებით.

განვიხილოთ ჰაერის მასებში შინაგანი ხახუნის გავლენის სხვა ვარიანტი. მივიღოთ, რომ ეს ხახუნის ძალა პროპორციულია ქარის სიჩქარის გრადიენტისა, გათვლილს ფართის ერთეულზე ე.ი. $f_x = k\Psi_x$. აქ k -ს განზომილებაა $1/მ.წმ$. განტოლება (2.1.2)-ში (2.1.7) ჩასმით ფაზური სიჩქარისათვის მივიღებთ: $\sigma = \sigma_1 + i\sigma_2$, სადაც

$$\sigma_1 = \frac{[\rho^2(um + vn) - m(k + \beta_1) + l_1(mb - na)]\rho^2 - [uam^2 + vbn^2 + mn(ub + av)](am + bn)}{\rho^4 + (am + bn)^2}$$

$$\sigma_2 = \frac{[uam^2 + vbn^2 + mn(ub + av)]\rho^2 - [\rho^2(um + vn) - m(k + \beta_1) + l_1(mb - na)](am + bn)}{\rho^4 + (am + bn)^2} \quad (2.1.10)$$

აქაც პირობა, (2.1.9)-ის მოთხოვნის შესრულება უზრუნველყოფს (2.1.10)-ში მეორე შესაკრების ნულთან ტოლობას. სიმარტივისათვის დაუშვათ, რომ $u=v$, მაშინ

$$\sigma_1 = u(m+n) - \frac{m}{\rho^2}(k + \beta_1) + \frac{l_1(mb - na)}{\rho^2} \quad (2.1.11)$$

ფაზური სიჩქარე კი იქნება:

$$c = u(1 + \frac{n}{m}) - \frac{k + \beta_1}{\rho^2} + \frac{l_1(b - a \frac{n}{m})}{\rho^2} \quad (2.1.12)$$

აღმოჩნდა, რომ ფაზური სიჩქარე რელიეფის მახასიათებელ პარამეტრებთან დაკავშირებულია მხოლოდ წინააღმდეგობის ძალით. ესეც საყურადღებო ფაქტია. ჰაერის ნაკადში შინაგანი ხახუნის არსებობა ამცირებს გადაადგილების სიჩქარეს, რაც ბუნებრივია. თუ დავეუშვებთ $F(x,y)=0$, მაშინ (2.1.12)-დან მიიღება როსბის ცნობილი ფორმულა. ამ შედეგების გათვალისწინებით, სასურველია განხილული იქნას რამდენიმე კონკრეტული შემთხვევა.

ა) დაუშვათ, რომ გარეგანი ძალა მარტო x -ის ფუნქცია ($x \gg y$), მაშინ (2.1.12)-ის მიხედვით დავწერთ:

$$c = u\left(1 + \frac{n}{m}\right) - \frac{k - \beta_1 - bl_1}{\rho^2} \quad (2.1.13).$$

ბ) შებრუნებული შემთხვევა $y \gg x$, მაშინ

$$c = u\left(1 + \frac{n}{m}\right) - \frac{k + \beta_1}{\rho^2} - \frac{l_1 na}{m\rho^2} \quad (2.1.14)$$

გ) მოცემულია მთის დახრის α კუთხე ox ღერძის მიმართ ე.ი. $F(x) = l_1 p_x \cos \alpha$, მაშინ

$$c = u\left(1 + \frac{n}{m}\right) - \frac{k + \beta_1}{\rho^2} - \frac{l_1}{\rho^2} b \cos \alpha \quad (2.1.15)$$

ანდა oy ღერძის მიმართ, თუ გვაქვს კუთხე, მაშინ

$$c = u\left(1 + \frac{n}{m}\right) - \frac{k + \beta_1}{\rho^2} - \frac{l_1}{\rho^2} \frac{n}{m} a \sin \alpha \quad (2.1.16)$$

ასეთი ვარიანტების ლოკალური რეგიონები ბლომად მოიპოვება საქართველოს ტერიტორიაზე. მაგალითისთვის განვიხილოთ სურამის პლატო (ასევე შეიძლება თრიალეთის ქედი, ხარაგაულის მთიანეთი, მდინარეთა ხეობები და ასე შემდეგ). პლატოს დედამიწის პარალელის გასწვრივ სიგრძე ავიღოთ $\Delta x = 10^4$ მ., მერიდიანის მიმართულებით $\Delta y = 5 \cdot 10^4$ მ. სიმაღლე $h = 10^3$ მ. ($p_x = 900$ მმ.). ამ პირობებით რელიეფის გავლენის განმსაზღვრელი პარამეტრებისათვის მივიღებთ: $a = 0,11 \cdot 10^{-4}$ 1/მ; $b = 0,23 \cdot 10^{-4}$ 1/მ; შესაბამისად $m = 6,28 \cdot 10^{-4}$ 1/მ; $n = 1,21 \cdot 10^{-4}$ 1/მ; მივიღოთ $k = 10^{-5}$ 1/მ², და $\alpha = 60^\circ$. შევიტანოთ ეს მნიშვნელობები (2.1.15)-ში და მივიღებთ: $c = 7,8$ მ/წმ. ქარის სიჩქარის ასეთი სიდიდე ხშირად დაიკვირვება (მარილის) ანალოგიურად უნდა მოხდეს გათვლები სხვა სასურველ მიკრორეგიონზე.

ახლა გავაანალიზოთ $g(x, y)$ ფუნქციისათვის მიღებული განტოლება. ეს განტოლება საკმარისად რთულია მესამე რიგის კერძო წარმოებულებიანი და არაერთგვაროვანი. მესამე რიგის წარმოებულის არსებობა განპირობებულია იმით, რომ გარეგანი ძალა მოქმედებს სიჩქარის შეცვლაზე და არა თვით სიჩქარეზე.

დავუშვათ, რომ ჰაერის მასების შემოდინება საკვლევ ტერიტორიაზე ხდება პარალელის გასწვრივ (საქართველოს ტერიტორიაზე სინოპტიკური პროცესების დაახლოებით 70% სწორედ ასეთი ბუნებისაა) ე.ი. ვღებულობთ, რომ $v=0$, $b=0$ ან $u=0$, $a=0$. აღნიშნულის გათვალისწინებით განტოლება მიიღებს სახეს:

$$u \frac{\partial^3 g(x)}{\partial x^3} + k \frac{\partial^2 g(x)}{\partial x^2} + au \frac{\partial^2 g(x)}{\partial x^2} + ka \frac{\partial g(x)}{\partial x} + \beta_1 \frac{\partial g(x)}{\partial x} = F(x) \quad (2.1.17)$$

$F(x)=0$ პირობაში მიიღება, რომ $g(x)=0$. ეს კი იმას ნიშნავს, რომ შეშფოთების გავრცელების სიჩქარე იგივეა, როგორც როსბის შემთხვევაში. შინაგანი ხახუნის გათვალისწინება (თანამამრავლი e^{-kt}) იწვევს შეშფოთების ამპლიტუდის შემცირებას დროის მიხედვით. ექსპერიმენტული მონაცემების ანალიზით მიწისპირა ფენაში $k = 10^{-5}$ 1/მ² -ის რიგისაა და შესაბამისად $t = 10^5$ წმ დროს e^{-kt} მნიშვნელობა ისეთია, რომ დაახლოებით 8 დღე-ღამის შემდეგ შეშფოთების ამპლიტუდა მცირდება 50%-ით.

სტაციონალური შეშფოთების ტალღის სიგრძისათვის (2.1.17) -დან ვღებულობთ:

$$L_s = 2\pi \frac{1}{\sqrt{\frac{ka + \beta_1}{u} - \left(\frac{au + k}{2u}\right)^2}} = \frac{4\pi u}{\sqrt{4u(ka + \beta_1) - (au + k)^2}} \quad (2.1.18)$$

ცხადია, თუ რელიეფის გავლენა არ არის ($a=0$), მაშინ ფორმულა (2.1.18) -ის მიხედვით:

$$L_s = \frac{4\pi u}{\sqrt{4u\beta_1 - k^2}}$$

ეს კი ემთხვევა როსბის ფორმულას, რაც მიუთითებს მოყვანილი თეორიის სწორ მიმართულებას. მოყვანილ დაშვებას, თუ (2.1.2) განტოლებაში გაითვალისწინებთ, მაშინ სტაციონალური ტალღის სიგრძისათვის გვექნება დამოკიდებულება:

$$L_s = 2\pi \frac{u - (ka + \beta_1)}{m^2(au + k)} \quad (2.1.19)$$

ამ დამოკიდებულებიდან გამომდინარეობს, რომ რელიეფისა და ჰაერის ნაკადში შინაგანი ხახუნის ერთდროული გავლენა იწვევს სტაციონალური ტალღის სიგრძის ზრდას. მიღებულია იგივე შედეგი, რაც ჰქონდა როსბის, ოღონდ გაძლიერებულია მთის მახასიათებელი პარამეტრით. ბუნებრივია მოყვანილი მსჯელობა სამართლიანი იქნება $a=0$, $u=0$, ხოლო b და v არ არის ნული.

პრაქტიკული დაკვირვებებიდან კარგად არის შემჩნეული, რომ ჰაერის ნაკადში როცა იგი დაბრკოლება - მთაგრეხილს ხვდება, სიჩქარის გრიგალები კონცენტრირდებიან წინააღმდეგობასთან ახლოს, საკმარისად მცირე სივრცეში. წინააღმდეგობრივი დაბრკოლებიდან მოშორებით ცირკულაციური ჩახვეულობა ნულის ტოლია. აქედან გამომდინარე შეიძლება მივიღოთ, რომ $F(x)$ ნულისაგან განსხვავებულია მხოლოდ $0 \leq z \leq \varepsilon$ შუალედში. ε არის არე, სადაამდეც ვრცელდება მთის გავლენა.

ჰიდროდინამიკაში ცნობილი ჰელმჰოლცის დამოკიდებულების თანახმად დავუშვათ, რომ გარეგანი ძალის მოქმედებით გამოწვეული სიჩქარე არის დენის ფუნქციის ცვლილება:

$$c = \frac{\partial \Psi}{\partial x} = \frac{dF(x)}{dx} \quad (2.1.20)$$

ამის გათვალისწინებით (2.1.7) განტოლება ასე ჩაიწერება:

$$\frac{d^2 c}{dx^2} + \frac{k + au}{u} \frac{dc}{dx} + (ks + \beta_1)c = F(x) \quad (2.1.21)$$

ეს განტოლება ამოხსნათ აღიარებული მიდგომით, სახელდობრ ამოხსნა წარმოვადგინოთ ორი შესაკრების ჯამის სახით. ერთი შესაკრები შესაბამისი ერთგვაროვანი განტოლების ზოგადი ამონახსნია, მეორე კი არაერთგვაროვანი განტოლების კერძო ამოხსნა. ერთგვაროვანი განტოლების ამოხსნა მოვნახოთ ექსპონენციალური დამოკიდებულების სახით $c = e^{\gamma x}$, ჩასმით მივიღებთ, რომ არაერთგვაროვანი განტოლების კერძო ამონახსნი წარმოვადგინოთ მარჯვენა მხარის პროპორციულად და სრული ამოხსნა დავწეროთ შემდეგი სახით:

$$\gamma = -\frac{au + k}{2u} \pm i \sqrt{\frac{ka + \beta_1}{u} - \left(\frac{au + k}{2u}\right)^2} \quad (2.1.22)$$

$$c = e^{-\frac{AU+K}{2U}x} (A_1(x) \cos \sigma x + A_2(x) \sin \sigma x) \quad (2.1.23)$$

სადაც

$$\sigma = \sqrt{\frac{ak + \beta_1}{u} - \frac{(au + k)^2}{4u^2}} \quad (2.1.24)$$

როსბის მიდგომით მიღებული იყო [32]:

$$\sigma^1 = \sqrt{\frac{\beta}{u} - \frac{k^2}{4u^2}} \quad (2.1.25)$$

ცხადია, როცა $a=0$, ეს სიდიდეები ერთმანეთს დაემთხვევა. ეს გარემოებაც ამყარებს ჩვენ მოთხოვნილებებს.

(2.1.23)-ში კოეფიციენტები ასე წარმოვადგინოთ:

$$A_1(x) = \int_0^x F(x) e^{\frac{au+k}{2u}} \cos \sigma x dx; A_2(x) = \int_0^x F(x) e^{\frac{au+k}{2u}} \sin \sigma x dx \quad (2.1.26)$$

ვისარგებლოთ მათემატიკური ანალიზის ცნობილი ფორმულით [29.41.67.68.]

$$a \sin \alpha + b \cos \alpha = \sqrt{a^2 + b^2} \left\{ \frac{a}{\sqrt{a^2 + b^2}} \sin \alpha + \frac{b}{\sqrt{a^2 + b^2}} \cos \alpha \right\} = \sqrt{a^2 + b^2} \sin(\alpha + \varphi) \quad (2.1.27)$$

ჩავთვალოთ, რომ საკვლევ რეგიონზე გარეგანი ძალა არის მუდმივი (შეიძლება წარმოდგეს ჰარმონიული ცვლილებითაც), მაშინ (2.1.21) განტოლების ამოხსნას ექნება სახე:

$$c = \frac{au+k}{2(ka+\beta_1)} \left[1 - \frac{1}{\sigma} \sqrt{\frac{ka+\beta_1}{u}} e^{-\frac{au+k}{2u}x} \cos(\sigma x - \delta) \right] \quad (2.1.28)$$

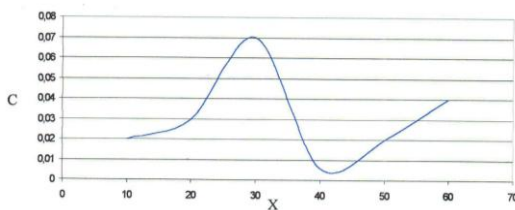
სადაც

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{K+au}{2\sigma u} = \frac{k}{2\sigma u} + \frac{a}{2\sigma}. \quad (2.1.23)$$

სახის დამოკიდებულებიდან გამომდინარეობს, რომ ქარის სიჩქარისა და მისი გრიგალის შეშფოთება უწყვეტია ε მიდამოში და ნული ხდება, როცა $x=0$.

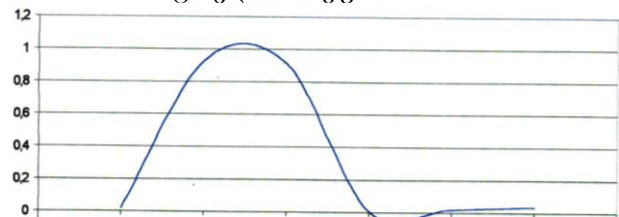
გვეცოდინება რა (2.1.28)-ში შემავალი პარამეტრების სიდიდეები მოცემული საკვლევ რეგიონისათვის, გაითვლება შეშფოთების სიჩქარე და ტალღური მოძრაობის სხვა საინტერესო მახასიათებლები. ზოგიერთი რეგიონისათვის მიღებული შედეგები მოყვანილია გრაფიკებით ნახ. 2.1.1. - 2.1.8.

სამტრედია - ქუთაისი იანვარი



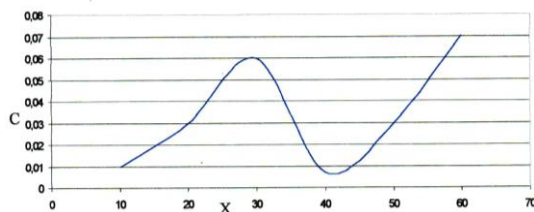
ნახ.2.1.1.

სამტრედია - ქუთაისი მაისი



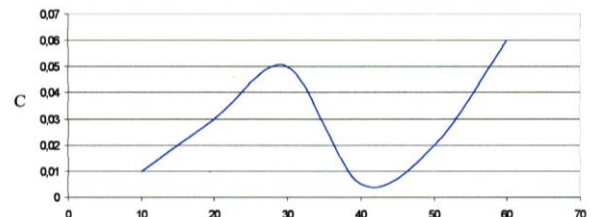
ნახ.2.1.2.

სამტრედია - ქუთაისი აგვისტო



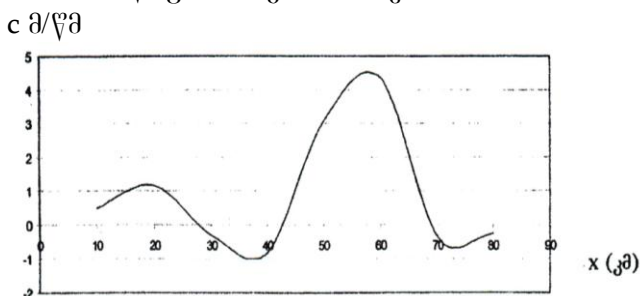
ნახ.2.1.3.

სამტრედია - ქუთაისი ნოემბერი



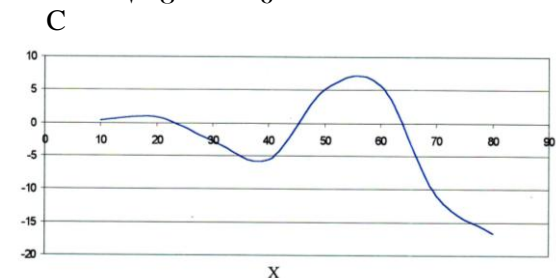
ნახ.2.1.4.

წიფა - საქარა იანვარი

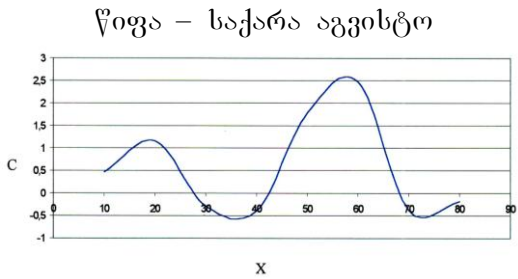


ნახ.2.1.5.

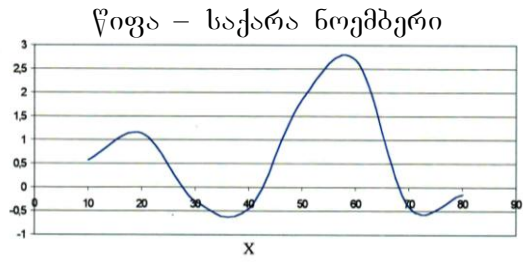
წიფა - საქარა მაისი



ნახ.2.1.6.



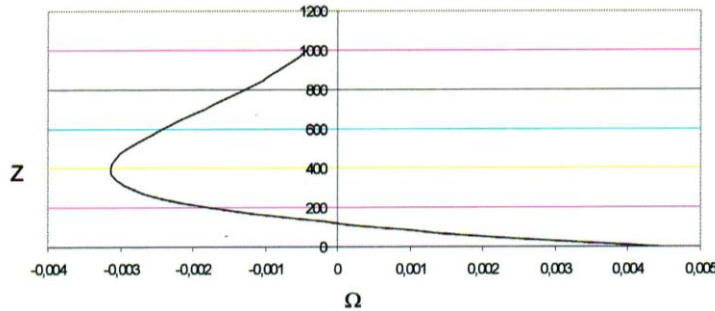
ნახ.2.1.7.



ნახ.2.1.8.

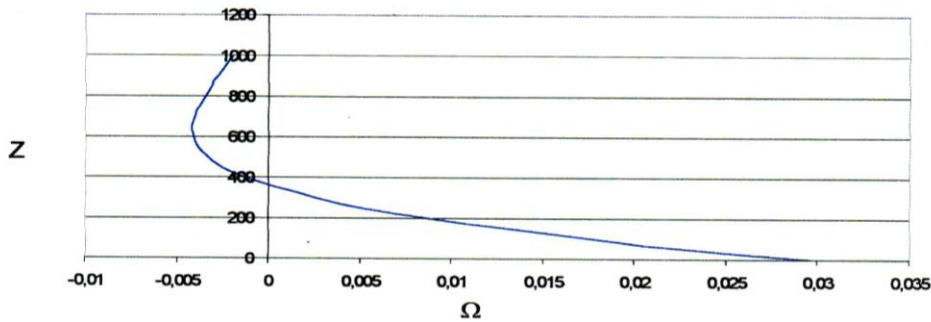
ამ გრაფიკებზე მოყვანილია ქარის სიჩქარის დამოკიდებულება მანძილზე, საქარა, ქუთაისი-წიფა (ხაშური), გორის მიმართულებით სურამის ქედის გავლენის გათვალისწინებით, წლის სეზონების ძირითადი თვეებისათვის. ნახაზი 2.1.9. და 2.1.10.-ზე მოცემულია სიჩქარის გრიგალის ცვლილება მანძილის მიხედვით. აღმოჩნდა, რომ შეშფოთების სიჩქარის ხასიათი და ამპლიტუდა მანძილის ზრდით მცირდება, ასეთივე შედეგია რელიეფის ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხის ცვლილების სიდიდეზე. მეტად საყურადღებოა ნახაზი 2.1.5.-2.1.7., სადაც შეიმჩნევა ორი მაქსიმუმი - ერთი მარილისთან, მეორე სურამის ქედის შემდეგ გორის მიდამოებში. ქარის სიჩქარის ასეთი პროფილი რეალურად არის დაკვირვებული ოპერატიულ პრაქტიკაში და თეორიულად პირველად იქნა დასაბუთებული, რაც მნიშვნელოვან შედეგს წარმოადგენს.

სიჩქარის გრიგალის მანძილზე დამოკიდებულება 20^0 -იანი კუთხისათვის



ნახ.2.1.9.

სიჩქარის გრიგალის მანძილზე დამოკიდებულება 60^0 -იანი კუთხისათვის



ნახ.1.10.

2.2. ა) რეგიონის მიკროკლიმატური პარამეტრებით ლოკალური ქარის რეჟიმის განსაზღვრა, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში

უკანასკნელ ათწლეულებში განსაკუთრებით აღინიშნება ლოკალური ატმოსფერული პროცესების გააქტიურება მსოფლიო მასშტაბით. ეს პროცესები სრულიად თავისებურ ხასიათს ამჟღავნებენ, როგორც დიდ, ასევე მცირე სიდიდის მთა-გორიან ტერიტორიაზე, სადაც მრავალი ბურცობი-ღრმულები, მდინარეთა ხეობები და დედამიწის ზედაპირის მრავალსახოვანი მოსილობაა. ასეთი გამორჩეული მნიშვნელობის ბუნებრივი პოლიგონია, როგორც უკვე ავლნიშნეთ, ამიერკავკასიის რეგიონი - კერძოდ კი, საქართველო.

აქ განვითარებულ მიკრო-მეტეოროლოგიური მოვლენების შესწავლას უდიდესი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს სახალხო მეურნეობისათვის და თვით ადამიანის სიცოცხლი-

სათვის.

როგორც აღნიშნული იყო, დღევანდელ პირობებში მრავალი, გლობალური თვისებების მქონე ატმოსფერული მოვლენების პროგნოზირება საკმარისად კარგად არის გადაწყვეტილი. ასევე შესწავლილია ფართომასშტაბიან პროცესებზე სხვადასხვა ფაქტორების გავლენა, მათი პროგნოზირების ეფექტურობის გაზრდის მიზნით. ამ მიმართულებით არც ამიერკავკასიის რეგიონი არის გამონაკლისი. მისი რთული ფიზიკურ-გეოგრაფიული რელიეფის და სხვა ლოკალური ფაქტორების გავლენა თითქმის დეტალურად არის გაანალიზებული, როგორც თეორიულად, ასევე მოდელური თვალსაზრისით [16,19,30,44,45,46,86].

რაც შეეხება ლოკალურ-რეგიონალურ და არაორდინალურ ატმოსფერულ პროცესებს, ამ სფეროში მრავალი საკითხი ჯერ კიდევ მოითხოვს მეცნიერულად დამუშავებას. ლოკალური მოვლენების შესწავლისას აუცილებელი ხდება მიკრო ატმოსფერული პროცესების, გეოლოგიური სტრუქტურის, მიწისპირა ფენის თავისებურებების გაანალიზება და მათი ცვალებადობის გავლენის გათვალისწინება პროგნოზურ სქემებში.

მრავალი ავტორის გამოკვლევებიდან [4,14,15,19,23,26,38,39] დადგენილია ფაქტი, რომელიც ჯერ კიდევ საუკუნის წინ იყო შემჩნეული და ცნობილია ვოვეიკოვის კანონის სახელწოდებით [3]; კერძოდ „ჩაზნეჟილი რელიეფის მქონე ტერიტორიისათვის დამახასიათებელია მეტეოროლოგიური ელემენტების შედარებით მკვეთრი ცვლილება სივრცესა და დროში; ამოხეჟილი ფორმის რელიეფისათვის კი ცვლილებები კლიმატურ რეჟიმთან ახლოსაა.“ დაბლობ ადგილებში, ხეობებში მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილების დღედამური ამპლიტუდა არსებითად მეტია, ვიდრე მაღლობ-ბურცობებზე; მაგალითისთვის ქარის სიჩქარის შემცირება დაბლობში 20-50%-ია, ვიდრე ბურცობებზე. აქედან გამომდინარე, მეტად მნიშვნელოვანია შესწავლილი იქნას ქარის სიჩქარის მიკრო კლიმატური განაწილება, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ფიზიკური პარამეტრების საშუალებით და შეფასებული იქნას ლოკალური ტერიტორიის ენერგეტიკული შესაძლებლობანი.

აღიარებულია, რომ ფართომასშტაბიანი ატმოსფერული პროცესების ფონზე წარმოიქმნება მცირემასშტაბიანი მოვლენები, რომელთა შორის აღსანიშნავია „საშუალო სინოპტიკური“ და მეზომასშტაბური, რომელთა მახასიათებელი სიგრძეა (10-50)კმ, სწორედ ასეთი ზომის პროცესებს შეაქვთ გადამწყვეტი როლი ცალკეული რეგიონების ამინდისა და მოკროკლიმატის ფორმირებაში. ამ ფიზიკური პროცესების მათემატიკური ასახვისათვის გამოიყენება ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა (1.2.1) სახით [14.31.34].

ბუნებრივი ქარის სრული სიჩქარე წარმოდგება ორი შესაკრების ჯამის სახით:

$$\vec{V} = \vec{V}_0 + \vec{V}' \quad (2.2.1)$$

სადაც \vec{V}_0 არის ე.წ. ფონური მნიშვნელობა, ხოლო \vec{V}' შეშფოთება გამოწვეული ლოკალური ტერიტორიის ფიზიკური თვისებებით.

გავითვალისწინოთ (2.2.1) და (1.2.1), სისტემის პირველი სამი განტოლებიდან განსაზღვროთ რეალური ქარი, გვექნება:

$$U^1 = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - U_0 + \frac{k_1}{\ell} \Delta V + \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial V}{\partial z} \right) - \frac{1}{\ell} \frac{dV}{dt} \quad (2.2.2)$$

$$V^1 = \frac{1}{\ell} \frac{\partial \phi}{\partial x} - V_0 - \frac{k_1}{\ell} \Delta U - \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial U}{\partial z} \right) - \frac{1}{\ell} \frac{dU}{dt} \quad (2.2.3)$$

$$w^1 = \frac{1}{\sigma} \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} \right) \quad (2.2.4)$$

(2.2.2)-(2.2.4)-დან ჩანს, რომ ქარის ფონური მნიშვნელობიდან გადახრის სიდიდე დამოკიდებულია:

- 1) ნაწილაკის აჩქარებაზე;
- 2) გარემოს ტურბულენტობაზე;
- 3) ϕ სიდიდის ჰორიზონტალურ გრადიენტზე;

სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი კი სიჩქარის ბრტყელი დივერგენციით და σ პარამეტრის ე. ი. ტემპერატურული სტრატოფიკაციით განისაზღვრება. მივიღოთ, რომ ქარის

U_0 და V_0 მდგენელები მოიცემა გეოსტროფიულობის პირობით და ის გარემოებაც, რომ მცირე ტერიტორიაზე სინქარის ლაპლასიანი ორი რიგით მაინც მცირეა სინქარის ვერტიკალურ გრადიენტთან შედარებით და ამიტომ შეიძლება იგი უგულვებელყოთ. აღნიშნულის გათვალისწინებით (2.2.2) და (2.2.3) განტოლებები ასე გადაიწერება:

$$U^1 = -\frac{1}{l} \frac{dV}{dt} + \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (2.2.5)$$

$$V^1 = -\frac{1}{l} \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad (2.2.6)$$

ანუ ქარის სრული ჰორიზონტალური მდგენელი იქნება:

$$V_H = \sqrt{\left[-\frac{dV}{l dt} + \frac{\partial}{l \partial z} \left(k \frac{\partial V}{\partial z} \right) \right]^2 + \left[-\frac{dU}{l dt} + \frac{\partial}{l \partial z} \left(k \frac{\partial U}{\partial z} \right) \right]^2} \quad (2.2.7)$$

ამრიგად მივიღეთ, რომ რეალური ქარის ჰორიზონტალური მდგენელი განისაზღვრება ნაწილაკის აჩქარებით და გარემოს ტურბულენტობის ვერტიკალური მდგენელით. შევნიშნოთ, რომ თავისუფალ ატმოსფეროში ანალოგიური სინქარე მხოლოდ ნაწილაკის აჩქარებით არის განსაზღვრული [1,15,36,38].

ცნობილია, რომ ქარს აქვს ვერტიკალური მდგენელიც, რომელიც ჰორიზონტალურ მოძრაობასთან შედარებით მცირეა და მხოლოდ ინტენსიური კონვექციური მოძრაობისას შეიძლება იყოს (10-20) სმ/წმ და მეტიც. ასეთი კონვექციური მოძრაობები კი ხშირად შეიმჩნევა უსწორმასწორო, მთა-გორიან ტერიტორიაზე. აქედან გამომდინარე, ეს გარემოება მიწისპირა ფენაში, მთა-გორიან მიდამოში გასათვალისწინებელია. რადგან ამ სინქარის ექსპერიმენტული გაზომვა პრინციპულ სირთულეებთან არის დაკავშირებული, ამიტომ აუცილებელი ხდება მისი შეფასება თეორიული მეთოდების გამოყენებით.

მივიღოთ, რომ მიწისპირა ფენაში w -ს წარმოქმნას განაპირობებს მხოლოდ ზედაპირის ხახუნის და რელიეფი, კერძოდ w განისაზღვრება უწყვეტობის განტოლების ინტეგრირებით [1.15] 0-დან ფენის H სიმაღლემდე:

$$W = -\int_0^H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (2.2.8)$$

ჰიდროდინამიკის განტოლებათა სისტემიდან ქარის ჰორიზონტალური მდგენელებისათვის გვექნება:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial u_g}{\partial x}; \quad \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial v_g}{\partial y} \quad (2.2.9)$$

თუ u_g და v_g არის რელიეფის გავლენით წარმოშობილი აგეოსტროფიული ქარის მდგენელები, რომლებიც მოცემულია შემდეგი დამოკიდებულებით [1,24.63]:

$$u_g = -\frac{1}{l\rho\eta} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad v_g = \frac{1}{l\rho\eta} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.2.10),$$

მაშინ შევიტანთ (2.2.9) და (2.2.10)-ს, (2.2.8)-ში და მოვახდენთ ინტეგრირებას იმის გათვალისწინებით, რომ ხახუნის დაბაბულობა ფენის ზედა საზღვარზე ნულია, მივიღებთ:

$$W = \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z \rightarrow 0} - \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z \rightarrow 0} - \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \right) H \quad (2.2.11)$$

საველე სამუშაოების მასალის ანალიზით დადგენილი იქნა, რომ დინამიკური სინქარის შეფარდება u_g -თან დამოკიდებულია იზობარიდან ნაკადის გადახრის δ კუთხეზე [15,71,74], ამიტომ გვექნება:

$$\left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z \rightarrow 0} = v_*^2 \cos \delta; \quad \left(k \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z \rightarrow 0} = v_*^2 \sin \delta \quad (2.2.12)$$

აქ V_* დინამიკური სინქარეა, δ -კუთხე შინაგანი ტურბულენტური ხახუნის დაბა ბულობასა და $0x$ ღერძს შორის. რელიეფის გავლენით სინქარის ბრტყელი დივერგენცია არ

არის ნული, არამედ წარმოდგება η -სა და p -ს იაკობიანით, იმის გათვალისწინებით, რომ ქარის აგეოსტროფიულობა წარმოქმნილია სწორედ მიწისპირა ფენიდან, ამრიგად ბრტყელი დიფერენციალისთვის მივიღებთ:

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = \frac{1}{l\rho\eta^2}(\eta, p) \quad (2.2.13)$$

ჰაერის ვერტიკალური სიჩქარე კი წარმოდგება შემდეგი სახით:

$$W = \frac{1}{l} \left[\frac{\partial}{\partial x} (v_*^2 \sin \delta) - \frac{\partial}{\partial y} (v_*^2 \cos \delta) \right] - \frac{1}{l\rho\eta^2}(\eta, p)H = \frac{1}{l\rho} \left[\text{rot}_z \tau + \frac{1}{\eta} (p, \ln \eta)H \right] \quad (2.2.14)$$

მიღებული (2.2.14) ფორმულა არის ახალი და განსხვავდება ყველა ცნობილი დამოკიდებულებიდან მარჯვენა მხარეში იაკობიანის დამატებით, რომელიც ოროგრაფიული ფაქტორის გავლენას გამოხატავს. სწორედ ამ იაკობიანის შეფასება განსაზღვრავს ლოკალურ ტერიტორიაზე ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური მოძრაობის ბუნებას. მოვახდინოთ სათანადო წვერის შეფასება, კონკრეტული ოროგრაფიული ტერიტორიისათვის. სანიმუშოდ შევარჩიოთ საჩხერის რაიონი - ჯვრის უღელტეხილის მიდამო. **ox** დერძი იყოს მიმართული პარალელის გასწვრივ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ; **oy** დერძი მერიდიანის მიმართულებით სამხრეთიდან

ჩრდილოეთისაკენ, $\Delta x = 4.10^4$ მ, $\Delta y = 3.10^4$ მ. სიმაღლე პარალელის გასწვრივ იცვლებოდეს 600 მეტრიდან 200 მეტრამდე, ხოლო მერიდიანის გასწვრივ 1000 მეტრიდან 990 მეტრამდე (უღელტეხილის სიმაღლე), შესაბამისად $p_{z1x} = 940$ მბ; $p_{z2x} = 980$ მბ; $p_{z1y} = 999,5$ მბ; $p_{z2y} = 990$ მბ.

ამასთანავე $l = 1,4.10^{-4}$ 1/წმ, $\rho = 1,3$ კგ/მ, $H = 10^3$ მ. ამ მონაცემებით გამოვთვალოთ ოროგრაფიული ეფექტის სიდიდე:

$$\frac{1}{l\rho\eta} (P, \ln \eta) = \frac{1}{l\rho\eta} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \ln \eta}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \ln \eta}{\partial x} \right),$$

$$\text{ცხადია } \frac{\partial \ln \eta}{\partial x} = \frac{\ln p_{z2x} - \ln p_{z1x}}{\Delta x} = \frac{6,88 - 6,87}{4.10^4} = 1.10^{-6} \text{ 1/მ}; \quad \frac{\partial p}{\partial x} = 1.10^{-3} \text{ მბ/მ.}$$

$$\frac{\partial \ln \eta}{\partial y} = \frac{\ln p_{z2y} - \ln p_{z1y}}{\Delta y} = \frac{6,90 - 6,91}{3.10^4} = -0,3.10^{-6} \text{ 1/მ}; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{10,5}{3.10^4} = 0,35.10^{-3} \text{ მბ/მ.}$$

ამრიგად ოროგრაფიული ეფექტი იქნება:

$$\frac{1}{l\rho\eta} (P, \ln \eta) = \frac{10^4}{1,4,1,3,0,7} (10^{-3}.10^{-6} + 035.10^{-3}.0,3.10^{-6}).10^3 = 8,7 \text{ სმ/წმ.}$$

მივიღეთ **w**-ის მნიშვნელობა, რომელიც უტოლდება მიწისპირა ფენაში მის მნიშვნელობას, რაც მიუთითებს, რომ ოროგრაფიული ეფექტი მნიშვნელოვანია და აუცილებლად გასათვალისწინებელია.

ვერტიკალური სიჩქარე შეიძლება განისაზღვროს ე.წ. სამკუთხედის მეთოდითაც, რომელიც შემოთავაზებული იქნება 3.1. პარაგრაფში. აგრეთვე ტემპერატურის ვერტიკალური სტრატეფიკაციის გათვალისწინებით იგი შეიძლება ასე ჩაიწეროს [1. 61]:

$$\ln W(h) = \ln W(0) + \int_0^h \sigma dz - \int_0^h \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (2.2.15)$$

ცხადია $W_0 = 0$ და გეოსტროფიულ მიახლოებაში (2.2.15)-ის გათვალისწინებით, მივიღებთ:

$$\ln W(h) = h \frac{g - R\bar{\gamma}}{RT} - h \left(\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \quad (2.2.16)$$

თუ დედამიწის რელიეფის გავლენას გავითვალისწინებთ z კოორდინატის შეცვლის საშუალებით ნახ.1.3.1. [36] მაშინ:

$$\ln W = \frac{h}{d} \left[\sigma - \left(\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \right] \quad (2.2.17)$$

სადაც $\frac{H}{H-\zeta} = d$ რელიეფის გავლენის მახასიათებელი პარამეტრია; $\zeta(x, y)$ -რელიეფის ფორმა;

H -სიმაღლე. (2.2.17)-დან გამომდინარე ვერტიკალური სიჩქარე იზრდება,

როცა $\sigma > (\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y})$ და მცირდება როცა $\sigma < (\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y})$.

მოყვანილი მსჯელობიდან ნათელია, რომ ქარის რეჟიმის შესასწავლად ლოკალურ ტერიტორიაზე აუცილებელია ვიცოდეთ: ტემპერატურული სტრატეფიკაცია, ქარის სიჩქარის მნიშვნელობა ($0-h$) ფენაში, მინიმუმ ფლუგერის სიმაღლეზე (10-12)მ. ამრიგად ამოცანა დადის დედამიწის სასაზღვრო ფენაში ძირითადი მეტეოროლოგიური პარამეტრების მნიშვნელობების განსაზღვრაზე.

2.2. ბ) ქარის სიჩქარის პროგნოზირება კვაზისტაციონალური მოდელებით დედამიწის მიწისპირა ფენაში.

დასმული ამოცანის გადასაწყვეტად ვისარგებლოთ, დედამიწის სასაზღვრო ფენისათვის ლიტერატურაში ცნობილი კვაზისტაციონალური მოდელებით [14.21.22.24.63.66.72.]; ამ მოდელების მიხედვით ტემპერატურის θ და q ტენიანობის ვერტიკალური პროფილი აპროქსიმირებულია შემდეგი ფორმულებით:

$$\frac{d\theta}{dz} = -\frac{P_T}{C_p \rho \hbar V_* z} + (\gamma_a - \bar{\gamma}) \quad (2.2.18)$$

$$\frac{dq}{dz} = -\frac{E_0}{\rho \hbar V_* z} - \bar{\gamma}_q \quad (2.2.19)$$

აქ V_* არის ე.წ. დინამიკური სიჩქარე, θ - პოტენციალური ტემპერატურა, ρ -ჰაერის სიმკვრივე, $\hbar = \frac{C_p}{C_v}$, C_v -კუთრი სითბოტევადობა მუდმივი მოცულობის დროს, P_T -სითბოს

ტურბულენტური ნაკადი, E_0 კი ტენის ტურბულენტური ნაკადი. ამ სისტემის ამოხსნისათვის იწერება შესაბამისი სასაზღვრო პირობები [19,76] $z = z_0$ -თვის (z_0 - დედამიწის „საგები“ ანუ „მოხილობის“ სიმაღლე) და $z \rightarrow \infty$ -თვის.

მოყვანილი სისტემა სტრატეფიკაციის პარამეტრის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის, იხსნება რიცხვითი მეთოდებით. მოხსნა წარმოდგება უნივერსალური უგანზომილებო ფუნქციების ერთიანობით [15,31.] მოყვანილი მოდელების რეალიზაციისათვის მთავარია განისაზღვროს ქარის სიჩქარე ფლუგერის სიმაღლეზე. ამისათვის კი საჭიროა ტემპერატურის და ტენიანობის მნიშვნელობები ფსიქრომეტრულ ჯიხურში ($z=2$ მ); ქარის სიჩქარის ბიჯი და ტემპერატურის სხვაობა რაღაც ($z_2 - z_1$) ფენაში; P_T და E_0 ნაკადები დედამიწის ზედაპირთან; ტემპერატურის და ტენის პროგნოზური მნიშვნელობები და აგრეთვე, ქარის სიჩქარე სასაზღვრო ფენის სიმაღლეზე.

მოვახდინოთ (2.2.18) და (2.2.19) გამოსახულებების z -ით ინტეგრირება 0 -დან სასაზღვრო ფენის h სიმაღლემდე [15], მივიღებთ:

$$\theta_h - \theta_z = -\frac{P_T}{C_p \rho V_* \hbar} \ln \frac{h}{z} + (\gamma_a - \bar{\gamma})(h - z) \quad (2.2.20);$$

$$q_h - q_{z0} = -\frac{E_0}{\rho \hbar V_*} \ln \frac{h}{z} + \bar{\gamma}_q (h - z) \quad (2.2.21);$$

აქედან გამომდინარე, ტემპერატურისა და ტენიანობის მნიშვნელობათა სხვაობა ორ დონეს შორის გამოისახება ასე:

$$\Delta T = T(z_2) - T(z_1) = -\frac{P_T}{C_p \rho \hbar V_*} \ln \frac{z_2}{z_1} - \bar{\gamma}(z_2 - z_1) \quad (2.2.22)$$

$$\Delta q = q(z_2) - q(z_1) = -\frac{E_0}{\rho \hbar V_*} \ln \frac{z_2}{z_1} + \bar{\gamma}_q (z_2 - z_1) \quad (2.2.23)$$

ქარის სიჩქარე ფლუიგერის სიმაღლეზე საკმარისი სიზუსტით მოიცემა ლოგარითმული კანონით [1,12,13,43.76]:

$$V_F = \frac{V^*}{h} \ln \frac{z_F}{z_0} \quad (2.2.24)$$

შესაბამისად ქარის სიჩქარის წანაცვლება კი

$$\Delta V = V(z_2) - V(z_1) = \frac{V^*}{h} \ln \frac{z_F}{z_0} \quad (2.2.25)$$

ძირითადი საძიებელი სიდიდეების განსაზღვრისათვის, წინასწარ უნდა ვიცოდეთ ტურბულენტური ნაკადები დედამიწის ზედაპირზე [15]. ამისათვის გამოიყენება სითბური ბალანსის განტოლება [53.54.55.]

$$P_T + LE_0 = S - E_{ef} - B_0 \quad (2.2.26)$$

და დამოკიდებულება

$$q_0 = r_0 q_{\max}(T_0) \quad (2.2.27)$$

თუ $q_{\max}(T_0)$ -ს გავშლით მწკრივად, მაშინ

$$q_{\max}(T_0) = q_{\max}(T_h) + \frac{\partial q_{\max}}{\partial T}(T_0 - T_h) \quad (2.2.28)$$

აქ S მოკლეტალღოვანი რადიაციაა, რომელიც დამოკიდებულია ასტრონომიულ ფაქტორებზე და „საგები“ ზედაპირის თვისებებზე.

ცნობილია, რომ $S = S_0(1-a)$. ჯვამური რადიაცია; a -ალბედო; L -ორთქლადქცევის კუთრი სითბო; r_0 -ნიადაგის ტენიანობის ცნობილი მაჩვენებელი; E_{ef} -ეფექტური გამოსხივება; B_0 -

სითბოს ნაკადი ნიადაგში; $q_{MAX}(T_0) = \frac{RE(T_0)}{R_1 P_0}$ ნიადაგის ტემპერატურის ცნობილი ფუნქცია

($\frac{\partial q_{MAX}}{\partial T_{T=T_h}} = \frac{RE(T_0)}{R_1 P_0} = 10^{-4} grad^{-1}$). ეფექტური გამოსხივების განსაზღვრისათვის გავშალოთ E_{ef}

ტეილორის მწკრივად [41,68,70] :

$$E_{ef}(T_0, q_0) = E_{ef}(T_h, q_h) + \frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}}(T_0 - T_h) + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}}(q_0 - q_h) \quad (2.2.29)$$

ამასთანავე $E_{ef}(T_h, q_h)$ -ის მნიშვნელობები ავიღოთ შემდეგი სახით [14.36]

$$E_{ef}(T_h, q_h) = \sigma T_h^4 (0,4 - 0,68\sqrt{q_h}) \quad (2.2.30)$$

აქ σ_1 სტეფან ბოლცმანის მუდმივაა.

მოყვანილი მეთოდიკა ლოკალური ატმოსფერული პროცესებისათვის იძლევა დასმული ამოცანის რეალიზაციის და შესაბამისი პროგნოზის განხორციელების საშუალებას, მათ შორის ქარის რეჟიმისა.

2.2. გ) ლოკალური ტერიტორიის შერჩევა და რიცხვითი გამოთვლების განხორციელების სქემა

ქარის ენერჯის გამოყენების შეფასების მიზნით შევარჩიოთ ლოკალური ტერიტორია, მაგ. საჩხერის რეგიონი. ამ ტერიტორიისათვის გამოვეყოთ სამი სახის: ნოტიო-რუხი; მყარი-მიწიანი და მშრალი სტრუქტურის ნიადაგი; განვსაზღვროთ შესაბამისი ალბედოს ცვლილების დიაპაზონი 0,05-დან 0,5 მ-დე სიმაღლისათვის [23,42,49,50,55]; მოვახდინოთ ღრუბლიანობის (ფორმითა და ბალიანობით) განმეორადობის სიხშირეთა კლასიფიკაცია. მეტეოროლოგიური პარამეტრების საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობები, ქარის შემთხვევათა რიცხვი (r) და საშუალო სიჩქარე მ/წმ (s) მოყვანილია ცხრილში 2.2.1.

გვეცოდინება ტემპერატურული სტრატეფიკაციის პარამეტრი $\mu_0 = -\hbar^2 \frac{g}{T} \frac{P_T}{\rho c_p V^*}$ და

როსბის რიცხვი [15,31]

ცხრილი 2.2.1.

დ.ს	ჩ	ჩჩა	აჩა	ა		ასა		სა	სსა	ს	სსდ	სდ	დსდ	დ	დჩდ	ჩდ	ჩჩდ	ჩემ	შტილი	
	რ.ს	რ.ს	რ.ს	რ.	ს.	რ.	ს.	რ.ს	რ.ს	რ.ს	რ.ს	რ.ს	რ.ს	რ.	ს.	რ.ს	რ.ს	რ.ს	რ.ს	
21	0	0	0	2	10	4	22	0	0	0	0	0	0	3	14	0	0	0	0	22
0	0	0	0	1	4	2	5	0	0	0	0	0	0	1	4	0	0	0	0	27
3	0	0	0	0		0		0	0	0	0	0	0	0		0	0	0	0	31
6	0	0	0	0		0		0	0	0	0	0	0	0		0	0	0	0	31
9	0	0	0	4	17	3	16	0	0	0	0	0	0	2	8	0	0	0	0	28
12	0	0	0	8	43	3	20	0	0	0	1.6	0	0	6	28	0	0	0	0	13
15	0	0	0	6	44	5	31	0	0	0	0	0	0	15	73	0	0	0	0	5
18	0	0	0	6	27	6	32	0	0	0	0	0	0	9	39	0	0	0	0	10
ჯ	0	0	0	1	45	1	26				6			1	66					
საშ	0	0	0	5	4	5	5				6			4	6					
გან	0	0	0	2	7	2	3	0	0	0	1	0	0	3	6	0	0	0	0	161
პრო	0	0	0	3	1	2	6	0	0	0	1	0	0	4	2	0	0	0	0	65

ცხრილი 2.2.2. ჰაერის ტემპერატურის ექსტრემალური მაქს. 30.5; ექსტრემალური მინ. 4.9

საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობები.					
ელემენტი	საშუალო	აბს.მაქს.	თარიღი	აბს.მინ.	თარიღი
ჰაე.ტემპ.	16.5	30.5	22,29	4.9	6
ნიად.ზ.ტემპ.	19	46	29	4	3
ატმო.წნევა	962	970.1	18	954.7	4
გაჯედეფიციტ	9.2	34.4	22,23		
ფარდ. ტენიან.	63			17	6
წყ.ორთ.პ.წნევა	11	19.4	22	4.2	6
ნამ.წერტ.ტემპ.	7.9			-5	6
ღრუბლიან ს/ქ	5.6/4.4	1.8			
ქარის სიჩქარე				9	21

ცხრილი 2.2.3. ღრუბლიანობის ფორმები და ხილვადობა გრადაციების მიხედვით (კმ).

	Ci	Cc	Cs	Ac	As	St	Sc	Ns	Fr,nb	0	1<6	6<10	>10
შემთ.რაოდენ.	52	4	0	16	3	2	35	59	0	42	.	.	.
განმ. პროცენტ.	19	1	0	6	1	1	13	22	0	16	.	.	.

$$R_0 = \frac{C_g}{lZ_0} \quad (2.2.31)$$

ვიპოვით დინამიკურ სიჩქარეს ფორმულით :

$$V_* = \hbar \chi R_0 \quad (2.2.32)$$

სადაც C_g გეოსტროფიული ქარის მნიშვნელობაა; χ კი ხახუნის გეოსტროფიული

კოეფიციენტი. შემდეგ V_* -ს გამოყენებით (2.2.31) ფორმულით, ხოლო ქარის წანაცვლებას (2.2.25) ფორმულით. მოდელის მახასიათებელი პარამეტრები საჩხერის რეგიონისათვის (2005 წლის მაისი) მოყვანილია ცხრილში №2.2.4

სქემატურად პროცედურა ასე მიმდინარეობს:

1) ამოიხსნება (20) და (21) განტოლებები $\frac{P_T}{\rho C_\rho}$ და $\frac{E_0}{\rho}$ -ის მიმართ, $Z = 0$ -ს პირობით,

გვექნება

$$\frac{P_T}{\rho C_\rho} = \frac{[T_0 - \theta_h + (\gamma_a - \bar{\gamma})h]}{\ln h} \hbar V_* \quad (2.2.33)$$

$$\frac{E_0}{\rho} = \frac{[q_0 - q_h - \bar{\gamma}_q]}{\ln h} \hbar V_* \quad (2.2.34)$$

ცხრილი 2.2.4.

გეოქარი. მ/წმ. C_g	მოსილება 10^4 (მ) Z_0	როსის β R_0	$\mu_0 = 50$					$\mu_0 = 0$					$\mu_0 = -50$				
			ხანგეოკო. λ	ქარ.მ.ძ.	v_* დინ.ს.მ/მწ	ქ.ს.ფ/(მ/მწ)		λ ხანგეოკო	ქარ.მ.ძ.	v_* დინ.ს.მ/მწ	ქ.ს.ფ/(მ/მწ)		λ ხანგეოკო	ქარ.მ.ძ.	v_* დინ.ს.მ/მწ	ქ.ს.ფ/(მ/მწ)	
						$Z_0 = 10^{-1}$	$Z_0 = 10^0$				$Z_0 = 10^{-1}$	$Z_0 = 10^0$				$Z_0 = 10^{-1}$	$Z_0 = 10^0$
5	10^{-2}	410^6	0.088	29	0.616	2.02	101	0.099	26	0.690	2.28	1.14	0.104	22	0.980	2.85	1.42
	10^{-1}	410^5	0.105	35	0.735	2.41	1.20	0.122	33	0.850	2.81	1.40	0.156	30	1.090	3.59	1.79
	10^0	410^4	1.290	44	9.030	2.76	1.32	0.153	43	1.070	3.52	1.76	0.204	42	1.850	4.69	2.34
10	10^{-2}	710^6	0.617	29	4.320	14.26	7.13	0.693	26	4.850	16.08	8.04	0.868	22	6.080	19.06	9.98
	10^{-1}	710^5	0.735	35	5.145	16.30	8.45	0.854	33	5.980	19.64	9.82	1.092	30	7.640	25.30	12.65
	10^0	710^4	0.903	44	6.320	20.76	10.32	1.071	43	7.500	24.61	12.30	1.428	42	9.990	32.84	16.42
12	10^{-2}	910^6	0.792	29	5.540	18.22	0.89	0.891	26	6.240	20.49	10.50	1.116	22	7.810	25.76	12.88
	10^{-1}	910^5	0.945	35	6.610	21.75	10.85	1.098	33	7.590	25.30	12.65	1.404	30	9.830	32.29	16.74
	10^0	910^4	1.161	44	8.130	26.7	13.35	1.377	43	9.640	31.74	15.97	1.836	42	12.850	42.32	21.16

- 2) გამოსახულება (2.2.28) ჩავსვათ (2.2.34) -ში და გამოვიყენოთ (2.2.29);
 3) (2.2.33) და (2.2.34) შევიტანოთ (2.2.26)-ში და ამოვხსნათ იგი T_0 -ის მიმართ, მივიღებთ:

$$T_0 = \frac{S - E_{ef}(T_h, q_h) + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} q_{\max}(h) T_h}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} + \frac{q_h \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} - B_0}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} - \frac{C_p \rho \frac{Q(T_h) - Q(h)}{\ln H} + (\gamma_a - \bar{\gamma}) \hbar V_*}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} - \frac{L_p \frac{q(T_h) - q(h) - \bar{\gamma}_q \cdot h}{\ln H} \cdot \hbar V_*}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} \quad (2.2.35)$$

- 4) შესაბამის ცხრილში (2.2.4) ცნობილ a - თი ვიპოვოთ S_q -ს და გამოვთვალოთ S .
 5) S, B_0, r_0, a და პროგნოზირებულ T_h, q_h -ით, ((2.2.29) და (2.2.30) ფორმულებით გამოვთვალოთ T_0 -ს (2.2.35)-ით;
 6) (2.2.33) და (2.2.34)-ით გამოითვლება ტურბულენტური ნაკადები;
 7) c_g, z_0, λ -ს მნიშვნელობებით, $\mu_0 = 0$ შემთხვევისათვის განსაზღვროთ V_* .
 8) ვიპოვოთ საძიებელი V_F და ΔV (2.2.24) და (2.2.25) ფორმულებით; გავიმეოროთ პროცედურა შემდგომ მიახლოებაში და ასე შემდეგ, სანამ არ მივიღებთ პრაქტიკული მიზნებისათვის სასურველ შედეგს.
 რაც შეეხება სიჩქარის ვერტიკალურ მდგენელს, მისი განსაზღვრა შესრულდება (2.2.15)-(2.2.17) ფორმულების მიხედვით (შეგნიშნოთ, რომ მითითებული სახით ქარის სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელის განსაზღვრა ლიტერატურიდან, ჩვენთვის ცნობილი არ

არის და აქ პირველად არის მოყვანილი). სიჩქარის ბრტყელი დივერგენციის საშუალო მნიშვნელობა უნდა დაკავშირდეს ფენის შინაგანი თვისებების მახასიათებელ პარამეტრებთან, როგორცაა: წნევა, ატმოსფეროს სტრატეფიკაცია, დედამიწის „მოსილობის“ პარამეტრი, დინამიკური სიჩქარე [76]. აქედან გამომდინარე W-ს განსაზღვრისათვის ჰორიზონტალურად არაერთგვაროვან სასაზღვრო ფენაში ცალკე უნდა შედგეს მოდელური ამოცანა, მაგალითად ე.წ. „სამკუთხედის“ მეთოდის გამოყენებით [29,31].

2.2. დ) ქარის რეჟიმის შეფასება საქართველოს ტერიტორიის ლოკალური რეგიონებისათვის

მიღებულია, რომ ქარის ენერჯიის გამოყენების მიზნით პერსპექტიულია ის ადგილი, რომლისთვისაც დაცულია პირობა და ქარი გამუდმებით ქრის [15.47.48.5164].

$$\bar{V} \geq 5 \text{ მ/წმ} \quad (2.2.36)$$

სადაც \bar{V} არის ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე. (2.2.36) პირობას საქართველოს ტერიტორიაზე აკმაყოფილებს ცხრილი №2.2.5-ში მითითებული რეგიონები.

ცხრილი №2.2.5.

№	ადგილი	სიმაღლე ზ.დ. (მ)	ღიაღობა	ფლუგერის ს. (მ)	ქარის ს. (მ/წმ)
1	მამისონის მთა	2584	6ა-7ა	7	5.4
2	ყაზბეგის მ/ს	3653	7ა-8ა	11	6.7
3	ქუთაისი	114	7ბ	11	5.0
4	მთა საბუეთი	1242	8ბ	10	9.3
5	თბილისი აეროპორტი	490	8ბ	11	6.0
6	ფოთი, პორტი	3	6ბ-10ბ	16	4.4

გამოთვლებისათვის შეიძლება გამოყენებული იქნას ქარის სიჩქარის სიხშირული განაწილება (თვიური, წლიური), რომელიც წარმოადგენს პროცენტებში გამოსახულ დროის იმ ნაწილს, როდესაც ქარის სიჩქარე ხვდება იმ არეში, სადაც მოყვანილი პირობა სრულდება.

ცნობილია, რომ სიჩქარეზე დამოკიდებული ნებისმიერი სიდიდის საშუალო, გამოითვლება შემდეგი დამოკიდებულებით [8,9,11,15,51],

$$\langle f \rangle = \sum f(A, V_1) \cdot W(V_1) \quad (2.2.37)$$

სადაც A წარმოადგენს ე.წ. ქარის წანაცვლებას მოცემულს (2.2.25) ფორმულით. ეს სიდიდე აკავშირებს V_0 ქარის სიჩქარეს ფლუგერის სიმაღლეზე, ტურბინის ღერძის სიმაღლეზე V სიჩქარესთან. (A, V_1) ქარის სიხშირული განაწილებაა, $W(V_1)$ განაწილება ფლუგერის სიმაღლეზე.

ცხადია სიჩქარეთა წლიური განაწილება შეიძლება გაითვალისწინოს ჰისტოგრამების სახით ცალკეული ლოკალური ტერიტორიისათვის [36.51]. ქარის მიმართულების ცვლილებას, როგორც კი კომპიუტერი დაადგენს, ტურბინა თვითონვე შეაბრუნებს ფრთებს ქარის საპირისპიროდ.

ელექტროენერჯიის E თვიური გამომუშავების გამოსათვლელად, პირველ რიგში, საჭიროა ვიცოდეთ ქარის ტურბინის საშუალო $\langle p \rangle$ სიმძლავრე დამოკიდებული W(V) განაწილებაზე. ეს სიმძლავრე მრავლდება თვეში T საათების რაოდენობაზე [51].

$$E = \langle P \rangle \times T \quad (2.2.38)$$

ტურბინის საშუალო სიმძლავრე ითვლება ფორმულით

$$N = \langle p_0 \rangle \times F \quad (2.2.39)$$

სადაც $\langle p_0 \rangle$ -ს მნიშვნელობაა ზღვის დონეზე, F – კი ჰაერის სიმკვრივის ცვლილების ფაქტორი, მოცემული შემდეგი ემპირიული ფორმულით შეიძლება გამოითვალოს [51].

$$F = \exp(-0,0000310898 \cdot h) \quad (2.2.40)$$

აქ h არის ადგილის სიმაღლე ზღვის დონიდან, დამატებული კოშკის სიმაღლე მეტრებში.

საქართველოს ტერიტორია პირობითად შეიძლება დაიყოს ორ ჯგუფად „მაღალმთიანი“ და „დაბლობი“. პირველი ჯგუფისათვის ქარის სიჩქარე შეიძლება წარმოდგეს ასე:

$$V = \left(\frac{H}{H_0}\right)^\alpha \cdot V_0 \quad (2.2.41)$$

სადაც H არის ტურბინის ღერძის სიმაღლე, H_0 კი ფლუგერის სიმაღლე. მეორე ჯგუფისათვის α შეიძლება ავიღოთ მეტ-ნაკლებად გამართლებული ვარიანტი [15.47.48.51]

$$\alpha = \frac{\ln 1,2}{\ln 2}$$

შესაბამისი ლიტერატურიდან ცნობილია, სხვადასხვა ტურბინებისათვის ენერჯის თვიური და წლიური გამოშუშავება (კვტ.სთ) [15.51].

მონაცემების ანალიზი აჩვენებს, რომ ელექტროენერჯის გამოშუშავება ქარის მონაცემების სიზუსტეზე, ჰაერის სიმკვრივის ცვლილების ხასიათზე, ტურბინის „ჩართვის“ და „გამართვის“ სიჩქარეზეა დამოკიდებული. აქედან გამომდინარე, ცხადი ხდება, რომ ყოველი ცალკეული ადგილისათვის ქარის შესაბამისი „სტრუქტურისათვის“ აუცილებელია სათანადო ტურბინის შერჩევა.

შემოთავაზებული მოდელი გამოყენებას ჰპოვებს ლოკალური ადგილისათვის ქარის რეჟიმის პროგნოზირებაში და მისი ენერჯის პრაქტიკული ღირებულების შეფასებაში.

2.3. ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერჯის განსაზღვრა მთა-გორიან ტერიტორიაზე

სხვადასხვა გეოგრაფიული მასშტაბების და ფიზიკური თვისებების ატმოსფერული მოვლენებისათვის, დინამიკურ პარამეტრებთან ერთად არსებითი მნიშვნელობა აქვს ენერგეტიკული მახასიათებლების შეფასებას. ცნობილია, რომ ატმოსფეროში ყოველი სახის დინებები აღიწერებიან შესაბამისი პიდროდინამიკური განტოლებებით. ამავე განტოლებებიდან მიიღება ენერგეტიკული დამოკიდებულებანი, რომლებიც გამოხატავენ სათანადო პროცესების თერმიულ მდგომარეობებს. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია თერმოდინამიკური ველის ვერტიკალური პროფილის შესწავლა მთა-გორიანი ტერიტორიისათვის, სადაც ხშირად ვითარდება ჰაერის კონვექციური მოძრაობა. ასეთი მოძრაობა კი არის ერთ-ერთი პირობა საწვიმარი და სეტყვიანი ღრუბლების განვითარებისათვის [27,42,53,54,55]. თერმოდინამიკური არამდგრადობის შეფასება კი განსაზღვრავს ამ ღრუბლებზე ხელოვნური ზემოქმედების შესაძლებლობას. აღნიშნულიდან გამომდინარე ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერჯის შეფასებას დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს.

პრაქტიკულად არამდგრადობის ენერჯის განსაზღვრისათვის საჭიროა ატმოსფეროს ვერტიკალური ზონდირება - რადიოზონდების გაშვება. მათი მონაცემების საშუალებით აიგება აეროლოგიური დიაგრამები და განხორციელდება შესაბამისი ანალიზი [43.53.55.64]. რადიოზონდები ძვირად ღირებულია და დღე-ღამეში მხოლოდ ორჯერ უშვებენ, საქართველოში სულ ორ-სამ პუნქტში. აქედან გამომდინარე, მიზანშეწონილია არამდგრადობის ენერჯია განისაზღვროს უფრო ხელმისაწვდომი საშუალებებით სასურველ ადგილზე და სასურველ დროს.

კვლევის ძირითადი მიზანია კონკრეტულ ტერიტორიაზე არსებული მეტეოროლოგიური მონაცემებით, სასურველ დროს განისაზღვროს ატმოსფეროს არამდგრადობის ენერჯია. ამ ენერჯის საშუალებით კი შეფასდეს არასასურველი პროცესების განვითარების რისკი, მაგალითად, სეტყვის ჩასახვა-განვითარება და მასზე ხელოვნური ზემოქმედება[27.28.].

თეორიულად ცნობილია, რომ არამდგრადობის ენერჯის განსაზღვრა დაკავშირებულია ჰაერის ვერტიკალურ სიჩქარესთან უშუალოდ დედამიწის ზედაპირზე, ტემპერატურულ სტრატოფიკაციაზე და კონვექციური ღრუბლის სიმაღლეზე. ბუნებრივია, რომ ჰაერის ვერტიკალური სიჩქარე დედამიწის ზედაპირთან უნდა შეფასდეს მიწისპირა ფენაში მიმდინარე რთული პროცესებით, რომელთა შეფასებისთვის არსებობს მრავალი კონკრეტული მიდგომა. ჩვენი კვლევისათვის გამოყენებული იქნება რამდენიმე მათგანი.

დადგენილია, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში (რამდენიმე ათეული მეტრი დედამიწის ზედაპირიდან) დამოუკიდებლად ჰაერის სიბლანტისა რაიმე წინააღმდეგობის გარსდენისას, ჰაერის ნაწილაკები მოძრაობენ უფრო ნელა, ვიდრე აღნიშნული ფენის გარეთ. გარკვეულ სიტუაციაში ამას მოჰყვება ამ ფენებს შორის გამყოფი „ზედაპირის“ წარმოქმნა და ამ უკანასკნელთან გრივა-

ლის ჩასახვა[11.12.13.16]. რელიეფური წინააღმდეგობის გამო, ნაკადში წნევათა სხვაობა ზრდის ან ამცირებს (შემოჭრილი სიტუაციის მიხედვით) ნაკადის სიჩქარეს. როცა წნევა გარეგან ნაკადში მოძრაობის მიმართულებით მცირდება, მაშინ ფენის შიგა ნაწილაკები მიჰყვებიან გარეგან ნაკადს, ხახუნის გავლენით შინაგან ნაკადში ნაწილაკების მოძრაობა ნელდება და ხშირად ამოძრავდებიან საწინააღმდეგო მიმართულებითაც კი. ამრიგად გარსდენი სხეულის ზედაპირზე რელიეფის გასწვრივ უკუმოძრაობა წარმოიშობა, მიუხედავად იმისა, რომ გარეგანი ნაკადი აგრძელებს წინ მოძრაობას. ახალი ნაკადის შემოდინება ამ პროცესს აძლიერებს და ეს გრძელდება მანამ, სანამ არ წრმოიქმნება ჩახვეულობა მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით. თუ მოძრაობის მიმართულებით დინების სიჩქარე კლებულობს, მაშინ სასაზღვრო ფენაში აღიძვრება უკუმოძრაობა, რომელიც მნიშვნელოვნად ანელებს გარე ნაკადს და კვლავ წარმოქმნის გრიგალს. სწორედ ასეთი დინებები წარმოშობენ ე.წ. რელიეფურ ქარებს, რომლებიც ლოკალურ ტერიტორიაზე მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ატმოსფერული პროცესების განვითარებაში.

ლიტერატურაში [1.14.21.42.43.] ფართოდ არის გაშუქებული, ატმოსფეროს არამდგრადობის ენერჯის საანგარიშო ფორმულის მიღების სხვადასხვა შემთხვევები. მოვიყვანოთ ერთ-ერთი ვარიანტი. დავუშვათ, რომ ჰაერის მცირე მასა (სეტყვის ნაწილაკი), რაღაც $Z=0$ დონიდან, სადაც წნევა არის P , ადიაბატურად გადაადგილდა ΔZ მანძილით P' წნევის დონემდე. ზედა დონეზე ნაწილაკს ექნება ტემპერატურა $(T_0 - \gamma_a \Delta Z)$, ხოლო მის გარშემო ჰაერის $(T_0 - \gamma \Delta Z)$ ტემპერატურა, სადაც γ_a ტემპერატურის ადიაბატური გრადიენტი, T_0 -ტემპერატურა საწყის დონეზე; γ ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი. ნაწილაკსა და მის გარშემო ჰაერის ტემპერატურათა სხვაობა იქნება:

$$\Delta T = (\gamma - \gamma_a) \Delta Z \quad (2.3.1)$$

მდგომარეობის განტოლების გათვალისწინებით, სიმკვრივისათვის გვექნება:

$$\Delta \rho = - \frac{\rho(\gamma - \gamma_a)}{T^1} \Delta Z \quad (2.3.2),$$

სადაც T^1 გარემოს ტემპერატურაა. განტოლება (2.3.2)-ის მიხედვით ნაწილაკი იღებს ზემოთ ან ქვემოთ მიმართული „მცურავი“ ძალის მოქმედებას, რომელიც ერთეულოვან მასისათვის გამოისახება ასე [42.55]:

$$\Delta F = -g \frac{\Delta \rho}{\rho} = -g \frac{(\gamma_a - \gamma)}{T^1} \Delta Z \quad (2.3.3)$$

ნაწილაკის გადაადგილებაზე შესრულებული მუშაობა იქნება:

$$E = \int_z^{z^1} g \frac{T - T^1}{T^1} dZ = R \int_{P_1}^P (T - T^1) d \ln P \quad (2.3.4)$$

ეს არის ფორმულა, რომლითაც გამოისახება ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერჯია. ცხადია, რომ

$$dE = \frac{dW}{dt} dz = W dW$$

საიდანაც,
$$W^2 - W_0^2 = 2E \quad (2.3.5)$$

როგორც ზემოთ მივუთითეთ, ეს ენერჯია გამოიანგარიშება აეროლოგიური დიაგრამების საშუალებით, სადაც ვერტიკალური ჭრილის (P,T) სისტემაში გავლებულია ატმოსფეროს მდგრადობისა და სტრატოფიკაციის მრუდები [42,55,62]. ამ მრუდების ასაგებად საჭიროა, ატმოსფეროს რადიოზონდირების მონაცემები, რაც შეიძლება ხშირად და ფართო ტერიტორიაზე. ეს კი პრაქტიკულად შეუძლებელია [53,54,55].

აქედან გამომდინარე არამდგრადობის ენერჯია, სასურველია გამისაზღვროს ლოკალურ ტერიტორიაზე სტანდარტული მეტეოროლოგიური დაკვირვებების მონაცემების მიხედვით. ამისათვის, პირველ რიგში, საჭიროა ჰაერის აღმავალი დინების სიჩქარეთა განსაზღვრა ნებისმიერი მეთოდით. არამდგრადობის ენერჯია და ვერტიკალური W სიჩქარე კი დაკავშირებულია ერთმანეთთან (2.3.5.) ფორმულით. ძირითადად, სასაზღვრო ფენაში მოუწესრიგებელი ვერტიკალური ნაკადების სიჩქარის განსაზღვრა ხდება [9,13,14,37,38] ჰიდროდინამიკის განტოლებათა სისტემის საფუძველზე, როგორც ეს მოყვანილია პარაგრაფ

2.2ა)-ში. ამრიგად, მოძრაობის განტოლებებიდან შემფოთებული ქარის პორიზონტალური მდგენელების სიდიდისათვის გვექნება [1,13,25,35,66]:

$$U^1 = -\frac{1}{l} \frac{dV}{dt} + \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial V}{\partial z}) \quad (2.3.6)$$

$$V^1 = -\frac{1}{l} \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial U}{\partial z}) \quad (2.3.7)$$

ხოლო ვერტიკალური მდგენელისათვის კი[57]:

$$\ln W(h) = h \frac{g - R\bar{y}}{RT} - h \left(\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \quad (2.3.8)$$

თუ დედამიწის რელიეფს გავითვალისწინებთ, z კოორდინატის შეცვლის საშუალებით [1.17.46.], მაშინ:

$$\ln W = \frac{h}{d} \left[\sigma - \left(\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \right] \quad (2.3.9),$$

რელიეფის უფრო დიდი სიზუსტით გათვალისწინებისათვის, შეიძლება ვისარგებლოთ შესაბამის ახალ კოორდინატთა სისტემაზე გადასვლით, სადაც ვერტიკალური კოორდინატი იქნება $Z_1 = Z - Z_0(x - y)$. ვერტიკალური სიჩქარის ფორმულაში ჩასმით, მივიღებთ მთის გარსდენის ფორმულას [14.-16]:

$$W_h = u(H - z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + v(H - z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} \quad (2.3.10)$$

სადაც $(H - z_0)$ იქნება სასაზღვრო ფენის სიმაღლე და ითვლება მუდმივად.

მოყვანილი მსჯელობიდან ნათელია, რომ ქარის რეჟიმის შესასწავლად ლოკალურ ტერიტორიაზე, ამოცანა დადის დედამიწის სასაზღვრო ფენაში ძირითადი მეტეოროლოგიური პარამეტრების განსაზღვრაზე, რომლის მოთხოვნა ზემოთ იყო მითითებული.

ვინაიდან მიწისპირა ფენაში ვერტიკალური მოძრაობისათვის გადამწყვეტ როლს თამაშობს ტურბულენტური ხახუნის ძალები, ამიტომ პირველი მიახლოებით სამართლიანია დამოკიდებულება [19.57]:

$$W = \frac{1}{2\omega \sin \varphi} (rot\tau^{\rightarrow}_0 - rot\tau^{\leftarrow}) \quad (2.3.11)$$

სადაც τ_0 და τ ტურბულენტური ხახუნის დაძაბულობის ვექტორებია, შესაბამისად დედამიწის ზედაპირზე და გარკვეულ სიმაღლეზე. ისინი განისაზღვრებიან სიმკვრივის, ტურბულენტობის კოეფიციენტით და ქარის სიჩქარის ვერტიკალური წარმოებულით:

$$/k \frac{du}{dz} /_{z \rightarrow 0} = v_*^2 \cos \delta; /k \frac{dv}{dz} /_{z \rightarrow 0} = v_*^2 \sin \delta, \quad (2.3.12)$$

ექსპერიმენტული დაკვირვებების დამუშავების საფუძველზე დადგენილია, რომ საკმარისი სიზუსტით მიწისპირა ფენაში ვერტიკალური სიჩქარე გამოითვლება ფორმულით [14.19]:

$$W_h = \frac{1}{l} \left[\frac{\partial}{\partial x} (k \frac{\partial v}{\partial z})_{z \rightarrow 0} - \frac{\partial}{\partial y} (k \frac{\partial u}{\partial z})_{z \rightarrow 0} \right], \quad (2.3.13)$$

რომელიც (2.3.12)-ის გამოყენებით ასე გადაიწერება:

$$W_h = \frac{1}{l} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (v_*^2 \sin \delta) - \frac{\partial}{\partial y} (v_*^2 \cos \delta) \right\} = \frac{1}{l\rho} rot\tau_z \quad (2.3.14).$$

ეს ფორმულები იძლევა საშუალებას გამოითვალოს W, თუ გვეცოდინება ქარის სიჩქარის პორიზონტალური პროფილი და ტურბულენტობის კოეფიციენტი. დამტკიცებულია, რომ სიჩქარის პორიზონტალური მდგენელების ვერტიკალური ცვლილებები დამოკიდებულია იზობარიდან ქარის გადახრის α_0 კუთხეზე და როსბის რიცხვზე. სიდიდეები τ_0 და $\tau_{0s} = \tau_0 \cos \alpha_0$ (ვექტორი τ_0 მიმართულია დედამიწის ზედაპირთან ქარის სიჩქარის გასწვრივ; τ_{0s} -პროექცია იზობარის მხებზე) განისაზღვრებიან U_g, α_0, R_0 სიდიდეებით. სათვლელ პოლიგონად შეიძლება შერჩეული იქნას ნებისმიერი ტერიტორია 50 კმ რადიუსით (სასურველია გათვალისწინებული იქნას გაბატონებული ქარის მიმართულებაც). თუ დაკვირვების პუნქტზე

შესაძლებელია მარტივი ბირთვ-პილოტური დაკვირვების შესრულება, მაშინ ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარე შეიძლება განვსაზღვროთ ფორმულით [53.71.72.]

$$W = \frac{a}{C} \sqrt{\frac{A}{\rho}} ,$$

სადაც, A არის თავისუფალი ამწევი ძალა, C ბირთვ-პილოტის წრეხაზის სიგრძე, a - მუდმივა, ρ - ჰაერის სიმკვრივე. თბილისში ვარაზის ხევში 1960 წელს ჩატარებულმა გაზომვებმა მოგვცეს, რომ $W=(150-188)$ მ/წთ რელიეფის გავლენით ეს მნიშვნელობები მცირდება, მაგალითად თუ პარამეტრი $d=0,3$, მაშინ $W=0,75$ მ/წმ. გეოსტროფიული ქარის ნაცვლად შეიძლება აღებული იქნას რეალური ქარის სიდიდე ფლუგერის სიმაღლეზე. განისაზღვრება რა ვერტიკალური სიჩქარე მოცემულ ტერიტორიაზე, მაშინ (5)-ის მიხედვით შეფასდება არამდგრადობის ენერჯია, შესაბამისად კონვექციური ღრუბლების სტრუქტურა. ყოველივე ეს კი განაპირობებს შეფასებულ ღრუბელზე ხელოვნური ზემოქმედების შინაარსს და ჩასატარებელი ღონისძიებების ბუნებას. (2.3.4) და (2.3.5)-ის გამოყენებით ნაშრომში [84] გათვლილი იქნა აღმავალი დინების სიჩქარე ღრუბლებში კონვექციური მოძრაობისას, ორ - მშრალ და ნოტიო ჰაერისათვის მიღებული იქნა, რომ ვერტიკალური სიჩქარე აღმავალ ნაკადში დასაწყისში სწრაფად იზრდება, შემდეგ ზრდა მცირდება და განსაზღვრული სისქის ატმოსფერული ფენის საშუალო ტემპერატურის მატებით ნელა გადის სტაციონარზე. ეს შედეგები შესაძლებელია გამოყენებული იქნეს ღრუბლებზე ხელოვნური ზემოქმედებისას და ამინდის პროგნოზის სამსახურში [27].

2.4. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის სითბური რეჟიმის მათემატიკური მოდელირება, საქართველოს რეგიონული თავისებურებების გათვალისწინებით

დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა ფიზიკური პროცესი მზიდან მოსულ ენერჯიაზეა დამოკიდებული. სწორედ ამ ფენაში მიმდინარეობს ადამიანის ძირითადი საქმიანობა. მიწისპირა ფენის თავისებურება მკვეთრად გამოხატულია საქართველოს ტერიტორიისათვის, რომლის უდიდესი ნაწილი უკავია მთა-გორიან, ძლიერ დანაწევრებულ, რთულ რელიეფიან რაიონებს. ბუნებრივია, რომ სითბური რეჟიმის ცოდნა საშუალებას მოგვცემს დაგამყაროთ ფიზიკური და მათემატიკური ურთიერთკავშირი, მზის რადიაციისა და დედამიწის ზედაპირის სითბურ პარამეტრებს შორის. ეს კავშირი ემყარება ენერჯიის შენახვის კანონს და წარმოადგენს დედამიწის მოქმედ ფენასთან მოსულ და მისგან გასულ სითბურ ნაკადთა აღგებრულ ჯამს. მზის რადიაციის და დედამიწის ზედაპირის ტემპერატურის ველის ცვლილებებს შორის თვისობრივი კავშირის საფუძველზე, ფიზიკურ-მათემატიკური მოდელით შეიძლება საქართველოს ტერიტორიაზე გამოიყოს და დაზუსტდეს ჰელიოენერგეტიკული ოლქები, რასაც უდიდესი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს.

მოვიყვანოთ თეორია, რომელიც ცნობილია ლიტერატურიდან [1.17.18.] და იძლევა აღნიშნული ფიზიკური პროცესის თვისობრივი და რაოდენობრივი შინაარსის ნათლად წარმოდგენის საშუალებას. დაეუშვათ, რომ დედამიწის ზედაპირი ჰორიზონტალური მიმართულებით ერთგვაროვანია, ასე რომ, ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებებში ადგეკციური წევრები უგულველყოფილია. ასევე მხედველობაში არ მივიღოთ ჰაერში სითბოს სხივური ნაკადი, წყლის ფაზური გადასვლები და ვერტიკალური მოძრაობა. ამ დაშვებების გათვალისწინებით განტოლებათა სისტემა ჩაიწერება შემდეგი სახით [17]:

(2.4.1)

სისტემა შეიცავს რვა უცნობს. იმისათვის, რომ ჩაკეტილი სისტემა მივიღოთ, უნდა გავითვალისწინოთ სისტემაში შემავალ სიდიდეებს შორის არსებული დამოკიდებულებანი [14.15]:

(2.4.2)

აქ I - ტურბულენტობის მასშტაბი; ν - დისიპაციის ენერჯია; b - ტურბულენტობის კინეტიკური ენერჯია; T_1 - ნიადაგის ტემპერატურა; $\alpha_b, \alpha_s, \alpha_q$ - ტურბულენტობის კოეფიციენტები შესაბამისად იმპულსის, სითბოსა და ტენშემცველობისა; ρ - ნიადაგის მომქმედი ფენის სიღრმე ათვლილი დედამიწის ზედაპირიდან ქვემოთ.

ამოცანის ფიზიკური შინაარსიდან გამომდინარე ცხადია, რომ ამონახსნი უნდა იყოს დროის მიმართ პერიოდული, ამიტომ საწყისი პირობების მოთხოვნა არ არის საჭირო, რადგან განიხილება დამყარებული პერიოდული რეჟიმი. სასაზღვრო პირობები [3,6,7,8,9].

1. როცა $z = 0$, მაშინ \dots , და როცა $z \rightarrow \infty$ და \dots გვაქვს \dots ეს პირობა ნიშნავს, რომ დედამიწის ზედაპირზე ტემპერატურას ნახტომი არ აქვს.
2. მეორე სასაზღვრო პირობად დედამიწის ზედაპირზე განიხილება სითბური ბალანსის განტოლება, როცა \dots

$$(2.4.3)$$

ტენიანობისათვის სასაზღვრო პირობაა

$$s(z) = f_0 S_{1,0}(\theta_0) \quad (2.4.4),$$

სადაც f_0 - ფარდობითი ტენიანობა. ასევე დაუშვათ, რომ როცა z მიისწრაფის ნულისკენ, ტურბულენტური ნაკადი არ არსებობს ე.ი.

$$(2.4.5).$$

როცა \dots , მაშინ უნდა შესრულდეს პირობა

$$(2.4.6)$$

(2.4.6)-ის მარჯვენა მხარეში წევრები ცნობილი სიდიდეებია. ცხადია, ჩამოყალიბებული ამოცანის ზუსტი ამოხსნა ფაქტიურად შეუძლებელია. ამოხსნა ბუნებრივია განხორციელდეს რიცხვითი მეთოდების გამოყენებით და უკვე ჩატარებული გამოკვლევები საინტერესო შედეგებს იძლევა [48,52]. ჩვენთვის სასურველი მიზნებისათვის საინტერესოა გამარტივებული მოდელურით ამონახსნების მოძებნა.

ვთქვათ (2.4.1)-(2.4.6) განტოლებათა სისტემაში შემავალი კოეფიციენტები გარკვეულ პირობებში მუდმივებია, საკმარისად დეტალურად ეს საკითხი განხილულია [52]-ში. ამ პირობებში შევისწავლეთ ტემპერატურის დღე-ღამური ცვლილება. აღმოჩნდა, რომ ტემპერატურის დღე-ღამურ ცვლილებას აქვს პერიოდული კოსინუსოიდალური ფუნქციის სახე, რომლის რხევის ამპლიტუდა პირდაპირპროპორციულია რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობის რხევის ამპლიტუდისა. აქედან გამომდინარე, ბუნებრივია ტემპერატურის ცვლილება შეესაბამებოდეს რადიაციისას და იგი განისაზღვროს სითბური ბალანსის განტოლებით. რადიაციული ბალანსი შეიძლება წარმოდგეს შემდეგი მწკრივის სახით [41,68]:

$$R_z(t) = R_0 + \sum_n (R_n^I \cos n\omega t + R_n^{II} \sin n\omega t) \quad (2.4.7)$$

სადაც R_0 - რადიაციის საშუალო მნიშვნელობაა; R_n^I, R_n^{II} - დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიხარე; ω - რხევის პერიოდი (დღე-ღამე); t_m - თუ ჩავთვლით, რომ $t=0$ არის დროის მარტივი ფუნქცია, მაშინ

$$R_z(t) = R_0 + R_1 \cos \omega(t - t_m) \quad (2.4.8),$$

სადაც R_1 - მაქსიმუმის დადგომის დროა, ხოლო t_m - დღე-ღამური ამპლიტუდაა. აღნიშნულის საფუძველზე ტემპერატურისათვის მიღებულია დამოკიდებულება [14,52]:

$$T(0,t) = T_0 + A \cos(\omega t - \frac{\pi}{2} \eta_0 - \varphi) \quad (2.4.9)$$

სადაც ρ - საწყისი ფაზა; - დაგვიანების პარამეტრი, რომელიც დამოკიდებულია სიმაღლეზე.

გამოვიყენოთ (2.4.7), (2.4.8) და (2.4.9) ფორმულების თვისობრივი მსგავსება და შევეცადოთ ტემპერატურის ველის ცვლილების მიხედვით, მივიღოთ მზის რადიაციის ველის სახე (ყოველ შემთხვევაში დღე-ღამური სვლა). ეს საშუალებას მოგვცემს სითბური ბალანსის განტოლების ამოხსნის გარეშე, მივიღოთ მზის რადიაციის ველის ბუნება საკვლევი რეგიონისათვის. ცნობილია, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე მზის რადიაციაზე დაკვირვებები სწარმოებს მხოლოდ შვიდ მეტეოროლოგიურ სადგურზე, ხოლო ტემპერატურისა და სინოტივის ცვლილებაზე - სამოცზე მეტ სადგურზე [55]. აქედან გამომდინარე, აქტინომეტრიული ინფორმაციის ნაკლებობა აძნელებს რადიაციული ბალანსისა და მისი მდგენელების დროში და სივრცეში განაწილების კანონზომიერებისა და ტერიტორიის კელიოცენტრული პოტენციალის სათანადო სიზუსტით დადგენას. მოყვანილ ფაქტზე დაყრდნობით ჩვენი ამოცანაა მოწმენდილი ცის (ასევე მოღრუბლულობის გათვალისწინებით) პირობებში, განგვესაზღვრა დედამიწის ზედაპირის რადიაციული ბალანსის თითოეული წევრი და რადიაციული ბალანსის დღე-ღამური მნიშვნელობები. ეს მიდგომა განხორციელდება ყველა იმ მიკრორეგიონში, სადაც დაკვირვებები სწარმოებს ტემპერატურასა და სინოტივზე, მაგრამ არ არსებობს აქტინომეტრიული ანათვლები. ამავე დროს შესწავლილი იქნება, ბალანსის განტოლებაში შემავალი კოეფიციენტების მნიშვნელობების დროში ცვლილების დინამიკა.

განვიხილოთ ჩვენი მიდგომა დეტალურად. ავარჩიეთ ხუთი აქტინომეტრულ-მეტეოროლოგიური სადგური (თბილისი, თელავი, წალკა, სოხუმი, ანასეული), რომელთაც აქვთ საშუალება სრული მეტეოროლოგიური ინფორმაცია მიიღონ მათზე. სითბური ბალანსის სხვაობიანი სქემების განტოლებებში [52.75]

$$R_t = -c_p \rho k_T \frac{\theta_t^1 - \theta_t^0}{h_1} - L \rho k_s \frac{S_t^1 - S_t^0}{h_1} - \lambda \frac{T_t^1 - T_t^0}{h_2} \quad (2.4.10),$$

სადაც ρ და λ შესაბამისად დროის მოცემული მომენტისათვის ჰაერის პოტენციალური ტემპერატურისა და სინოტივის სიდიდეებია დედამიწიდან 2 მ. სიმაღლეზე და მიწისპირა

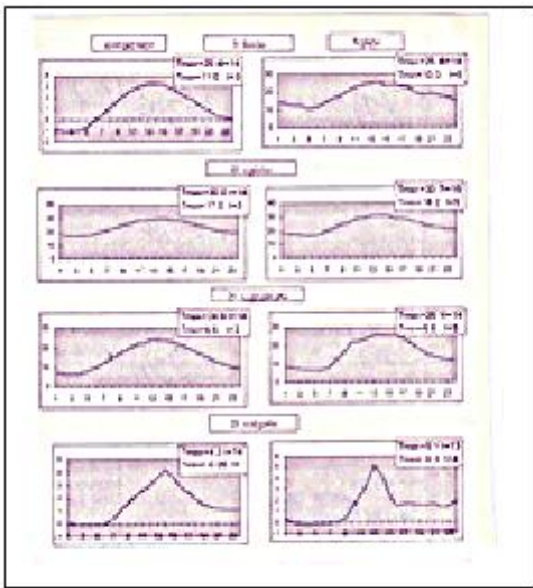
ზედაპირზე. და ტემპერატურები მიწის ზედაპირზე და სიღრმეში (10-15) სმ-ზე, სათანადო მანძილები დედამიწის ზედაპირიდან.

სხვაობიანი სქემაში შემავალი კოეფიციენტები თავიანთი ცვლილების თეორიულ საზღვრებში ექსპერიმენტულად ისე შევარჩიოთ, რომ თითოეულ შემთხვევაში დათვლილი მნიშვნელობები მაქსიმალურად მიუახლოვდეს რადიაციული ბალანსის ფაქტობრივ მონაცემებს. ეს საშუალებას მოგვცემს მითითებულ მეტეოროლოგიურ სადგურებზე სეზონების მიხედვით, დავადგინოთ სასურველი კოეფიციენტების დღე-ღამური ცვლილების რეალური სურათი. იმ სადგურებზე, სადაც აქტინომეტრული ანათვლები არ გვაქვს (2.4.10) განტოლებაში კოეფიციენტების მნიშვნელობების მისაღებად ვიქცევით შემდგენიარად. გავითვალისწინებთ არჩეული სადგურის ლანდშაფტს, ზღვის დინიდან მდებარეობას და ავიღებთ ამ მონაცემების შესატყვისი მეტეოროლოგიური სადგურის უკვე მიღებული კოეფიციენტების გარკვეულწილად კორექტირებულ მნიშვნელობებს.

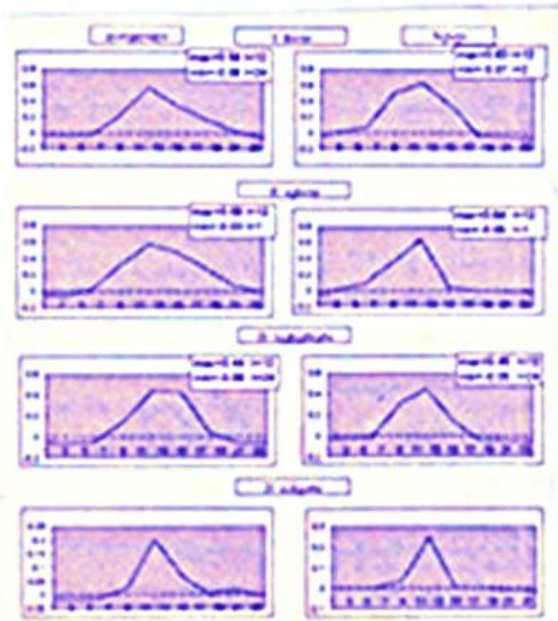
ბუნებრივად დაიბადება კითხვა, რამდენად რეალურია აღებული მეტეოსადგურისათვის მიღებული რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობა? ამ საკითხის გარკვევისათვის ვსარგებლობთ იმ ფაქტით, რომ დედამიწის ზედაპირის ტემპერატურასა და რადიაციის სიდიდეებს შორის არსებობს არსებითი კორელაციური კავშირი. იმ შემთხვევაში, თუ კორელაციის კოეფიციენტი არ აღმოჩნდება ერთთან ახლოს, მაშინ ვახდენთ კოეფიციენტთა კორექტირებას.

მოყვანილ მოსაზრებებზე დაყრდნობით, საქართველოს სხვადასხვა რეგიონში ტემპერატურისა და მოღრუბლულობის მონაცემებით, წლის სეზონების ცენტრალური თვეებისათვის კომპიუტერული მიდგომით გამოთვლილი იქნა, რადიაციის დღე-ღამური სვლა და ექსტრემალური მნიშვნელობები ნახ.2.4.1. აქვე მოყვანილია იმავე სიდიდის ზუსტი მნიშვნელობები. მითითებული დღეებისათვის სათანადო (2.4.8.) და (2.4.9) ფორმულებით გამოანგარიშებულია ტემპერატურის დღე-ღამური სვლა, ასევე ზუსტი მნიშვნელობებიც. 2.4.2. ნახაზზე მოყვანილია აგრეთვე, ამავე

ელემენტების მაქსიმალური და მინიმალური სიდიდეები შესაბამისი დროის მითითებით. მოყვანილ სქემაში გათვალისწინებული არ არის რელიეფის და სინოტივის ცვლილების გავლენა, ამიტომ ცდომილება 10-15%-ის ფარგლებშია, ეს კი მსოფლიო სტანდარტს შეესაბამება.



ნახ.2.4.1.



ნახ.2.4.2.

ამრიგად, მოყვანილი მოდელი გვაძლევს საშუალებას ნებისმიერ პუნქტში, სადაც დაკვირვება სწარმოებს ძირითად მეტეოროლოგიურ ელემენტებზე, განისაზღვროს რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობა. ეს იძლევა გარანტიას, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე შესაბამისი რეკომენდაციით გამოიყოს სხვადასხვა მიზნებისათვის აქტინომეტრული რეგიონები [52]. სასურველია აქ აღნიშნოთ, რომ დედამიწის ზედაპირზე მოსული მზის ენერჯის (რადიაციის) მიხედვით საქართველოს რეგიონი დაყოფილა 14 რაიონად (ყველაზე მეტი ენერჯია მოდის ივრის პლატოზე). საშუალოდ საქართველოსთვის ეს ენერჯია დეკემბრის თვეში მერყეობს (60-70) მ.ჯ/მ.კვ. მთიან რაიონებში 150 მ.ჯ/მ.კვ. ზაფხულში მაქსიმალურია (400-450) მ.ჯ/მ.კვ., დეკემბერში წალკაში დაკვირვებულია 194 მ.ჯ/მ.კვ. ყაზბეგში - 260 მ.ჯ/მ.კვ. ჯვრის უღელტეხილზე 226 მ.ჯ/მ.კვ., დუშეთში - 180 მ.ჯ/მ.კვ. თბილისში წლიური (ჯამური) დაახლოებით 50 მ.ჯ/მ.კვ.-ია.

2.5. რეგიონალური ატმოსფერული პროცესების მადონური ბუნების შესახებ, ლოკალური რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით

დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესების შესწავლა, იმ კანონზომიერებების და ფაქტორების დადგენა, რომლებიც განაპირობებენ მათ ხასიათს, მუდამ აქტუალურ პრობლემათა რიგს განეკუთვნება. უკანასკნელ ათწლეულებში მნიშვნელოვნად გაფართოვდა ატმოსფეროს მდგომარეობაზე და მასში მიმდინარე პროცესებზე დაკვირვებათა ქსელი მთელი მსოფლიოს მასშტაბით, მათ ტექნიკურ აღჭურვაში კი რევოლუციური ხასიათის ცვლილებები მოხდა, შეიქმნა მონაცემების ანალიზის არნახული შესაძლებლობები. მიუხედავად ამისა, კაცობრიობა ჯერ კიდევ შორს არის ატმოსფერული პროცესების შესწავლის სრულყოფილი შესაძლებლობისაგან [1,14,19,21,22,65].

აქედან გამომდინარე, ახალი ფიზიკურ-მათემატიკური მოდული, რომელიც ითვალისწინებს ამა თუ იმ ფიზიკურ ფაქტორს, რითაც აზუსტებს პროცესების დიაგნოზსა და პროგნოზს არის აუცილებელი და მნიშვნელოვანი. ბუნებრივია, ერთ-ერთი საყურადღებო ფაქტორი არის დედამიწის რელიეფის გავლენის გათვალისწინება, რომელიც როგორც აღნიშნული იყო, არსებით გავლენას ახდენს როგორც ზოგად ცირკულაციაზე, ასევე რეგიონალურ ლოკალურ ატმოსფერულ პროცესებზე, განსაკუთრებით ლოკალური ტერიტორიის ამინდზე [12,16,25,40].

ამიერკავკასიის რეგიონზე ატმოსფერული პროცესების ერთ-ერთი მეტად მნიშვნელოვანი თავისებურება, რომელიც 2.1.-ში იყო აღნიშნული და დამტკიცებულია თეორიულად და პრაქტიკულად, არის ის ფაქტი, რომ მეტეოროლოგიური ელემენტების ველებს აქვს კავკასიონის ქედის გასწვრივ წაგრძელების ტენდენცია [1.34.35.]. ეს თავისებურება განაპირობებს იმას,

რომ აღნიშნულ ტერიტორიაზე ძირითად ფონურ ნაკადად მიღებულია დასავლეთ-აღმოსავლეთის შემოჭრები [23,26]. ამ ფონურ ნაკადს კი ემატება მცირემასშტაბიანი ოროგრაფიული შეშფოთების ტალღური პროცესები, რომელთა შესწავლა უმეტეს შემთხვევებში არის არსებითი და გადამწყვეტი.

სინოპტიკური მონაცემების ანალიზი ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე აჩვენებს აგრეთვე, რომ ტალღურ პროცესებს ხშირად აქვთ სინუსოიდური და წრიული ფორმაც კი (ნახ. 2.5.1-2.5.2), სადაც x წერტილი შეესაბამება თბილისს. იგივე დასტურდება დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრებიდან მიღებული ღრუბლების სურათებით (სურ. 2.5.1-2.5.2). ხშირად ამიერკავკასიის რეგიონალური რელიეფი უზრუნველყოფს ჰაერის ნაკადში ბრუნვით-ჩახვეული მოძრაობების წარმოქმნას, რომლებსაც რამდენიმე ცენტრი აქვთ. ასეთი სტრუქტურის წარმონაქმნების არსებობის ასახსნელად შეიძლება გამოყენებულ იქნას ე.წ. „მადონური“ ტიპის ამოცანები [2,5,9,10]. ვისარგებლოთ ჰაერის ნაკადის სიჩქარის როტორის z მდგენელისათვის მიღებული განატოლებით, რომელსაც ექვივალენტურ-ბაროტროპული გარემოსათვის აქვს სახე [1.35.39].

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} + u \frac{\partial (\Omega_z + l)}{\partial x} + v \frac{\partial (\Omega_z + l)}{\partial y} + \beta v = -lD \quad (2.5.1)$$

სადაც $\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ - სიჩქარის ბრტყელი დივერგენციაა, დანარჩენი სიდიდეები

ცნობილია. დავახსიანოთ რელიეფის გავლენა კვლავ $\eta = \frac{P_z}{P_0}$ -ს პარამეტრით. ამ პარამეტრის გათვალისწინებით გეოსტროფიული ქარის მდგენელები იქნება [24,31,46,66]:

$$u = -\frac{1}{\eta} \frac{\partial \psi}{\partial y}; v = \frac{1}{\eta} \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.5.2)$$

სადაც ψ არის ატმოსფერული ნაკადების დენის ფუნქცია. (2.5.2)-ის გათვალისწინებით (2.5.1) განტოლება ჩაიწერება შემდეგნაირად:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\psi + a \frac{\partial \psi}{\partial x} + b \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = \frac{1}{\eta} (\eta, \psi) - \frac{1}{\eta} (\psi, \psi) \quad (2.5.3)$$

აქ $a = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial x}$, $b = -\frac{\partial \ln \eta}{\partial y}$ - მთის მერიდიანისა და პარალელის გასწვრივ დახრის

მახასითებელი პარამეტრებია; (A, B) იაკობიანი; Δ -ლაპლასის ბრტყელი ოპერატორი. (2.5.3) განტოლების მადონური სტრუქტურის შესწავლისათვის, როგორც ეს მიღებულია სხვა ავტორებთან [32,36.], დავუშვათ განტოლების სტაციონალური ნაწილის ნულთან ტოლობა:

$$c(\psi, \Delta \psi) + (\ln \eta, \psi) + \beta \psi_x = 0 \quad (2.5.4)$$

სადაც $c = \frac{1}{\eta_{სა}}$ და β მუდმივებია. (2.5.4) განტოლება განსხვავდება ლიტერატურაში

ცნობილი ანალოგიური განტოლებებიდან რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით, ე.ი $(\ln \eta, \psi)$ იაკობიანის დამატებით. (2.5.4) განტოლება შეიძლება ასე ჩაიწეროს:

$$(\psi, c\Delta \psi + \beta y - \ln \eta) = 0 \quad (2.5.5)$$

ეს განტოლება $\eta(x, y)$ -ის მიმართ არის არაწრფივი, არაერთგვაროვანი კერძო წარმოებულიანი განტოლება. მას ზოგადად აქვს უამრავი ამოხსნა, რომელთა აგების სქემა ემყარება შესაბამისი მახასიათებელი განტოლების დაწერას. ერთ-ერთი ამოხსნა შეიძლება ასე წარმოდგეს

$$\eta(x, y) = k, e^{c\psi(xy+\beta y)} \quad (2.5.6)$$

სადაც $k_1 = const$. (2.5.6) ჩასმით (2.5.5)-ში იაკობიანი ხდება ნული [36,39], რაც იძლევა საშუალებას $\Delta \psi$ წარმოვადგინოთ ჯამის სახით:

$$\Delta \psi = f(\psi) + \beta \gamma \quad (2.5.7)$$

სადაც $f(\psi)$ - ნებისმიერი ფუნქციაა და იგი შეიძლება ავიღოთ შემდეგნაირად [36].

$$f(\psi) = M_0 - h_1^2 \psi \quad (2.5.8)$$

აქ M_o და h_1 მუდმივებია. 2.5.8-ის გამოყენებით გვაქვს განტოლება:

$$\Delta\Psi + h_1^2\Psi = M_o + \beta\gamma + \ln\eta \quad (2.5.9)$$

შემდეგში ამოცანა მოითხოვს $\eta(xy)$ ფუნქციის გამოსახვას რელიეფის მახასიათებელი პარამეტრებით და თითოეული ცალკეული შემთხვევისთვის (2.5.9) განტოლების ამოხსნას.

ბუნებრივია რელიეფი შეიძლება წარმოდგენილი იქნას სხვადასხვა ხარისხის პოლინომით, რომელთაგან შეირჩევა ის, რომელიც კარგად ასახავს ამიერკავკასიის ფიზიკურ რელიეფს. აღმოჩნდა, რომ ამიერკავკასიის მთა-გორიანი ტერიტორიის ფორმა კარგად წარმოდგება სამკუთხა (ან ოთხკუთხა) პირამიდის სახით, რომლებიც პარაბოლური განტოლებებით აღიწერება [1.44.70]. ამის გათვალისწინებით რელიეფი მათემატიკურად წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით:

$$\eta = \eta_0 e^{-(ax^2 + by^2)} \quad (2.5.10)$$

შესაბამისი განტოლება კი იქნება:

$$\Delta\psi + \lambda^2\psi = M_o - \ln\eta_0 - \beta\gamma + ax^2 + by^2 \quad (2.5.11)$$

ვისარგებლოთ ამოხსნის იმ მიდგომით, რომელიც დეტალურად არის მოყვანილი [36,39] და დავწეროთ (2.5.9) განტოლება პოლარულ კოორდინატებში (2.5.11)-ის გათვალისწინებით:

$$\frac{\partial^2\psi}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial\psi}{\partial r} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial\vartheta^2} + \lambda^2\psi = M_1 - \beta r \sin\vartheta + Ar^2 + Br^2 \cos 2\vartheta \quad (2.5.12)$$

$$\text{სადაც } M_1 = M_o - \ln\eta_0; A = \frac{a+b}{2}; B = \frac{a-b}{2} \quad (2.5.13)$$

(2.5.12) განტოლება განსხვავდება [36]-ში მიღებული შესაბამისი განტოლებებიდან მხოლოდ კოეფიციენტების მნიშვნელობებით. ეს კოეფიციენტები მიიღება მუდმივებად, ამიტომ (2.5.12) განტოლების ამოხსნას (შუალედური პროცესების გარეშე) საბოლოო სახე ასე დაიწერება [36,39]:

$$\psi(r, \vartheta) = \frac{M_o - \ln\eta_0}{\lambda^2} - \frac{\beta R}{\lambda^2} \left[\frac{r}{R} - \frac{I_1(\lambda, r)}{I_2(\lambda, R)} \right] \sin\vartheta + \frac{a+b}{\lambda^2} r^2 - \frac{4(a-b)}{\lambda^4} [1 - I_o(\lambda, r)] \quad (2.5.14)$$

სადაც λ პარამეტრი შეირჩევა სასაზღვრო პირობიდან, როცა $r=R$ ფუნქციის r -ით წარმოებულის ნულთან ტოლობით I_0 და I_1 ბესელის ფუნქციებია, შესაბამისად ნულოვანი და პირველი რიგის. λ - პარამეტრის განსაზღვრებისათვის გამოვიყენოთ პირობა [36], რომ არგუმენტის დიდი სიდიდისათვის ბესელის ფუნქციის ნულები [68] ემთხვევა

$\cos(t - \frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{4}) = 0$ -ის მნიშვნელობას, ე.ი.

$$\lambda R = \frac{\pi}{2} + m\pi \quad m \in Z$$

საიდანაც

$$\lambda = \frac{1}{R} \left(\frac{\pi}{4} + m\pi \right), \quad R = \frac{1}{\lambda} \left(\frac{\pi}{4} + m\pi \right) \quad (2.5.15)$$

ვისარგებლოთ ბესელის ფუნქციების გრაფიკული წარმოდგენით [68] და შევაფასოთ მათი ნულების მიახლოებითი მნიშვნელობები, გვექნება:

$$I_0(\xi_1) = 0,025 \quad \text{როცა } \xi_1(0) = 2,4$$

$$I_0(\xi_2) = 0,0068 \quad \text{როცა } \xi_2(0) = 5,5$$

$$I_0(\xi_3) = -0,0125 \quad \text{როცა } \xi_3(0) = 8,68$$

$$\text{ანალოგიურად: } I_1(\xi_1) = 0,00128 \quad \text{როცა } \xi_1(0) = 3,8$$

$$I_1(\xi_2) = 0,0047 \quad \text{როცა } \xi_2(0) = 7,0$$

$$I_1(\xi_3) = 0,0435 \quad \text{როცა } \xi_3(0) = 10,1$$

ვინაიდან $\xi_2(0) = 7,0$, ამიტომ $\lambda R = 7,0$. თუ მივიღებთ როგორც [36], რომ $R = 2,25$ ერთეულს, მაშინ $\lambda = 3$; η_0 კავკასიისათვის განვსაზღვროთ პირობიდან

$$\eta_0 e^{-(ax^2+by^2)} = 4 \cdot 10^3$$

როცა მაღონას ცენტრის კოორდინატები ემთხვევა კოორდინატთა A სათავეს მოთავსებულს მცირე კავკასიაში ($h=4 \cdot 10^3$), მაშინ სათანადო შეფასებით [1.39.] $a=0,8 \cdot 10^{-6} \frac{1}{\text{მ}}$;

$b=6,4 \cdot 10^{-6} \frac{1}{\text{მ}}$. თეორიული მოსაზრებიდან გამომდინარე $M=0$ -ს ასეთ პირობებში (2.5.6)

ფორმულით გათვლილ $\eta(xy)$ -ს აქვს ნახ. 2.5.3-ზე გამოსახული სახე (პარამეტრების შესაბამისი მნიშვნელობები მოყვანილია ნახ.2.5.5-2.5.7.).

დავუშვათ, რომ $\beta=0$, რაც მისაღებია ამიერკავკასიისათვის (ტერიტორიის სიმცირის გამო), მაშინ (2.5.2) ფორმულიდან

$$\frac{\ln \eta(xy)}{\eta_0} = c \Delta \psi \quad (2.5.16)$$

აქედან ჩანს, რომ დენის ფუნქციის ლაპლასიანის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით პროპორციულ დამოკიდებულებაშია ფიზიკური რელიეფის ნატურალურ ლოგარითთან. ეს კონკრეტული რელიეფისათვის წარმოებული გათვლებითაც დასტურდება. ექსტრემალური მნიშვნელობისთვის (2.5.16) ფორმულიდან გვაქვს:

$$a) \quad r=0 \quad \psi(a) = \frac{M_0 - \ln \eta_0}{\lambda^2} \quad (2.5.17)$$

ზემოთ მითითებული მონაცემებით, გამოდის, რომ $\psi(0)=1,3$

$$b) \quad r=R \quad \psi(R, \vartheta) = \frac{M_0 - \ln \eta_0}{\lambda^2} + \frac{a+b}{\lambda^2} R^2 - \frac{a+b}{\lambda^4} [1 - I_0(\lambda, R)] \quad (2.5.18)$$

$$\text{ანდა მიახლოება,} \quad \psi(R, \vartheta) = \frac{M_0 - \ln \eta_0}{\lambda^2} + \frac{a+b}{\lambda^2} R^2 \quad (2.5.19)$$

(2.5.19)-დან გამომდინარეობს, რომ $r=R$ -თვის დენის ფუნქციის დამოკიდებულება იმ წრის რადიუსთან, რომლის შიგნით ვითარდება ლოკალური მაღონური სტრუქტურა არის პარაბოლური. ეს კი ამართლებს ჩვენს მიერ შერჩეული რელიეფის ფორმას.

ზემოთ აღნიშნული იყო, რომ ამიერკავკასიაზე პროცესებს აქვთ ჰაერის მასების დასავლეთ-აღმოსავლეთის შემოჭრების ტენდენცია. ასეთ პერიოდებში ხშირად დაიკვირვება ხანგრძლივი დროით შემფოთებები, თითქმის ნაკადზე დამოუკიდებლად [39]. მაგალითისთვის ავიღოთ 2010 წლის 12 ივლისიდან აგვისტოს ბოლომდე, ანტიციკლონური ბლოკინგური სიტუაცია ამიერკავკასიაზე მაღალი ტემპერატურით და სუსტი ქარით ტროპოსფეროს სხვადასხვა სიმაღლეზე. ამ პირობებში მცირე ცირკულაციური პროცესების მოდელირებისათვის, მთავარია ლოკალური რელიეფური პირობები. მთა-გორიანი ტერიტორიისათვის შეიძლება მივიღოთ, რომ სიჩქარის ველის შემფოთება განსაზღვრულ პირობებში პროპორციულია დენის ფუნქციის გრადიენტისა [12,33]:

$$\psi = \frac{Q}{4\pi r} \quad (2.5.20)$$

სადაც Q -შემფოთების სიმძლავრეა. ასეთ შემთხვევაში შეიძლება მივიღოთ, რომ $U = const$ და ჰაერის ნაკადის ჰორიზონტალური ადვექცია გამოვთვალოთ ფორმულით [39,63,81]:

$$A = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial \Delta \psi}{\partial x},$$

პოლარულ კოორდინატთა ზემოთ მითითებულ სისტემაში გვექნება

$$A = -\frac{3Q^2 \sin 2\vartheta}{32\pi r^6} \quad (2.5.21)$$

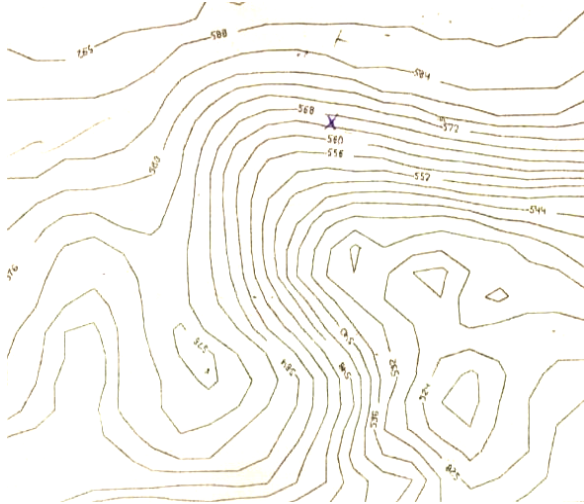
რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით კი

$$A = -\frac{Q^2}{4\pi r^2} (b \cos \vartheta - a \sin \vartheta) \quad (2.5.22)$$

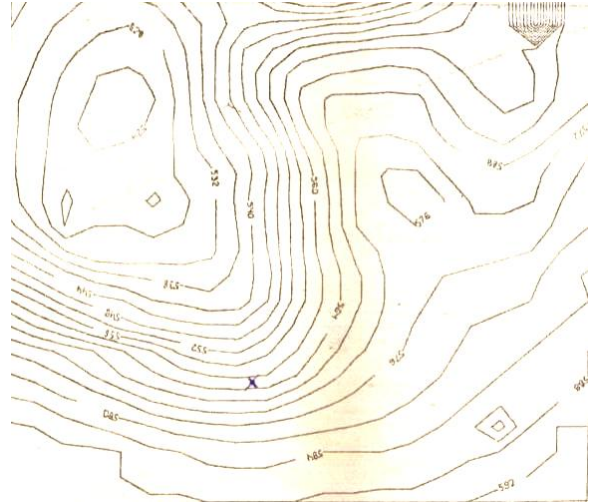
იმ შემთხვევაში, როცა რელიეფის ფორმა აღიწერება პარაბოლური ტიპის განტოლებით, რომელიც შეესაბამება (2.5.14) დამოკიდებულების ამოხსნას $r=R$ პირობისას (იხ. ნახ. 2.5.5), გვაქვს ნაკადის შემფოთების ჰორიზონტალურად სუსტი გავრცელება, მანძილის მე-6

ხარისხის უკუპროპორციულად. პოლარულ კუთხის $(0, 2-\pi)$ შუალედში $\frac{\pi}{8}$ ბიჯით

ცვლილებისას, შესაბამისი ფუნქციის სახე $r=500$ და $r=100$ მეტრისთვის მოცემულია ნახაზზე (ნახ.2.5.6, ნახ.2.5.7). რაც მიუთითებს, რომ აღნიშნული ატმოსფერული პროცესები ლოკალური რელიეფის გავლენით, იძენს მადონურ ბუნებას ორი ცენტრით ($r=0$ და $r=R$). სტრუქტურის ხანგრძლივობა განისაზღვრება საათებით და დღე-ღამითაც კი. ზოგადად მადონური სტრუქტურა ჩახვეულებებით არ მიიღება, ვინაიდან აღებული ტერიტორიის სიდიდე არასაკმარისი აღმოჩნდა შესაბამისი სტრუქტურის ჩასახვა-განვითარებისათვის.



ნახ.2.5.1.



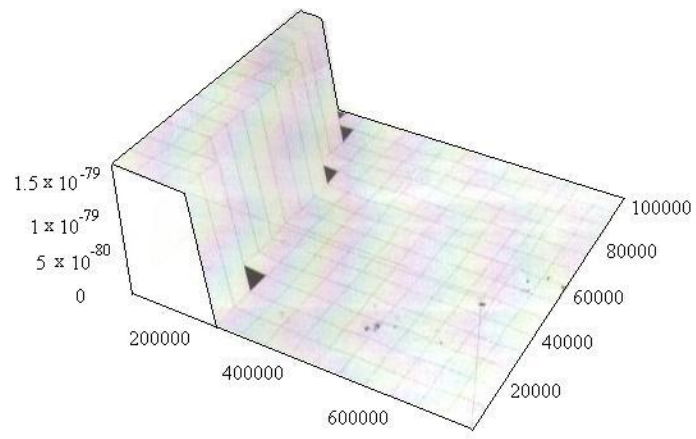
ნახ.2.5.2.



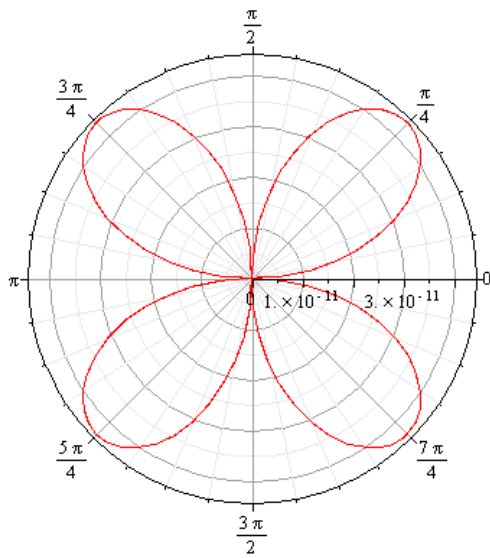
ნახ. 2.5.3.



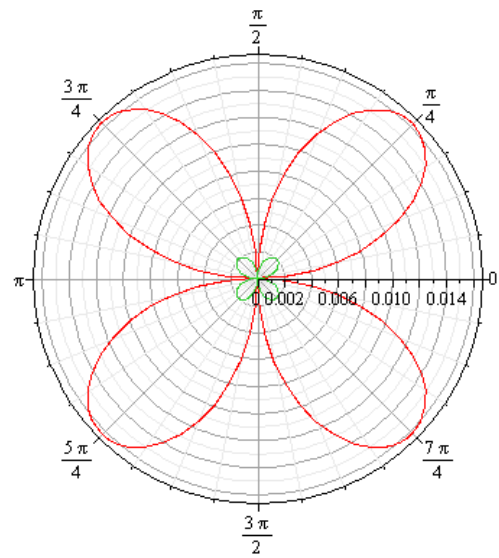
ნახ. 2.5.4.



бсб.2.5.5.



бсб.2.5.6.



бсб.2.5.7.

ახი 3. ლოკალური ატმოსფერული პროცესების მოდელური ბათვილები

3.1. ლოკალური რეგიონებისათვის მეტეოროლოგიური ელემენტების გრადიენტული მნიშვნელობების გათვლა „სამკუთხედის“ მეთოდით

ამ მეთოდის გამოყენებისათვის შერჩეული უნდა იყოს საქართველოს ტერიტორიის ნებისმიერი მიკროპოლიგონი რადიუსით 20-დან 100კმ-მდე. ამ პოლიგონზე აიღება ნებისმიერად განლაგებული სამი მეტეოროლოგიური სადგური, რომლებზეც არის მინიმუმ 10-წლიანი სტანდარტული დაკვირვებები. მაგალითად საჩხერე, წიფა, გორი შექმნის ერთ სამკუთხედს. ნახ.3.1.1-3.1.3. სამკუთხედის შიგა სივრცეში გამოითვლება მეტეოროლოგიური სიდიდეების გრადიენტული მნიშვნელობები შემდეგი ფორმულით [15].

$$\frac{\partial f}{\partial n} = \sqrt{\frac{(f_c - f_A)^2}{(CA)^2} + \frac{(f_B - f_A)^2}{(AB)^2} + \frac{(f_c - f_A)(f_B - f_A) \cos \delta}{CA \cdot AB}} \quad (3.1.1),$$

სადაც, f -ის ქვეშ იგულისხმება ნებისმიერი მეტეოროლოგიური ელემენტი. მეთოდის პროცედურა შემდეგია:

- 1) შერჩეს სამი სადგური, სადაც დაკვირვების პერიოდი მინიმუმ 10 წელია;
- 2) ამ პუნქტებში გამოითვალოს წნევის გრადიენტები (3.1.1.) ფორმულით;
- 3) წნევის გრადიენტით განისაზღვრება გეოსტროფიული ქარის სიდიდე;
- 4) დედამიწის მოსილობის Z_0 სიმაღლით (აიღება სპეციალური ცხრილებიდან) და ქარის გეოსტროფიული მნიშვნელობით განისაზღვრება როსბის პარამეტრი ფორმულით:

$$R_0 = \frac{G_g}{I_{z_0}};$$

- 5) კვლავ ცხრილიდან [15] შერჩევა ხახუნის გეოსტროფიული კოეფიციენტი x და მისი დახმარებით დინამიკური სიჩქარე გამოითვლება ფორმულით [31.45]:

$$v^* = \chi \gamma G, \quad (3.1.2) \quad \text{სადაც } \gamma = 1.4 \text{ კარმანის მუდმივაა,}$$

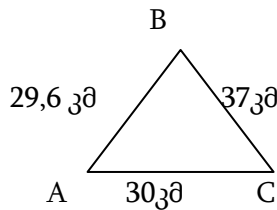
- 6) ხახუნის დაძაბულობის მდგენელები OX და OY ღერძების მიმართ განისაზღვრება დამოკიდებულებით [15] $\tau_{0x} = \tau_0 \cos \delta; \tau_{0y} = \tau_0 \sin \delta$ (3.1.3), სადაც δ - არის კუთხე τ

- სა და X ღერძს შორის;

- 7) A,B,C პუნქტებში აიღება ქარის „ვარდი“ და განისაზღვრება ნაკადის გაბატონებული მიმართულება;

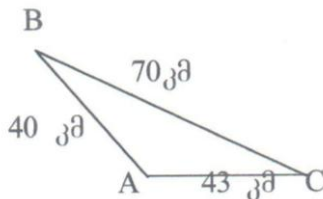
- 8) საძიებელი W_n განისაზღვრება (2.3.16) ფორმულით:

I. მაგალითისათვის ავიღოთ სამკუთხედი - A- საქარა, B- საჩხერე, C -წიფა:



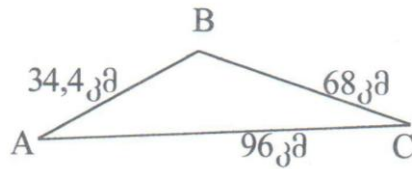
ნახ.3.1.1.

II. მიკროპოლიგონი. ΔABC შეესაბამება შემდეგ სადგურებს: A-საშური, B-საჩხერე, C-გორი:



ნახ.3.1.2

III. მიკროპოლიგონი. ΔABC შეესაბამება შემდეგ სადგურებს: A-სამტრედია, B-ქუთაისი, C-წიფა:



ნახ.3.1.3.

ამ მიკრორეგიონისათვის გამოთვლილი პარამეტრები მოყვანილია ცხრილში 3.1.1 ცხრილი 3.1.1.

თვეები	$\frac{\partial p}{\partial n} \cdot 10^{-3}$	$\chi (Z=1\theta)$	R_0	ν^* (მ/წმ)			W (მ/წმ)
						C	
იანვარი	14,3	0,122	$10 \cdot 10^4$	0,66	0,53	0,45	0,43
მაისი	13,7	0,153	$9,8 \cdot 10^4$	0,78	0,64	0,51	0,54
აგვისტო	13,4	0,153	$9,6 \cdot 10^4$	0,78	0,62	0,50	0,56
ნოემბერი	13,7	0,153	$9,8 \cdot 10^4$	0,79	0,64	0,51	0,54

საინტერესოა, რომ განხილულ რეგიონზე ვერტიკალური სიჩქარის მნიშვნელობა ახლოს არის თბილისში ბირთ-პილოტური მეთოდით მიღებულ სიდიდესთან. სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელის განსაზღვრისათვის შეიძლება ვისარგებლოთ ფიზიკურად მართებული, მთა-გორიანი რეგიონებისათვის დაკვირვებებით დადგენილი ფაქტით. კერძოდ, რომ ვერტიკალური სიჩქარე მთის კალთის გასწვრივ იცვლება ნულიდან (მთის ძირში) მაქსიმალურ სიდიდემდე (გარკვეულ დონეზე), შემდეგ მცირდება და მთის მწვერვალზე კვლავ ნული ხდება. ამ ფაქტის საფუძველზე ვერტიკალური სიჩქარე გამოითვლება დამოკიდებულებით [11.29.56.]

$$W = u \frac{\partial \Delta \xi_1}{\partial x} + v \frac{\partial \Delta \xi_2}{\partial y},$$

სადაც ξ_1 არის OX ღერძის გასწვრივ მათაა შორის მანძილი, ξ_2 შესაბამისად OY ღერძის გასწვრივ. ირველ მიახლოებაში შეიძლება გამოვიყენოთ ფორმულა[11]:

$$W = V(z) \frac{\Delta h}{\Delta y} \quad (3.1.4)$$

აქ Δh ორ პუნქტს შორის სიმაღლეთა სხვაობაა; Δy ამ პუნქტებს შორის მანძილი. $v(z)$ კი განისაზღვრება ცნობილი გამოსახულებით [11,64]:

$$v(z) = G_g \sqrt{2} \sin \alpha_0 e^{at} \sin(\alpha_0 + \frac{3}{4}\pi - \alpha_0 z) \quad (3.1.5),$$

სადაც G_g გეოსტროფიული ქარია, α_0 კუთხე G_g -ს მიმართულებასა და დედამიწის ზედაპირს შორის (იცვლება 0° -დან 60° -მდე);

$$a = \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi}{k}}$$

ე.წ. კოჩინის რიცხვი [15,19]; ω -დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე; φ -გეოგრაფიული განედი; k -ტურბულენტობის კოეფიციენტი; თუ რელიეფის გავლენით წარმოშობილი ჩახვეულებების r რადიუსი შეფასებულია, მაშინ კოჩინის რიცხვი შეიძლება წარმოვადგინოთ ასე:

$$a = \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi + \frac{U_g}{r}}{K}} \quad (3.1.6)$$

კოჩინის რიცხვის ასეთი წარმოდგენა სიახლეა და პირველად ხორციელდება. შევნიშნოთ, რომ (3.1.6)-ში გეოსტროფიული ქარის ნაცვლად, შეიძლება აღებული იქნას რეალური ქარის სიდიდე ფლუგერის სიმაღლეზე. განისაზღვრება რა ვერტიკალური სიჩქარე მოცემულ ტერიტორიაზე, მაშინ შეფასდება არამდგრადობის ენერგია, შესაბამისად კონვექციური ღრუბლების სტრუქტურა [27,28,79]. ყოველივე ეს კი განაპირობებს შეფასებულ ღრუბელზე ხელოვნური ზემოქმედების

შინაარსს, ჩასატარებელი ღონისძიებების ბუნებას და მითითებულ ტერიტორიაზე ყოველდღიური ამინდის ცვლილებას.

3.2. ქარის სიჩქარის სიდიდის განსაზღვრა მთა-ხეობიან ტერიტორიაზე „ტეხილის“ მეთოდით.

ქარი არის ჰაერის მასების მოძრაობა, თვალის უხილავი შედეგებით შემჩნეული ატმოსფერული მოვლენა. იგი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მეტეოროლოგიურ პროცესებზე: იწვევს კლიმატის ხასიათის შეცვლას, ქანების ეროზიას და სხვადასხვა გეოლოგიურ-გეოგრაფიული მოვლენების დაჩქარებას, დიდი რაოდენობით გადააქვს მტვერი და სხვა მინარეგები, მოქმედებს ცხოველებზე და ადამიანზე. განსაკუთრებით აღსანიშნავია ქარის კინეტიკური ენერჯის გარდაქმნა ელექტროენერჯად, რის გამოც ქარს საკმაოდ დიდი მნიშვნელობა აქვს საზოგადოების ენერგეტიკულ უზრუნველყოფაში.

ქარის რეჟიმის ცვლილების ბუნებიდან გამომდინარე, ნათლად ჩანს ლოკალურ-რეგიონალურ პირობებში ქარის რეჟიმის შესწავლის უდიდესი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა. ქარის ველის შესწავლის თეორიული საფუძველი არის ატმოსფეროს პიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა. მიწისპირა ფენაში, მთა-გორიან ტერიტორიაზე [1,14,17,19] რელიეფის გავლენის გამო, ქარი არ არის გეოსტროფიული და მის ბუნებაზე გავლენას ახდენს ხახუნის ძალა, რომელიც აუცილებლად არის გასათვალისწინებელი. მივიღოთ, რომ ჰაერის ნაკადის ჰორიზონტალური სიჩქარის დამოკიდებულება სიმაღლეზე მოიცემა პრანტლის ფორმულით [1,15,43]:

$$c(z) = \frac{v^*}{\gamma} \ln \frac{z+z_0}{z_0} \quad (3.2.1)$$

სადაც $v^* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$ დინამიკური სიჩქარეა, γ -კარმანის მუდმივა, z_0 - დედამიწის მოსილობის

სიმაღლე. ამრიგად, როგორც (3.2.1)-დან ჩანს ქარის სიჩქარე მიწისპირა ფენაში ზედაპირთან ახლოს სწრაფად იზრდება, შემდეგ კი ზრდა თანდათანობით ნელდება, ცხადია ატმოსფეროს სტრატოფიკაციის გათვალისწინებით. სინამდვილეში ქარი ყოველთვის მეტ-ნაკლებად განსხვავდება გეოსტროფიულისაგან. ეს განსხვავება მაქსიმუმ 3,5 მ/წმ, ანუ ფაქტიური ქარის 32% აღწევს და მინიმუმ 1 მ/წმ (10%). არის გეოსტროფიული მნიშვნელობიდან გადახრის მოდულისათვის მიღებულია, რომ [1]

$$[\bar{V}] = \frac{1}{l} \sqrt{\frac{d_r u}{dt} + \frac{d_r v}{dt}} \quad (3.2.2)$$

აგეოსტროფიული ქარის მიმართულებისათვის დადგენილია პრაქტიკული მნიშვნელობის წესი: ნაკადის მოძრაობის მიმართულებით, ქარის აბსოლუტური სიდიდის ზრდისას აგეოსტროფიული ქარი მიმართულია სიჩქარის მიმართულებიდან მარცხნივ, ხოლო შესუსტების შემთხვევაში კი მარჯვნივ.

ახლა განვიხილოთ მიწისპირა ფენაში ოროგრაფიული ფაქტორის გავლენის ერთ-ერთი მარტივი, პრაქტიკული მეთოდი ე. წ. „ტეხილის“ მეთოდი. მეთოდის საფუძველია ქარის სიჩქარის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების უკვე მითითებული ლოგარითმული კანონი [15.43]. თუ ჰაერის ნაკადი მთის შემხვედრია, ე.ი. აღმავალი დინებაა, მაშინ ამ ფორმულას ასე ჩავწერთ:

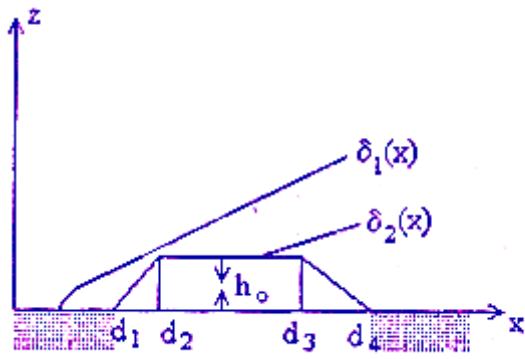
$$U = U_1 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad (3.2.3)$$

ხოლო, როცა დაღმავალია დინება, მაშინ

$$U = U_1(x) \frac{\ln \frac{z-h(x)}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad (3.2.4)$$

მიღებულია $U_1(x) = U_1^*(x)$, რომელიც შეიძლება განისაზღვროს ჰაერის ნაკადში შეშფოთების ჩაქრობის პირობით:

$$U_1^*(x) = U_1(x = d_1) \quad (3.2.5)$$



(ა)

ნახ. 3.2.1

რელიეფი წარმოდგება ტეხილით (ნახ.3.2.1), რომელიც აღიწერება ფორმულით:

$$h(x) = h_0 \left[1 - \left(\frac{x-d_2}{d_2-d_1} \right)^2 \right]^2, \text{ როცა } d_1 \leq x \leq d_2 \quad (3.2.9)$$

$$h(x) = h_0 \left[1 - \left(\frac{x-d_3}{d_4-d_3} \right)^2 \right]^2, \text{ როცა } d_3 \leq x \leq d_4 \quad (3.2.10)$$

სოლო $h(x) = h_0$, როცა $d_2 \leq x \leq d_3$; $h(x) = 0$, როცა $x \leq d_1$ და $x \geq d_4$. ამ ფორმულებში U_1 იქნება ქარის სიჩქარე საწყის პუნქტში (რელიეფის დასაწყისში), ასაღებია სამი მნიშვნელობა მაქ. მინ. და საშუალო. z_0 იცვლება 3 სმ-დან (თოვლის საფარი) 130 სმ-მდე (ხორბლის ყანა, ბუჩქნარი, მცირე სიმაღლის ტყე და ა.შ.); $h_0 = (30-50)$ მ. z_1 იცვლება რამდენიმე მეტრიდან ფლუგერის სიმაღლემდე. ქარის სიჩქარე z_1 დონეზე მიახლოებით შეიძლება ასე დაითვალოს: ლიტერატურიდან ცნობილია, რომ 100 მეტრ სიმაღლეზე სიჩქარე მაქსიმალურია და უდრის 40 მ/წმ-ს. ასევე მიღებულია, რომ სიმაღლის შემცირებით ქარის სიდიდე პროპორციულად მცირდება. აქედან გამომდინარე, მაგალითად 6 მეტრ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე იქნება 2,4 მ/წმ. კავშირი ქარის სიჩქარესა და ტურბულენტობის კოეფიციენტს შორის მოყვანილი მეთოდით, დამყარებულია დაშვებაზე, რომ მათ შორის სამართლიანია პროპორციული დამოკიდებულება, მაგალითად შემდეგი სახით [15]:

$$k_z = v + \alpha_1 U_1(x) [z - h(x)] \quad (3.2.11)$$

სადაც v ემპირიულად შეირჩევა 0-დან 1-ის ფარგლებში; $\alpha_1 = \frac{k_1^0}{u_1^0}$, $k_1^0 = k_1$ -ის მნიშვნელობას

სწორ-ბრტყელ ზედაპირის უბანზე. U_1^* იქნება სიჩქარე რელიეფის ბოლო პუნქტში. შეიძლება „ტეხილის“ მეთოდი გამოყენებული იქნას რამდენიმეჯერ თანმიმდევრობით, პარამეტრების შესაბამისი ცვლილებით. მაგალითისათვის ავიღოთ წყალტუბო, ქუთაისი, ზესტაფონის მონაკვეთი და მივიღოთ პარამეტრების შემდეგი მნიშვნელობები: დაუშვათ, რომ $d_1 = 0$ - ემთხვეოდეს კოორდინატთა სათავეს; $d_2 = 10^4$ მ - მანძილი წყალტუბოდან ქუთაისამდე; $d_3 = 5 \cdot 10^4$ მ - მანძილი ქუთაისიდან საქარამდე; $d_4 = 1,5 \cdot 10^4$ მ - მანძილი საქარადან ზესტაფონამდე; z_0 დედამიწის „მოსილობის“ სიმაღლე იცვლება 30სმ-დან 2 მეტრამდე; z_1 მეტრიდან (ფლუგერის სიმაღლე); z იცვლება 2 მეტრიდან 60 მეტრამდე; $h_0 = 60$ მ, რადგან $u_1 = u|_{x=d_4}$ ამიტომ იგი განისაზღვრება, ზემოთ მითითებული, სიჩქარის სიმაღლეზე პროპორციული დამოკიდებულებით, ქედის მიმართ ჰაერის აღმავალი და დაღმავალი ნაკადისათვის ცალ-ცალკე. თუ პირველი შემთხვევისათვის საწყის სიმაღლედ მივიღებთ 12 მეტრს, ხოლო მეორესთვის 4 მეტრს, მაშინ შესაბამისად:

$$U_1^\uparrow = 4,8 \text{ მ/წმ და } U_1^\downarrow = 1,6 \text{ მ/წმ. აღმავალი დინებისათვის (9) ფორმულით მივიღებთ}$$

$h(x) = 33,75$ მ. ხოლო $U(x) = 5,6$ მ/წმ. დაღმავალი ნაკადისათვის კი შესაბამისად: $h_0 = 35,6$ მ და $U(x) = 1,76$ მ/წმ. განხილულ მონაკვეთზე ქარის მიღებული სიდიდეები კარგ თანხმობაშია ოპერატიულ პრაქტიკაში დაკვირვებულ მნიშვნელობებთან, ცდომილება (15-20)%, რაც ქარის ველისათვის დასაშვებ მიახლოებად ითვლება. განხილულ მაგალითში, თუ $v = 0,5$, ხოლო

k_1^0 იცვლება (4-10) მ.კვ/წმ -ის ფარგლებში, მაშინ (3.2.11)-ის მიხედვით მივიღებთ: $k_z=(9,9-20,6)$ კვ.მ/წმ. ეს სიდიდეც მთის ზედაპირიდან 5 მეტრ სიმაღლეზე აგრეთვე მისაღებია.

აღნიშნული მიდგომა შეიძლება გამოყენებული იყოს მთა-ბარის ან მთა -ხეობის გასწვრივ რამდენიმე ასეულ კილომეტრზეც ე.წ. „მცოცავი ტეხილის“ მოდელით. პირველ შერჩეულ ტრასის ბოლოში ამ მეთოდით გამოთვლილი სიჩქარე მიიღება სიჩქარის საწყის მნიშვნელობად, შემდგომი უბნის დასაწყისის საწყის სიჩქარედ და განხორციელდება შესაბამისი გათვლები და ასე შემდეგ მთელ ტრასაზე. მეთოდიკა და შედეგები ტეხილის მეთოდით მიღებული, რაც შეიძლება მცირე ტერიტორიაზე (რამდენიმე კილომეტრის სიგრძეზე) რეგიონის მიკრომეტეო პარამეტრების გავლენის გათვალისწინებით, რეკომენდებულია სატყეო მეურნეობის მუშაკთათვის ტყე-ხეივანების გაშენების გეგმების შედგენა-განხორციელების პერიოდში.

3.3. ქარის კინეტიკური ენერჯის შეფასება საქართველოს რთულ ოროგრაფიულ ტერიტორიაზე.

ჯერ კიდევ ლორენცის მიერ [69] იქნა აღნიშნული, რომ მეტეოროლოგიური სიტუაციების სივრცეში და დროში ცვლილებაზე მეტად, მნიშვნელოვანია მუდმივ მომქმედი გარეგანი ძალის გავლენა. ასეთი ძალების საწინააღმდეგო მაგალითია, მთა-გორიან ტერიტორიაზე ხახუნის ძალების არსებობა მიწისპირა ფენაში. სწორედ ეს ძალები იწვევენ კინეტიკური ენერჯის დისიპაციას და ზრდიან მეტეოროლოგიური ელემენტების დროში პროგნოზირების ალბათობას [70].

ცნობილია, რომ ატმოსფერული პროცესების პროგნოზირების პრინციპი მდგომარეობს შემდეგში: რაიმე მიზეზით იცვლება სიტუაციის საწყისი მდგომარეობა, რომელიც უნდა აისახოს ამ პროცესების აღმწერი ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა დროით ინტეგრირებაში. თავდაპირველი და შეცვლილი საწყისი პირობებით მიღებული ინტეგრირების შედეგების შედარებით, უნდა დადგინდეს რა დრომდე რჩება ორივე შედეგი ერთმანეთთან ახლოს წინასწარ შეფასებული სიზუსტით. ოპერატიულმა პრაქტიკამ აჩვენა, რომ საწყის მონაცემებში არსებულ გაურკვევლობასთან ერთად, საჭიროა გათვალისწინებული იქნას გარეგანი ძალების თავისებურებანი, რომლებიც ნაკადში გამოვლინდებიან ხახუნისა და სიბლანტის ძალების სახით [25,56,73].

ასეთი საკითხების დასმა და შესწავლა, განსაკუთრებით საყურადღებოა ატმოსფერული პროცესების ცვლილების დასახასიათებლად ისეთი რთული ფიზიკურ-გეოგრაფიული ოროგრაფიის მქონე რეგიონისათვის, როგორცაა ამიერკავკასია. როგორც ცნობილია, მითითებული რეგიონის სამ მეოთხედზე მეტი ტერიტორია დასერილია დიდი მთაგრეხილებით, ხეობებით და ბურცობებით. ასეთ რელიეფი კი ხელს უწყობს გარკვეული სახის აღმავალი დინებების წარმოშობა-განვითარებას. ისინი წარმოადგენენ გარეგანი ძალების ბუნებრივ წყაროს ჰაერის მასების სხვადასხვა შემოჭრების დროს; იწვევენ ზოგად ატმოსფერული ცირკულაციური პროცესების გამწვავებას; სხვადასხვა სახის სტიქიურ ჰიდრომეტეოროლოგიურ და მასთან დაკავშირებულ გეოლოგიურ მოვლენებს. ლოკალურ რეგიონებში, სწორედ ოროგრაფიული თავისებურება ზრდის თავსხმა ნალექების, წყალდიდობის, წყალმოვარდნის, ღვარცოფების, მეწყერების, ძლიერი ქარების, გვალვების, ჰაერის ექსტრემალურად მაღალი და დაბალი ტემპერატურის ფორმირების და სხვა მოვლენების განმეორადობის ინტენსიობას. დღეისათვის მრავალწლიური ჰიდრომეტეოროლოგიური დაკვირვებების მონაცემთა ანალიზი უჩვენებს, რომ ბოლო ათწლეულში სტიქიური მოვლენების განმეორადობა 2-3 -ჯერ აღემატება წინა პერიოდის ანალოგიურ მაჩვენებელს. ყოველივე ეს მიუთითებს ჰაერის ნაკადის კინეტიკური ენერჯის შეფასების აუცილებლობაზე.

ამოცანის სირთულის გამო პირველ მიახლოებაში, უნდა შესწავლილი იქნას მარტივი მოძრაობა - ჰაერის მასების ადვექციური გადატანა, როცა შემფოთება გვაქვს საწყის პირობებში და გარეგან ძალებში [25.]. მაგალითად გაირკვეს: მიკროცირკულაციური არეების წარმოქმნა მთის ორივე მხარეს (სურამის ქედი); მთა-ხეობების ქარი, რომელიც სხვადასხვა მიმართულებით ქრის დღე-ღამის სხვადასხვა პერიოდში; სეტყვის შემცველი ელტექის ღრუბლების წარმოშობის მექანიზმი და სხვა ლოკალური ატმოსფერული პროცესები. აღნიშნული მოვლენების შესწავლისათვის კვლავ გამოიყენება ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა.

თავდაპირველად (პირველ მიახლოებაში) დაშვებულია, რომ პროცესები შეიძლება აღიწეროს ადვექციის მარტივი განტოლებით [13.16.25].

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\varepsilon u + B(v - u)$$

სადაც εu - ბლანტი დისიპაცია (ენერჯის შესუსტება სიბლანტის გამო), B -მუდმივაა. ეს ფორმა ექვივალენტურ-ბაროტროპული მოდელით ზედაპირული ხახუნის ძალის აღწერის ტოლფასია. ვინაიდან შრომაში [25] ამ განტოლების ბოლო წევრი ასახავდა ნიუტონისებური იძულებითი ძალების გავლენას, რომელიც მდგომარეობდა U -ს გაზრდაში, როცა $U < V$ -ზე და შემცირებაში, როცა $U > V$ -ზე. ამიტომ, ფიზიკური მოსახრებიდან გამომდინარე, ჩვენ ეს წევრი დაუუკავშირეთ დედამიწის რელიეფის გავლენის გათვალისწინებას. დაუშვით, რომ სწორედ ეს წევრი იწვევს იძულებით კონვექციას W ვერტიკალური სიჩქარით, რომელიც წარმოდგება ფორმულით [1,36,45,62]:

$$W = u \frac{\partial Z(x, y)}{\partial x} + v \frac{\partial Z(x, y)}{\partial y},$$

სადაც $Z(x, y)$ - დედამიწის რელიეფის აღმწერი ფუნქციაა; ამრიგად გვაქვს განტოლება:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\varepsilon u + B \left(u \frac{\partial Z(x, y)}{\partial x} + v \frac{\partial Z(x, y)}{\partial y} \right) \quad (3.3.1)$$

(3.3.1) განტოლება სასურველია ჩაიწეროს უგანზომილებო სიდიდეებში, თუ შემოვიტანთ აღნიშვნებს [25]:

$$U = \frac{ku}{\varepsilon}, \tau = \varepsilon t, X = kx, \beta = \frac{B}{\varepsilon}, V = \frac{kv}{\varepsilon},$$

სადაც k მუდმივი კოეფიციენტია, რომლის სიდიდე დამოკიდებულია ჰაერის ნაკადის მასშტაბურ ზომებზე. მათი გათვალისწინებით მივიღებთ:

$$\frac{\partial U}{\partial \tau} + U \frac{\partial U}{\partial X} = -U + \beta \left(U \frac{\partial Z}{\partial X} + V \frac{\partial Z}{\partial Y} \right) \quad (3.3.2)$$

წარმოვადგინოთ საძიებელი ფუნქცია ფურიეს მწკრივის სახით [7], კერძოდ

$$U(X, \tau) = \sum_{n=1}^{\infty} U_n(\tau) \sin nkx \quad (3.3.3)$$

(3.3.3)-ის ჩასმით (3.3.2)-ში, მივიღებთ განტოლებათა უსასრულო სისტემას:

$$\frac{dU_n}{d\tau} = \frac{n}{2} \sum_{m=1}^{\infty} U_m U_{m+n} - \frac{1}{2} \sum_{m=1}^{n-1} m U_m U_{n+m} - U_n + \beta \left[\left(U \frac{\partial Z}{\partial X} \right)_n + \left(V \frac{\partial Z}{\partial Y} \right)_n \right] \quad (3.3.4)$$

მიღებული განტოლება შეიძლება ვაინტეგრალთ რიცხვითი მეთოდით, როცა განსაზღვრული იქნება განტოლებათა n რაოდენობა. ასეთი მიდგომა რელიეფის გავლენის გარეშე, განხორციელებული აქვს რამდენიმე ავტორს [25,72,73]. მათ მიიღეს, რომ არსებობს ისეთი მდგომარეობა, რომელიც ასიმპტოტურად უახლოვდება თავდაპირველ საწყის მდგომარეობას, ენერჯია გადადის პირველი კომპონენტიდან მეორეზე მანამ, სანამ დისიპაცია მოიყვანს მთელ მოძრაობას წონასწორობაში. გამოვიყენოთ იგივე მიდგომა (3.3.4) განტოლებისათვის. უპირველეს ყოვლისა განვიხილოთ შემთხვევა $n=1,2$, მაშინ გვაქვს:

$$\begin{aligned} \frac{du_1}{d\tau} &= \frac{1}{2} u_1 u_2 - u_1 - \beta \left(u_1 \frac{\partial Z}{\partial x} + v_1 \frac{\partial Z}{\partial y} \right) \\ \frac{du_2}{d\tau} &= -\frac{1}{2} u_1^2 - u_2 - \beta \left(u_2 \frac{\partial Z}{\partial x} + v_2 \frac{\partial Z}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (3.3.5)$$

(3.3.5) სისტემის მარჯვენა მხარეს მესამე წევრები, გარკვეული გარდაქმნებით მიიყვანება გამოსახულებამდე [73]:

$$W = \frac{1}{\ln \rho} (\ln \eta, p) \quad (3.3.6)$$

სადაც სიდიდეები და სიმბოლოები უკვე მითითებული გვაქვს. (3.3.5) შეიძლება ასე ჩაიწეროს:

$$\begin{aligned} \frac{du_1}{d\tau} &= \frac{1}{2}u_1u_2 - u_1 - \beta W_1 \\ \frac{du_2}{d\tau} &= -\frac{1}{2}u_1^2 - u_2 - \beta W_2 \end{aligned} \quad (3.3.7)$$

თუ მივიღებთ, რომ გარეგანი ძალა $\beta W=0$, მაშინ გვაქვს სტაციონალური მდგომარეობა, ამიტომ მოსალოდნელია, რომ სისტემას ექნება ისეთი მდგომარეობაც, რომელიც ასიმპტოტურად უახლოვდება $(0,0)$ -ს. ამ დაშვებით ცალ-ცალკე განვიხილოთ (3.3.7) სისტემა წრფივი და არაწრფივი შემთხვევებისათვის. წრფივი განტოლებებისათვის მიღებულია ამოხსნა [25]:

$$u_1 = u_{1,0}e^{-\tau}, u_2 = u_{2,0}e^{-\tau} \quad \text{ან} \quad r = r_0e^{-\tau}; \quad (3.3.8),$$

სადაც $r = \sqrt{u_1^2 + u_2^2}; r_0 = \sqrt{u_{1,0}^2 + u_{2,0}^2}$. რაწრფივ შემთხვევაში სათანადო კომბინაციით შეიძლება მიღებული იქნას შემდეგი სახის განტოლება [25]:

$$\frac{d}{d\tau}(u_1^2 + u_2^2) = -2(u_1^2 + u_2^2) \quad (3.3.9),$$

რომლის ამოხსნასაც (3.3.8) სახე აქვს. ორივე შემთხვევის ამოხსნის ინდენტობა მიუთითებს მასზე, რომ ადვექტიური წევრები არ ახდენენ გავლენას კინეტიკური ენერჯის შემცირების ხასიათზე. ისინი არსებითად მოქმედებენ ტრანექტორიაზე [25]. კინეტიკური ენერჯის ცვლილება ხორციელდება რელიევის გავლენით. მიუხედავად საწყისი სისტემის არაწრფივობისა, მისი ანალიზური ამოხსნა არის მიღებული საკმაოდ რთული სახის, ჰიპერბოლური ფუნქციების კომბინაციით [25,40,44].

ახლა შევეცადოთ ვიპოვოთ (7)-ის ამოხსნა, როცა W არ უდრის ნულს. (6)-ის გათვალისწინებით გვექნება განტოლება:

$$\frac{d(U_1^2 + U_2^2)}{d\tau} + 2(U_1^2 + U_2^2) = -\frac{\beta}{l\eta\rho}(\ln \eta, p) \quad (3.3.10)$$

განტოლება (3.3.10) დამოკიდებულია β -ზე, რომელიც ფიზიკური მოსაზრებიდან გამომდინარე უნდა იყოს კორიოლისის პარამეტრის პროპორციული, ხოლო პროპორციულობის კოეფიციენტი, რამდენიმე ერთეულს არ უნდა აღემატებოდეს (დამოკიდებული იქნება დისიპაციის ენერჯის სიდიდეზე). მიღებული განტოლება არის არაერთგვაროვანი დიფერენციალური განტოლება, რომლის ამოხსნა უდრის შესაბამისი ერთგვაროვანი განტოლების ზოგად ამოხსნას, დამატებული არაერთგვაროვანი განტოლების კერძო ამონახსნი. ზოგადი ამოხსნა უკვე გვაქვს (3.3.8) -ის სახით, ხოლო კერძო ამოხსნისათვის, გამოვიყენებთ რამდენიმე ვარიაციის მეთოდს [8,67], არაერთგვაროვანი განტოლების სრული ამოხსნა ასე ჩაიწერება :

$$E = -\frac{\beta e^{-\tau}}{2l\rho} \int_{\tau_1}^{\tau_2} e^{-\tau} \frac{1}{\eta} (\ln \eta, p) d\tau; \quad E = \frac{\beta}{2l\eta} e^{-\tau} \int_{\tau_1}^{\tau_2} e^{-\tau} (p, \ln \eta) d\tau, \quad (3.3.11)$$

ინტეგრირების შემდეგ გვექნება:

$$u_1^2 + u_2^2 = \frac{1}{2}[1 + (u_{1,0}^2 + u_{2,0}^2)]e^{-2\tau} + \frac{\beta}{l\rho\eta}(\ln \eta, p) \quad (3.3.12),$$

(3.3.12) ჩავწეროთ ასე:

$$E = (0, 25 + 0, 5E_0)e^{-2\tau} - \frac{\beta}{l\rho\eta}(\ln \eta, p) \quad (3.3.13)$$

ანდა $E = E_1 + E_2$, სადაც E_1 არის დროზე დამოკიდებული წევრი, ხოლო E_2 რელიევის გავლენით წარმოქმნილი.

კინეტიკური ენერჯის ასეთი გამოსახვა მიღებულია პირველად და მკაფიოდ ასახავს ფიზიკური რელიევის გავლენას ჰაერის ნაკადის (შესაძლებელია სითხის) მოძრაობაზე. ნიშანი მინუსი

მიუთითებს, რომ რელიეფის გავლენით კინეტიკური ენერგია სუსტდება, რაც ყოველდღიურ ოპერატიულ პრაქტიკაში დაიკვირვება. რაც შეეხება სიჩქარეთა ველის ტრაექტორიას [აგებული (U,V) სიბრტყეზე], რომელიც საწყის ველში სწორი ხაზი იყო, ხდება ჰიპერბოლა [25], რომლის პარამეტრები დამოკიდებული არის მთა-გორიანობის გავრცელებაზე, დედამიწის პარალელსა და მერიდიანის გასწვრივ. ზოგადი სახით სისტემის ამოსხნა ანალიზურად არ ხერხდება, უნდა მივმართოთ რიცხვითი მეთოდების გამოყენებას, რაც შემდგომშია განსახორციელებელი [40].

მოდელური გათვლები

შევაფასოთ (3.3.13)-ის თითოეული შესაკრები. დროზე დამოკიდებული წვერისათვის უგანზომილებო დრო შევარჩიოთ იმ მოსაზრებიდან გამომდინარე, რომ დიდი სიჩქარის ($c > 30$ მ/წმ) ჰაერის ნაკადების ხანგრძლივობა განისაზღვრება საათებით, მაქსიმუმ დღე-ღამე. ჩვენს მიერ ქუთაისში 60-წლიანი დაკვირვებითი მასალის მიხედვით დიდი, შტორმული ქარის ხანგრძლივობა არის (3-6) საათი ან უფრო მცირე [54,55].

ამრიგად, τ -ს შეიძლება მივანიჭოთ მნიშვნელობები:

$\tau = 0, 0,25$ - (6საათი), $0,5$ - (12საათი), 1 - (24საათი). შესაბამისი კინეტიკური ენერგია, როცა საწყისი ველი (10,0) მ/წმ სახითაა მოცემული იქნება:

E_1 (ჯოული) 25,25, 15,40, 9,34, 3, 41. თუ სიჩქარის საწყისი ველია (12, 8) მ/წმ, მაშინ E_1 მნიშვნელობებია: E_1 (ჯ) 52,0 33,24 20,16 7,36. როცა საწყისი ველის სიჩქარე 30მ/წმ-ია, მაშინ: E_1 (ჯ) 225,25 133,65 83,59 30,66.

რაც შეეხება E_2 -ის სიდიდეს, იგი დროზე არ არის დამოკიდებული და მისი შეფასებისათვის შერჩეული უნდა იყოს კონკრეტული ფიზიკური რელიეფი. მაგალითისათვის ავიღოთ სურამის პლატო, მაქსიმალური სიმაღლე 1000 მ (ჯვრის გადასასვლელი). წარმოვადგინოთ ეს მთათა მასივი კვლავ სამკუთხა პირამიდის სახით, რომლის სიგრძე Ox ღერძის (ემთხვევა პარალელის მიმართულებას, დადებითა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ) გასწვრივ საჩხერიდან გომამდე იყოს $6 \cdot 10^4$ მ. სიგანე Oy ღერძის (ემთხვევა მერიდიანის მიმართულებას, დადებითი ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ) მიმართ საწიოკის მთიდან ხარაგაულამდე იყოს $10 \cdot 10^4$ მ. შესაბამისად, სიმაღლეები და წნევები იქნება: Z (საჩხერე)=400მ; P (საჩხერე)=960მმ; Z (ჯვარი)=1000მ. P (ჯვარი)=900მმ; Z (საწიოკე)=1200მ; P (საწიოკე)=880მმ; Z (გომი)=200მ; P (გომი)=980მმ; Z (ხარაგაული)=1100მ; P (ხარაგაული)=890მმ. ჰაერის ნაკადის დადებით მიმართულებად ავირჩიოთ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, გრადიენტის, როგორც წესი წნევის შემცირების მიმართულება. მივიღოთ, რომ ჰაერის სიმკვრივე $\rho = 1,3$ კგ/კმ. და მოყვანილი რიცხვითი სიდიდეებისთვის, გამოვთვალოთ რელიეფის გავლენით წარმოქმნილი კინეტიკური ენერგია. ვსარგებლობთ გამოსახულებით:

$$E_2 = \frac{1}{2\rho} (\ln \eta, P) = 0,38 (\ln \eta, P) \quad (3.3.14),$$

ხოლო იაკობიანი

$$\frac{1}{\eta} (\ln \eta, P) = \frac{1}{\eta} \left(\frac{\partial \ln \eta}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial \ln \eta}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial x} \right) \quad (3.3.15).$$

ამრიგად, სათანადო გამოთვლებით გვექნება:

$$\frac{1}{\eta} (\ln \eta, P) = 1,11(0,051 + 0,0077) \cdot 10^{-8} = 0,059 \cdot 10^{-8}.$$

ეს სიდიდე მიღებულია უგანზომილებო კოეფიციენტებისათვის და თუ ნაკადისათვის მახასიათებელ მასშტაბს ავიღებთ $K = 100$ კმ-ს, მაშინ მივიღებთ: $E_2 = 2,24$ ჯ და $K = 500$ კმ-თვის $E_2 = 56$ ჯ. ამ ენერგიებით თუ განვსაზღვრავთ, რელიეფის გავლენით წარმოქმნილ დამატებით სიჩქარეს, გვექნება $C = 2,12$ მ/წმ. და $C = 10,58$ მ/წმ. იმ შემთხვევაში, როცა $\beta = 5l$ შესაბამისად მივიღებთ: $E_2 = 11,20$ ჯ, $C = 4,73$ მ/წმ. თუ $\beta = 5l$ -თვის K სიდიდეს ავიღებთ 500კმ-ს, მაშინ $E_2 = 280$ ჯ, ხოლო სიჩქარე იცვლის მიმართულებას და აბსოლუტური სიდიდით უდრის 23,66მ/წმ. ეს მნიშვნელობები შეესაბამება დროის ნულოვან მომენტს, ხოლო $\tau = 1$ -თვის

საკმარისია K 2-ჯერ გაიზარდოს, რომ კინეტიკური ენერჯის ჯამური მნიშვნელობა ხდება უარყოფითი, სიჩქარე იცვლის მიმართულებას და აბსოლუტური სიდიდით იზრდება.

ქარის სიჩქარის საწყისი ველის სამი მნიშვნელობისათვის და დროის ზემოთ მითითებული ოთხი სიდიდისათვის, მოდელური ამოცანით გამოთვლილი, შესაბამისი სრული ენერჯია და სიჩქარე, მოყვანილია ცხრილში 3.3.1 და ცხრილში 3.3.2. აქ მოყვანილია სამი თანმიმდევრული დღის, რეალურად დაკვირვებული მონაცემები საჩხერის, ხაშურის და საქარის მეტეოროლოგიურ სადგურებზე. მოყვანილია მნიშვნელობები ქარის სიჩქარის ორ დიაპაზონში: ა) $C > 30$ მ/წმ; ბ) $C = (10-15)$ მ/წმ. ნათლად ჩანს, რომ ქარის დიდი სიჩქარის შემთხვევაში (1967 წლის 2 ივლისი) საჩხერეში იყო 31 მ/წმ სიდიდის ქარი, ხაშურში კი 2 მ/წმ. სამ რიცხვში ხაშურში სიჩქარე გახდა 8 მ/წმ (მოდელით 7,8 მ/წმ), საჩხერეში კი შემცირდა 3 მ/წმ-მდე. ამრიგად, ერთი დღის შემდეგ ქედის გავლენით სიჩქარე, მოდელით და რეალურად შემცირდა 26%-ით. სურამის პლატოს სამხრეთით კი საქარაში სიჩქარე არ შეცვლილა. (ბ) ვარიანტის პირობებში საჩხერეში ქარის სიჩქარე 12 და 18 საათის შუალედში იყო 12 მ/წმ, ხაშურში უკვე 18 საათისათვის გახდა 5 მ/წმ ე.ი. შემცირდა 42%-ით. საჩხერეში კი 3 მ/წმ-მდე. ჩატარებული ანალიზიდან მკაფიოდ ჩანს, რომ მოდელური ამოცანის შედეგები საკმარისად კარგ თანხმობაშია რეალურ პირობებში დაკვირვებულ მნიშვნელობებთან, თანხვედრის ცდომილება 5%-ია.

ცხრილი 3.3.1.

პარამეტრი სიდიდე	U (მ/წმ)	V (მ/წმ)	K (მ)	P (კგ/მ ³)	τ			
					0	0.25	0.5	1
E (ჯ)	10	0	K = 1 P = 10 ⁵	1.3	23.01	13.16	7.08	1.17
	12	8			50.01	31.0	17.92	5.12
	30	0			223.01	131.41	81.35	28.42
C (მ/წმ)	10	0			6.78	5.13	3.75	1.55
	12	8			10.0	8.12	5.99	3.20
	30	0			21.12	16.22	12.75	7.54
E (ჯ)	10	0	-254.75		-264.59	-270.67	-276.58	
	12	8	-227.74		-246.75	-259.84	-272.64	
	30	0	-54.75		-146.35	-196.41	-249.34	
C (მ/წმ)	10	0	22.57		23.01	23.27	23.35	
	12	8	21.34		22.22	22.80	23.35	
	30	0	21.46		17.11	19.82	22.33	

ცხრილი 3.3.2. ორი ტიპის მონაცემი: ქარი- 30 მ/წმ-ზე მეტი და 10-15 მ/წმ.

წელი თარიღი	დაკვირვების პუნქტი, სიმაღლე(მ)	ცხრილი A. ქარი - 30 მ/წმ-ზე მეტი, ქარის სიჩქარე (მ/წმ) / წნევა (მბ) დაკვირვების ვადებზე							
		00	03	06	09	12	15	18	21
1967 1 ივლისი	საჩხერე-455	0	0	0	0	3	1	0	3
		962,9	963,2	962,6	962,4	961,4	961,1	961,5	963
1967 2 ივლისი		0	0	0	3	4	5	31	0
		963,3	963,3	963,7	965,6	964,6	963,4	963,3	962,7
1967 3 ივლისი		0	0	0	0	0	3	3	0
		965	964,4	964,4	963,3	960,9	958,9	957,9	964,1
1967 1 ივლისი	ხაშური-690	0	0	0	2	0	3	3	0
		935,1	934,5	933,5	933	931,9	931,6	932,3	934,7
1967 2 ივლისი		2	0	3	2	3	-	2	2
		934,7	934,8	934,9	935,3	935,3	-	934,8	934,3
1967 3 ივლისი		0	0	0	2	4	7	8	0
		936,3	936,1	935	935,1	932,9	930,7	929,6	936,5
1967 1 ივლისი	საქარა-148	0	0	0	0	0	0	0	0
		996	996,3	995,9	995,1	995,7	993,8	994,3	996

1967		0	0	0	0	0	0	0	0
2 ივლისი		996	996,3	996,8	997,5	997,5	996,5	996,2	995,5
1967		0	0	0	0	0	-	0	0
3 ივლისი		997,5	997,5	997,4	997,3	993,3	-	990,1	997,4
ცხრილი B. ქარი - 10-15 მ/წმ, ქარის სიჩქარე (მ/წმ)/წნევა (მბ) დაკვირვების ვადებზე.									
1967	საჩხერე -455	9	9	1	6	5	8	9	7
5 მაისი		968,3	968,8	969	969	968,2	966,6	966,6	968,2
1967		1	5	6	6	12	9	12	0
6 მაისი		966,4	966,2	965,6	965,6	964,8	962,7	962,6	966,6
1967		0	0	0	0	4	7	3	1
7 მაისი		963,4	962,8	962,6	962,2	960,7	960,6	962,7	963,5
1967	ხაშური - 690	8	7	16	16	16	16	8	4
5 მაისი		939,8	940,3	940,2	939,5	938,7	937,4	937,8	940
1967		-	5	5	5	16	16	5	2
6 მაისი		-	937,6	937,5	937,7	937,1	935,3	933,8	937,7
1967		0	0	-	2	3	2	7	-
7 მაისი		935,8	934,4	-	934,3	932,4	931,6	933,2	-
1967	საქარა -148	0	1	1	1	2	2	2	0
5 მაისი		998,8	998,8	999,2	999,5	998,7	997,4	997,2	999,1
1967		0	0	-	0	0	0	0	0
6 მაისი		997,4	997,5	-	998,3	995,9	993,9	993,1	997,4
1967		0	0	0	0	0	0	0	0
7 მაისი		993,8	993,6	994,2	996,3	995,8	995,4	996,3	993,8

3.4. ჰაერის მასების მოძრაობის დინამიკა მთა-ბარსა და მთა-ხეობებში.

აეროჰიდროდინამიკის ერთ-ერთ აქტუალურ საკითხს წარმოადგენს ჰაერის ნაკადის დინების შესწავლა მცირე სიგანის არხში-ხეობაში. ეს საკითხი უფრო საინტერესო ხდება იმ შემთხვევაში, როცა ხეობის ფსკერი წარმოდგენილია მთა-ბურცოვული რელიეფის სახით. ასეთი პირობები რეალურად არსებობს არა მარტო მთა-ხეობებში, არამედ მდინარეთა კალაპოტებშიც.

საქართველოს ტერიტორიაზე მრავალ ადგილას არსებობს მსგავსი სიტუაციები, მათ შორის ბაქო-თბილისი-ჯეიჰანის ნავთობ-მაგისტრალის გასწვრივ. აქედან გამომდინარე, აღნიშნულ პრობლემას აქვს როგორც თეორიული, ასევე პრაქტიკული ღირებულება.

ამოცანა ისმის ასე: შესწავლილი იქნას აერო-ჰიდრო ნაკადების დინება ჰორიზონტისადმი მცირე α კუთხით დახრილ, მცირე b სიგანის არხში, სუსტი ($V < 10$ მ/წმ) ქარის დროს. განიხილება სტაციონალური დინება xOz სიბრტყეში სიმძიმის ძალის და ფსკერის რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით. კოორდინატთა სათავე მოთავსებულია მდინარის ან ხეობის ძირში, Ox ღერძი მიმართულია ნაკადის გასწვრივ, ხოლო Oz - ვერტიკალურად ზევით. იგულისხმება, რომ ნაკადის ინტენსიობა მცირე Δt დროში უცვლელია და ატმოსფერული წნევის მოქმედება მუდმივია. ამრიგად გვაქვს [12,30,33,76,78.]:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0; \quad (3.4.1)$$

ხოლო

$$P_x = g \sin \alpha; \quad p_z = g \cos \alpha, \quad (3.4.2)$$

მითითებულ პირობებში ჰიდროდინამიკის განტოლებათა სისტემა ჩაიწერება შემდეგი სახით [1-3,61,86]:

$$g \rho \sin \alpha + \mu \left(\frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (3.4.3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = 0; \quad (3.4.4)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho \cos \alpha = 0 \quad (3.4.5)$$

(3.4.3)-(3.4.5) ინტეგრირდება შემდეგი სასაზღვრო პირობებით:
როცა

$$z=0, V=0 \quad (3.4.6)$$

როცა

$$z=h, \frac{\partial V}{\partial z} = 0; \quad (3.4.7)$$

$$p=p_0 \quad (3.4.8)$$

სადაც ρ ჰაერის (სითხის) სიმკვრივეა, h - თავისუფალი ზედაპირის სიმაღლე, μ - სიბლანტის კინემატიკური კოეფიციენტი. ასეთი სახით დასმული ამოცანა ამოხსნილია [61] და შესაბამისი მახასიათებელი სიდიდეები - სიჩქარე, წნევა და გამავალი ნაკადის რაოდენობა Q განსაზღვრულია შემდეგი დამოკიდებულებით:

$$p = p_0 + g\rho(h-z) \cos \alpha \quad (3.4.9)$$

$$V = \frac{g\rho z(2h-z)}{2\mu} \sin \alpha \quad (3.4.10)$$

$$Q = \frac{g\rho b h^3 \sin \alpha}{3\mu} \quad (3.4.11)$$

სადაც Q არის ნაკადის სიმძლავრე იმ შემთხვევაში, როცა არხის ქვედა ზედაპირი არის მცირე სიმაღლის (რამოდენიმე მეტრის რიგის) ბურცობული ღრმულებით დაფარული. მოძრაობს სტრუქტურის გამოსაკვლევად z კოორდინატი ნაცვლად შემოვიტანოთ ახალი კოორდინატი z' შემდეგი დამოკიდებულებით [1.17] (იხ.ნახ.1.3.1):

$$z_1 = \frac{z - (\xi(x, y))}{H - \xi(x, y)} H \quad (3.4.12)$$

სადაც $\xi(x, y)$ არის არხის ფსკერის რელიეფის ფორმა. კოორდინატთა ახალ სისტემაში (3.4.3)-(3.4.5) განტოლებათა სისტემა (3.4.6)-(3.4.8) სასაზღვრო პირობებით მიიღებენ შემდეგ სახეს[61]:

$$g\rho \sin \alpha + \mu \left(\frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + a^2 \frac{\partial^2 V}{\partial z_1^2} \right) = 0 \quad (3.4.13)$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = 0; \quad (3.4.14)$$

$$a \frac{\partial p}{\partial z_1} + g \cos \alpha = 0 \quad (3.4.15)$$

როცა $z_1 = \xi(x, y)$, მაშინ

$$V=0 \quad (3.4.16)$$

როცა $z_1=h$, მაშინ

$$\frac{\partial V}{\partial z_1} = 0; \quad p=p_0 \quad (3.4.17)$$

აქ $a = \frac{H}{H - \xi(x, y)}$ და ითვლება მუდმივად. რაც შეეხება (3.4.9) – (3.4.11) ფორმულებს, ისინი

a -ს გათვალისწინებით ასე გადაიწერებიან:

$$p = p_0 + \frac{g\rho}{a} (h - z_1) \cos \alpha \quad (3.4.18)$$

$$V = \frac{\partial \rho z_1 (2h - z_1)}{2a^2 \mu} \sin \alpha \quad (3.4.19)$$

$$Q = \frac{\partial \rho b h^3}{3a^2 \mu} \sin \alpha \quad (3.4.20)$$

(3.4.18) – (3.4.20)-დან ჩანს, რომ ჰაერის ნაკადის სიჩქარე და სიმძლავრე ფსკერის რელიეფის მახასიათებელ სიდიდეზე დამოკიდებულია მისი კვადრატის უკუპროპორციულად. ამრიგად, არხში ფსკერის რელიეფის გავლენის გათვალისწინებამ შეამცირა როგორც ნაკადის სიჩქარე, ასევე ინტენსიობის რაოდენობა. აქედან გამომდინარე ჰაერის (სითხის) ნაკადში ადგილობრივი დაჭუჭყიანების წყარო (სხვადასხვა მინარევის ლაქა) ნელა გადაადგილდება და თვითგაწმენდის პერიოდი გაიზრდება.

ახლა განვიხილოთ ისეთი ჰაერ-ჰიდრო ნაკადი, რომელიც შეიცავს დაჭუჭყიანების წერტილოვან ან წრფივ წყაროებს და დინებისას ჰორიზონტალურ სიბრტყეში წარმოქმნის ინტენსიობის გრიგალებს, ცირკულაციურ დინებებს. ვისარგებლოთ ჰიდროდინამიკის განტოლებათა სისტემით ლამბა - გრომოკის ფორმით, რომელიც უშვებს სიჩქარისა და ძალის ველის პოტენციურობას ე.ი. [12,33,76,81,86]:

$$U = \frac{\partial \Phi}{\partial x}; \quad V = \frac{\partial \Phi}{\partial y}; \quad W = \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (3.4.21)$$

ამიტომ განტოლებათა სისტემა ასე ჩაიწერება [1]:

$$\text{grad}(\varphi + \Pi + E) = \text{grad}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial t}\right) \quad (3.4.22)$$

სადაც φ – მასიური ძალების პოტენციალია, Φ - სიჩქარეთა ველის პოტენციალი, E - კინეტიკური ენერგია, $\Pi = \frac{P}{\rho}$ უკუმშვადი გარემოსათვის, ხოლო $\Pi = \frac{\chi - 1}{\chi} \frac{P}{\rho}$ კუმშვად-ადიაბატური პირობებისათვის, $\chi = \frac{C_p}{C_v}$ C_p - კუთრი სითბო-ტევადობა მუდმივი წნევის დროს, C_v - კუთრი სითბო-ტევადობა მუდმივი მოცულობისას. (3.4.22)-დან მიიღება ლაგრანჟის ინტეგრალი [1]:

$$-(\varphi + \Pi + E) = \frac{\partial \Phi}{\partial t} + c(t) \quad (3.4.23)$$

სადაც $c(t)$ – მუდმივია და როცა იგი უდრის 0-ს (3.5.23) გადადის ეილერის ფორმულაში, რომელსაც ბაროტროპული გარემოსათვის აქვს სახე:

$$\rho \varphi + P + \frac{\rho V^2}{2} + \rho \frac{\partial \Phi}{\partial t} = 0 \quad (3.4.24)$$

იმის დაშვებით, რომ მცირე დროით ინტეგრალისათვის, დინება სტაციონალურია ($\Phi = const$), ხოლო ox ღერძის მიმართულება ემთხვევა „გრიგალის“ ღერძს ($\varphi = 0$) მაშინ (3.4.24) ასე გადაიწერება:

$$P - P_\infty = -\frac{\rho V^2}{2}, \quad (3.4.25)$$

სადაც P_∞ შეესაბამება წნევის მნიშვნელობას წყაროდან შორ მანძილზე, სადაც $V=0$. როგორც თეორიიდან ცნობილია [12.33.61] დინების სიჩქარეები კლებულობენ წყაროდან დაშორების r სიდიდის უკუპროპორციულად. ე.ი.

$$V = \frac{G}{2\pi r}, \quad (3.4.26)$$

(3.4.26)-ის გათვალისწინებით (3.4.25) ასე გადაიწერება:

$$P - P_\infty = -\frac{\rho G^2}{8\pi^2 r^2}, \quad (3.4.27)$$

ე.ი. გრიგალური დინებისას წნევა კლებულობს ცენტრისკენ მანძილის კვადრატის უკუპროპორციულად. ამასთანავე რადგან $p < p_\infty$ ხდება ჰაერის (წყლის) ნაკადის შეწოვა ცენტრისკენ, ეს ფაქტიც აგრეთვე ხელს უწყობს დინების ნაკადში არსებული დამაჭუჭყიანებელი მინარევების გადატანა-გაფანტვის შესუსტებას. როცა პროცესები ადიაბატურია და გარემო კუმშვადია, მაშინ (3.4.27)-ის მსგავსად ტემპერატურისათვის გვექნება [12,56]:

$$T - T_\infty = -\frac{\chi - 1}{\chi} \frac{1}{R} \frac{G^2}{8\pi^2 r^2}, \quad (3.4.28)$$

(3.4.28)-დან კარგად ჩანს, რომ გრიგალურ ნაკადებში ტემპერატურა ცენტრისკენ მცირდება, ეს უზრუნველყოფს იმას, რომ დინების გასწვრივ დაფიქსირებული იქნას „ცივი“ და „ცხელი“ უბნები. ასეთ უბნები მართლაც დაიკვირვება დიდი (ატომური, ვულკანური) აფეთქებებისას და მოსალოდნელია შეიქმნას ნავთობ-გაზ სადენების გასწვრივ კატასტროფული სიტუაციების შემთხვევაშიც.

ვისარგებლოთ (3.4.9) და (3.4.10), (3.4.19) და (3.4.20) ფორმულებით და გავთვალოთ ნაკადის სიჩქარე (სიმძლავრე) არხის რელიეფის ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხეზე დამოკიდებულებით, ხეობის მახასიათებელი პარამეტრები მოცემულია ცხრილ 3.4.1-ში. სადაც $h=H$ -ის ტოლია. ხოლო $\zeta(x, y)$ ნაკადის შემხვედრი წინააღმდეგობის ფორმა და იცვლება z_1 -ის ცვლილების დიაპაზონში. ხოლო სიჩქარის მნიშვნელობები ხეობის რელიეფის გაუთვალისწინებლად V და გათვალისწინებით $V(a)$ α -კუთხის ოთხი სიდიდისათვის, μ ორი სიდიდისათვის მოყვანილია ცხრ.3.4.2. - მონაცემებიდან მკაფიოდ ჩანს სიჩქარის პროპორციული ზრდა ჰორიზონტალური დახრის კუთხის მატების მიხედვით. ქარის სიჩქარის გამოთვლილი მნიშვნელობები რეალურთან უფრო ახლოს არის, თუ გავითვალისწინებთ ფსკერის რელიეფის გავლენას და ტურბულენტობის კინემატიკურ კოეფიციენტს, ავიღებთ თითქმის ერთნაირს, წყლის ზედა და მის მიმდებარე ჰაერის ფენაში [76].

მოყვანილი მათემატიკური თეორია გამოიყენება სხვადასხვა მდინარეთა ხეობებში ან მთათა შორის დაბლობში, ჰაერის (წყლის) ნაკადის სიჩქარის განსაზღვრისათვის და შესაბამისად დაბინძურების გავრცელების შესასწავლად. დაბინძურების გამო წარმოქმნილი ჭარბი წნევისა და ტემპერატურის შეფასება შესაძლებელია (3.4.27)-(3.4.28) ფორმულების საფუძველზე. Q - სიდიდე იზრდება α კუთხის მიხედვით, მაგრამ არაპროპორციულად, მაგალითად: $\rho h^3 = 8 \cdot 10^3$ კმ, $\alpha = 15^\circ$, $b = 20$ მ, $Q = 2,08 \cdot 10^4$ კგ და $Q(a) = 1,4 \cdot 10^4$ კგ, ხოლო $\alpha = 60^\circ$ კუთხის შემთხვევაში შესაბამისად $Q = 6,4 \cdot 10^4$ კგ და $Q(a) = 1,4 \cdot 10^4$.

ცხრ. 3.4.1.

პარამ. გარემო	$\rho \left(\frac{კმ}{მ^3} \right)$	h(მ)	$z_1(მ)$	$\mu \left(\frac{კმ}{მ/წმ} \right)$	a	b(მ)
ჰაერი	1,3	10^3	10– 500	$1,7 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^4$	1.0-2.0	10 – 50
წყალი	10^3	0 – 5	0 – 2	$1,1 \cdot 10^6 - 1,2 \cdot 10^5$	1.0-2.5	10 – 50

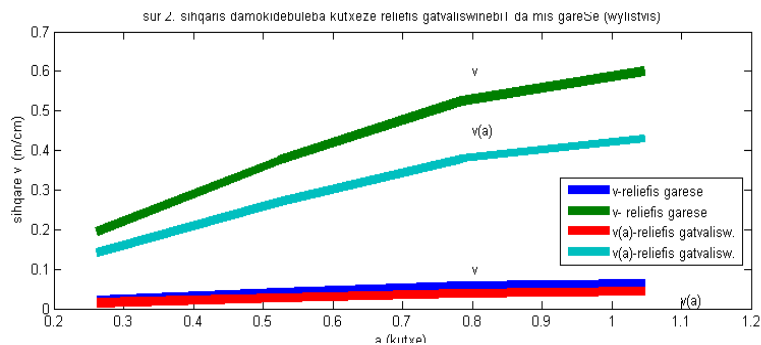
მიღებული შედეგები შედარებულ იქნა შესრულებული გათვლებთან, რომლებიც ეყრდნობა მინარევის კონცენტრაციის განსაზღვრას ტურბულენტურ გარემოში, დიფუზიის კლასიკური განტოლების ამოხსნას რეალურ სასაზღვრო და საწყის პირობებში [76].

ცხრ. 3.4.2.

ჰაერისთვის					წყლისთვის				
V, α^0	V (მ/წმ)		V(a) (მ/წმ)		V (მ/წმ)		V(a) (მ/წმ)		
15 ⁰	4,69	2,35	3,35	1,64	$2 \cdot 10^{-2}$	0,195	$1 \cdot 10^{-2}$	0,14	
30 ⁰	8,82	4,53	6,3	3,15	$4 \cdot 10^{-2}$	0,375	$2,78 \cdot 10^{-2}$	0,27	
45 ⁰	12,35	6,35	8,8	4,41	$5 \cdot 10^{-2}$	0,525	$3,9 \cdot 10^{-2}$	0,38	
60 ⁰	14,11	7,21	10,1	5,04	$6 \cdot 10^{-2}$	0,60	$4,4 \cdot 10^{-2}$	0,43	
საშ.	9,99	5,11	7,14	3,56	$4,52 \cdot 10^{-2}$	0,424	$3,13 \cdot 10^{-2}$	0,3	

აღებული იყო რიონის ხეობა და ითვალისწინებდა, რომ ნავთობპროდუქტების დაღვრის ადგილი ზღვიდან დაშორებულია არა ნაკლები 5 კმ-სა და დინების დრო 2 საათია (ასეთ მცირე დროში აორთქლება და ნაპირზე დაღეკვა შეიძლება უგულებელვყოთ). აღმოჩნდა, რომ ნავთობპროდუქტების კონცენტრაციის მაქსიმუმი შავ ზღვამდე აღწევს 15-20 წუთში, როცა წყლის დინების სიჩქარე არის (2-3) მ/წმ (რაც ემთხვევა ჩვენ თეორიულ გათვლებს). იმ შემთხვევაში, როცა მდინარეებში წყალმცირობაა, მაშინ ნავთობპროდუქტების ლაქის მოძრაობის სიჩქარე მცირეა და მხოლოდ (0,3-0,4 მ/წმ) [81] (ეს სიდიდე მიღებულია რელიეფური პარამეტრის გავლენის გათვალისწინებით) და მისი ნაპირზე დაღეკვის რისკი იზრდება, აგარიის დროიდან 2 საათის განმავლობაში. მიღებულმა გათვლებმა აჩვენა, რომ თუ აგარია ხდება ზღვიდან 5 კმ მანძილზე, მაშინ ზღვამდე აღწევს პროდუქტების თითქმის 80% დაახლოებით 25 წუთში.

ამასთანავე, თუ აგარია მოხდა ზღვიდან შედარებით დიდ მანძილზე, მაშინ დამაბინძურებელი პროდუქტები ზღვამდე არ აღწევენ და რჩებიან ხეობის ფსკერზე და ნაპირზე, ხანგრძლივი დროის განმავლობაში. ცხრ.3.4.2-ში მიღებული შედეგების საილუსტრაციოდ ავაგეთ ნახ.3.4.1.



ნახ. 3.4.1. სიჩქარის დამოკიდებულება კუთხეზე ფსკერის რელიეფის გათვალისწინებით (V(a)) და რელიეფის გათვალისწინების გარეშე (V) წყლისთვის, სიბლანტის კოეფიციენტის სხვადასხვა მნიშვნელობის დროს (ფერების მიხედვით).

თავი 4. ატმოსფეროში დაკვირვებადი ზოგიერთი ლოკალური „ფენომენური“ პროცესების თავისებურებების ახსნა დინამიკურ-მოლეკულური გათვლებით.

4.1. მძლავრი მიკროციკლაციური მოძრაობა (ქარბორბალა) მთა-გორიან ტერიტორიაზე

ბუნების ერთ-ერთი სტიქიური მოვლენაა ქარბორბალა, რომლის პროგნოზირება პრაქტიკულად თითქმის შეუძლებელია, არადა ბოლო წლებში იზრდება მისი სიხშირე, საერთოდ და კერძოდ საქართველოში. შეფასებულია, რომ დამანგრეველ და კატასტროფიულ მიწისძვრებზე არანაკლები ზიანი მოაქვს ძლიერ ქარებს- გრიგალებს, ტაიფუნებს, ქარბორბალას.

განვიხილოთ ჰაერის მასის დიდი სიჩქარით (20 მ/წმ და მეტი) დინება წრიული ცილინდრის ფორმის გარემოში, რომელიც ბრუნავს მუდმივი ω კუთხური სიჩქარით. დავუშვათ, რომ ოროგრაფიული პირობებით ბრუნვის ღერძი კი არ არის ვერტიკალური, როგორც ეს საერთოდ არის მიღებული, არამედ ჰორიზონტისადმი φ კუთხით არის დახრილი (კუთხე აითვლება ღერძიდან პერიფერიისაკენ). რელიეფის გავლენის გათვალისწინება ხდება ვერტიკალური კოორდინატის გარდაქმნით. იმის გათვალისწინებით, რომ პროცესები სწრაფად ვითარდება მოვლენები ითვლება სტაციონალურად. შესაბამისი განტოლებათა სისტემა შემდეგი სახით ჩაიწერება [1,30,78]:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (4.1.1)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (4.1.2)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z_1} - g, \quad (4.1.3)$$

სადაც g თავისუფალი ვარდნის აჩქარებაა, oz_1 ცილინდრის ბრუნვის ღერძია. მოვლენის მცირე დროში არსებობისას (რამდენიმე ათეული წუთი) მასათა დეფორმაციას ადგილი არ აქვს და ხდება მხოლოდ ბრუნვა [3], მაშინ ვისარგებლოთ შემდეგი ცნობილი დამოკიდებულებით [30]:

$$u = -\omega \sin \varphi y, \quad v = \omega \sin \varphi x, \quad (4.1.4)$$

(4.1.4)-ის გათვალისწინებით (4.1.1)-(4.1.3) ასე გადაიწერება:

$$\omega^2 \sin^2 \varphi x = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (4.1.5)$$

$$\omega^2 \sin^2 \varphi y = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (4.1.6)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g, \quad (4.1.7)$$

გაგამრავლოთ (4.1.1)-(4.1.3) განტოლებები შესაბამისად dx, dy, dz -ზე და შევკრიბოთ, გვექნება:

$$p + \gamma z_1 = \frac{\rho \omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi + c, \quad (4.1.8)$$

სადაც $r^2 = x^2 + y^2$, $\gamma = g\rho$, c – მუდმივა ნაკადის გეომეტრიით განისაზღვრება. კერძოდ, მივიღოთ, რომ ნაკადის პერიფერიაში წნევა საზღვარზე შიგნიდან და გარედან ტოლია, მაშინ ვიღერის განტოლების საფუძველზე ვწერთ [1,77]:

$$c = p_\infty - \frac{\rho G^2}{8\pi^2 r_0^2} - \frac{\rho \omega^2}{2} r_0^2 \sin^2 \varphi \quad (4.1.9)$$

სადაც p_∞ წნევაა უსასრულობაში, პრაქტიკულად ცილინდრის საზღვარზე, სადაც სიჩქარე ნულია. $G = 2\pi R\omega$ – სიჩქარის ცირკულაციაა. ამრიგად (4.1.8) და (4.1.9) გვაძლევს:

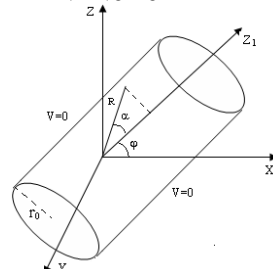
$$p + \gamma z_1 - p_\infty = \frac{\rho \omega^2}{2} \sin^2 \varphi (r^2 - r_0^2) - \frac{\rho \omega^2}{2} r_0^2, \quad (4.1.10)$$

აქედან კარგად ჩანს, რომ წნევა მცირდება ბრუნვის ღერძისაკენ და მინიმალურია ღერძის გასწვრივ. ამიტომ ხდება ქარბორბალაში გარედან წატაცება და შიგნით ბრუნვა დიდი სიჩქარით. ფიზიკური რელიეფის გათვალისწინებით გვაქვს:

$$p + \gamma dz_1^1 = \frac{\rho \omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi + c \quad (4.1.11)$$

გამოდის, რომ რელიეფის გავლენით წნევა იზრდება რელიეფის ფარდობითი სიმაღლის $d = \frac{H}{H-\xi(x,y)}$ პროპორციულად [30,74]. გამოვსახოთ r გრიგალის ჩასახვის წერტილიდან

(სათავიდან) მოცემულ წერტილამდე R მანძილით(იხ. ნახ.4.1.1), $r = R \sin \alpha$, სადაც α არის კუთხე გრიგალის ბრუნვის ღერძსა და R მიმართულებას შორის. ეს კუთხე დამოკიდებულია რელიეფის პორიზონტისადმი დახრის სიდიდეზე.



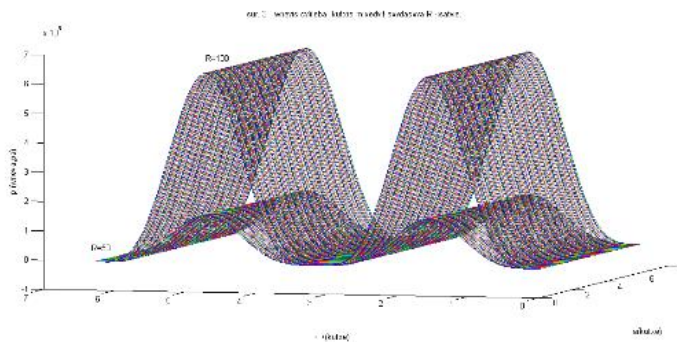
ნახ. 4.1.1

აღნიშნულის გათვალისწინებით (4.1.11) ასე გადაიწერება:

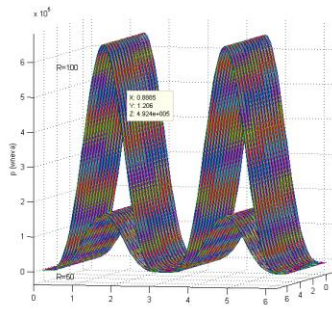
$$p + \gamma dz_1 = \frac{\rho \omega^2}{2} R^2 \sin^2 \alpha \sin^2 \varphi + c \quad (4.1.12)$$

აღმოჩნდა, რომ წნევა მინიმალურია გრიგალის ცენტრში, იზრდება მანძილის პროპორციულად და მოიცავს $\pi R^2 \sin^2 \alpha$ ფართს. მიღებული შედეგები კარგად ხსნის დაკვირვებულ მოვლენებს და თეორიულად მიღებულია პირველად. მიღებული შედეგების საილუსტრაციოდ Matlab-ის პროგრამული სისტემის გამოყენებით (4.1.12) ფორმულაზე დაყრდნობით ავაგეთ ნახ.4.1.2. და ნახ.4.1.3. საიდანაც ცანს, რომ ქარის გრიგალურ ველში წნევა იზრდება ბრუნვის ღერძიდან მანძილის პროპორციულად, მაქსიმალურია პერიფერიაში და მინიმალური ბრუნვის ღერძის გასწვრივ;

ამრიგად, ჩვენს მიერ მათემატიკურად მიღებულია სრულიად ახალი დამოკიდებულება ქარის გრიგალურ ველში წნევასა და მანძილს შორის. დაშვებულია, რომ ქარბორბალა ვითარდება, მთა-გორიან ტერიტორიაზე, განსაზღვრული რადიუსის ცილინდრის შიგნით. ცილინდრის ღერძი კი დახრილია რელიეფის გასწვრივ გარკვეული კუთხით. დამტკიცებულია, რომ ქარის გრიგალურ ველში წნევა იზრდება ბრუნვის ღერძიდან დაშორების მანძილის კვადრატის პროპორციულად. მაქსიმალურია პერიფერიაში და მინიმალური ბრუნვის ღერძის გასწვრივ. ჰაერის ნაკადის მიმართულებით წინააღმდეგობის შეხვედრისას ადგილი აქვს ჩახვეულობების (გრიგალური) წარმოქმნას, ნაკადის შემობრუნებას და გარსდენის გაძლიერებას მეტეოროლოგიური სიტუაციის მიხედვით. ეს დასკვნები კარგად ასახავს ქარბორბალის მიერ გამოწვეულ კატასტროფიულ მოვლენებს.



ნახ. 4.1.2. წნევის მნიშვნელობის ცვლილება გრიგალის დახრის კუთხეზე (φ) და ბრუნვის ღერძსა და R მიმართულებას შორის კუთხეზე (α), მოცემულ წერტილამდე მანძილის (R) ორი მნიშვნელობისათვის.



ნახ. 4.1.3. წნევის მნიშვნელობის ცვლილება გრიგალის დახრის კუთხეზე (φ) და ბრუნვის ღერძსა და R მიმართულებას შორის კუთხეზე (α), მოცემულ წერტილამდე მანძილის (R) ორი მნიშვნელობისათვის



სურ. 4.1.1.

P.S. მეტად საინტერესოა ისტორიული ცნობები ძლიერი ქარების შესახებ. მოვიყვანოთ რამდენიმე განსაკუთრებულ შემთხვევას. შემჩნეულია ისეთი იშვიათი ბუნებრივი მოვლენები, როგორცაა ფერადი წვიმა, „სისხლიანი“ წვიმა, ოქროს და თევზების წვიმა და სხვა. ცრუმორწმუნეები ამ მოვლენებს არასწორი განმარტებებით ხსნიდნენ და ხალხში შიშს თესავდნენ. ფაქტიურად საქმე გვაქვს ძლიერ ქარებთან, ჰაერის მკვეთრ ლოკალურ ცირკულაციურ დინებებთან. ცირკულიაციური გრიგალური მოძრაობა ზოგჯერ დედამიწის ან ზღვის ზედაპირიდან საკმარისად დიდ სიმაღლეზე აიტაცებს წყალს, მტვერს, სილას, მეტად მძიმე საგნებსაც (მორებს, სახურავებს, რკინა-ბეტონის მასალას) ჰაერში და გადაადგილებს ათეული კილომეტრის მანძილზე. მოვიყვანოთ რამდენიმე რეალურად შემჩნეული და აღწერილი მოვლენები.

გასული საუკუნის დასაწყისში იტალიაში ერთბაშად ატყდა ჭექა-ქუხილი და ციდან მოწითალო ფერის წვიმის წვეთები ჩამოცვივდა, რომლებიც ზოგიერთებმა სისხლის წვეთებად მიიჩნიეს. წვეთების დაცემის ადგილზე დარჩა ყვითელი ფერის ლაქები. მეცნიერულმა კვლევამ ეს უჩვეულო წვიმა ახსნა. თურმე გრიგალმა გადაუარა რა საპარის უდაბნოს, ჰაერში დიდი რაოდენობით აიტაცა მოწითალო მტვერი და იტალიის ნაპირებთან მიიტანა. ეს მტვერი აირია წყლის წვეთებში და წითელი ფერი მისცა [82].

დაფიქსირებულია ასეთი კუროზული შემთხვევა, რომ რუსეთის ერთ-ერთ სოფელში ჰაერიდან ოქროს თუმნიანები (ლითონის მონეტები) ჩამოცვივდა. ხალხმა ეს სიტუაცია სასწაულად მიიღო. რეალობაში მოხდა შემდეგი: ერთ-ერთ გლეხის მიერ მიწაში დამარხული ოქროს მონეტები ქარბორბალამ დიდ სიმაღლეზე აიტაცა და რამდენიმე ათეული კილომეტრის შემდეგ დააბრუნა დედამიწაზე. ასევე ჩამოცვივდა დედამიწაზე ქარბორბალას მიერ ზღვიდან ატაცებული წყალში მოყოლილი თევზები. ასეთი შემთხვევა დაფიქსირებულია საქართველოშიც. ფოთის მიდამოებში ქარის მიერ ატაცებულ თევზს სამტრედიის მოსახლეობა კრებდა მიწიდან [82].

1979 წლის 3-4 აპრილს სამხრეთ საქართველოში უჩვეულო მტვერი, ჩვენი ადგილისათვის არადაძახასიათებელი მოვიდა. აღმოჩნდა, რომ ეს მტვერი მცირე აზიის და თურქეთის დედამიწის ზედაპირიდან აიტაცა ქარბორბალამ. საქართველოში მტვრის ინტესიურ დალექვას ხელი შეუწყო

ჰაერის მასების დაღმავალმა მდგრადმა მდგომარეობამ. XX საუკუნეში უძლიერესი ქარბორბალა იყო ალტაის მხარეს, სოფელ პანკრუშენის მიდამოზე. ეს მოხდა 1967 წლის 15 აგვისტოს. სოფლის მახლობლად ტყეში გადაიჭიმა მრავალკილომეტრიანი ასი-ორასი მეტრის სიგანის გრივალური ზოლი. შემდეგ ქარბორბალამ სახლებს შიფერის სახურავი ახადა, დაამსხვრია და ნამსხვრევები 2,5 კილომეტრის რადიუსით მიმოაბნია. გზაზე კომბაინი იდგა, რომელიც ასწია მაღლა და 25 მეტრზე გადაიტანა. ზოგიერთი ხე კი ძაფივით დაგრიხა და ზოგიც გადაამტვრია (სურ. 4.1.1.).

ქარბორბალა ხშირია ამერიკის შეერთებულ შტატებში, სადაც ზოგჯერ მიწისძვრის სიძლიერეს აღემატება. მაგალითისთვის, სანიშუშოა ცნობილი „სამი შტატის ქარბორბალა“, რამაც 1925 წლის 18 მარტს მისურის, ილიონისის და ინდიანას შტატებში შვიდასამდე ადამიანი იმსხვერპლა, ორი ათასზე მეტი მძიმედ დაშავდა. ქარბორბალამ ქვეყანას ორმოცი მილიონი დოლარის ზარალი მიაყენა. განსაკუთრებული შემთხვევა იყო 1879 წლის 13 მაისს, დღის ოთხ საათზე, ერთმანეთს შეეჯახა ორი ღრუბელი, რაც რამდენიმე წუთში ერთ მასად იქვა. მაღე ღრუბლის ქვედა ნაწილში განჩნდა ძაბრი, რომელიც სწრაფად გაგრძელდა და უზარმაზარი ხორთუმის ფორმა მიიღო. შემდეგ ხორთუმის ბოლო დაეშვა ხევში და დაანგრია ახალი რკინა-ბეტონის ხიდი. სამი საათი სხვადასხვა ინტენსივობით ბობოქრობდა ქარბორბალა და ანგრევდა ყველაფერს, რაც გზაში ხვდებოდა - ხეებსა და შენობა-ნაგებობებს.

ზოგიერთი ქარბორბალა ჰაერში მიაფრენს ადამიანებს და ცხოველებს, მაგრამ საოცარი ის არის, რომ ზოგს შორს გადატყორცნის, ზოგს კი იქვე ტოვებს. იყო შემთხვევა მოსკოვის ახლოს, 1904 წელს. სამ შვილთან ერთად გზაზე მიდიოდა გლეხი ქალი. ქარბორბალამ დედა, უფროსი ვაჟი და ძუძუთა ბავშვი იქვე მიაგდო თხრილში, შუათანა ექვსი წლის ვაჟი კი სადღაც გააქრო. ბევრი ძებნის შემდეგ მეორე დღეს ბავშვი იპოვეს რამდენიმე კილომეტრის დაშორებით, ცოცხალი და ჯანმრთელი. გასაკვირი ის იყო, რომ ბავშვი ქარბორბალამ მოძრაობის მიმართულების საწინააღმდეგო მხარეს გადაადგილა, სადაც სრული სიწყნარე სუფევდა.

ქარბორბალას აუხსნელ „სასწაულებსაც“ მიაწერენ. აი, მართლაც არაორდინალური შემთხვევები: ამერიკის შეერთებულ შტატებში ქალი ძროხას წველიდა. უცებ მისი თითებიდან ძროხის ცური გაქრა. დაბნეულმა ქალმა თავი მაღლა ასწია, ძროხაც გამქრალიყო და ბოსელიც, რძის ვედრო კი ფეხებთან იდგა. ქროდა ძლიერი ქარი და იყო მკვეთრად არასასიამოვნო სუნი. ანალოგიურ სიტუაციაში მოხვდა ოკლაჰომის შტატის ერთი ფერმერი. იგი ნელა მიდიოდა ფორნით, რომელშიც ორი ცხენი ება. წყნარი ამინდი იდგა, ცხელიდა. ფერმერს წამით ჩაეძინა. უცებ საშინელი ხმაური შემოესმა, უკვე ქროდა გრივალური ქარი, ფერმერმა წინ გაიხედა, ცხენები სადღაც გამქრალიყვნენ, ხოლო გარშემო უკვე ჩქამიც კი არ იხმოდა. ფერმერი ფეხით გაუდგა გზას და საოცრება - 500 მეტრის შემდეგ ორივე ცხენი ისე იდგა, თითქმის ფორანს იყვნენ შემბული [82].

1920 წლის შემოდგომის სიცხიან დღეს კანზასის შტატის პატარა ქალაქის სკოლაში მეცადინეობა ჩვეულებრივად მიმდინარეობდა. უცებ მასწავლებელსა და ბავშვებს გამაყრუებელი ხმაური-ღრიალი შემოესმათ, რომელიც სულ უფრო და უფრო ძლიერდებოდა. შეშინებული ბავშვები მასწავლებელს შემოეხვინნენ. მაღე შენობას კარები და ფანჯრები მოსძვრა და ხმაურით სადღაც გაფრინდა. შემდეგ მასწავლებელი ასე იგონებდა: „ავგიტაცეს ჰაერში მე, ბავშვები და მთელი კლასი მერხებთან ერთად, ყველანი ვფრინავდით. მეჩვენებოდა, რომ ზოგიერთი ბავშვი და მერხი ბრუნავდა ჩემს გარშემო. შიში დამეუფლა და გონი დაგვარგე“. მასწავლებელი როცა გონს მოვიდა და ფეხზე დადგა, აღმოჩნდა მზიან ველზე მარტო. უცებ მოსწავლეთა ჟივილ-ხივილი შემოესმა ყოველი მხრიდან. გახარებული ბავშვები მისკენ მობობდნენ. სიხარული მაღე ჩამწარდათ, ველზე ცამეტი მკვდარი მოსწავლე იწვა, იქვე ყვარა ნამსხვრევებად ქცეული მერხების და სკოლის შენობის სხვადასხვა ნაწილები.

ქარბორბალას კლასიკური შემთხვევა მოხდა ქუთაისში 2016 წლის ნოემბერში. ძლიერმა ქარმა გადაუარა ვიწრო ზოლით ერთ-ერთ გარეუბანს, ჰაერში აიტაცა ლითონის კონსტრუქციის ასეული კილოგრამის წონის ავტოფარეხის საფარი, ატარა ორას-სამას მეტრზე და „უმტკივნეულოდ“ დასვა დედამიწაზე. ავტოფარეხის ლითონის კონსტრუქციის მფრინავი „სახლი“ დაფიქსირებული იქნა ჰაერში რამდენიმე თვითმხილველის მიერ მობილური აპარატით.

ბევრი მსგავსი შემთხვევა და მოვლენა არის აღწერილი ლიტერატურაში. მრავალი მოსაზრება გამოითქვა ქარბორბალას ბუნების, მისი წარმოშობის მიზეზების თაობაზე, მაგრამ სამწუხაროდ, მეცნიერებს ჯერ კიდევ არა აქვთ ზუსტი პასუხი. მხოლოდ არსებობს ჰიპოთეზები, სხვადას-

ხვა მოსაზრება და მოდელური წარმოდგენები. ერთ-ერთია სწორედ შემოთავაზებული ჩვენს მიერ. ძლიერი ქარის სიხშირე, საერთოდ რომ გაიზარდა ბოლო წლებში და კერძოდ საქართველოში, ამ-აზე მეტყველებს ქვემოთ მოყვანილი მოკლე ინფორმაცია.

ძლიერი ქარი V>25 მ/წმ, დაფიქსირებული საქართველოს ტერიტორიაზე:

- 2015 წელი 8 ივნისი, სამტრედიის რაიონში ძლიერი ქარი მატერიალური ზარალით.
- 2015 წელი 15 ივლისი, ქარბორბალა თელავში - სახურავების გადახდა, ხეების მოგლეჯვა.
- 2015 წელი 20-21 აგვისტო, ყვარელი - სეტყვით, სახურავების გადახდით.
- 2015 იმავე დროს ქარბორბალა რაჭაში - ონის რაიონი, შენობების დაზიანება.
- 2015 წელი 11-12 სექტემბერი, ქარბორბალა ლაგოდეხში, 80 სახლს სახურავი გადახდა.
- 2015 წლის 4 ოქტომბერი, რუსთავში ღამით დიდი ქარი და სეტყვა.
- 2016 წელი 17-18 თებერვალი, თელავი - გადახდა შენობები და ამოთხარა ხეები.
- 2016 წელი 16 აპრილი, თბილისში დღის მეორე ნახევარში წააქცია ხეები, ახალა სახურავები.
- 2016 წელი 21-22 აპრილი, თბილისი და რუსთავი - ხეების მოგლეჯვა.
- 2016 11-12 მაისი, სეტყვა და ქარბორბალა კასპის რაიონში. დიდი ზიანი მიაღვა სოფლის მეურნეობას - ნათესებს.
- 2016 წლის 4-5 ივნისი, სეტყვიანი ქარბორბალა კახეთში, გადატეხილია დიდი ხეები.
- 2016 წელი 4 აგვისტო, ქარბორბალა ბორჯომში და მის გარეუბნებში, დაგლიჯა ხეები ცენტრალურ ბაღში, სეტყვა 15-20 წუთის განმავლობაში გაგრძელდა.
- 2016 წლის 20-21 ნოემბერი, ქუთაისა და სამტრედიაში შენობების დანგრევა, ხეების მოგლეჯვა, მსუბუქი მანქანების ატაცება და ათეულ მეტრზე გადაადგილება.
- 2017 წლის 19-21 მარტი თბილისში, გორში - ხეების წაქცევა, შენობების სახურავების გადახდა.
- 2017 წლის 21-22-23 აპრილს ბათუმში, სამეგრელოში, თბილისში, რუსთავში, კახეთში - დიდი მატერიალური ზარალით. განსაკუთრებით დაზარალდა აჭარა, სადაც ქარმა სახურავები გადახდა და ათეულობით მანქანა, მათ შორის საპატრულო, დააზიანა. 23-24 აპრილს გრიგალი იყო ზუგდიდშიც. მთელ გურიაში 500 სახლი გადახდა, ადამიანთა მსხვერპლი არ არის.
- 2017 წლის 29 მაისს ძლიერმა ქარიშხალმა გადაუარა მოსკოვს. დაინგრა სახლები (სიჩქარე >25 მ/წმ), გადაიხდა ათეული შენობები, დაიმტვრა მანქანები, დაიღუპა 16 და დაშავდა 70 ადამიანი. ასეთი სიძლიერის გრიგალი მოსკოვში არ ყოფილა ბოლო 100 წლის განმავლობაში.
- 2017 წლის 22 აგვისტოს ქარბორბალამ გადაუარა გურიას. ურეკში სახლებს სახურავი ახდა, წააქცია და დაამტვრია ასწლოვანი ხეები.
- 2017 წლის 31 აგვისტოს ღამით მესტიაში ძლიერი წვიმა მოვიდა სეტყვით, აღიდდა მდინარეები, ჩაიხერგა მისასვლელი გზები.
- 2018 წლის 10 იანვარს 03-10 საათებში თბილისსა და მის გარეუბნებში იყო ძლიერი ქარი. გადაიხდა მრავალი სახლის სახურავი, წაიქცა ხეები, დაზიანდა მანქანები, შეწყდა ელექტროენერჯის მიწოდება.
- 2018 წლის 18-19 იანვარს გერმანიაში იყო ჯერ არდაფიქსირებული (≈ 40 მ/წმ) სიძლიერისარიშხალიმელმაციწირა 11 ადამიანიოთხარადი ხეები,დაანგრია შენობები.
- 2018 წლის 9 მარტს ძლიერი ქარი იყო საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიაზე. დაანგრია ძველი შენობები (თბილისში 14 სახლი), მოთხარა ხეები და დააზიანა ელექტროგაყვანილობა.

4.2. დავით გარეჯის ტაფობის „ფენომენი“

დედამიწის ატმოსფეროში, მცირე ფართის ტერიტორიაზე, ხშირად მიმდინარეობს არაპერიოდული არაორდინალური პროცესები. ამ პროცესებს თან ახლავს არასასურველი მოვლენები ადამიანთა მსხვერპლით დამთავრებულიც კი. საქართველოს ტერიტორიაზე არსებობს ლოკალური ადგილები, სადაც მუდმივად დაიკვირვება ე.წ. გეოფიზიკური „ფენომენური“ მოვლენები (დავით გარეჯის ტაფობი, სურამის ზეგანი, ახალციხის ქვაბური. სვანეთში - მესტიის დაბლობი, საჩხერე, შირაქი, არაგვის და თერგის ხეობები). ეს მოვლენები დიდ გავლენას ახდენს ლოკალურ ამინდზე და კლიმატზე, ამიტომ მათ შესწავლას უდიდესი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. შევეცადოთ, თეორიულად ავხსნათ ერთ-ერთი ასეთი დავით გარეჯის „ფენომენი“.

დავით გარეჯის მიდამოში შეიმჩნევა „ფენომენური“ პროცესები: ტაფობში მთელი წლის განმავლობაში დაიკვირვება უნაღებობა, მიუხედავად იმისა, რომ ტაფობის გარშემო ამდღებულ შემოგარენზე შეიძლება თავსხმა წვიმა იყოს, ჰაერის მაღალი ტემპერატურა, ქარის მუდმივი ქროლვა ტაფობიდან გარეუბნისაკენ, მთებზე ტაფობის გარშემო თბილი და გრილი მასების შემოდინება და ხშირად გროვა-საწვიმარი ღრუბლების წარმოშობა. ტაფობის გეოლოგიური სტრუქტურიდან გამომდინარე ჰაერის ქვედა ფენებში მაღალია ტემპერატურა, რაც განაპირობებს აღმავალი დინების გაძლიერებას, ეს დინება სიმაღლის მიხედვით წარიტაცება შედარებით დაბალი ტემპერატურის მქონე პერიფერიისაკენ.

ამ მოვლენების თეორიული ახსნისათვის ვისარგებლოთ ატმოსფეროს სასახდვრო ფენაში მოქმედი განტოლებათა სისტემით, სადაც ზემოთ აღნიშნული მიზეზის გამო გადამწყვეტია ქარის სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი [63.77]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (4.2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (4.2.2)$$

აქ ყველა სიდიდე უკვე განმარტებულია. ვინაიდან პროცესი სწრაფად მიმდინარეობს, შეგვიძლია მივიჩნიოთ იგი სტაციონალურად. თუ (4.2.1) განტოლებას გავაწარმოებთ z-ით, (4.2.2)-ს კი x -ით და ერთმანეთს გამოვაკლებთ, სიჩქარის გრიგალის x მდგენელისათვის მივიღებთ შემდეგ განტოლებას:

$$k \frac{\partial^2 \Omega}{\partial z^2} - w \frac{\partial \Omega}{\partial z} = 0, \quad (4.2.3)$$

სადაც Ω -სიჩქარის გრიგალია.

(4.2.1), 4.(2.2)-ის ამოხსნისათვის z-ის მიმართ უნდა შესრულდეს შემდეგი სასახდვრო

პირობები: როცა $z=h$ (მიწისპირა ფენის სიმაღლე), ქარის სიჩქარის გრიგალის Ω

მნიშვნელობა უტოლდება დინამიკური სიჩქარის ვერტიკალურ გრადიენტს $\Omega = gradV^*$,

სადაც V^* არის დინამიკური სიჩქარე და ასეთი მიდგომა შემოთავაზებულია პირველად, რაც

კარგად ხსნის აღნიშნულ პრობლემას. პირობით, რომ როცა $z \rightarrow \infty, \Omega$ -შემოსახდვრულია,

(4.2.1)-(4.2.2)-ის ამონახსნს აქვს შემდეგი სახე:

$$\Omega_x = gradV^* e^{\frac{w}{k}z}, \quad (4.2.4)$$

ამრიგად მივიღეთ, რომ Ω_x სიმაღლის მიხედვით ექსპონენციალურად იზრდება. მიუხედავად

იმისა, რომ $\frac{w}{k}$ -მცირეა (10-5 რიგისაა), Ω_x მაინც მკვეთრად იზრდება და მისი ბუნებიდან

გამომდინარე იწვევს ნაკადის შიგნიდან ზემოთ და გარეთ გამოდინებას. ეს ფაქტი კი

ამართლებს მითითებულ თავისებურებებს. ის გარემოება, რომ გრიგალი პროპორციულადაა

დამოკიდებული დინამიკურ სიჩქარეზე განაპირობებს ოროგრაფიული და სითბური

ფაქტორების გავლენას. H - სიმაღლის ზემოთ ქარი ხდება გეოსტროფიული, ე.ი. $\Omega_x = \alpha \Delta p$ (Δ -

ბრტყელი ლაპლასიანია, გამოდის, რომ ქარის სიჩქარე იზრდება.

$\Omega_x > 0$ იწვევს წნევის გრადიენტის $\Delta p > 0$ მატებას ისე, რომ მაქსიმალური მნიშვნელობა

ტაფობის შიგნითაა. ასეთი სიტუაცია ხელს უშლის ღრუბლების წარმოშობას ტაფობში და

ხელსაყრელ პირობებს ქმნის ღრუბლებისათვის გარეუბნებზე. ბუნებრივია, ნალექების

განაწილებაც შესაბამისად განხორციელდება. ამრიგად, მითითებული თავისებურებანი

თეორიულად დასაბუთებულია.

4.3. მიკროციკულიაციური პროცესები არაგვის ხეობაში, რეგიონის კლიმატური თავისებურება.

ლოკალური ცირკულაციის საფუძველზე შესწავლილი იქნა ადგილობრივი ქარი დუშეთი-

თუშეთის რეგიონზე და მდინარე არაგვის ხეობაში. რეგიონი გამორჩეულია ალპური მდელოებით

და საუკეთესოდ შემონახული ფიჭვნარი ტყეებით, დიდებული მწვერვალებით. ასეთი ბუნებრივი

პირობები ქმნის განსაკუთრებულ ალბედოს და დედამიწის თავისებურ გამოსხივებას. ყოველივე

ეს ხელს უწყობს თავისებურ და განსხვავებულ კლიმატურ თავისებურებებს ქვაბურში. აღმოჩნდა,

რომ ქარის სიჩქარე იზრდება დღისით და სუსტება საღამოთი (გამოყენებულია ექსპედიციის მასა-

ლები, რომელიც ჩატარებული იყო დუშეთის რაიონში 1965-70 წლებში, თბილისის სახელმწიფო

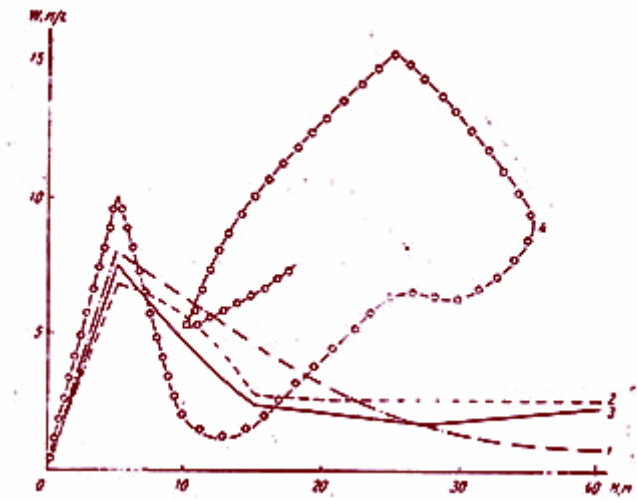
უნივერსიტეტის გეოფიზიკის კათედრის თანამშრომლების მიერ). რელიეფის დახრის მცირე კუთ-

ხისათვის ქარის სიჩქარე არ არის დამოკიდებული კუთხის სიდიდეზე, თუმცა იყო შემთხვევები, რო-

ცა მაქსიმალური სიჩქარე კუთხის ზრდით მკვეთრად იცვლიდა მიმართულებას. დაკვირვება მიმ-

დინარეობდა მთა-ქედის მიდამოზე, რომელიც ვრცელდება ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით. ქედი სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთით დახრილია $50^{\circ}-70^{\circ}$ -ით და ეშვება არაგვის ხეობისაკენ; სამხრეთ-დასავლეთით ქედის დახრა მცირეა $10^{\circ}-20^{\circ}$. ჩრდილოეთით და ჩრდილო-დასავლეთით დახრა ($40^{\circ}-50^{\circ}$) და ვრცელდება მთავარ კავკასიონამდე. მრავალჯერადი დაკვირვებების საფუძველზე ძირითადად დადასტურდა პრანტლის ჰიპოტეზა [20,24,33], ქარის მაქსიმალური სიჩქარის დახრის კუთხეზე დამოუკიდებლობა. ვინაიდან ჩვენი საკვლევი რეგიონი მოიცავდა სხვადასხვა სიმაღლისა და ფორმის ქედებს, ამიტომ მიღებული იქნა სხვა შედეგიც - დახრის კუთხის ცვლილება იწვევს ქარის სიჩქარის და მიმართულების ცვლილებას. ეს კარგად ჩანს საილუსტრაციოდ ნახ. 4.3.1 მოყვანილი გრაფიკებიდან.

დაიკვირვა შემთხვევები, როცა გაწონასწორებული ბირთ-პილოტი ასული 50 მეტრზე, გადაადგილდება ჰორიზონტალურად, შემდეგ ხევში ჩაეშვება, შეიცვლის მოძრაობის მიმართულებას, ამოვა ხეობიდან 500-600 მ-ზე და შემდეგ ეცემოდა მკვეთრად(ნახ.4.3.1.).



ნახ.4.3.1.

მრუდი 4 - ამ დღეს იყო ნათელი მზიანი დღე, ხოლო მეტეოროლოგიური პირობები შემდეგი: ქარის სიჩქარე 12 მეტრ სიმაღლეზე 2 მ/წმ, (დაკვირვება ხდებოდა 1, 1.7, 3, 12 მეტრზე); ფარდობითი ტენიანობა 30%; ტემპერატურა 18 გრადუსი ცელსიუსით; დაკვირვება მიმდინარეობდა გაწონასწორებული ბირთ-პილოტით და აღმოჩნდა, რომ მაქსიმალური სიჩქარე დედამიწის ზედაპირთან 9 საათისათვის იყო 1მ/წმ, ტემპერატურა ერთ მეტრ სიმაღლეზე ნაკლები იყო, ვიდრე 2 მეტრზე. საღამოს 18 საათზე კი შეიმჩნეოდა შებრუნებული დამოკიდებულება. ნახაზზე 4.3.1. 2 მრუდი შეესაბამება 11 საათის მდგომარეობას, მესამე მრუდი კი 3 საათისას. ნახაზიდან ჩანს, რომ მაქსიმალური სიჩქარე (6-8) მ/წმ-ია (4-6) მეტრზე. კეთდება დასკვნა, რომ ქარის სიჩქარე (1-12) მ. ფენაში იზრდება სიმაღლის მიხედვით და მიმართულებით ისრება მარჯვნივ, მაღალი დახრისას ($\alpha > 20^{\circ}$) მაქსიმალური სიჩქარე დამოკიდებულია დახრის კუთხეზე. ასეთი სიტუაცია ხშირად მეორდებოდა საკვლევი რეგიონზე წლის თბილი პერიოდისათვის. მოყვანილი ნიმუში იძლევა მკაფიო წარმოდგენას ადგილობრივი ქარების ცვალებად ბუნებაზე მთა-ხეობებში.

4.4. ალაზნის ველი ქვაბური, შესაბამისი ადგილობრივი ქარების დინამიკა

მოვიყვანოთ ლოკალურ ცირკულაციაზე ერთი მაგალითიც, კერძოდ ალაზნის ველზე გაბატონებული ადგილობრივი მოძრაობა. აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე, ლოკალური ცირკულაციით გამოირჩევა ალაზნის ველი. აქ ატმოსფერული ჰაერის ლოკალური ცირკულაციის საფუძველზე, საკმარისად დიდ ფართზე, წარმოიქმნება ადგილობრივი მთა-ბარის ქარი [6,21,24,45,61,75]. ეს ველი განთავსებულია მდინარე ალაზნის ხეობასა და მთავარი კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის გასწვრივ. იგი ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით გადაჭიმულია 160 კმ-ზე; საშუალო სიგანით 22 კმ. მაქსიმალური სიგანე 35კმ. სიმაღლე ზღვის დონიდან 200-500 მეტრი. მთავარი კავკასიონის ქედის სიმაღლე 3500 მეტრამდეა, რომელიც დაბლობს ჩრდილო-აღმოსავლეთით ეკვრის. გვერდითი ფერდობების დახრა იცვლება $7^{\circ}-15^{\circ}$ ფარგლებში. გეომორფოლოგიური დახასიათება და მეტეოროლოგიური მონაცემები აღებული გვაქვს

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის, გეოფიზიკის ინსტიტუტის ექსპედიციური დაკვირვების მასალიდან, ქალაქ თელავის რაიონზე 1956-1988 წლებში. ბურთ-პილოტური და სხვა აეროლოგიური დაკვირვებების ანალიზით აღმოჩენილი იქნა ყოველდღიური, დიდი და მცირე ხანგრძლივობის, ადგილობრივი ქარი. დღისით განიცდის აღმავალ დინებას კავკასიონის ფერდობის გასწვრივ 1000 მ. და მეტ სიმაღლეზე. ბარში დაბლობზე დაიკვირვება შებრუნებული ნაკადი. ნაკადების დინების სურათი მოყვანილია ნახ. 4.4.1-ზე. დაბლობში ჰაერის ნაკადის მიმართულების ცვლილება წარმოებს დღის 9-10 საათზე და სადამოს მზის ჩასვლის შემდეგ. ქარის სიჩქარე ბარში 4 მ/წმ-ია დღისით და (2-3) მ/წმ საღამოთი.

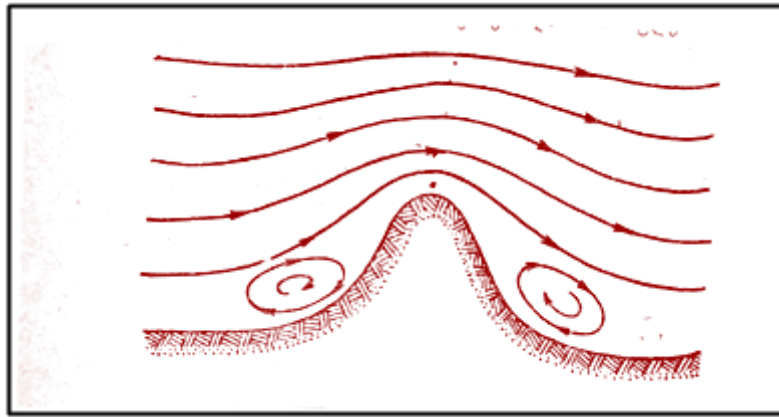
ძლიერი ქარი წარმოიქმნება მათაა ფერდობებსა და დაბლობებს შორის ტემპერატურული კონტრასტით. ეს კონტრასტი აჭარბებს ფერდობსა და თავისუფალ ატმოსფეროს შორის შესაბამის ტემპერატურათა განსხვავებას [6,9,23]. ცხადია, რომ ტემპერატურის ასეთი კონტრასტი წარმოიშვება რელიეფის, დაბლობისა და ფერდობის არაერთნაირი მოსილობით. საინტერესოა, რომ უშუალოდ დაბლობის თავზე 3000 მეტრზე ქარი იცვლის მიმართულებას და ემთხვევა „წამყვანი“ ნაკადის მიმართულებას. ქარის ასეთი ადგილობრივი ცირკულაცია თეორიულად აიხსნება იმავე მიდგომით, რომელიც გამოვიყენეთ ქ. თბილისის ქვაბურში დაკვირვებული ლოკალური ცირკულაციის შესწავლისას იხ. ნახ.4.7.2. ბუნებრივია, რომ ოროგრაფიული იაკობიანი გამოითვლება პარამეტრების სულ სხვა დიაპაზონში.

ვერტიკალური სიჩქარის შესაფასებლად გამოვიყენეთ ოროგრაფიული იაკობიანი ფორმულით $W_h = \frac{1}{\ln \rho} (p, \ln \eta) H$. ამისათვის მივიღეთ პარალელის გასწვრივ ქვაბურის სიგრძე

$\Delta x = 15 \cdot 10^4$ მ.; მერიდიანის მიმართ $\Delta y = 5 \cdot 10^4$ მ. ჰიფსომეტრული სიმაღლეებით გამოვთვლით შესაბამის წნევებს და შევაფასებთ ოროგრაფიულ ვერტიკალურ სიჩქარეს, გვექნება: $W_{or} = 9,89 \cdot 10^{-6}$ მ/წმ ანუ $W_{or} = 10^{-2}$ მ/წმ. ასეთი მცირე ვერტიკალური სიჩქარე მიუთითებს მასზე, რომ ალაზნის ველზე უშუალო ვერტიკალური აღმასვლა ჰაერის ნაკადისა მიწისპირა ფენაში არ გვაქვს. აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობა არის მხოლოდ რელიეფის ფერდობების გასწვრივ. ასევე, შევაფასებთ რა რელიეფის მახასიათებელ პარამეტრებს, მივიღებთ: $a = 0,15 \cdot 10^{-6}$ 1/მ და $b = 4,1 \cdot 10^{-6}$ 1/მ. ანუ $a = 0,4b$; $b = 27,3a$. კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული ასეთი ნაკადები იწვევენ ელჭექური ბუნების ღრუბლების წარმოშობა-განვითარებას, რასაც ხშირად მოყვება სეტყვა და სხვა საშიში პროცესები, განსაკუთრებით გაზაფხულ-ზაფხულის პერიოდში.

4.5. სურამის ზეგანის დინამიკური შეფასება ჰაერის მასების სხვადასხვა შემოჭრისას

სურამის ზეგანის როლი საქართველოს დასავლეთ და აღმოსავლეთ ტერიტორიაზე, ამინდის ცვლილებასა და განსხვავებული კლიმატის ჩამოყალიბებაში, ათეულობით ქართველ მეცნიერს აქვს შესწავლილი და გაანალიზებული. ამ შრომებში სხვადასხვა მიდგომით მკაფიოდ არის გამოკვეთილი სურამის პლატოს, როგორც კლიმატური გამყოფი ზონის თავისებურებანი. სურამის ზეგანი გადაჭიმულია დასავლეთ-აღმოსავლეთით (30-50) კმ, ჩრდილო-სამხრეთ მიმართულებით კი (100-150) კმ. მაქსიმალური სიმაღლე ზღის დონიდან 1100 მ. ზედაპირის მოსილობა ძირითადად ბუჩქნარი და მაღალი ტყეა. ჩვენ შრომებშიც [40, 63,66] შესწავლილია სურამის ქედის ატმოსფერულ პროცესებზე ოროგრაფიული გავლენა, შესაბამისი იაკობიანის შეფასებით და ანალიზით. მიღებული იქნა შედეგები, რომლებშიც კარგი თანხმობაა საკვლევი ელემენტების მოდელურ და რეალურ მნიშვნელობებს შორის. ახლა, მოკლედ მოვიყვანოთ ატმოსფერულ მოვლენებზე სურამის ქედის გავლენის ფიზიკური კონცეფცია. ავხსნათ ჰაერის ნაკადში ქედის ორივე მხარეს, ერთმანეთის საწინააღმდეგო მიმართულების გრივალური ჩახვეულების წარმოშობა. მრავალწლიური სინოპტიკური პრაქტიკიდან ცნობილია, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე ძირითადად გაბატონებულია (დაახლოებით 70%) დასავლეთისა და აღმოსავლეთის შემოჭრები [1,11,22,26]. სწორედ ასეთ პროცესებზე ახდენს გავლენას სურამის პლატო. ფიზიკიდან, კერძოდ აეროდინამიკიდან კარგად არის ცნობილი [1,33], რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, ჰაერის ნაკადში სიბლანტის დამოუკიდებლად, გარკვეული ფორმის წინააღმდეგობის გარსდენისას, ჰაერის ნაწილაკები მოძრაობენ უფრო ნელა, ვიდრე აღებული ფენის გარეთ. გარკვეულ სიტუაციაში ამას მიყვავართ გამყოფი „ზედაპირის“ წარმოქმნასთან და მასთან გრივალური ჩახვეულობის ჩასახვასთან.



ნახ 4.5.1. ქარის მიერ წინააღმდეგობის გადალახვა.

მართლაც, ნაკადში წნევათა სხვაობა ზრდის ან ამცირებს (შემოჭრილი სიტუაციის მიხედვით) ნაკადის სიჩქარეს. როცა წნევა გარეგან ნაკადში მოძრაობის მიმართულებით მცირდება, მაშინ ფენის შიგა ნაწილაკები მიყვებიან გარე ნაკადს და ხახუნის მიუხედავად, აგრძელებენ მოძრაობას შემხვედრი წინააღმდეგობის გასწვრივ. როცა წნევა გარე ნაკადში იზრდება მოძრაობის მიმართულებით, მაშინ წნევათა სხვაობა ანელებს გარე ნაკადს. ამრიგად გარე ნაკადში ნაწილაკი მოძრაობს შენელებულად, ვიდრე შიგა ნაკადში. შესაძლებელია შიგა ნაკადში ნაწილაკებმა მოძრაობა შეაჩერონ და შემდეგ მოძრაობა გააგრძელონ საპირისპირო მიმართულებით. გარსმდენი სხეულის წინააღმდეგობის ზედაპირთან ახლოს უკუმოდრაობა დაიწყება, მიუხედავად იმისა, რომ გარეგანი ნაკადი აგრძელებს წინ მოძრაობას. ახალი ნაკადის შემოდინება ამ პროცესს აძლიერებს და ხელს უწყობს ჩახვეულობის ჩასახვას, მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით. თუ ნაკადის სიჩქარე კლებულობს მოძრაობის მიმართულებით, მაშინ სასაზღვრო ფენაში აღიძვრება უკუმოდრაობა, რომელიც მნიშვნელოვნად აჩერებს გარე ნაკადს და აძლიერებს გრიგალს. ამრიგად სურამის ზეგანზე დასავლეთიდან ციკლონური შემოჭრისას, სადაც წნევათა აღნიშნული სხვაობა მეტია ნულზე, იზრდება ქარის სიჩქარე ნაკადის შიგა არეში. ეს ნაკადი შეხვდება რა ქედს, უმცირდება სიჩქარე და შემობრუნდება უკან. ანტიციკლონური შემოჭრისას პროცესი წარმართება შებრუნებით და მოხდება ქედზე ნაკადის გადადინების გაძლიერება. სწორედ ასეთი პროცესები არის დაკვირვებული, სურამის ზეგნის ორივე მხარეს ოპერატიულ პრაქტიკაში. თეორიულად მოყვანილი სიტუაციის სამართლიანობა დასაბუთებულია მონოგრაფიის წინა თავებში.

აქ კი შევეხეთ ოროგრაფიული იაკობიანის შეფასებას შემდეგი მონაცემებით. პლატოს მაქსიმალური სიმაღლე 1000 მ. (ჯვრის გადასასვლელი), ახლა წარმოვადგინოთ ეს მთათა მასივი სამკუთხა პირამიდის სახით, რომლის სიგრძე 0x ღერძის (ემთხვევა პარალელის მიმართულებას, დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ) გასწვრივ საჩხერიდან გომამდე იყოს 6.10⁴ მ.

სიგანე 0y ღერძის (ემთხვევა მერიდიანის მიმართულებას, დადებითი ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ) მიმართ საწიოკის მთიდან ხარაგაულამდე იყოს 10.10⁴ მ. შესაბამისად სიმაღლეები და წნევები იქნება: Z(საჩხერე)=400მ; P(საჩხერე)=960მმ; Z(ჯვარი)=1000მ. P(ჯვარი)=900მმ; Z(საწიოკე)=1200მ; P(საწიოკე)=880მმ; Z(გომი)=200მ; P(გომი)=980მმ; Z(ხარაგაული)=1100მ; P(ხარაგაული)=890მმ. ჰაერის ნაკადის დადებით მიმართულებად ავირჩიოთ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, გრადიენტის, როგორც წესი წნევის შემცირების მიმართულება. მივიღოთ, რომ ჰაერის სიმკვრივე $\rho = 1,3$ კგ/კმ.მ და მოყვანილი რიცხვითი სიდიდეებისთვის გამოვთვალოთ რელიეფის გავლენით წარმოქმნილი კინეტიკური ენერგია და ოროგრაფიული სიჩქარე (პარაგრაფი 3.3) სათანადო გამოთვლებით გვექნება [73]:

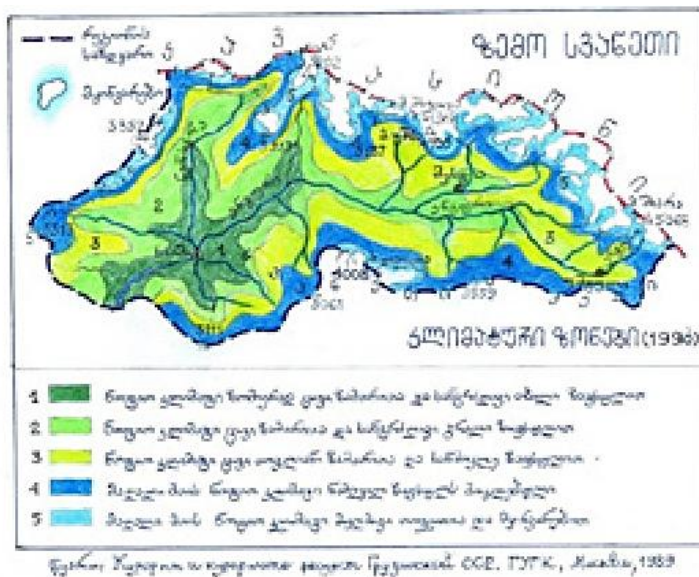
$$\frac{1}{\eta} (\ln \eta, P) = \frac{1}{\eta} \left(\frac{\partial \ln \eta}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial \ln \eta}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial x} \right); \quad \frac{1}{\eta} (\ln \eta, P) = 1,11(0,051 + 0,0077) \cdot 10^{-8} = 0,059 \cdot 10^{-8}$$

სიჩქარისათვის კი მივიღებთ C=2,2მ/წმ. დროითი მასშტაბის გაზრდით კინეტიკური ენერგიის ჯამური მნიშვნელობა ხდება უარყოფითი, სიჩქარე იცვლის მიმართულებას და აბსოლუტური სიდიდით იზრდება. ეს თეორიულად ამართლებს სურამის ქედიდან შემობრუნებულ ნაკადში, ოპერატიულ პრაქტიკაში ხშირად დაკვირვებულ ციკლონური პროცესის გაძლიერებას.

4.6. მესტიის ქვაბურის კლიმატური განსაკუთრებულობა

ზემო სვანეთის მნიშვნელოვანი ტერიტორია, კლიმატური თვალსაზრისით შეიძლება დახასიათდეს მესტიის ქვაბურის თავისებურებით. მესტია მდებარეობს ზღვის დონიდან 1400 მეტრ სიმაღლეზე (მეტეოროლოგიური სადგური 1441 მ). მესტიაში ჩამოყალიბებულია ნოტიო ჰავა, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი, გრილი ზაფხულით. მრავალწლიურ მეტეოროლოგიურ მონაცემებზე დაყრდნობით, საშუალო წლიური ტემპერატურა $+5,7^{\circ}C$. ყველაზე ცივი თვე იანვარი, საშუალო $t = -6^{\circ}C$. ყველაზე ცხელი თვე ივლისი, საშუალო $t = +16,4^{\circ}C$.

აბსოლუტური მინიმუმი $-35^{\circ}C$, ხოლო აბსოლუტური მაქსიმუმი, იგივე სიდიდე პლიუს ნიშნით. საშუალო წლიური ფარდობითი ტენიანობა 75%-ია, ნალექების წლიური ჯამი 918 მმ. მაქსიმუმი ოქტომბრის თვეში - 95 მმ., ხოლო მინიმუმი თებერვალში 61 მმ. ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე 1,1 მ/წმ., ძირითადად გაბატონებულია ჩრდილოეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარები. სურ. 4.6.1. მოცემულია ზემო სვანეთის კლიმატური ზონები.



სურ. 4.6.1. ზემო სვანეთის კლიმატური ზონები.

ყველაზე დაბალი ზონა ზემო სვანეთის ტერიტორიაზე მდებარეობს (500-900)მ სიმაღლის დიაპაზონში და ხასიათდება ხაიმის მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემებით, ხოლო ყველაზე მაღალი, მუდმივი თოვლისა და მყინვარების ზონა განთავსებულია (3000-5000) მ. სიმაღლეზე (უმაღლესი მწვერვალი შხარა 5203 მეტრია). მნიშვნელოვანი ტერიტორია უჭირავს (1000-2000) მეტრის სიმაღლის ზონას, რომლის კლიმატური პირობები დახასიათდება მესტიის მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემების საფუძველზე. მითითებული ჰიფსომეტრული და მეტეომეტრული მონაცემებით, გათვლით რა რელიეფის მახასიათებელ a და b პარამეტრებს (დაეუშვათ, რომ მესტიის ქვაბურის ზომა (50×50) კვადრატული კილომეტრია, მივიღებთ $a = 7.2 \cdot 10^{-4}$ 1/მ და $b = 1 \cdot 10^{-6}$ 1/მ, ე.ი. $a = 7,2b$. მოდელური გათვლით მიღებული პარამეტრების ეს მნიშვნელობები მიუთითებს მასზე, რომ ქვაბურში ქარი უმეტეს შემთხვევაში მიწისპირა ფენაში ქრის პარალელის მიმართულებით მთაგრეხილების გასწვრივ, რაც რეალურ პირობებში არსებული სიტუაციის თეორიულ ახსნა-დასაბუთებას წარმოადგენს. ვინაიდან ასეთი დინებების ხანგრძლივად არსებობა უზრუნველყოფს მდგრადი ციკლონური ან ანტიციკლონური სიტუაციის შენარჩუნებას და მკაცრ კლიმატს.

4.7 თბილისის ქვაბურის კლიმატური ბუნების მოდელური შეფასება

უკანასკნელ ათწლეულებში დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა სპეციალისტები, გარკვეული შეშფოთებით აკვირდებიან და სწავლობენ კლიმატის თანამედროვე ცვლილებას. კლიმატის ცვლილება კი ყოველსომოცვლელი და ჭეშმარიტად გლობალურია, ყველა თანამედროვე პრობლემებს შორის. კლიმატის ცვლილების კანონზომიერების დადგენა, მიმდინარე გლობალური დათბობის ფონზე, მეტად აქტუალური და პრაქტიკული ღირებულებებისაა. დადგენილია, რომ გლობალური დათბობის სიდიდემ საბაზისო (1950-1980) წლების პერიოდის მიმართ, ამჟამად შეადგინა (0,2-0,6) ცელსიუსის გრადუსი ათ წელიწადში და მას ზრდის ტენდენცია აქვს. გლობალური ტემ-

პერატურის მატების ეს საშუალო სიჩქარე, აღემატება კლიმატური ქვესისტემების შეგუების უნარს და ამიტომ კაცობრიობის წინაშე დგება, საშიში მოვლენების შემდგომი განვითარების შესუსტების, მოწესრიგების აუცილებლობა.

ბუნებრივია კლიმატწარმოქმნელი ფაქტორების ჩასახვა-განვითარება მიმდინარეობს კონკრეტულ, ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში. ამიტომ არსებითი და ზოგჯერ გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს რეგიონალ-ლოკალური კლიმატის თავისებურებებს. პირველ რიგში, მიკროციკულაციურ პროცესებს [30,71,76.], ვინაიდან ლოკალური პირობები მოქმედებს ჰაერის ნაკადის არა მარტო დინამიკურ მახასიათებლებზე, არამედ მიდამოს ტემპერატურასა, ტენიანობასა, ამინდის პირობებსა და ეკოლოგიურ სიტუაციაზე. ყოველივე ეს მკაფიოდ მიუთითებს ლოკალური პროცესების თეორიული და მოდელური შესწავლის აუცილებლობაზე, მის პრაქტიკულ ღირებულებაზე. ცალკეული რეგიონის გეოლოგიურ-გეოგრაფიული პირობები განაპირობებს კლიმატის იმ ლოკალურ „ფენომენურ“ თავისებურებებს, რომლითაც გამოირჩევა საქართველოს ტერიტორიის ზემოთ მითითებული რამდენიმე ქალაქი, თუ მხარე, განსაკუთრებით კი ქვაბურები [72,74,75].

მოვასხინოთ ატმოსფეროს მიწისპირა-სასაზღვრო ფენის გამოკვლევა და მათში მიმდინარე ცირკულაციური პროცესების შესწავლა თბილისის ქვაბურისათვის. საკითხის თეორიული მხარის გაშუქებისათვის აქაც, როგორც წინა თავებში, ვსარგებლობთ ჰიდროდინამიკაში აღიარებული ა.ფრიდმანის გამარტივებული განტოლებით, ქარის სიჩქარის Ω გრივადის ვერტიკალური მდგენელისათვის შემდეგი სახით [1,8,10,19,31,35]:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} + u \frac{\partial(\Omega+l)}{\partial x} + v \frac{\partial(\Omega+l)}{\partial y} = -lD \quad (4.7.1),$$

სადაც მთა-გორიან ტერიტორიისათვის გეოსტროფიულ მიახლოებაში Ω ასე წარმოდგება [1,6]:

$$\Omega = \frac{1}{\eta} [\Delta \Psi - (a\Psi_x + b\Psi_y)] \quad (4.7.2),$$

აქ ყველა სიმბოლო განსაზღვრულია წინა პარაგრაფებში. (4.7.2)-ის (4.7.1)-ში ჩასმით, მეტეოროლოგიური სიდიდეების და მათი წარმოებულების რიგის შეფასების გათვალისწინებით [29,31.], მიიღება ძირითადი სამუშაო განტოლება:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}\right)(\Delta \Psi + a\Psi_x + b\Psi_y) = l\eta(b\Psi_x - a\Psi_y) \quad (4.7.3)$$

ამ განტოლების ამოხსნა ვეძებთ შემდეგი ბრტყელი ტალღის სახით [6,7,9]:

$$\Psi = \Psi_0 e^{i(mx+ny-\sigma t)} \quad (4.7.4),$$

სადაც m და n შესაბამისი ტალღური რიცხვებია, σ კი ფაზური სიხშირე, Ψ_0 დენის ფუნქციის ამპლიტუდური მნიშვნელობა. (4.7.3)-ში (4.7.4)-ის ჩასმით ფაზური სიხშირისათვის მიიღება დამოკიდებულება:

$$\sigma = \frac{\rho^2 [l_1(am+bn) - \beta_1 m]}{m[\rho^2 + (am+bn)^2]} + i \frac{(am+bn)[l_1(am+bn) - \beta_1 m]}{m[\rho^2 + (am+bn)^2]} \quad (4.7.5),$$

სადაც $l_1 = l\eta$, ხოლო $\beta_1 = \beta\eta$. ატმოსფერული მოვლენების რეალობიდან გამომდინარე, ფაზური სიხშირისათვის აღებული უნდა იქნას მხოლოდ ნამდვილი ნაწილი. ამრიგად, ტალღის მოძრაობის სტაციონარობას უზრუნველყოფს მოთხოვნა [34,35]:

$$am + bn = 0 \quad (4.7.6).$$

ამ დამოკიდებულების თეორიული და პრაქტიკული ღირებულება აღნიშნულია წინა პარაგრაფებში.

ამრიგად, ნებისმიერ შერჩეულ ლოკალურ პოლიგონზე ჰაერის ნაკადზე მოქმედებს, რელიეფის გავლენით წარმოქმნილი აღმავალ-დაღმავალი დინებები, რომელთა გათვალისწინებაც აუცილებელია. სწორედ ეს დინებები არსებითად განსაზღვრავს ადგილობრივი ცირკულაციის ბუნებას და მთელ რიგ თავისებურებებს ლოკალურ ქვაბურებში. ოროგრაფიული ვერტიკალური სიჩქარის W_0 განსაზღვრისათვის კი გამოვიყენოთ მესამე თავის მეოთხე პარაგრაფის მეშვიდე ფორმულა:

$$W_0 = \frac{1}{l\rho\eta} (p, \ln \eta) H \quad (4.7.7).$$

სადაც H არის ატმოსფერული ფენის სიმაღლე. W_0 გამოხატავს სწორედ, ოროგრაფიული ფაქტორის გავლენით წარმოქმნილ, აღმავალი დინების სიჩქარეს.

თბილისის ქვაბურის აეროზოლური სმოგის გადანაწილების თავისებურებების შეფასებისათვის კი ვისარგებლოთ, ჰაერის დატუჭყიანების ფარდობითი კონცენტრაციის განსაზღვრის მარტივი თეორიით. ცნობილია, რომ ჰაერის დამატუჭყიანებულ წერტილოვან ან წრფივი წყაროდან მინარევის გავრცელება სტაციონალური შემთხვევისათვის, მოიცემა განტოლებით [11,73,76].

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + (w - v_g) \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial q}{\partial z}) \quad (4.7.8),$$

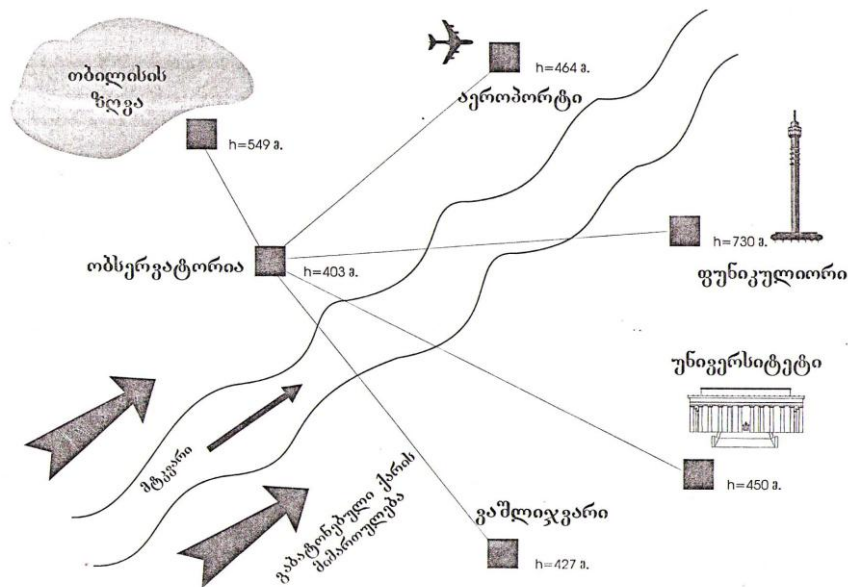
სადაც q - მინარევის კონცენტრაციაა, v_g არის მინარევის დაღეკვის სიჩქარე. ქარის სიჩქარის u მდგენელისა და ტურბულენტობის k კოეფიციენტის, სიმაღლის მიხედვით ცვლილება წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით [11,29,78]:

$$\begin{aligned} (z) &= c_g [1 + \sqrt{2} \sin \alpha_0 \cdot \exp(-\gamma z) \cos(\alpha_0 + 3\pi/4 - \gamma z)] \\ k(z) &= \varepsilon v_* (z + z_0) \\ k(z) &= \varepsilon v_* (h + z_0) \end{aligned} \quad (4.7.9 - \text{ა,ბ,გ})$$

(4.7.9.ბ.) - როცა $z \leq h$ და (4.7.9.გ) როცა $z \geq h$; α_0 არის კუთხე დედამიწის ზედაპირსა და რეალური და გეოსტროფიული ქარის მიმართულებებს შორის; γ - კოჩინის რიცხვია; h - მიწისპირა ფენის სიმაღლე; v_* - დინამიკური სიჩქარე; γ - კარმანის მუდმივა. მოყვანილი მათემატიკური მოდელი, სხვადასხვა ვარიანტით გამოყენებული იყო რამდენიმე ქართველი ავტორის [11,57,79] მიერ და მიღებული იყო დამაკმაყოფილებელი შედეგები. იგივე მიდგომა განვახორციელეთ, კომპიუტერული შესაძლებლობების გამოყენებით და ავაგეთ (4.7,9) განტოლების ამოხსნა, დახრის კუთხის ცვლილების გათვალისწინებით ნახ. (4.7.4-4.7.7). ვერტიკალური სიჩქარე განისაზღვრებოდა ოროგრაფიის გარსდენის პირობიდან, რომელიც მოყვანილი იყო წინა პარაგრაფებში. შეიძლება ვერტიკალური სიჩქარე განისაზღვროს მიახლოებითი ფორმულითაც [11,56]:

$$w(z) = w_0 + \beta z \quad (4.7.10)$$

აქ β -ს განზომილება $1/\text{წმ}$ პარამეტრია, რომელიც ახასიათებს w -ს ცვლილებას სიმაღლეზე. ექსპერიმენტულ-სტატისტიკური მასალის დამუშავების საფუძველზე დადგენილია, რომ β იცვლება ($10^{-5} - 10^{-3}$) $1/\text{წმ}$ -ის ფარგლებში. ჩვენ გამოთვლებში იგი $10^{-4} 1/\text{წმ}$ -ია. W_0 კი ოროგრაფიული შემფოთების სიჩქარის ტოლია და განისაზღვრება ფორმულით (4.7.7) [15]. W_0 -ს ასეთი წარმოდგენა არის სწორედ, შემოთავაზებული სიახლე შესაბამის აღიარებულ თეორიებს შორის. (4.7.8) განტოლების ამოხსნის მეთოდიკა შესაბამის სასაზღვრო პირობებში, მოყვანილია [11]-ში. აღნიშნული თეორიით შეიძლება, ზოგადად განხორციელდეს ჰაერის დატუჭყიანების შეფასება თბილისისათვის: კერძოდ, გაირკვეს მინარევის კონცენტრაციის დამოკიდებულება ტურბულენტობის კოეფიციენტზე, ქარის მიმართულებასა და დედამიწის ზედაპირს შორის კუთხეზე, გეოსტროფიული ქარის სიდიდეზე, სიმაღლის ცვლილებაზე [1,5,79]. მოყვანილი თეორიის საფუძველზე ახსნილი იქნება ქ. თბილისის ქვაბურში დაკვირვებული „ფენომენური“ მოვლენები. თბილისის მდებარეობს მდინარე მტკვრის ხეობაში, სამხრეთ-აღმოსავლეთით მთაწმინდის (760 მ) და ჩრდილო-დასავლეთით მახათის (520 მ) მთას შორის. მტკვრის მიმართულებით ქალაქის სიგრძე 30 კმ-ია, სიგანე (10-15)კმ. თბილისის ქვაბურში შერჩეულ იქნა ექვს სხვადასხვა ადგილზე განლაგებული მეტეოროლოგიური სადგური (ნახ.4.7.1). აქ მოპოვებული მრავალწლიური დაკვირვებების მონაცემების მიხედვით, მოხდა თბილისის კლიმატური თავისებურებების გამოაშკარავება.



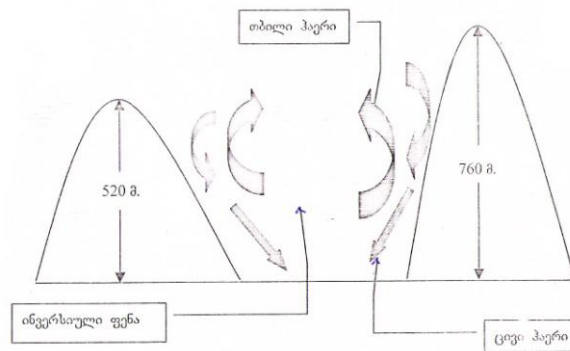
ნახ.4.7.1. თბილისის ქვაბურში განლაგებული მეტეოროლოგიური სადგურები ძირითადი მეტეოროლოგიური სიდიდეების მრავალწლიური მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილში 4.7.1.

ცხრ.4.7.1. მეტეოროლოგიური სიდიდეების მრავალწლიური მნიშვნელობები

ფუნიკულიორი 1946-1955 წწ	აეროპორტი 1946-1955 წწ	დიდომი // გაშლიჯვარი 1966-1975 წწ	სასოფლო ინსტიტუტი 1960-1967წწ
ატმოსფერული წნევა (მბ)			
955,5	920	966,7	841,7
ჰაერის ტემპერატურა °C			
12,6	10,8	12,9	13,5
ფარდობითი სინოტივე (%)			
65	68	66	64
ქარის სიჩქარე (მ/წმ)			
5,9	3,4	-	2,5

თბილისის ქვაბურში აღიარებული „ფენომენური“ თავისებურება შედეგია: ზამთარში მზიან წყნარ ანტიციკლონურ ამინდში, ხშირად არის დღეები, როცა მთაწმინდის ფერდობზე ტემპერატურა (6-9) გრადუსით აღემატება თბილისის (459 მ) ტემპერატურას. მთიდან ჩამონახებული ჰაერი მდ. მტკვრის ხეობაში გამოსხივების გამო, კიდევ უფრო ცივდება და ცუდი გამტარიანობის გამო ტაფობში „დაგუბებას“ განიცდის. ეს არის ერთ-ერთი მიზეზი იმისა, რომ თბილისში ღამის ტემპერატურა საგრძნობლად დაბალია და დღეღამური ამპლიტუდა იზრდება. თითქმის პარადოქსი - ფენომენია, მაგრამ ფაქტია, რომ მთაწმინდაზე ზამთარში მთელი დღის განმავლობაში უფრო თბილა, ვიდრე ქალაქის ცენტრში. ზაფხულში კი უფრო გრილა, ცენტრში ჰაერის ტენიანობაც იზრდება, ბურუსია, (ხილვადობა 500-700 მეტრზე ნაკლები), თითქმის მუდმივად არის აეროზოლური სმოგ-დრუბელი [56,57]; მიკროცირკულაცია ხელს უწყობს ქალაქის ცენტრში ტემპერატურის მატებას, გარე უბნებთან შედარებით. იანვრის და ივლისის ტემპერატურა თბილისის ცენტრში (0,6-2) გრადუსით აღემატება დიდმისა და სამგორის ტემპერატურას. ქალაქის ცენტრში ქარის სიჩქარეც სუსტია (იანვარში 2,2 მ/წმ, ივლისში - 2,1 მ/წმ), გარე უბნებთან შედარებით (შესაბამის თვეებში დიდომში 3.7 მ/მწ და 5.2 მ/მწ, აეროპორტში კი 5.4 მ/წმ და 7.2 მ/წმ). ჰაერის უშუალოდ ვერტიკალური შერევა მცირეა [5,8,9]. ქრის მხოლოდ ფერდობების ქარი (ნახ. 4.7.2). რის გამოც ადგილი აქვს ჰაერის ინვერსიული ფენის წარმოშობას, მტვრისა და სხვა მინარეგების დაგროვებას, რაც ზრდის ჰაერის დაჭუჭყიანებას. შესაბამისად იზრდება მზის გრძელტალღოვანი გამოსხივების ინტენსივობა, ხოლო ულტრაიისფერისა მცირდება. მიწისპირა ფენაში ხდება ულტრაიისფერი სხივების დაგროვება, რაც ზრდის მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციას. ეს უკანასკნელი კი იწვევს სიცოცხლეზე არასასურველ ზემოქმედებას. ასევე

კლიმატური თავისებურებებია თბილისში აეროზოლური ღრუბელის ხანგრძლივი არსებობა დილის საათებში (რაც კარგად დაიკვირვება მაღალი შენობების სართულებიდან). ეს ღრუბელი მთელ ქალაქს „აწევს“ ზემოდან და არ ნიაველება.



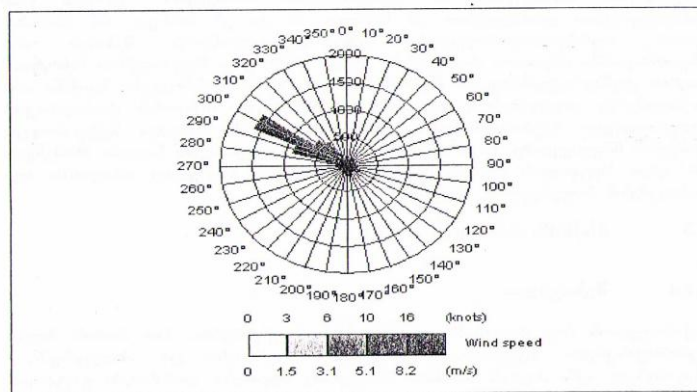
ნახ.2.

თბილისის ადგილობრივი ცირკულაცია. 1-დღისით; 2-ღამით.

ნახ.4.7.2. მიკროცირკულაცია თბილისის ქვაბურში

თბილისის ტაფობის მითითებული თავისებურებები აიხსნება მოყვანილი თეორიით. ამისათვის მოვახდინოთ რელიეფის გავლენის მახასიათებელი პარამეტრების შეფასება. მთაწმინდისა და მახათის მთა წარმოვადგინოთ სამკუთხა პირამიდის სახით (ნახ.4.7.2), რომელთა მწვერვალებზე ატმოსფერული წნევის საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობა და მათ შორის მანძილი ცნობილია და ქვაბურში ჰაერის ფენის სიმაღლე 1000 მეტრია, ქარის გაბატონებული მიმართულება კი არის ჩრდილო-დასავლეთი (ნახ.4.7.3.).

გრაფიკი მ-2 თბილისის "ქართა სქემა", 1999 წ. (წყარო Trinity Consultants, USA)



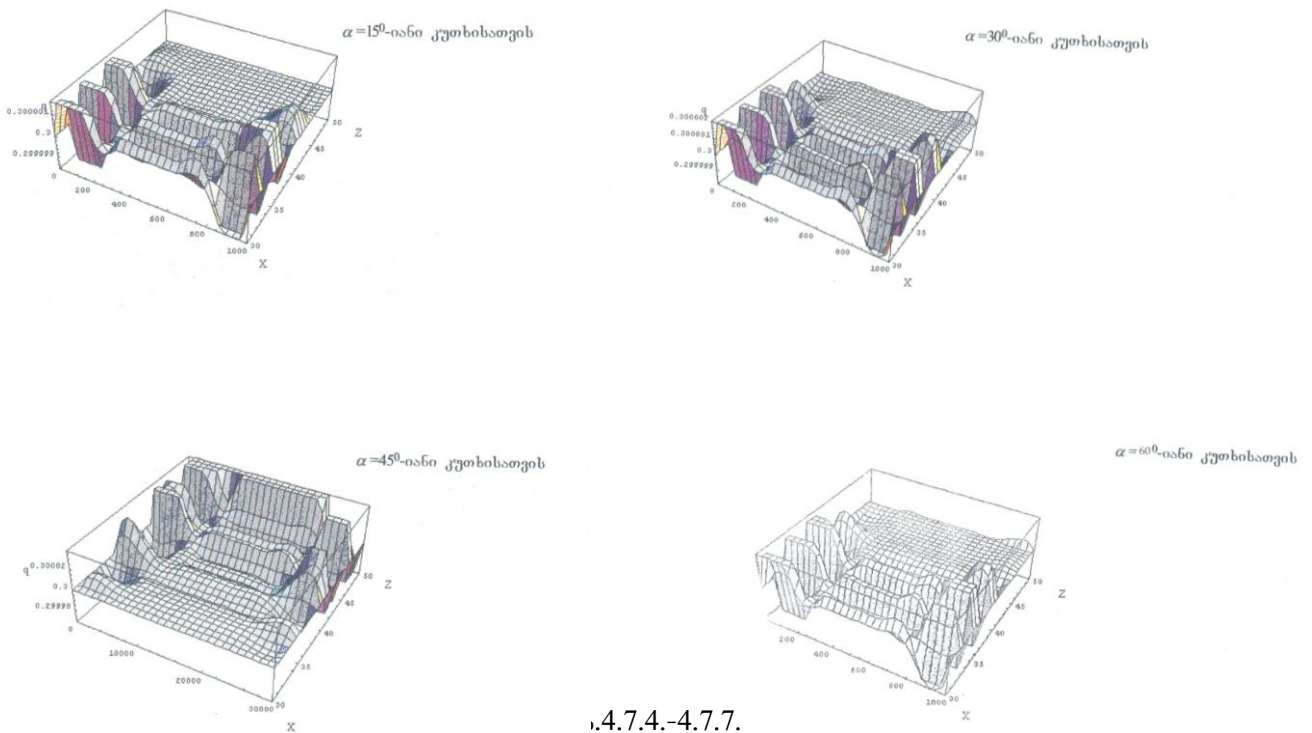
ნახ.4.7.3. თბილისში გაბატონებული ქარის მიმართულება

მითითებული რეალური მონაცემებით გათვლილი რელიეფის გავლენის a და b მახასიათებელი პარამეტრები უდრის $a=5.52 \cdot 10^{-6}$ 1/მ, $b=23 \cdot 10^{-6}$ 1/მ, ვერტიკალური ოროგრაფიული სიჩქარე გათვლილი (4.7.7) ფორმულით კი არის 12,64 სმ/წმ [2,7,8]. ამ მნიშვნელობების გათვალისწინებით, ფორმულა (4.7.6)-ის საფუძველზე, მიიღება მეტად მნიშვნელოვანი შედეგი. ვინაიდან რელიეფის გავლენის პარამეტრი b ჩრდილო-სამხრეთ მიმართულებით ოთხჯერ აღემატება პარამეტრს დასავლეთ-აღმოსავლეთის გასწვრივ, ამიტომ ჰაერის მასები ძირითადად, მხოლოდ ერთი მიმართულებით- მტკვრის ხეობის გასწვრივ მოძრაობს (n=4,12მ). ქვაბურში წარმოებს მთა-ხეობის ჩაკეტილი ცირკულაციის წარმოშობა (იხ.ნახ.4.7.2.), რომელსაც აძლიერებს ვერტიკალური სიჩქარის სიმცირეს (მაქსიმუმ ორი ათეული სმ/წმ). ცხადია ჰაერის ნაკადის ასეთი დინამიკა ასაბუთებს, ქვაბურში ზემოთ მოყვანილ ყველა კლიმატურ „ფენომენურ“ თავისებურებებს. ვინაიდან ტაფობში მუდმივად არის რელიეფური წარმოშობის აღმავალი დინება, რომელიც ჩაკეტილი ცირკულაციის გამო, მთის ზემოთ კი არ ქრება, არამედ იცვლის მიმართულებას და უბრუნდება ქალაქს. ცხადია, ეს ხელს უშლის

სმოგური ღრუბელის გაშლასა და გაფანტვას. ვინაიდან ტაფობში მუდმივად არის რელიეფური წარმოშობის აღმავალი დინება, რომელიც ჩაკეტილი ცირკულაციის გამო, მთის ზემოთ კი არ ქრება, არამედ იცვლის მიმართულებას და უბრუნდება ქალაქს [88].

სხვადასხვა ეკოლოგიური სიტუაციების ჩასახვა-განვითარებისათვის განსაკუთრებულია ჰაერში მრავალი ზომის მტვრის ნაწილაკების არსებობაც. ძირითადად მასზე ილექება სამრეწველო და სამეურნეო ნარჩენები, რომლებიც იწვევენ ჰაერის დატუქვიანებას, რითაც ზრდიან ეკოლოგიურ რისკს. მტვრის ნაწილაკების ზომაა 10^{-4} მკ-დან 10 მმ-მდე ($1\text{მკ}=10^{-3}\text{მმ}$). ამ ნაწილაკებზე მოქმედებს სიმძიმის ძალა P და ხახუნით გამოწვეული სტოქსის ძალა $f = 6\pi\eta vr$, სადაც v სიჩქარე, η კი სიბლანტის კოეფიციენტი. ამ ძალების გატოლებით ნაწილაკის დაღეჭვის სიჩქარისათვის მიღებულია ფორმულა: $v = 1,26 \cdot 10^6 \rho r^2$, თუ რადიუსი $0,4$ მკ-ია, მაგალითად წყლის ორთქლის წვეთები, მაშინ უქარო ამინდში ეს წვეთები 100 მ. სიმაღლიდან დაილექება 16 დღე-ღამის განმავლობაში, 7 დღე-ღამეში წყნარ ამინდში; როცა რადიუსი დიდია, მაგ. $2,2$ მკ, მაშინ ნაწილაკის ვარდნის დრო 90 სთ-ია. აქედან ჩანს მტვრის და სხვა აეროზოლური ნაწილაკების მნიშვნელობა გარემოს დაბინძურებაში, შესაბამისად ეკოლოგიური სიტუაციების გართულებაში. საყურადღებოა, რომ ჩვენს ბინაში 1კგ.სმ ფართზე დაახლოებით 20 ათასი მტვრის ნაწილაკია; ოთახში ადამიანი ყოველდღიურად შეისუნთქავს 500 მილიონ მტვრის ნაწილაკს. ჯერ კიდევ მენდელეევი აჩვენა, რომ 2 გრამ ჰაერში იმყოფება 500 ტკიპა და 700 მილიონი მტვრის ნაწილაკი. სამწუხაროდ ეს რიცხვი იზრდება და იზრდება. რა გვეშველება? ალბათ, ორგანიზმის შეგუების უნარიანობა და სუფთა ეკოლოგიური გარემოს შექმნა-შენარჩუნება.

ეკოლოგიური ბლოკისათვის იქნა შედგენილი მოდელური პროგრამა, რომლის ზოგიერთი შედეგი წარმოდგენილია ნახაზებზე 4.7.4-4.7.7.



4.7.4.-4.7.7.

ცხრილში 4.7.2 მოყვანილია ქ. თბილისის ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების საშუალო დონის (მგ/მ3) ცვლილება ბოლო ათწლეულში. ცხრილში 4.7.3. კი ნიმუშის სახით, აღებულია ერთი დღის ქ. თბილისის ჰაერის დაბინძურების შემსწავლელი ავტომატური სადგურების მონაცემები

ცხრ.4.7.2. თბილისის ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების საშუალო დონის (მგ/მ3) ცვლილების ტენდენცია

წლები	ინგრედიენტები				
	მტვერი	გოგირდის დიოქსიდი	ნახშირჟანგი	აზოტის დიოქსიდი	ტყვია
2007	0,75	0,14	5,0	0,07	-

2008	0,78	0,13	5,1	0,06	0,00033
2009	0,50	0,12	4,0	0,07	0,00022
2010	0,40	0,10	3,6	0,09	0,00020
2011	0,50	0,09	2,8	0,09	0,00021
2012	0,50	0,12	3,1	0,09	0,00013
2013	0,70	0,12	3,4	0,10	0,00012
2014	0,90	0,13	3,0	0,09	0,00012
2015	0,77	0,14	3,1	0,08	0,00020
2016	0,60	0,14	3,3	0,09	0,00004

ცხრ.4.7.3 ატმოსფერული ჰაერის დამაბინძურებელი ნივთიერებების საშუალო სადღეღამისო კონცენტრაციები (24 ნომბერი, 2016 წელი)

დაკვირვების პუნქტები	CO	SO ₂	O ₃	NO _x	NO	NO ₂	PM ₁₀	PM _{2.5}
	მგ/მ ³							
წერეთლის გამზირი 105	0.5	0.012	0.022	0.081	0.044	0.037	0.037	0.021
ვაზბეგის გამზირი, წითელ ბაღთან	*	0.009	0.024	0.054	0.017	0.037	0.026	0.017
ვარკეთილი 3, I მკრ-ნი, მე-2 კორპუსის მიმდებარე ტერიტორია	*	0.006	0.034	0.033	0.006	0.027	*	*
ზღვრულად დასაშვები საშუალო სადღეღამისო კონცენტრაცია (საქართველოს ნორმატივი)	3	0.05	0.03	-	0.06	0.04	-	-
ევროკავშირის ნორმატივი (საშუალო სადღეღამისო კონცენტრაციები)	-	0.125	-	-	-	0.125	0.05	-

შენიშვნა: * - მონაცემი არ არის ტექნიკური მიზეზის გამო.

ამ მონაცემების ანალიზით ჩანს, რომ არცერთი ინგრედიენტის სიდიდეს წლების მიხედვით, ფართო დიაპაზონში ცვლილება არა აქვს და ეს ცვლილება, გარკვეული მიახლოებით, დასაშვები ნორმის ფარგლებშია. სწორედ ამას ადასტურებს მოყვანილი თეორია, რაც გაკეთებულია პირველად. აქვე შევნიშნოთ შემდეგი: დადგენილია, რომ 1928 წელთან შედარებით, საშუალო ატმოსფეროს საერთო გატუქვიანების ყოველწლიური ზრდა, საქართველოს სხვადასხვა რეგიონებისათვის, შეადგენს: თბილისი 13%; თელავი - 15%; სენაკი - 5,5%; ანასეული - 8,7% სოხუმი - 6,6% ; წალკა - 3,6%. მთლიანად საქართველოსათვის 8,8% ანუ 2000 წელს ჰაერის გატუქვიანებამ 1928 წელთან შედარებით საშუალოდ მოიმატა: თბილისში 8-ჯერ, თელავში 9-ჯერ, ანასეულში 5,4-ჯერ, სენაკში 6-ჯერ, სოხუმში 4,1-ჯერ, წალკაში 2,2-ჯერ, საშუალოდ საქართველოში 5,4-ჯერ [50. 57.85].

ზოგადად საყურადღებოა, რომ მეტეოროლოგიური ელემენტების საუკუნენახევრის მონაცემების (1870-2010 წ.წ.) დამუშავების საფუძველზე დაფიქსირებულია, რომ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ყველაზე ცივი თვე არის იანვარი. თბილისში ყველაზე ცივი იანვარი იყო 1889 წელს, თებერვალი კი - 1969 წელს. ყველაზე ცხელი თვეებია ივლისი-აგვისტო. შეფასებულია, რომ თბილისში -18 გრადუსი ცელსიუსის ქვემოთ, ტემპერატურის არსებობის ალბათობა სულ 4%-ია, ხოლო -10 გრადუსზე ქვემოთ 56%. უყინავი დღეების რიცხვი ($t > 0$ გრადუსზე) აღწევს 280-ს. ქარის გაბატონებული მიმართულებაა ჩრდილო-დასავლეთი იხ. სურათი 4.7.3

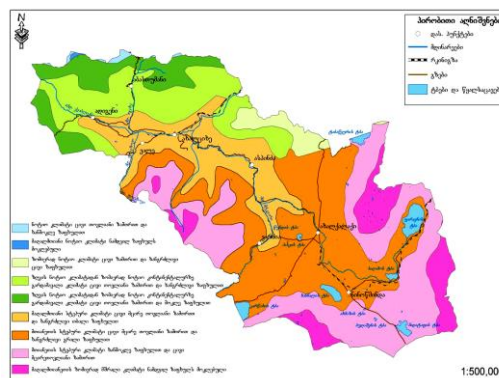
ჩატრებული კვლევა იძლევა სასურველ შედეგს, რომელიც მდგომარეობს მასში, რომ ქალაქ თბილისის ქვაბურის ყოველი კლიმატური თავისებურების ახსნა მოხერხდა და ფიზიკური მოსაზრებებიდან გამომდინარე, ჰიდროთერმოდინამიკური მიდგომით დასაბუთდა. ასეთი მიდგომა განხორციელებულია პირველად. შედეგი სასურველია გათვალისწინებული იქნას ქალაქის ახალი უბნების ურბანიზაციის პერსპექტივაში.

4.8. ახალციხის მთიანი ქვაბურის კლიმატური თავისებურებების ახსნა დასაბუთება

ახალციხის მთიანი ქვაბური განეკუთვნება ეროზიულ მთათაშუა ქვაბურების ტიპს. იგი მდებარეობს მდინარე მტკვრის ზემო აუზში. დასავლეთიდან მას ესაზღვრება არსიანის ქედის ჩრდილო ნაწილი, ჩრდილოეთიდან აჭარა-იმერეთის ქედი, აღმოსავლეთიდან თრიალეთის ქედის დასავლეთი დაბლობი, ხოლო სამხრეთიდან ერუშეთის მთიანეთის ჩრდილო კალთები. ქვაბური

დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ (სოფელი დერცელიდან სოფ. ბლორძამდე) გრძელდება 50 კმ-ს მანძილზე (რუკა 3). მისი სიგრძე სხვადასხვა ნაწილში სხვადასხვაა: დასავლეთ დაბლობებთან 4-5 კმ-ია, ქ. ახალციხის მერიდიანზე 12-14 კმ, ხოლო აღმოსავლეთი ნაწილი (სოფ. ჭობარეთი-აგარის ხაზზე) 18-20 კმ. ქვაბულის მთავარი წყლის არტერიას წარმოადგენს მდინარე მტკვარი და ფოცხოვი, ასევე მათი შენაკადები (ქვაბლიანი, ოცხე, ურაველი, წინაუბნისწყალი და სხვა). ქვაბური ორი განსხვავებული ნაწილისგან შედგება - 900-1500 მ. დაბალ ზონაში წარმოდგენილი გორაკ-ბორცვიანი რელიეფით და 2500 მეტრამდე, საშუალომთიანი ციცაბოდ დახრილი ფერდობით.

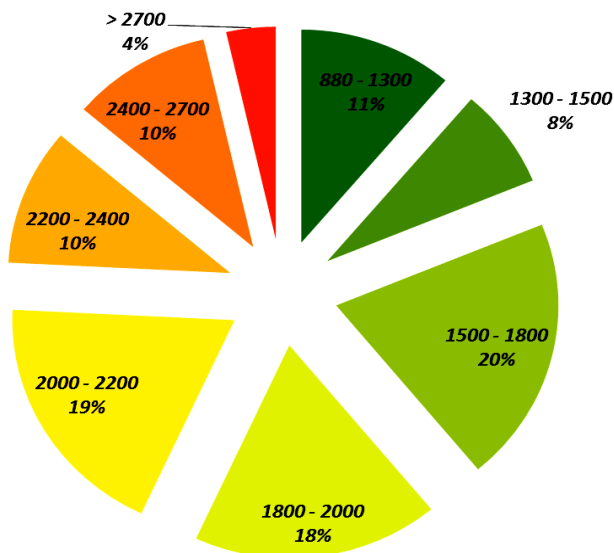
გეოლოგიური თვალსაზრისით ქვაბური წარმოადგენს სართულად აგებულ სინკლინორიუმს და გვევლინება ტექტონიკურ დეპრესიად. ქვაბურის მორფოლოგიურ ჩამოყალიბებაში დიდი როლი ითამაშა ტერიტორიის ამგები ქანების ლითოლოგიურმა შემადგენლობამ და გამდინარე წყლების ეროზიულმა ზემოქმედებამ (გობეჯიშვილი რ. 2011). ქვაბულის ცენტრში ტერასული ვაკეა, ვულკანოგენურ წყებზე რელიეფი კლდოვანია. 1200-1200 მ. ზემოთ მესხეთის, ერუშეთის და არსიანის ქედების კალთები საკმაოდ დანაწევრებული მთა- ხეობათა რელიეფია. (იხ. სურ. 4.8.1.)



სურ. 4.8.1. ახალციხის კლიმატური ზონები

ქვაბურში 1300-1400 მ სიმაღლემდე ტყე-სტეპების ლანდშაფტია, ქვაბურის გარეთ 2000-2200 მ-მდე და უფრო ზემოთ მთა-მდელოს ლანდშაფტია. ახალციხის მუნიციპალიტეტის ფართობი 1010,3 კვ.კმ. სამხრეთ დასავლეთით და სამხრეთ აღმოსავლეთით მას თურქეთი ესაზღვრება. ჰავა (კლიმატი) კონტინენტალურია: ზამთარი ცივი, შედარებით მშრალი და მცირეთოვლიანი. ზაფხული ხანგრძლივი და თბილი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა -2,20C (ასპინძა), -5,40 C(აბასთუმანი) ფარგლებში მერყეობს. აგვისტოში 17,30 C-დან 29,50C(ახალციხე). საშუალო წლიური ტემპერატურა 6,50C-9,50C, აბსოლუტური მინიმუმი -290C-დან-320C-მდე. აბსოლუტური მაქსიმუმი 390C. ნალექები 400-520 მმ წელიწადში. ქვაბურის ფერდობებზე ზემოთ ზომიერი ნოტიო ჰავაა ცივი ზამთართა და გრილი ზაფხულით. ტერიტორიის 37,3% ტყიანია, 17,0% უჭირავს სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებს. საკვლევი რეგიონი 5247,9 კვ.კმ ფართობს მოიცავს, ბუნებრივი საფარი ბუჩქნარი და მრავალწლიანი ბალახეულობა და წიწვოვანი ტყეთა ზონებია. ქვაბული ზღვის დონიდან საკმაოდ მაღალზეა, რეგიონზე სიმაღლეთა განაწილება პროცენტებში მოცემულია დიაგრამაზე სურ.4.8.2.

ცხრილში 4.8.1. მოყვანილია ახალციხის მეტეოროლოგიური პარამეტრების კლიმატური მნიშვნელობები ბოლო 25 წლის მონაცემების საფუძველზე.



სურ.4.8.2. ახალციხის ქვაბურის სიმაღლეთა განაწილება %-ში.

ცხრილი. 4.8.1.

ახალციხე 1990-2015 წ.წ.								
წნევა სადგურის დონეზე კპა	ჰაერის საშ. ტემპ. °C	ჰაერის მაქს. ტემპ. °C	ჰაერის მინ. ტემპ. °C	საშუალო მაქს./მინ. ტემპ. °C	ქარის მაქს. სიჩქარე მ/წმ	ქარის საშუალო სიჩქარე მ/წმ	ნალექების წლიური ჯამი, მმ	ფარდ. ტენიან. %
903,9	9,3	40,5	-25,5	17,2// 3,6	25	0,5	522,3	75,8
ქარის მიმართულებებისა და შტილის განმეორადობა, % (წელი)								
ჩ	ჩად	ად	სად	ს	სდ	დ	ჩდ	შტილი
6,9	6,1	24,2	6,2	11,9	7,3	30	7,4	74,7

შევაფასოთ ქვაბურის ოროგრაფიული პარამეტრების რიცხვითი სიდიდეები ჩვენს მიერ შემოთავაზებული დინამიკური მოდელით. ქვაბურის საშუალო სიმაღლე $H=1000$ მ, სიგრძე პარალელის გასწვრივ $\Delta x=50$ კმ, მერიდიანის მიმართ $\Delta y=20$ კმ. ამ მიმართულებით საწყის და ბოლო პუნქტებში ატმოსფერული წნევის შესაბამისი მნიშვნელობებია $P(დ)=980$ მბ, $P(ად)=850$ მბ, $P(ჩრ)=820$ მბ, $P(სამ)=879$ მბ. ვისარგებლებთ a და b პარამეტრების უკვე შემოთავაზებული საანგარიშო ფორმულებით და ჩავატარებთ გათვლებს, მივიღებთ: $a = -0,028 \cdot 10^{-4} 1/მ$; $b = 0,03 \cdot 10^{-4} 1/მ$; $W_h = -7,4სმ/წმ$; $a = -0,93b$.

ახალციხის ქვაბურის ოროგრაფიული პარამეტრების ეს მნიშვნელობები მიუთითებს მასზე, რომ ქვაბურში განვითარებული მიკროციკლური პროცესები მართლაც უნიკალურია. ოროგრაფიის გავლენა პარალელისა და მერიდიანის მიმართულებით თითქმის ერთნაირია და აქვს ურთიერთსაწინააღმდეგო ნიშანი; ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარე 1000 მეტრის ფენაში, აგრეთვე უარყოფითია და 10 სმ/წმ-ის სიდიდის ფარგლებშია. ბუნებრივია ჰაერის ნაკადის ასეთი დინამიკა, სერიოზულ გავლენას მოახდენს ლოკალური ამინდის ჩამოყალიბებაზე. შეფასებული დინამიკა განაპირობებს სწორედ ჰაერის კონტინენტურობას, ყოველდღიური ტემპერატურის რამდენიმე (30C-50C) გრადუსით განსხვავებას ქვაბურის გარემოს ტემპერატურასთან შედარებით, ასევე სხვადასხვა ნალექებს და ქარს. ამრიგად, შემოთავაზებული ახალი მიდგომით კარგად და ნათლად აიხსნება განხილული ქვაბურის კლიმატური თავისებურებები და ყოველივე ეს კეთდება პირველად.

შემდგომ კვლევებში გამოყენების მიზნით, განხილული მიკრორეგიონების ოროგრაფიული პარამეტრების მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილში 4.8.2.

ცხრილი 4.8.2.

პარამეტრები				
a (1/მ)	b (1/მ)	a/b	W_h (სმ/წმ)	შენიშვნა
ამიერკავკასია				
$0,68 \times 10^{-6}$	$6,4 \times 10^{-6}$	0,11	34,5	
ალაზნის ველი				
$0,15 \times 10^{-4}$	$4,1 \times 10^{-4}$	0,036	10^{-2}	სუსტი ვერტიკალური დინება
თბილისის ქვაბური				
$5,52 \times 10^{-5}$	23×10^{-6}	0,24	12,6	
ზემო სვანეთის ქვაბური				
$7,2 \times 10^{-4}$	1×10^{-4}	7,2	10^{-2}	სუსტი ვერტიკალური დინება
სურამის ზეგანი				
10^{-4}	$3,5 \times 10^{-2}$	0,29	8,7	
ახალციხის მთათაშუა ქვაბური				
$-2,8 \times 10^{-4}$	3×10^{-4}	-0,93	-7,4	

5.1. ქარის ველის სტატისტიკური დახასიათება, მეტეოროლოგიური სიდიდეების ბოლო 60 წლის მონაცემებით

ქარის ბუნების შესახებ დამატებით სასურველია აღინიშნოს, რომ ქარი იწვევს მნიშვნელოვან ნგრევას 10-12 მ/წმ სიჩქარის დროსაც კი, აზიანებს ელექტროგაყვანილობას და კავშირგაბმულობის საშუალებებს; 35 მ/წმ სიჩქარის ზემოთ ზიანს აყენებს კაპიტალურ შენობებს; არ არსებობს შენობა-ნაგებობა, რომელიც უძლებს 90 მ/წმ სიჩქარის ქარს. ქარის სიჩქარის და მიმართულების ცვლილება ერთ-ერთი მთავარი ფაქტორია ამინდის ჩამოყალიბებაში; იგი არის ენერჯის სუფთა წყარო; ადამიანს კომფორტულად არსებობის საშუალება აქვს (2-3)მ/წმ სიჩქარის ქარის დროს. ქარმა შეიძლება ასობით ტონა მტვერი გადაიტანოს ერთი ადგილიდან მეორეზე და გააძლიეროს ნიადაგის გაშრობა-გაუდაბნოვება. ყოველივე აქედან გამომდინარე, ნათლად ჩანს ლოკალურ-რეგიონალურ პირობებში ძლიერი ქარის რეჟიმის შესწავლის თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა.

ქარის სიჩქარის სივრცული განაწილების კანონზომიერებანი საკმარისად დიდი ხნის წინ იქნა თეორიულად შესწავლილი [3,8,14,15], ბოლო წლებში კი შექმნილია არაერთი ფიზიკურ-მათემატიკური მოდელი, რომელშიც განსახლდურული იქნა ქარის ბუნება ლოკალურ რეგიონში, მათ შორის მთა-გორიან ტერიტორიაზე [1,33,37,38]. რაც შეეხება ცალკეულ რეგიონებზე ქარის ველის დეტალურ შესწავლას სტატისტიკური მიდგომით, აქ შრომების მცირე რაოდენობაა, აქედან გამომდინარე ჩვენი მიზანია ქარზე, ბოლო 60 წლის მეტეოროლოგიური დაკვირვების მასალით დავახასიათოთ მისი რეჟიმი საქართველოს სხვადასხვა ტერიტორიაზე.

ქარის ველის შესწავლის თეორიული საფუძველი არის ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკა და ამ მხრივ მრავალი ათეული შრომაა შესრულებული ქართველი მეცნიერების მიერ [1,34,81]. ამასთანავე, თვით ქარის ბუნებიდან გამომდინარე, მისი მრავალგვარი ვარიაციების ანალიზისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს სტატისტიკურ მიდგომას. ჩვენი მიზანია დავადგინოთ ძლიერი ქარის ბუნება (15 მ/წმ) მეორე მიდგომით საქართველოს სხვადასხვა, ერთმანეთისგან განსხვავებულ ტერიტორიაზე. ქარი ჰაერის მასების ჰორიზონტალური გადაადგილებაა და აქვს სივრცეში სიჩქარის სამი მდგენელი. ქარი სხვადასხვა ფაქტორების ზეგავლენით დიდ ცვლილებას განიცდის. ქარი დროს უმცირეს მონაკვეთში შეიძლება მეტად განსხვავებული სიძლიერით უბერავდეს და მიმართულებას იცვლიდეს. ეს ცვლილება განსაკუთრებით მკაფიოა მიწისპირა ფენაში, ძირითადად ოროგრაფიის გავლენით. ჰაერის დინება - ქარი ბიძგების სახით პულსაციას განიცდის, რაც ცნობილია ქარის სიმძლავრის (სიმძაფრის) სახელწოდებით. ეს სიძლიერე დამოკიდებულია ჰაერის კორიენტულ-ტურბულენტურ ბუნებაზე და მისი სიმძლავრის ზომად შეიძლება მივიღოთ დროის გარკვეულ შუალედში (წუთი, საათი, დღე-ღამე, დეკადა, თვე) ბიძგების მაქსიმუმ და მინიმალურ სიჩქარეთა სხვაობის შეფარდება დროის იმავე მონაკვეთის სიჩქარის საშუალო მნიშვნელობასთან. ამრიგად [71,72]:

$$B = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_{საშ}}$$

ამ პარამეტრს უწოდებენ ქარის სიჩქარის დინამიკური მდგრადობის პარამეტრს. ზოგადად რაც დიდია სიჩქარე, მით მეტია ეს პარამეტრი, ასევე იგი დიდ მნიშვნელობას ღებულობს გაზაფხულზე და შემოდგომაზე, მინიმალურს ზაფხულში; დღის საათებში სიმძლავრე მატულობს, ხოლო ღამით კლებულობს. გარდა ამისა ცხადია ჰაერის ტურბულენტური მოძრაობა და აქედან გამომდინარე, ქარის სიმძაფრე დამოკიდებულია ატმოსფეროს ტემპერატურულ სტრატეფიკაციაზე. ამიტომ ამ პარამეტრის ანალოგიურად, შემოვიტანეთ თერმიული მდგრადობის პარამეტრიც:

$$A = \frac{T_{max} - T_{min}}{T_{საშ}}$$

ვინაიდან ანომომეტრული ჩანაწერები პრაქტიკულად აღარ არსებობს (რომელიც ქარის ბიძგით მნიშვნელობას წერდა), ამიტომ ძლიერი ქარის სიმძაფრის პარამეტრების გამოსათვლელად, ველის სტრუქტურის შესწავლის მიზნით განხორციელდა შემდეგი კვლევა [22,23,71].

საქართველოს ტერიტორიაზე ავირჩიეთ თერმიული და დინამიკური პირობებით განსხვავებული ქუთაისის, თბილისის, თელავის ან სხვა რეგიონი. ქარის სიჩქარეზე დაკვირვებული ბოლო 60-წლიანი მასალის სტატისტიკური მასალის დამუშავება განხორციელდა სხვადასხვა მიდგომით. ბიძგითი მნიშვნელობების მკაფიოდ გამოკვეთისათვის ქარის სიჩქარის მნიშვნე-

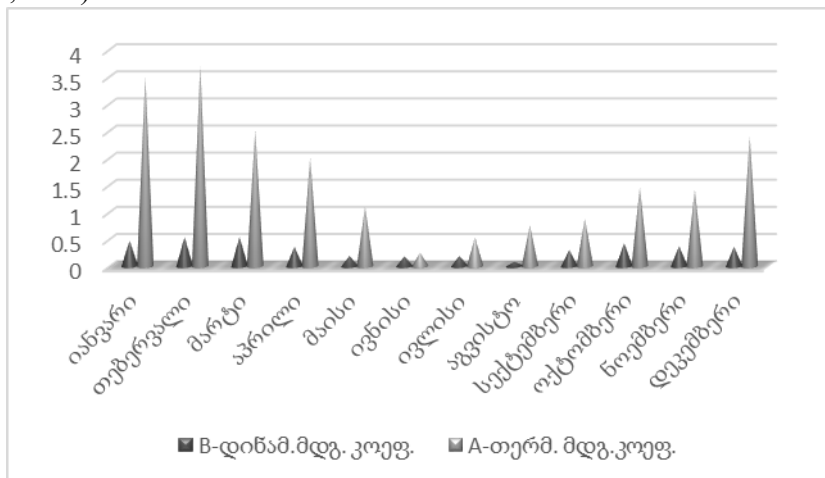
ლობები დაყოფილი იქნა 5მ/წმ ინტერვალის გრადაციებად, 15 მ/წმ სიდიდიდან ზემოთ. შესაბამისად, შერჩეული იქნა წნევის, ტემპერატურის (მაქსიმალური, მინიმალური, საშუალო) და სინოტივის მნიშვნელობები.

შევისწავლეთ ქარის სიჩქარის განმეორებადობა თითოეული ინტერვალისათვის. ცხრილ 5.1.1.-ში მოცემულია ქარის სიჩქარეთა განმეორებადობა მხოლოდ ორი ინტერვალისთვის 16-20 და 25-29 მ/წმ. როგორც ცხრილიდან ჩანს ყველაზე დიდია ქარის სიჩქარეთა განმეორებადობა 16-20 მ/წმ ინტერვალისათვის, ხოლო შედარებით იშვიათი გვაქვს ქარის სიჩქარის 25-29 მ/წმ შუალედისათვის, თუმცა ზოგადად ჩატარებული ანალიზის საფუძველზე შეიძლება ვთქვათ, რომ ქუთაისის რეგიონზე 16-20 მ/წმ ინტერვალში ქარი ძირითადად გვაქვს თებერვალ-მარტში, ხოლო 25-29 მ/წმ ინტერვალში ქარი გვხვდება იანვარ-მარტში, თუმცა ასეობს გამონაკლისი შემთხვევებიც.

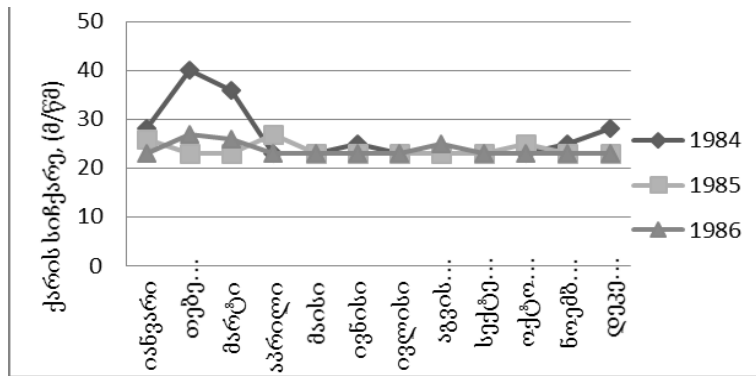
ცხრილი 5.1.1. ქარის სიჩქარის განმეორებადობა თვეების მიხედვით ქუთაისის რეგიონის.

ქარის სიჩქარის განმეორებადობა 16-20 მ/წმ ინტერვალში												
წლები	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1960	16	7	2	2	10	0	6	0	5	7	23	13
1965	27	11	12	11	11	0	0	12	11	4	4	11
1970	35	26	29	26	14	11	6	0	11	17	8	11
1975	7	21	13	16	6	14	2	7	7	29	20	20
1980	18	13	33	2	8	7	9	3	9	23	4	9
1985	15	0	16	17	13	0	2	11	2	14	14	6
1990	6	3	1	9	19	5	0	0	11	14	2	24
ქარის სიჩქარის განმეორებადობა 25-29 მ/წმ ინტერვალში												
1984	2	3	5	0	0	1	0	0	0	0	2	5
1989	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	2	0
1994	1	0	0	2	0	0	0	0	2	1	0	0
1999	1	0	2	1	0	0	1	0	1	0	1	3
2004	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
2009	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	1
2014	6	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0

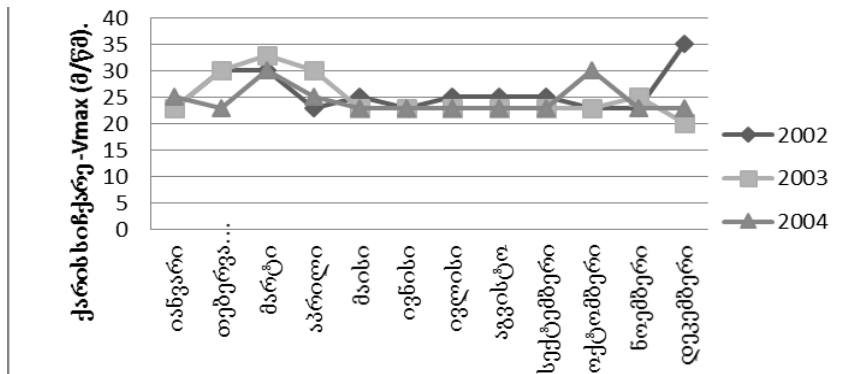
როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ქარის ველის სტატისტიკური დახასიათებისათვის შემოღებულია დინამიკური (B) და თერმული მდგრადობის (A) კოეფიციენტები, ჩვენ გამოვთვალეთ მათი საშუალო მნიშვნელობები წლების განმავლობაში, 1984-2014 წლებისათვის როცა ქარის სიჩქარე 25 მ/წმ-ზე მეტია დინამიკური და თერმული მდგრადობის საშუალო მნიშვნელობები არის შესაბამისად 0,4 და 1,7, ხოლო რაც შეეხება მათ ყოველწლიურ ცვლილებას იგი სინქრონულია ოდნავ ფაზაში წანაცვლებით. თვეების მიხედვით ქარის მაქსიმალური სიჩქარის ცვლილება, როგორც მოსალოდნელი იყო ატარებს თითქმის სინუსოიდურ ფორმას, ქარის მაქსიმალური მნიშვნელობები დაფიქსირებულია თებერვალ-მარტში, ხოლო მინიმალური ივლისში (ნახ.5.1.1; 5.1.2).



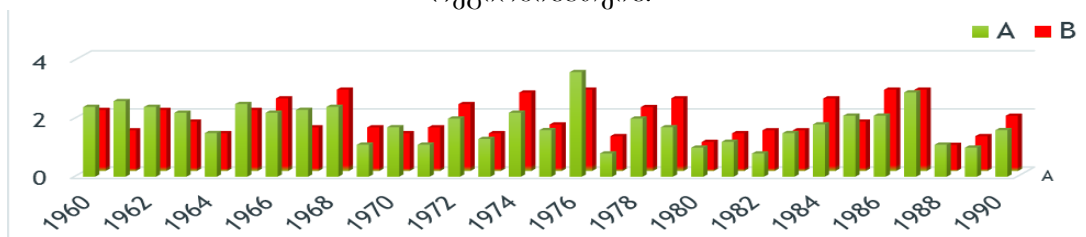
ნახ. 5.1.1. დინამიკური და თერმული მდგრადობის კოეფიციენტების განაწილება 1984-2014 წლებისათვის (ქარის სიჩქარე $V > 25$ მ/წმ).



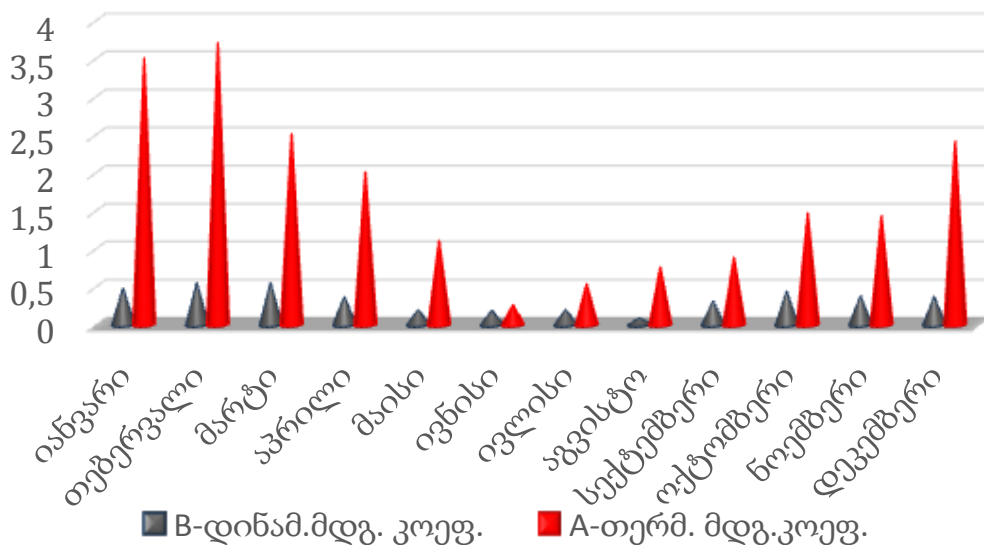
ნახ. 5.1.2. ქარის სიჩქარეების განაწილება თვეების მიხედვით 1984-1986 წ.წ. ქუთაისის რეგიონისათვის.



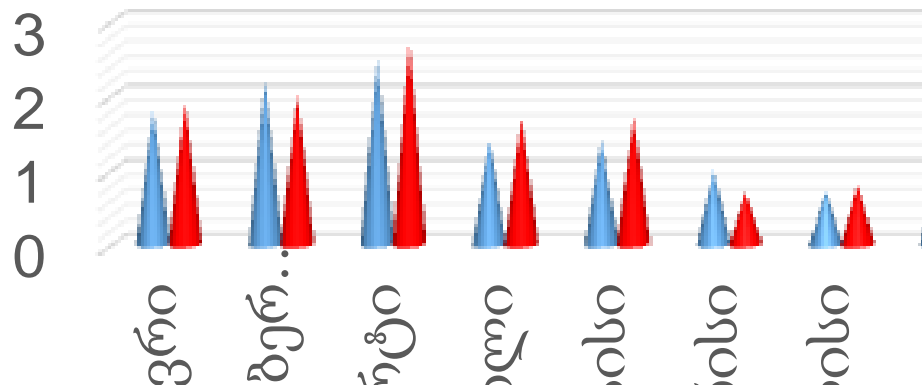
ნახ. 5.1.3. ქარის სიჩქარეების განაწილება თვეების მიხედვით 2002-2004 წ.წ. ქუთაისის რეგიონისათვის.



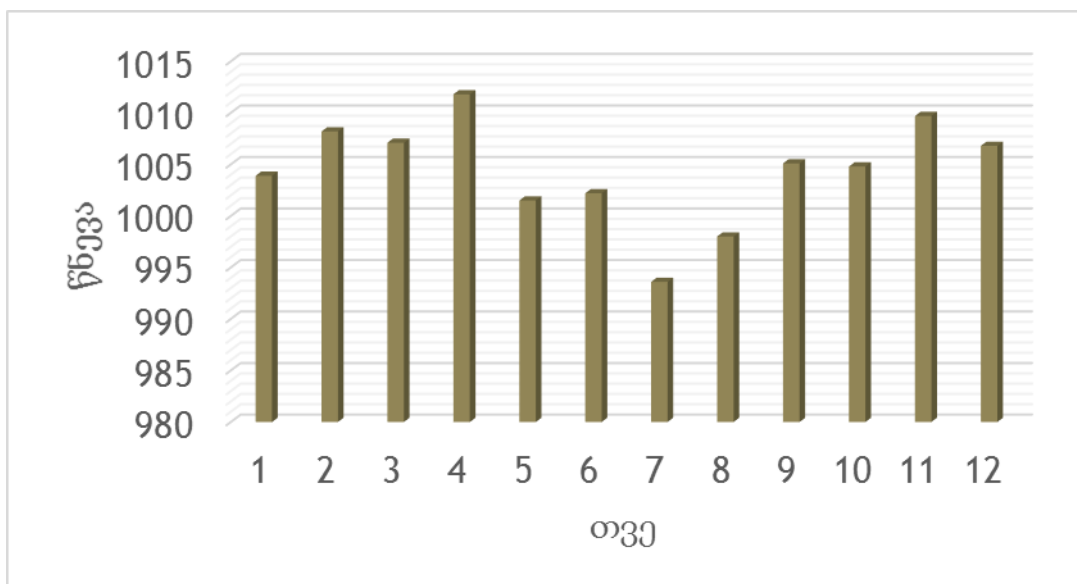
ნახ. 5.1.4. A და B კოეფიციენტების საშუალო მნიშვნელობების განაწილება წლების მიხედვით (ქარის სიჩქარის 16-20 მ/წმ -თვის).



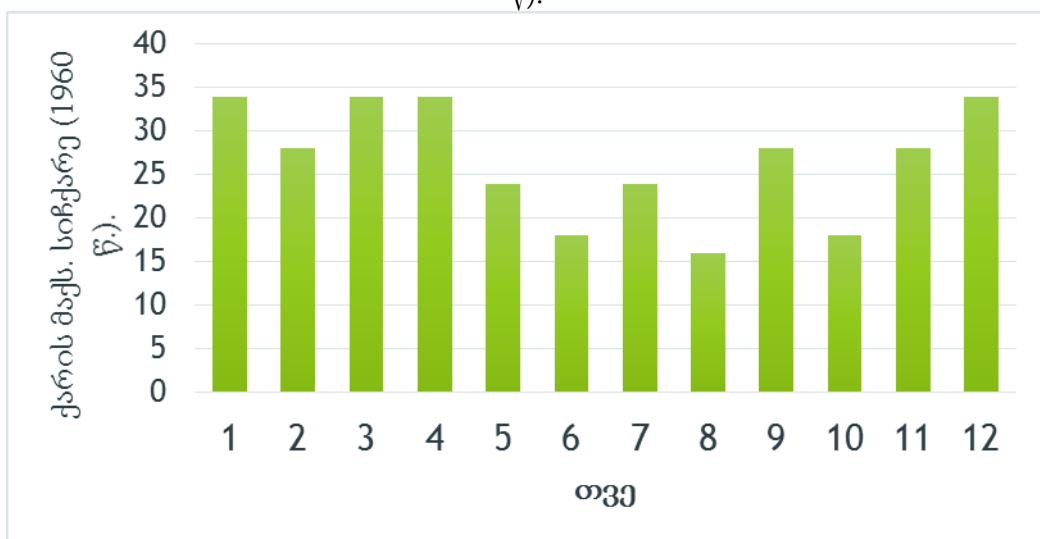
ნახ. 5.1.5. დინამიკური და თერმული მდგრადობის კოეფიციენტების განაწილება 1984-2014 წლებისათვის (ქარის სიჩქარე $V > 25$ მ/წმ).



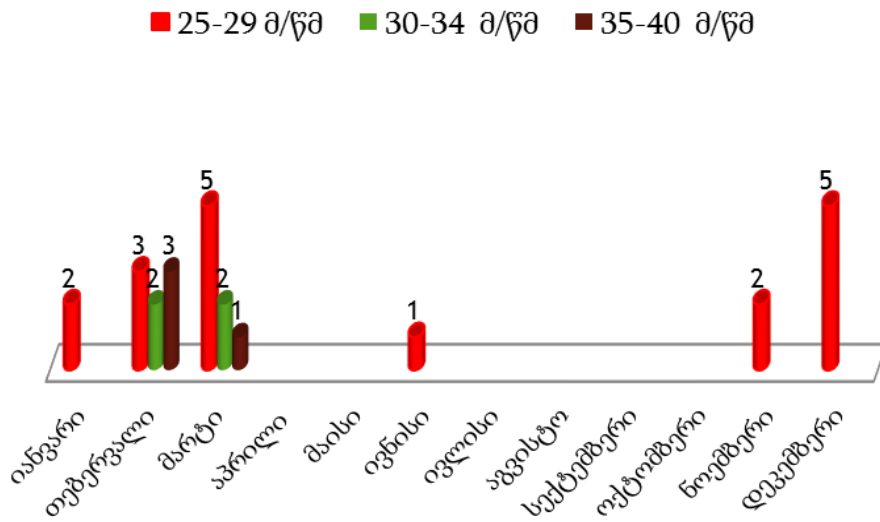
ნახ.5.1.6. A და B კოეფიციენტების საშუალო მნიშვნელობების განაწილება თვეების მიხედვით (ქარის სიჩქარის 16-20 მ/წმ -სათვის).



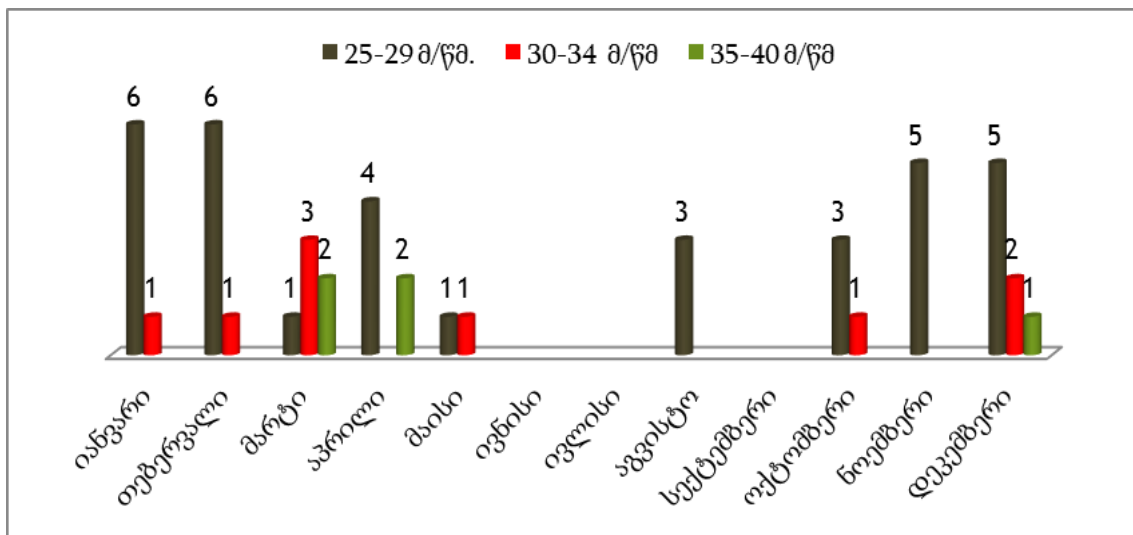
ნახ. 5.1.7. ქარის მაქსიმალური სიჩქარის შესაბამისი წნევის ცვლილება თვეების მიხედვით (1960 წ.).



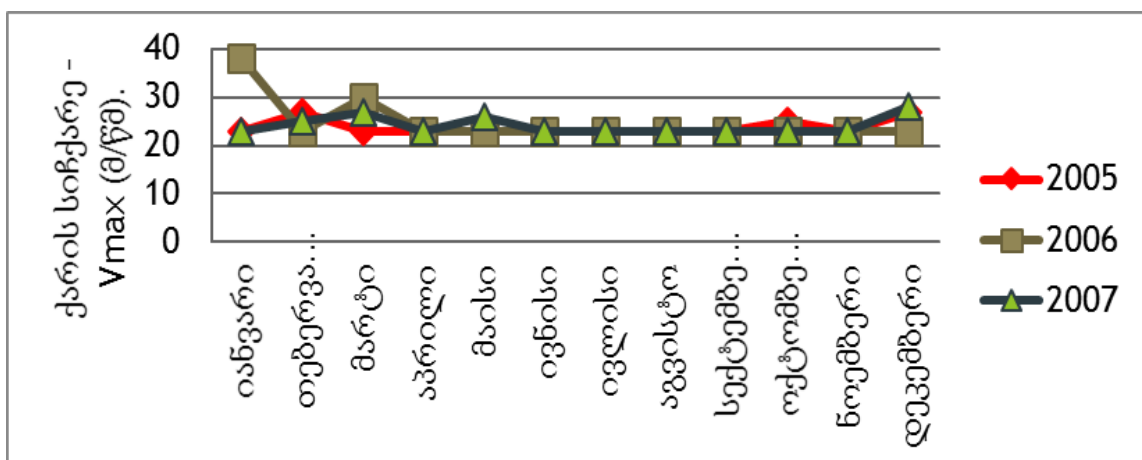
ნახ. 5.1.8. ქარის მაქსიმალური სიჩქარეების განაწილება თვეების მიხედვით (1960).



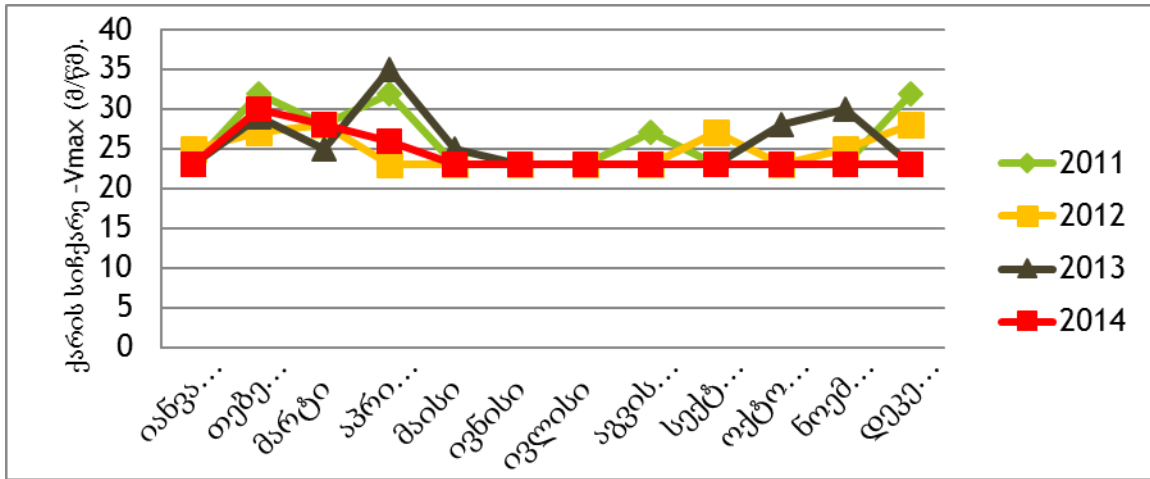
ნახ. 5.1.9. ქარის მაქსიმალური სიჩქარეების სიხშირული განაწილება თვეების მიხედვით 1984 წლისათვის.



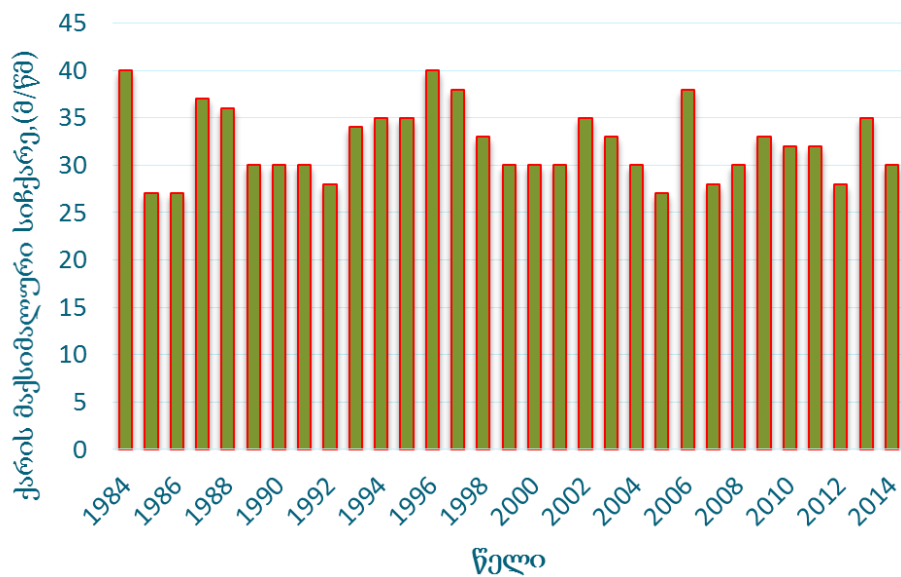
ნახ. 5.1.10. ქარის მაქსიმალური სიჩქარეების სიხშირული განაწილება თვეების მიხედვით 1996 წლისათვის.



ნახ. 5.1.11. ქარის სიჩქარეების განაწილება თვეების მიხედვით ქუთაისის რეგიონისათვის.



ნახ. 5.1.12. ქარის სიჩქარეების განაწილება თვეების მიხედვით ქუთაისის რეგიონისათვის.



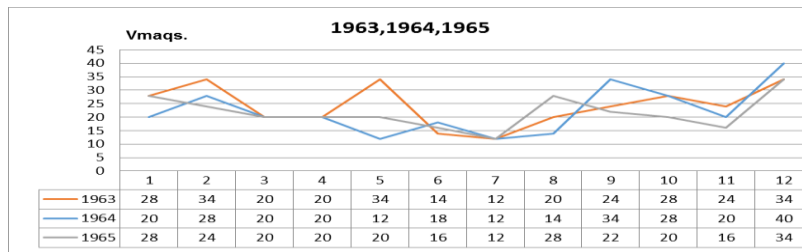
ნახ. 5.1.13. ქარის მაქსიმალური სიჩქარის (25 მ/წმ –ს ზემოთ) განაწილება წლების მიხედვით ქუთაისის რეგიონისათვის.

ცხრ.5.1.2. ქარის ექსტრემალური მნიშვნელობები ხუთწლიანი და ათწლიანი შუალედებით.

5-წლიანი შუალედი	ოვე	დღე	V მაქს.
1960-1964 / 1964	XII	8/9	40 / 40
1965-1969 / 1969	I	6	43
1970-1974 / 1970	III	10	39
1975-1979 / 1978	II	6/7	42/42
1980-1984 / 1984	II	7	37
1985-1990 / 1988	I	11	32
საშ.			39
10-წლიანი შუალ.			
1960-1969 / 1969	I	6	43
1970-1980 / 1970	III	10	39
1981-1990 / 1984	II	7	37
საშ.			40

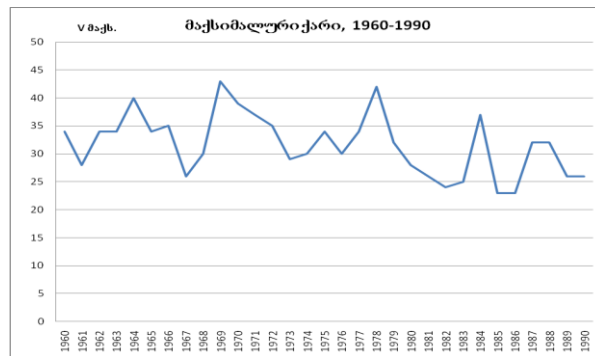
ცხრ.5.1.3. ქარის ექსტრემალური მნიშვნელობები ხუთწლიანი და ათწლიანი შუალედებით

5-წლიანი შუალედი	V მაქს.	V მინ.	
		მინ.	მაქს.
1960-1964	40	1	14
1965-1969	43	1	10
1970-1974	39	2	18
1975-1979	42	1	8
1980-1984	37	2	10
1985-1990	32	2	10
საშ.	39	2	12
10-წლიანი შუალ.			
1960-1969	43	1	10
1970-1980	39	1	8
1981-1990	37	2	10
საშ.	40	1	9



ნახ. 5.1.14. ქარის მაქსიმალური მნიშვნელობები თვეების მიხედვით.

ნახაზზე 5.1.15. მოყვანილია მაქსიმალური ქარის საშუალო წლიური მნიშვნელობები. მაქსიმალური სიჩქარე 1970 წ. და 1979 წ., მინიმალური 1963წ. და 1970წ.



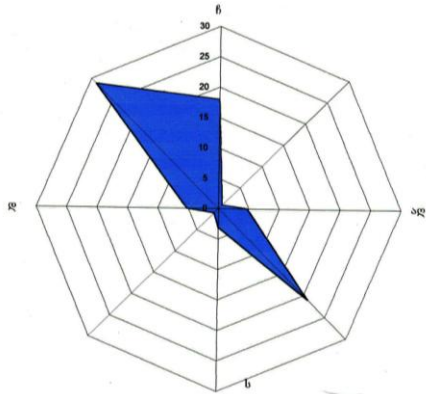
ნახ.5.1.15. მაქსიმალური ქარის საშუალო წლიური მნიშვნელობები

5.2. ქარის სიჩქარის გაბატონებული მიმართულების დაზუსტება საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის

განსაკუთრებული გამოკვლევების შედეგად განსაზღვრული და დაზუსტებული იქნა ცალკეულ რეგიონში ქარის გაბატონებული მიმართულება, შესაბამისი ქარის ვარდების აგებით. საილუსტრაციოდ მოყვანილია ქარის „ვარდები“ აგებული „ქარის მიმართულებაზე, ბოლო 60 წლის დაკვირვებული მასალების მიხედვით [72.74]. შერჩეულია დასავლეთ საქართველოს შემდეგი ქალაქები: თბილისი, ქუთაისი, დუშეთი, გორი, სამტრედია, წყალტუბო, ხონი. გრაფიკები აგებულია წლიური საშუალოებით იმ თვეებისათვის, როცა ხშირი იყო ქარიანი დღეები. ქარის შესაბამისი „ვარდები“ მოყვანილია ნახ.5.2.1-5.2.18. შედეგები შესაძლებლობას იძლევა,

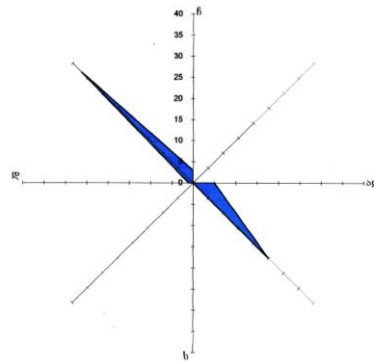
რეკომენდაცია მიეცეს განხილულ რეგიონზე, ქარის დამცველი ზონების ოპტიმალურ განაშენიანებას ქარის ენერგეტიკული გამოყენებისათვის.

სადგური თბილისი იანვარი



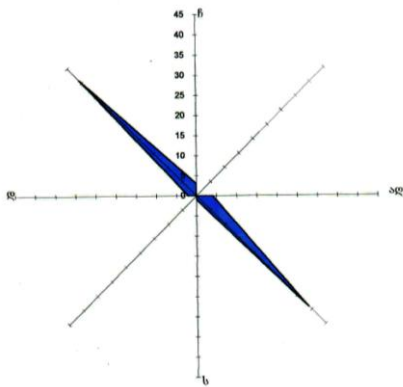
ნახ. 5.2.1.

ქარის გაბატონებული მიმართულება სადგური გორი იანვარი



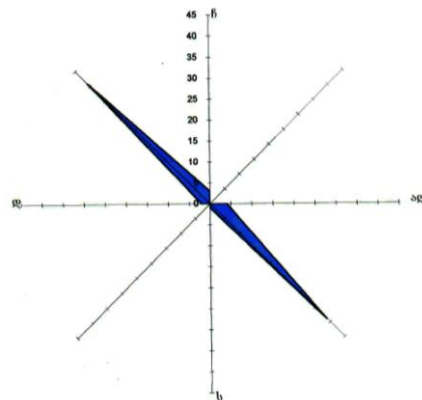
ნახ.5.2.2.

ქარის გაბატონებული მიმართულება სადგური გორი მაისი



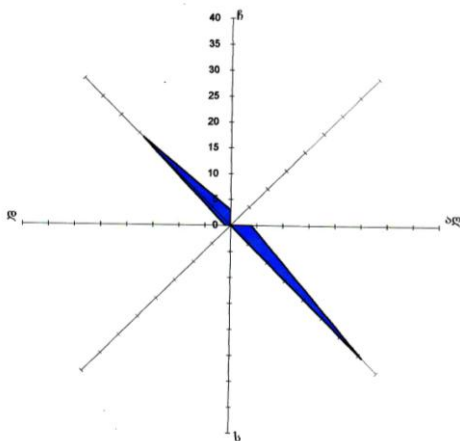
ნახ.5.2.3.

ქარის გაბატონებული მიმართულება სადგური გორი მაისი



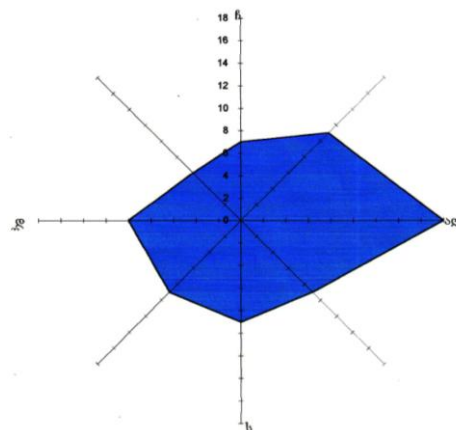
ნახ.5.2.4.

ქარის გაბატონებული მიმართულება სადგური გორი ნოემბერი



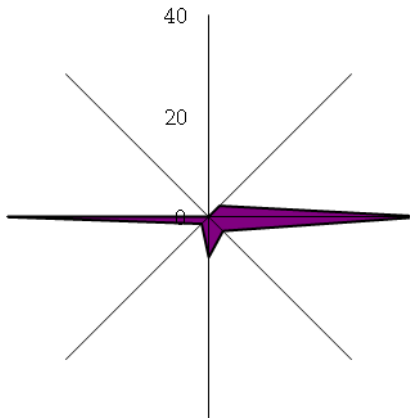
ნახ.5.2.5.

ქარის გაბატონებული მიმართულება სადგური ღუშეთი იანვარი



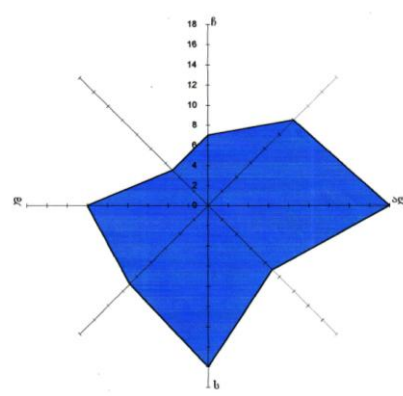
ნახ.5.2.6.

ქარის გაბატონებული მიმართულება
სადგური ქუთაისი მაისი



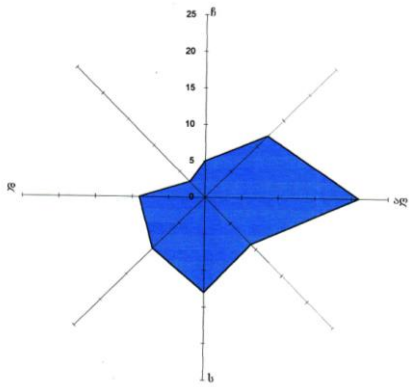
ნახ.5.2.7.

ქარის გაბატონებული მიმართულება
სადგური ღუშეთი მაისი



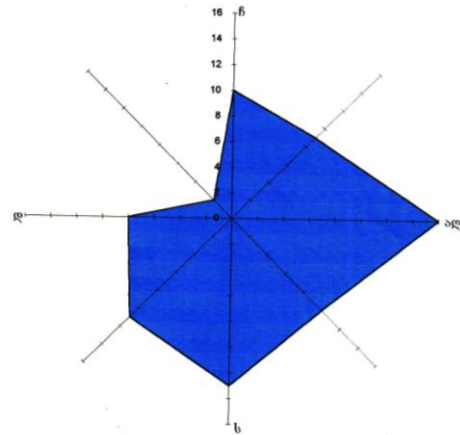
ნახ. 5.2.8.

ქარის გაბატონებული მიმართულება
სადგური ღუშეთი აგვისტო



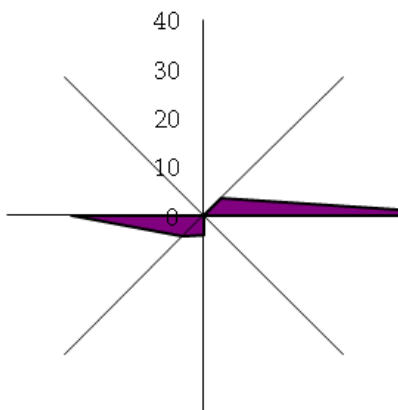
ნახ. 5.2.9.

ქარის გაბატონებული მიმართულება
სადგური ღუშეთი ნოემბერი



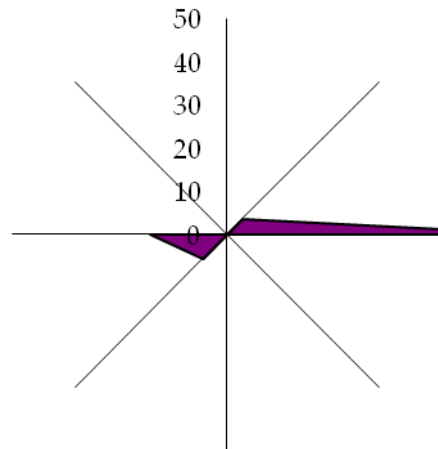
ნახ.5.2.10

ქუთაისი, ოქტომბერი 1975 წ.



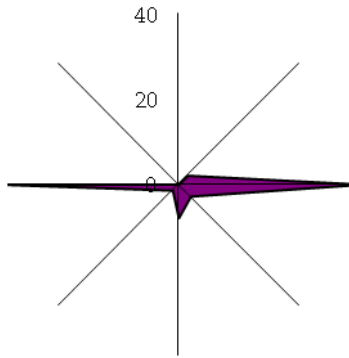
ნახ.5.2.11.

ქუთაისი, იანვარი 1975 წ.



ნახ. 5.2.12.

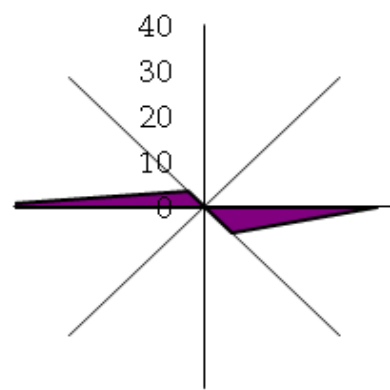
ქუთაისი, მაისი. 1975 წ.



ნახ. 5.2.13.

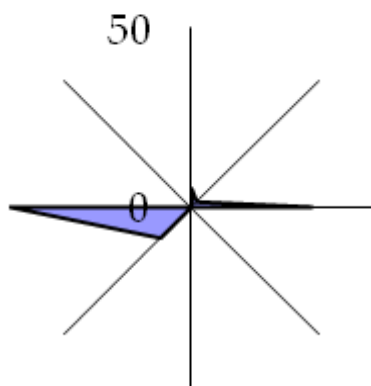
ხონი, ოქტომბერი 1975 წ.

ქუთაისი, აგვისტო 1975 წ



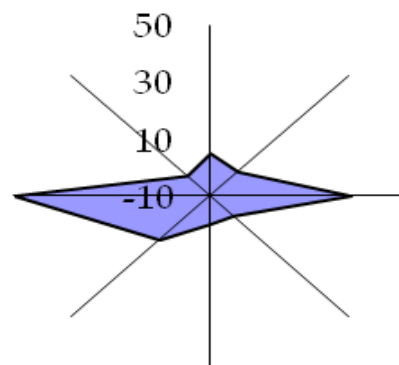
ნახ.5.2.14.

წყალტუმბო, აგვისტო 1975 წ.



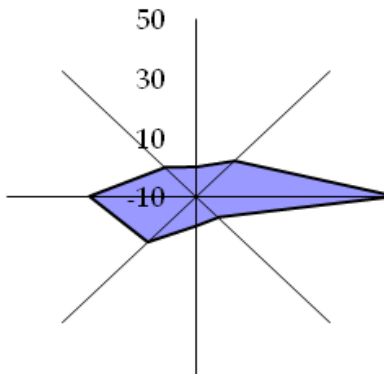
ნახ.5.2.15.

წყალტუმბო, ოქტომბერი. 1975 წ.

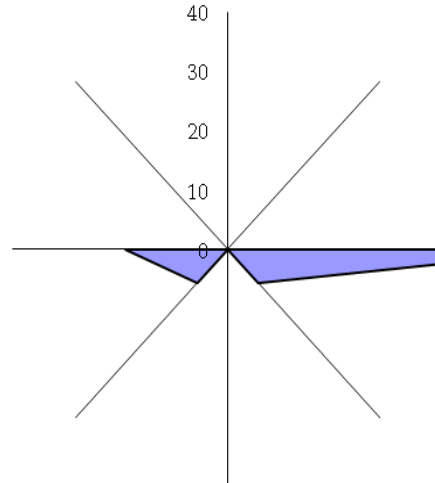


ნახ.5.2.16

სამტრედია, იანვარი. 1975 წ.



ნახ.5.2.17



ნახ.5.2.18

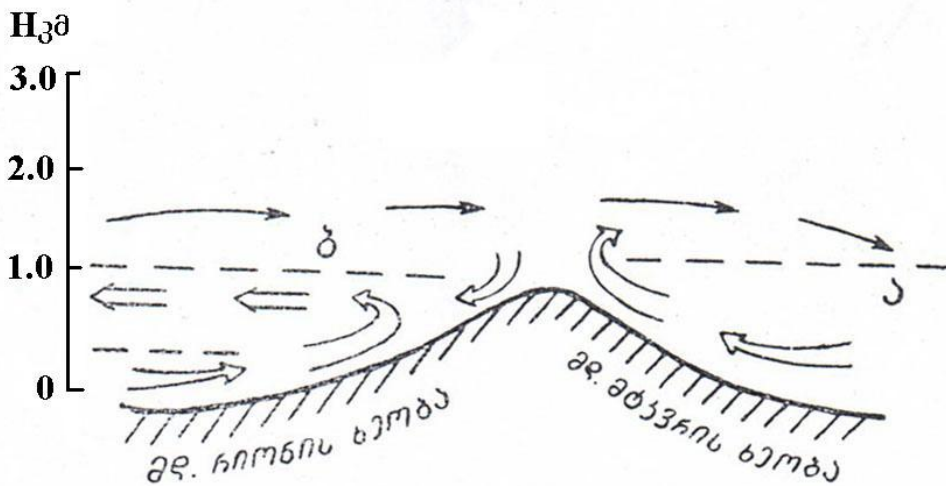
ნახ.5.2.1-5.2.18 მოყვანილია ქარის ვარდები საქართველოს ზოგიერთი რეგიონისათვის

5.3. ძლიერი ქარების რეჟიმის ცვალებადობა მტკვრის ხეობაში

ერთ-ერთი საინტერესო მეტეოროლოგიური რეჟიმი არის დამყარებული მდინარე მტკვრის ხეობის მთელ სიგრძეზე და მის შესწავლა-განალიზებას მრავალმხრივი მნიშვნელობა აქვს.

ნახაზზე 5.3.1. გამოსახულია ადგილობრივ ქართა ბუნება მდინარე მტკვრის და არაგვის ხეობებში. სადაც: ა)ქვედა დინება, ბ)ზედა დინება; ადგილობრივი ქარი გრადიენტული ქარი. ნახ.5.3.1-დან ჩანს, რომ რიონის ხეობაში ქარი მიმართულია მთის თხემისაკენ. მისი ზედა საწინააღმდეგო დინება კარგად შესამჩნევია, მაშინ როცა მტკვრის ხეობაში გრადიენტული ქარის დინებაში გადადის და მათი მიმართულება ემთხვევა. დიდი

ხანია შემჩნეულია, რომ ოროგრაფიული პირობების გამო ქარის რეჟიმი თბილისისა და ქუთაისის მეტეოსადგურებზე წარმოადგენს საქართველოში ატმოსფეროს ქვედა ფენებში ჰაერის მასების მერიდიანული მოძრაობის საკმაოდ მგრძობიარე ინდიკატორს.



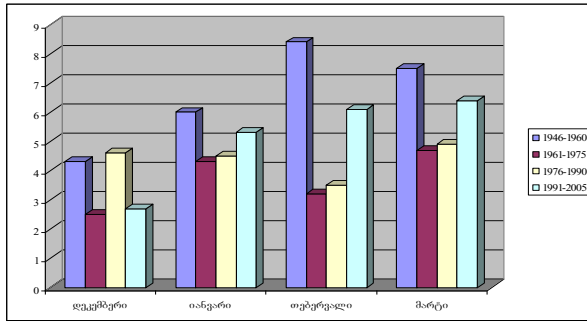
ნახ.5.3.1.

კერძოდ, კოლხეთის დაბლობზე აღმოსავლეთის მიმართულების ძლიერი ქარების განმეორებადობა წლის ცივ პერიოდში დამოკიდებულია სამხრეთ კავკასიაზე ციმბირის ანტიციკლონის დასავლეთის თხემის ზემოქმედების ხანგრძლივობასა და ინტენსივობაზე, ხოლო დასავლეთის მიმართულების ძლიერი ქარების ჩამოყალიბება მტკვრის ხეობაში დამოკიდებულია დასავლეთის ტიპის ცირკულაციური პროცესების განვითარებასთან, როდესაც კავკასიაზე მაღალი წნევის თხემის ზემოქმედება ხორციელდება შავი ზღვის მხრიდან. აქედან გამომდინარე, მტკვრის ხეობასა (თბილისი) და კოლხეთის დაბლობზე (ქუთაისი) შესაბამისად ჩრდილო – დასავლეთისა და აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების დროში განვითარების თანაფარდობა გარკვეულწილად ასახავს დასავლეთისა და აღმოსავლეთის ცირკულაციურ პროცესებს შორის თანაფარდობას სამხრეთ კავკასიაში [58]. იმის შემდეგ, რაც ავტორთა ჯგუფის მიერ შესწავლილი იქნა ძლიერი ქარების რეჟიმის ცვალებადობა კოლხეთის დაბლობზე [59], მიზნად დავისახეთ იგივე ამოცანა, ანალოგიური მიდგომით, გადაგვეწყვიტა მტკვრის ხეობისთვისაც.

იმის გათვალისწინებით, რომ მტკვრის ხეობაში საკმაოდ ხანგრძლივ ძლიერ ქარებს ადგილი აქვს ძირითადად წლის ცივ პერიოდში (დეკემბერი-მარტი), დასმული ამოცანის გადასატრედად განხილულ იქნა თბილისის აეროპორტის მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემები ჩრდილო-დასავლეთის ძლიერი ქარების შესახებ 1946-2005 წწ. ცივ პერიოდში აღნიშნული 4 თვის განმავლობაში. დღეების მიხედვით ფიქსირდებოდა ყველა შემთხვევა, როდესაც აეროპორტში ხსენებული მიმართულების ქარის სიჩქარე აღწევდა ან აღემატებოდა 20 მ/წმ-ს. ფიქსირდებოდა აგრეთვე ქარის სიჩქარის აბსოლუტური მაქსიმუმი ყველა ძლიერქარიან პერიოდში. აეროპორტის მონაცემებში ცალკეული წყვეტების შემთხვევაში ინფორმაციის აღდგენა წარმოებდა ახლომდებარე სამგორის მეტეოსადგურისა და შესაბამისი კორელაციური კავშირების გათვალისწინებით, დიდმის ჰიდრომეტეოროლოგიური ობსერვატორიის დაკვირვების მასალების გამოყენებით. მიღებულ მონაცემთა 15-წლიანი პერიოდებად დაჯგუფების მიხედვით განხილული იქნა თბილისში ძლიერი ქარებით დღეთა საშუალოების მერყეობის სურათი (ნახ. 5.3.1).

ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ პირველ და მეორე 15-წლიან პერიოდს შორის ყველა თვეებში დაიკვირვებოდა დღეთა საშუალო რაოდენობის მკვეთრი კლება თვეში 2-5 დღით. მომდევნო პერიოდებში ეს ტენდენცია შეჩერდა და 1980-იანი წლებიდან, დეკემბრის გამოკლებით, დაიწყო დღეთა საშუალო რაოდენობის მატება და ამ ნაზრდმა XXI საუკუნის დასაწყისში მიაღწია 1-2 დღეს თვეში.

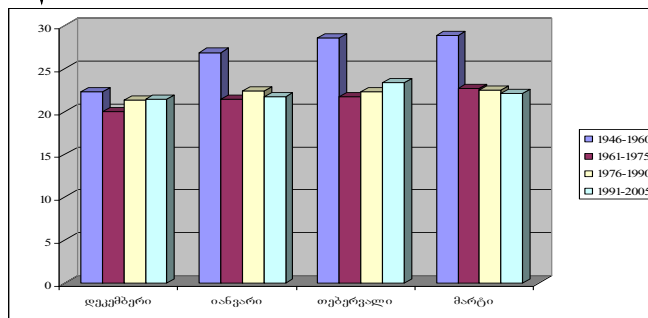
თბილისში ჩრდილო-დასავლეთის ძლიერი ქარების მკვეთრი შემცირება პირველ და მეორე 15-წლიან პერიოდებს შორის და მათი რამდენადმე გაზრდა შემდგომ პერიოდებში მოწმობს სამხრეთ კავკასიაში გასული საუკუნის 60-იან წლებში აღმოსავლეთის ტიპის, ხოლო შემდგომში-დასავლეთის ტიპის ცირკულაციური პროცესების გარკვეულ გააქტიურებას. ამას დასტურებს აგრეთვე აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების რეჟიმის ცვლილება კოლხეთის დაბლობზე, ქუთაისში [60].



ნახ.5.3.1. დღეთა საშუალო რიცხვი ჩრდილო-დასავლეთის ძლიერი ქარებით 15-წლიანი პერიოდების მიხედვით მტკვრის ხეობაში (თბილისი, აეროპორტი, 1946-2005)

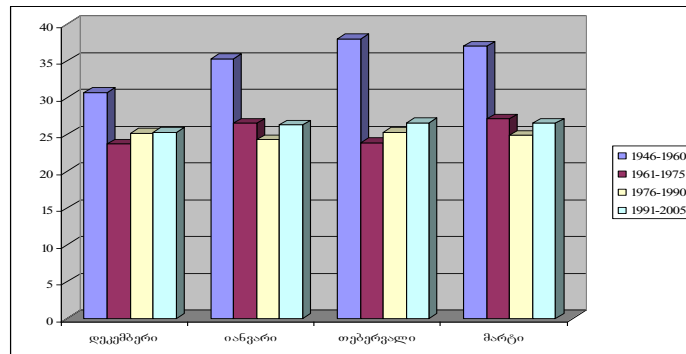
ძლიერ ქარიან დღეთა საშუალოების ცვალებადობასთან ერთად გაანალიზებული იქნა ძლიერი ქარების სიხქარეების როგორც საშუალო მნიშვნელობები, ასევე ქარის აბსოლუტური მაქსიმუმები იმ პერიოდებში, როდესაც სრულდებოდა პირობა $V \geq 20$ მ/წმ. მიღებულ მონაცემთა 15-წლიანი პერიოდების მიხედვით გასაშუალების შედეგები მოყვანილია ნახაზებზე 5.3.2-5.3.3.

V_{\max} მ/წმ



ნახ.5.3.2. ჩრდილო-დასავლეთის ძლიერი ქარების სიხქარეთა საშუალოები 15-წლიანი პერიოდების მიხედვით მტკვრის ხეობაში (თბილისი, აეროპორტი, 1946-2005)

V_{\max} მ/წმ

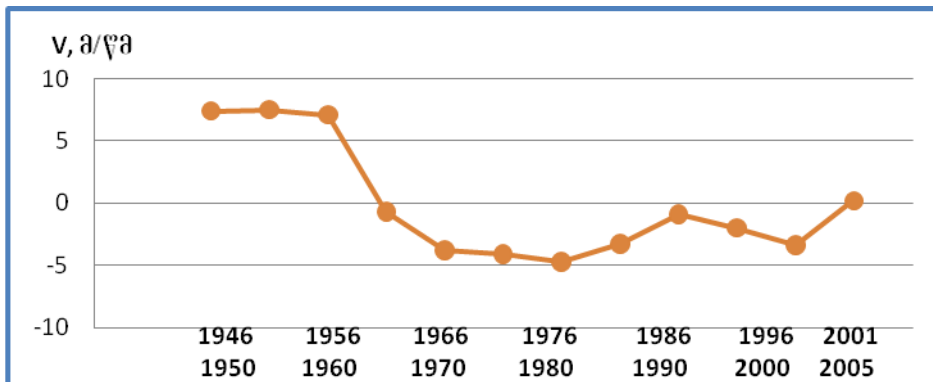


ნახ.5.3.3. ჩრდილო-დასავლეთის ძლიერი ქარების სიხქარეთა მაქსიმუმების საშუალოები 15-წლიანი პერიოდების მიხედვით მტკვრის ხეობაში.

(თბილისი, აეროპორტი, 1946-2005)

ამ ნახაზების განხილვის შედეგად შეიძლება შემდეგი დასკვნების გაკეთება: პირველ და მეორე 15-წლიან პერიოდებს შორის თბილისში აღვილი ჰქონდა ჩრდილო-დასავლეთის ძლიერი ქარების სიხქარეთა საშუალოების, აგრეთვე აბსოლუტური მაქსიმუმების საშუალოების მნიშვნელოვან კლებას ოთხივე განხილულ თვეში. ძლიერი ქარების სიხქარეთა საშუალო მნიშვნელობებმა ამ შუალედში დაიკლო დაახლოებით 5 მ/წმ-ით, ხოლო მაქსიმუმებმა კი საშუალოდ 10 მ/წმ-ით. შემდგომ წლებში აღინიშნა ძლიერი ქარების საშუალო სიხქარის მერყეობა 21-23 მ/წმ სიხქარის ფარგლებში, ხოლო მაქსიმალური სიხქარეების გარკვეული მატება 26-27 მ/წმ-მდე. ეს საშუალებას იძლევა დავასკვნათ, რომ უკანასკნელ ხანებში წლის ცივ პერიოდში სამხრეთ კავკასიაში დასავლეთის ტიპის ცირკულაციური პროცესების ინტენსივობა რამდენადმე გაიზარდა.

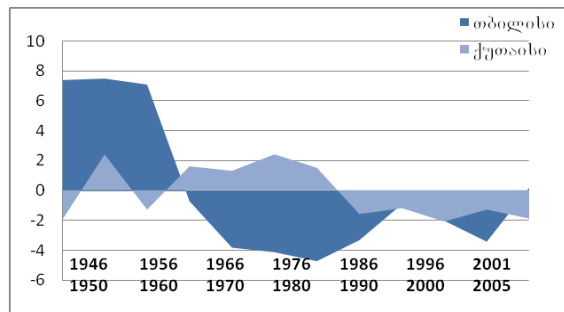
მიღებული შედეგების დასაზუსტებლად განხილულ იქნა აგრეთვე თბილისში ძლიერი ქარების მაქსიმუმების საშუალო მაქსიმუმებიდან გადახრები 5-წლიანი პერიოდების მიხედვით საკვლევი პერიოდის მთელ მანძილზე. შედეგები მოყვანილია ნახაზზე 5.3.4., საიდანაც ჩანს, რომ გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან ადგილი აქვს ძლიერი ქარების საშუალო მაქსიმუმებიდან უარყოფით გადახრებს, თუმცა 1980-იანი წლებიდან მნიშვნელოვანი რყევებით, მარამ მაინც აღინიშნება ამ გადახრების შემცირების ტენდენცია.



ნახ.5.3.4. ჩრდილო-დასავლეთის ძლიერი ქარების სიჩქარეთა მაქსიმუმების გადახრა საშუალო მაქსიმუმებიდან 5-წლიანი პერიოდების მიხედვით მტკვრის ხეობაში ზამთრის სეზონში (თბილისი, აეროპორტი, 1946-2005).

გლობალური დათბობის ზეგავლენით საქართველოს ტერიტორიაზე ბოლო 60 წლის მანძილზე დასავლეთისა და აღმოსავლეთის ტიპის ცირკულაციურ პროცესებს შორის თანაფარდობის ცვლილების უფრო მკაფიო წარმოდგენისათვის მიზანშეწონილად ჩავთვალეთ ნახ.5.3.4-ზე მოყვანილი გრაფიკისა და ქუთაისის მეტეოროლოგიური სადგურის აღმოსავლეთის ძლიერი ქარებისთვის (კოლხეთის დაბლობი) იმავე პერიოდში, ანალოგიური მონაცემებით აგებული გრაფიკის [59] ერთობლივი განხილვა (ნახ.5.3.5).

V_{max}/\bar{V}



ნახ.5.3.5. ძლიერი ქარების სიჩქარეთა მაქსიმუმების გადახრა საშუალო მაქსიმუმებიდან 5-წლიანი პერიოდების მიხედვით ზამთრის სეზონში მტკვრის ხეობაში (თბილისი) და კოლხეთის დაბლობზე (ქუთაისი).

ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ წლის ცივი პერიოდის ოთხივე თვის გაერთიანებული მონაცემებით ძლიერი ქარების საშუალო მაქსიმუმიდან გადახრის მრუდები თბილისსა და ქუთაისში ძირითადად ანტიფაზაში იცვლება. ეს მკაფიოდ ვლინდება როგორც პირველ 10-წლიან პერიოდში, ასევე 1960-1980-იან წლებშიც. გამონაკლისს შეადგენს მხოლოდ 1990-იანი წლების პერიოდი, როდესაც თბილისშიც და ქუთაისშიც აღინიშნებოდა უარყოფითი გადახრების ზრდა.

ნახაზზე 5.3.5. მოყვანილი გრაფიკებიდან ჩანს აგრეთვე, რომ 1960-1970-იან წლებში მტკვრის ხეობაში დასავლეთის ძლიერი ქარების შესუსტება ბევრად უფრო მნიშვნელოვანი აღმოჩნდა, ვიდრე აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების მატება კოლხეთის დაბლობზე. ასეთი სიტუაცია აიხსნება ამ ქარების გენეტიკური წარმომავლობით. აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების განვითარება დამოკიდებულია მხოლოდ კასპიისა და შავ ზღვას შორის ჩამოყალიბებულ ბარიულ გრადიენტზე, რომელიც, როგორც წესი, საკმაოდ სტაბილურია. ჩრდილო-დასავლეთის ქარების განვითარება მტკვრის ხეობაში კი დაკავშირებულია დასავლეთიდან ფრონტალურ შემოჭრებთან, რომლებიც ხასიათდება მრავალფეროვნებითა და დროში არასტაბილურობით. ამიტომ დროის აღნიშნულ მონაკვეთში აღმოსავლეთის პროცესების გააქტიურებას თან მოჰყვა კოლხეთის დაბლობზე აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების შედარებით ზომიერი ზრდა, ხო-

ლო დასავლეთის პროცესების თანმდევ შემცირებას – მტკვრის ხეობაში დასავლეთის ძლიერი ქარების ბევრად უფრო მნიშვნელოვანი კლება.

ქარის რეჟიმის ბუნების გამოკვლევა საქართველოს ტერიტორიაზე გაზრდის ქარის ენერჯის ე.წ. „მწვანე ენერჯის“ გამოყენების სიმძლავრეს. მეცნიერული კვლევების მიხედვით 2016 წელს, ქარის ელექტროსადგურებმა მსოფლიოს 637 მილიონი ტონა CO₂-ის გამოყოფა აარიდა თავიდან, ამიტომ ახლო მომავალში ევროკავშირში, ქარის ენერჯის გამოყენება კიდევ უფრო გაიზრდება [83]. ამ ტენდენციას არც საქართველო ჩამორჩება (მიუხედავად იმისა, რომ ქარის ელექტროსადგურსაც აქვს უარყოფითი მხარეები: მისი აგება უფრო ძვირი ჯდება, არ უნდა იყოს დასახლებულ პუნქტებთან ახლოს, რადგან საკმაოდ ხმაურიანია, ასევე არ შეიძლება მისი აშენება ფრინველების გადაფრენის ადგილას, რადგან ისინი ქარის ელექტროსადგურთან შეხებისას იღუპებიან) გორში უკვე მუშაობს 20,7 მეგავატიანი ქარის ელექტროსადგური; დაიწყება კასპის მუნიციპალიტეტის სოფელ ნიგოზში 59 მეგავატიანი სადგურის მშენებლობა, ხოლო 120 მეგავატიანი სადგურისა საჩხერეში; 150 მეგავატიანი სადგურის მშენებლობა იგეგმება ზესტაფონის რაიონში [83]. ასე, რომ რამდენიმე წელიწადში საქართველო საკმარისად აითვისებს ეკოლოგიურად სუფთა „მწვანე ენერჯის“.

შესრულებული კვლევების ძირითადი შედეგები:

საქართველოს ცალკეული ლოკალური რეგიონისათვის ჰაერის ნაკადში პირველად იქნა გათვალისწინებული შინაგანი ხახუნის და რელიეფის, როგორც ერთდროული ასევე ცალკე მოქმედების გავლენა. აღმოჩნდა, რომ შინაგანი ხახუნის გათვალისწინება ამცირებს ნაკადის სიჩქარეს და იწვევს ჩახვეულობის გაძლიერებას რელიეფის გასწვრივ, რაც ფიზიკურად გამართლებულია.

ჰიდროდინამიკის განტოლებების გამოყენებით, თეორიულად პირველად იქნა შემუშავებული ფიზიკურ-მათემატიკური მოდელი, ლოკალურ ტერიტორიაზე ქარის რეჟიმის ბუნებისათვის, ადგილის მიკროკლიმატური მახასიათებლების გავლენის გათვალისწინებით. მოყვანილი კვაზისტაციონალური მოდელი იძლევა საშუალებას, განისაზღვროს ქარის რეჟიმი დედამიწის მიწისპირა ფენაში (ფლუგერის სიმაღლეზე) და შეფასდეს ქარის სათანადო ენერგეტიკული შესაძლებლობანი.

ერთ-ერთი შემოთავაზებული მოდელის თეორიული საფუძველი არის მიწისპირა ფენაში სითბოსა და ტენიანობის ტურბულენტური ნაკადების გათვლა, ძირითადი მიკროკლიმატური პარამეტრების (გარკვეულ დიაპაზონში მოცემული მნიშვნელობების) საშუალებით. ამ მონაცემებით განისაზღვრება ფლუგერის სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე და შესაბამისი წანაცვლება.

საქართველოს ნებისმიერ ლოკალურ ტერიტორიაზე, შესაძლებელია შეფასდეს ქარის სიჩქარე, მისი ენერგეტიკული პოტენციალი და სათანადო რეკომენდაციები, ამ ენერჯის სამრეწველო გამოყენების მიზნით.

შემოთავაზებულია ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარის გამოთვლის რამდენიმე სქემა ლოკალურ ტერიტორიაზე და ჰაერის მასების არამდგრადობის ენერჯის შეფასების გზები.

ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარის განსაზღვრისათვის ლოკალურ ტერიტორიებზე, პირველად გამოყენებული იქნა ე.წ. „სამკუთხედის“ მეთოდი, რომლის საფუძველზე შესაძლებელი გახდა მეტეოროლოგიური ელემენტების საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობების გათვლა. მოყვანილია გამოთვლითი სქემის თანმიმდევრული ალგორითმული პროცედურა, რომელიც შეიძლება გამოყენებული იქნას ოპერატიულ პრაქტიკაში. ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარის განსაზღვრის ასეთი სქემა სიახლეა მთა-გორიანი რეგიონებისათვის და შედეგი დამაკმაყოფილებელია.

მზის ენერჯის რაციონალური გამოყენების მიზნით, წლის ცენტრალური თვეებისათვის დაზუსტებულია სითბური ბალანსის სხვაობიანი სქემა ცალკეულ რეგიონებზე, როგორც აქტინომეტრიული, ასევე არააქტინომეტრიული მეტეოროლოგიური სადგურებისათვის. მიღებული სხვაობიანი სქემით, შესწავლილია მზის რადიაციის ველი მოცემული ტემპერატურული ველის და ნიადაგის ზედაპირის მახასიათებლებით. შეფასებულია ამ ველებს შორის კორელაციური კავშირი. ამ მეთოდიკით საქართველოს ტერიტორიაზე გამოიყოფა ჰელიოცენტრული რაიონები. გაიცემა რეკომენდაციები მზის ენერჯის პრაქტიკული მოხმარებისათვის.

ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე სშირად დაკვირვებულია ხანგრძლივ პერიოდიანი, სტაციონალური ტალღების არსებობა განპირობებული რელიეფური შემოფოთებებით, რომლებსაც

აღმოჩნდათ ერთ ან ორი ცენტრიანი მადონური სტრუქტურა. ლოკალური ნაკადის დენის ფუნქცია პროპორციულია მადონური სტრუქტურის მაქსიმალური რადიუსის კვადრატის, რაც რეგიონალური პროცესებისათვის შემჩნეულია პირველად.

დამტკიცებული იქნა, რომ რელიეფის გავლენით წარმოქმნილი ოროგრაფიული შეშფოთების ჰორიზონტალური ადექცია სუსტია, მცირდება მინიმუმ მანძილის მეორე ხარისხის უკუპროპორციულად. რაც უზრუნველყოფს სტაციონალური ხანგრძლივი პერიოდის ტალღების არსებობას სხვადასხვა პერიოდით, წლის სხვადასხვა სეზონში, რაც ოპერატიულ პრაქტიკაში დაიკვირვება და განსაკუთრებით გახშირდა ბოლო ათწლეულებში.

მიღებულია მნიშვნელოვანი შედეგი, რომ მაღალი სიმაღლის (ასეული მეტრები) რელიეფი იწვევს ჰაერის შემხვედრი ნაკადის კინეტიკური ენერჯის შესუსტებას დროის მიხედვით, ექსპოტენციალურად. რელიეფის, რომლის სიმაღლე დიდია, ხოლო ჰორიზონტალური გავრცობა მცირე (300-400 მეტრი), გავლენა კინეტიკურ ენერჯიაზე არ შეიმჩნევა; ასევე რელიეფის წვეროდან 100 მეტრის ზემოთ, ნაკადის ენერჯია უცვლელია

რელიეფის გავლენით შემცირებული ენერჯია გადადის მიკრო-ლოკალურ პროცესებში, ნაკადის მიმართულების მარჯვნივ და მარცხნივ, მთის მეორე მხარეს, რომელთა სიძლიერე დამოკიდებულია რელიეფის პარამეტრებზე და სინოპტიკური სიტუაციების ხასიათზე.

პრაქტიკული გათვლებით შეფასდა, რომ სურამის პლატოსათვის რელიეფით გამოწვეული კინეტიკური ენერჯის შემცირება ხდება (10%-60%) ფარგლებში. აღნიშნული პროცესები საქართველოს ტერიტორიაზე განსაკუთრებით გამოვლინდება სამხრეთის შემოჭრების დროს, რაც ოპერატიული პრაქტიკითაც დასტურდება.

ჰაერის ნაკადის მიმართულებით წინააღმდეგობის შეხვედრისას, ადგილი აქვს ჩახვეულობების (გრიგალური) წარმოქმნას და ნაკადის შემობრუნებას და გარსდენის გაძლიერებას მეტეოროლოგიური სიტუაციის მიხედვით (სურამის პლატოზე).

შემოჭრილი ჰაერის ნაკადის ჰორიზონტალური მასშტაბის გაზრდით, რელიეფით გამოწვეული კინეტიკური ენერჯია იზრდება, რის გამოც სრული ენერჯია ხდება უარყოფითი. ნაკადის სიჩქარე იცვლის მიმართულებას, ხოლო აბსოლუტური მნიშვნელობა კი იზრდება (2-3) მ/წმ-ით ყოველ 6 საათში. ასეთი შედეგიც სამართლიანია და დაკვირვებულია რეალურ პირობებში.

დამტკიცებულია, რომ ქარის გრიგალურ ველში (ქარბორბალა) წნევა იზრდება ბრუნვის ღერძიდან დაშორების მანძილის კვადრატის პროპორციულად. მაქსიმალურია პერიფერიაში და მინიმალური, ბრუნვის ღერძის გასწვრივ. ქარბორბალას მოყვანილი თეორია სიახლეა და შემდგომ გაფართოვებას მოითხოვს.

დავით გარეჯის ტაფობის კლიმატური თავისებურებანი :მთელი წლის განმავლობაში უნაღვექობა, ჰაერის მაღალი ტემპერატურა, ქარის მუდმივი ქროლვა ტაფობიდან გარე უბნისაკენ, მთებზე ტაფობის გარშემო თბილი და გრილი მასების შემოდინება და ხშირად გროვასაწვიმარი ღრუბლების წარმოშობა თეორიულად პირველად არის დასაბუთებული.

ქალაქ თბილისის ქვაბურის კლიმატური თავისებურების ახსნა, მოხერხდა ფიზიკური მოსაზრებებიდან გამომდინარე და ჰიდროთერმოდინამიკური მიდგომით დასაბუთდა. ასეთი მიდგომა განხორციელებულია პირველად. შედეგი კი გათვალისწინებული უნდა იქნას ქალაქის ახალი უბნების ურბანიზაციის პერსპექტივაში. მთა-ხეობებში ჰაერის ნაკადის სიჩქარე და სიმძლავრე ფსკერის რელიეფის მახასიათებელ სიდიდეზე დამოკიდებულია მისი კვადრატის უკუპროპორციულად. ამრიგად, არხში-ხეობაში ფსკერის რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით მცირდება როგორც ნაკადის სიჩქარე, ასევე ინტენსიობის რაოდენობა.

ჰაერის ნაკადის გრიგალური დინებისას წნევა კლებულობს ცენტრისკენ მანძილის კვადრატის უკუპროპორციულად. ამასთანავე ხდება ჰაერის (წყლის) ნაკადის შეწოვა ცენტრისკენ. ეს ფაქტიც აგრეთვე ხელს უწყობს დინების ნაკადში არსებულ დამჭუჭყიანებელი მინარევების გადატანა-გაფანტვის შესუსტებას.

ქარის სიჩქარის სტატისტიკური შესწავლის გზით ქუთაისის რეგიონისათვის დადგინდა, რომ (16-20) მ/წმ სიჩქარის ქარიანი დღეები რიცხვი მაქსიმალურია მარტში, აპრილში და ნოემბერში. ხოლო მინიმალურია ზაფხულში, კერძოდ ივნისში. ყველაზე ინტენსიურია ქარის სიჩქარეთა მნიშვნელობები (16-20) მ/წმ ინტერვალისათვის, ხოლო შედარებით იშვიათი ქარები გვაქვს ქარის სიჩქარის (25-29) მ/წმ შუალედისათვის, ამ დიაპაზონის ქარის სიჩქარე წლების მიხედვით იწვევს წანაცვლებას ერთი თვის ფარგლებში, მაგ. 1960 წელს მაქსიმალური ქარი იყო მარტში, აპრილში და დეკემბერში. ხოლო 1961 წელს მაქსიმალური ქარი დაფიქსირდა იანვარში, თებერვალში და სექტემბერში. ქარის სიჩქარეებზე ჩატარებულმა ანალიზმა აჩვენა, რომ ქარის სიჩქარეები (25 -40) მ/წმ-ის ინტერვალში დაფიქსირებულია ძირითადად თებერვალ-მარტში და ოქტომბერ-ნოემბერში (ქუთაისის რეგიონზე), თუმცა არის გამო-

ნაკლისი შემთხვევებიც. დაზუსტებულია ქარის გაბატონებული მიმართულებები, აგებულია შესაბამისი ქარის „ვარდები“, ბოლო (60-70) წლის მონაცემების მიხედვით საქართველოს მრავალ ქალაქსა და რეგიონზე.

სტატისტიკურმა ანალიზმა აჩვენა, რომ 1960-2010-იან წლებში მტკვრის ხეობაში დასავლეთის ძლიერი ქარების შესუსტება ბევრად უფრო მნიშვნელოვანი აღმოჩნდა, ვიდრე აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების მატება კოლხეთის დაბლობზე. ასეთი სიტუაცია აიხსნება ამ ქარების გენეტიკური წარმომავლობით. აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების განვითარება დამოკიდებულია მხოლოდ კასპიისა და შავ ზღვას შორის ჩამოყალიბებულ ბარიულ გრადიენტზე, რომელიც, როგორც წესი, საკმაოდ სტაბილურია. ჩრდილო-დასავლეთის ქარების განვითარება მტკვრის ხეობაში კი დაკავშირებულია დასავლეთიდან ფრონტალურ შემოჭრებთან, რომლებიც ხასიათდება მრავალფეროვნებითა და დროში არასტაბილურობით. დროის აღნიშნულ მონაკვეთში აღმოსავლეთის პროცესების გააქტიურებას თან მოჰყვა კოლხეთის დაბლობზე აღმოსავლეთის ძლიერი ქარების შედარებით ზომიერი ზრდა, ხოლო დასავლეთის პროცესების თანმდევ შემცირებას – მტკვრის ხეობაში დასავლეთის ძლიერი ქარების ბევრად უფრო მნიშვნელოვანი კლება.

ბოლოსიტყვაობა

მონოგრაფიაში მოყვანილი, შესრულებული სამუშაოს თეორიული და პრაქტიკული ღირებულება და მიღებული შედეგები, ნათელს ფენს ლოკალური და რეგიონალური მიკროციკლაციური პროცესების შემდგომ შესწავლა-გაანალიზებას. მართლაც, მას შემდეგ რაც ადამიანი მოახროვნე გახდა და შეისწავლა საკვების მიღება ბუნებიდან, დაიწყო აქტიური ზემოქმედების მოხდენა ატმოსფეროს, ჰიდროსფეროს და დედამიწის მყარი ზედაპირის შემადგენლობაზე, სხვადასხვა სამრეწველო პროექტების განხორციელებით. ადამიანმა ნებით, თუ უნებლიეთ მოახდინა ე. წ. ბუნების ეკოლოგიურ ქვესისტემებს შორის არსებული დინამიკური წონასწორობის დარღვევა. ასეთი დარღვევების ინტენსივობა, ხარისხი და სივრცითი განაწილება თანდათანობით იზრდებოდა. აღმოჩნდა, რომ ბუნებას არ უყვარს მასში მიმდინარე პროცესებში ჩარევა და ახდენს უკუზემოქმედებას, უმეტეს შემთხვევაში გაძლიერებული ენერჯით. ცივილიზაციის განვითარების პირველ ეტაპებზე, თავდაპირველად, ადამიანის ჩარევით გამოწვეული დარღვევები და ცვლილებები მცირე და სუსტი იყო. ბუნება თავად იშუშებდა „ჭრილობებს“, ივსებდა დანაკარგს და აღადგენდა ამა თუ იმ რაიონში დროებით დარღვეულ წონასწორობას.

ცხადია, რომ ადამიანის ზემოქმედებას ბუნებაზე აქვს გლობალური, რეგიონალური და ლოკალური ხასიათი. ზემოქმედების ინტენსივობა დამოკიდებულია სხვადასხვა პირობებზე, პირველ რიგში გეოგრაფიულ მდებარეობაზე, მოსახლეობის სიმრავლეზე და სამრეწველო პოტენციალზე. ამიერკავკასია, კერძოდ საქართველო თავისი უნიკალური ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით, როგორიცაა ზღვებთან სიახლოვე, ფართო მცენარეული სამოსი, მრავალი ხეობები, ქვაბურები, მთა-გორიანობა (საქართველოს ტერიტორიის 26% მოქცეულია 500 მეტრის სიმაღლის მთიან რეგიონზე), ხელსაყრელია მრავალი სახის ეკოლოგიური სიტუაციების ჩასახვა-განვითარებისათვის. ასეთი ბუნებრივი გარემოება ხელსაყრელ პირობებს ქმნის სხვადასხვა რანგის ადგილობრივი ცირკულაციის განვითარებისათვის, ეს კი ეკოლოგიური ფაქტორების მოქმედებას ლოკალიზებულ ხასიათს აძლევს. ამ თვალსაზრისით ამიერკავკასია- საქართველო მსოფლიოში გამორჩეული, განსაკუთრებული ეკოლოგიური პოლიგონია.

მოყვანილი თეორიის საფუძველზე, სამწუხაროდ უნდა შევნიშნოთ, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე გაბატონებული მიკროციკლაციური პროცესები, დიდი ობიექტების მშენებლობისას წარმოშობილი სხვადასხვა სახის, ზომის და თვისების მქონე მტვერს, თითქმის მთლიანად ხეობაში ტოვებს, ეს კი იწვევს მცენარეთა საფარის და მდინარეების ეკოლოგიურ დაჭუჭყიანებას. სამწუხაროდ ისიც აღმოჩნდა, რომ საქართველოში ბუნება უფრო მტკივნეულად განიცდის ადამიანთა ზემოქმედებას, ვიდრე იგივე ფართობის სხვა რეგიონები მსოფლიოში. ამის ერთ-ერთი ძირითადი მიზეზია ბუნებრივი კატაკლიზმების - წყალდიდობის, მიწისძვრების, ღვარცოფების, მეწყერების, გრივალური ქარის და სხვა საშიში ატმოსფერული მოვლენების უფრო ხშირი და მკაფიო გამოვლინება, კლიმატური და სეისმური აქტიურობის გამო. ადამიანის მოუფიქრებელ, ხშირად დაუსაბუთებელ ზემოქმედებას ბუნებაზე შეუძლია გამოიწვიოს საზიანო შეუქცევადი პროცესი. მაგალითისათვის, მიკრორელიეფის შეცვლა კი (იგულისხმება ღია - ზედაპირული კარიერული

სამუშაოები ჭიათურის რეგიონსა და შიდა ქართლში), იწვევს გაბატონებული ქარის სიძლიერის ზრდას, ალბედოს ცვლილებას, ჰაერში აეროზოლური კონცენტრაციის მომატებას. ყოველივე ამის შედეგად, იზრდება ნალექების ინტენსივობა, გახშირდა დიდთოვლიანობა, საკმარისად ცივი ხდება გაზაფხული, ე.ი. წარმოებს ლოკალური კლიმატის ცვლილება. ამ მოვლენებმა საბოლოო ჯამში მიგვიყვანა სოფლის მეურნეობის პოდუქტების მოსავლიანობის შემცირებამდე. ეს კი უარყოფითად აისახება მოსახლეობის ეკონომიურ-სოციალურ პირობებზე.

გამოუსწორებელი შედეგი შეიძლება მოჰყვეს საქართველოს ტერიტორიაზე და საერთოდ მსოფლიოზეც, ტყის მასივების (საქართველოში ტერიტორიის 40% ტყის მასივს უჭირავს) ბარბაროსულ გაჩეხვას, როგორც ენერგეტიკული, ასევე სხვა მიზნებით. ტყის ჩეხვა უშუალოდ ზრდის მეწყერულ საშიშროებას. სასურველია მინიმუმამდე შემცირდეს მძლავრი ჰიდროჰესების მშენებლობა და აქცენტი აღებული უნდა იქნას, მცირე სიმძლავრის ჰესებზე. დასაბუთებულად შეიძლება ითქვას, რომ დიდი ფართობის წყალსაცავები არა დღეს, არა ხვალ, არამედ ათეული წლის შემდეგ, აუცილებლად შეცვლის ადგილობრივ მიკროკლიმატს.

უნდა შევნიშნოთ აგრეთვე, რომ ქალაქებში დიდი დემონსტრაციები, ხალხმრავალი მიტინგები ე.წ. „სამოქალაქო ინციდენტები“ იწვევს გარკვეულ უკუქმედებას ბუნებაზე, ეკოლოგიურ გართულებებს და მრავალ, მცირე არასასურველ პროცესებს. ადამიანი ზოგჯერ „სასურველი“ მიმართულებით ერევა ბუნებრივ მოვლენებში, როგორცაა ღრუბელზე ნალექების გაზრდის ხელოვნური ხემოქმედება, დედამიწის ქერქის არაბუნებრივი რყევის გამოწვევა. ეს საკითხები თეორიულად დამუშავებულია და უმეტესობა პრაქტიკულადაც განხორციელებულია. კაცობრიობას, ყოველი ასეთი მოქმედებისას, მოეთხოვება საბოლოო შედეგების ზუსტი წინასწარმეტყველება და ამით მანვე პროცესების და ზარალის მინიმუმამდე შემცირება. შესაძლებლობის მაქსიმუმის ფარგლებში, მინიმალურად უნდა ჩავერიოთ ბუნებრივ პროცესებში, ვაცალოთ დედაბუნებას თვითონ მართოს პროცესები, აღიდგინოს დარღვეული დინამიკური წონასწორობა. ცხადია სამართლიანია, ეკოლოგიის საფუძვლების ერთ-ერთი დებულება, შემოთავაზებული 1945 წელს ამერიკელი მეცნიერის ბ. კომერმას მიერ - „ არაფერი არ მოიცემა უბრალოდ არაფრისაგან“ - რაც მივიღეთ ბუნებისაგან, მასვე უნდა დაუბრუნდეს, უარყოფა შეუძლებელია, შეიძლება მხოლოდ გადადება. აქვე სიამოვნებით და მადლიერების გრძნობით გავისხენოთ, ბუნების უბადლო აღმწერი გენიალური ვაჟაფშაველა:

„ხევი მთას ჰმონებს, მთა ხევსა,
წყალნი ტყეს, ტყენი - მდინარეთ;
ყვავილნი მიწას და მიწა -
თავის აღზრდილთა მცენარეთ.“

და იქვე,

„ ბუნება მბრძანებელია, იგი მონაა თავისა,
ზოგჯერ სიკეთეს იხვეჭავს, ზოგჯერ ქმნელია ავისა,
ერთფერად მტვირთველი არის, საქმის თეთრი და შავისა,
საცა პირიმზეს ახარებს, იქვე მთხრელია ზვავისა,
მაინც ლამაზი არის, მაინც სიტურფით ყვავისა.“

გავუფრთხილდეთ ამ სიტურფეს და სილამაზეს, ესაა ჩვენი მოვალეობა. დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე მოკროციკულაციური, მათ შორის რეგიონალური პროცესები იმდენად მრავალსახა და მნიშვნელოვანია, რომ მომავალში ბევრ მეცნიერს კვლავ დასჭირდება მათი ახსნა-დასაბუთების მოძებნა და შესწავლა. ამ პროცესებში მრავალი საიდუმლო არის ჩამალული და მოითხოვს პოვნას და გარკვევას. გვჯერა, ამ მიმართულებით ახალგაზრდა მეცნიერების შემდგომი წარმატებებისა, რომლებსაც ისინი მიაღწევენ ფიზიკის თეორიისა და გამოთვლითი ტექნიკის უახლესი მიღწევების გამოყენების საფუძველზე.

ბამოყენებული ლიტერატურა

1. ხვედელიძე ზ. „დინამიკური მეტეოროლოგია“ თსუ, გამომ. 2002წ, გვ. 535. 72
2. Гемгольц Н. Ф. „Горло-долинная циркуляция северных склонов Тянь-шаня“ гидрометеиздат, Л. 1963 г с. 329.
3. Воейков А. И. „Климаты земного шара в особенности России“ Сиб. 1884 г. с. 301
4. Воейков А. И. Метеорология час, 1-4 Смб. 1903 г. с. 410
5. ხელაშვილი ა. „კლასიკური თეორიული მექანიკა“ თსუ. გამომცემლობა, 2005 წ. გვ. 223.
6. Хргиан А. „физика атмосферы“ том 2 л. Гидрометиздат, 1978г. с 315.
7. Кварацхелия И. „Суточный ход некоторых метеорологических элементов над Тбилиси“ труды Тбил НИГМИ, вып. 2 1957 г. с. 12-18
8. Кибель И. „Применение к метеорологии уравнение механики бароклинной жидкости“ изв. АН С С С Р сер. геогр. и гелфизик, 5 1940 г. с. 5-12
9. Кибель И. „Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды“ М. гос. издат. 1973 г. с. 368
10. Садоков В. „Избранные работы по динамической метеорологии И.А.Кибеля“ Л. гидрометиздат, 1984 г. с. 278
11. ხვედელიძე ზ. „ტალღური მოძრაობა ატმოსფეროს ქვედა ფენებში და დაჭუჭყიანების პრობლემა“. თსუ გამომცემლობა. 1991 წ. გვ. 201.
12. Фабрикант О. Н "Аэродинамика". Изд. "Наука", 1964г. с. 815. 70
13. Holton R "Dynamic Meteorology " Fourth edition-university of Washington, 2004p. 533.76
14. Матеев Л. „Основы общей метеорологии физика атмосферы“ Гидрометеологическое издатель. Ленинград, 1965 г. С 875. 77
15. Динамическая метеорология - под редакцией Д. Лаихтмана, Л. гидрометиздат, 1976г, с 607. 78
16. Modelling of atmospheric fields world scientific;Theoretical physic, 1996,p 755. 81
17. Н. Белов Н. и др. "Численные методы прогноза почодрве, Л., гидрометеоздат, 1989, с. 375. 73
18. Берлянд М. "Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы", Л., гидрометеоздат, 1975, с. 449.
19. Гандин Л., Лайхтман Д., Матвеев Л., Юдин М. „Основы динамической метеорологии“ Л. Гидрометиздат, 1955г. С.358
20. Аситашвили А., Сапицкий К., Хведелидзе З. „Изучение локальной циркуляции ветра в районе Душети Грузинской С ССР“ Москва, метеорология и гидрология, 1968 г. №61,ст. 92-94.
21. Генгер Г. „Климат приземного слоя воздуха“ пер. с английского, М. Издат. Иностран. лит. 1960 г. С.486
22. наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып 3, част1, Л. Гидрометиздат, 1985 г, с. 576
23. Справочник по климату СССР; вып. 14, ветер, Л. Гидрометиздат, 1968, с 201
24. Хведелидзе З., Рамишвили Н., Шаламберидзе Т., Алашвили И. „Математическое моделирование микроциркуляционных процессов с учетом физико-географических условий Закавказья“. Москва, Экологические системы и приборы, N4, 2006 г., с.43-49.
25. Вийн-Нильсен А. „Предсказуемость и изменения климата иллюстрированные с помощью системы низкого порядка „теоретические основы прогноза погоды на средние сроки“, Гидрометиздат. 1979г. Ст. 105-117.
26. Напетваридзе Е. „Общие черты атмосферных циркуляций“ Труды Тб НИГМИ, вып 10, 1962 г, ст. 10-15.
27. სალუქვაძე თ., ხვედელიძე ზ., ხელაია ე. „კონვექციური ღრუბლების რადიოლოკაცია“ (მონოგრაფია) საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის მ. ნოდის სახ.გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LV11, 2002 წ. გვ.358.
28. საქართველოში სექვესთან და ზეავეთან ბრძოლის სამუშაოთა განახლების საკითხისათვის - საქართველოს პარლამენტის ეროვნული ბიბლიოთეკა: <http://dspace.npv.ge/handle/1234/26844> 2013 წ., გვ.55.
29. ხვედელიძე ზ., დანელია რ., შალამბერიძე თ., აბლაკოვი რ., თავგაძე ე. „დედამიწის ლოკალური რელიეფით გამოწვეული ტალღური შემფოთებების მათემატიკური მოდელირება და მისი გავლენა ატმოსფერულ მოვლენებზე“ საერთაშორისო სამეცნიერო-ტექნიკური საინფორმაციო ჟურნალი „საქართველოს ნავთობი და გაზი“ N21, 2007წ. გვ.64-70.
30. З. Хведелидзе, Т. Шаламберидзе, Е. Тагвадзе, Р. Аплаков „Изучение вихревых полей ветра

- на горной территории“ Москва, “Экологические системы и приборы“ N11, 2009 г. с. 41-46.
31. ხვედელიძე ზ., ჯანუაშვილი დ. „რეგიონის მიკროკლიმატური პარამეტრებით, ლოკალური ქარის რეჟიმის განსაზღვრა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში“, ქართული ელექტრონული სამეცნიერო ჟურნალი „ფიზიკა“ ([http://gesj. Internet-academy. Org.ge/physic/;2013, N 1\(3\) ,გვ. 65-76](http://gesj. Internet-academy. Org.ge/physic/;2013, N 1(3) ,გვ. 65-76)).
 32. Rossby C. “Relation between variations in the intensity of zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action.” *J. Marine Res.*, 1939, vol.2.,N1
 33. Прантль Л. „Гидродинамика“, Изд. Иностран. Литер. М. 1951 г. с. 507
 34. Хведелидзе З. „Исследование атмосферных движений в поле силы Кориолиса при наличии гор“ *Известия АН СССР, Ф.А.И. От.* 18 N3. 1982 г., с. 227-235
 35. Хведелидзе З. „Влияние орографии и β - эффекта на волновые движения в атмосфере“ *метеорология и гидрология*“, 1982 г. N10, с. 110-115
 36. Добрышман Е.М. „О квазитрехмерных модонах в тропосфере низких широт“, *Метеорология и гидрология* , N1 , 1983 г, с. 5-16.
 37. Добрышман Е.М. „О ветре склонов над термически неоднородной подстилающей поверхностью, труды ЦИП вып 43 1956г с 27-36
 38. Гутман Л. , Монин А. „О локальных ветрах в горной местности“ *труды ЦИП вып.*, 2148 1950 г.
 39. Хведелидзе З. „О модонах в тропосфере над горными местностями“ *Тр. Греко-Грузинского университета им Аристотеле*, т. 111, Тбилиси 1995 г. С. 20-31.
 40. Хведелидзе З., Павленишвили Н. „Описание энергетических характеристик атмосферных процессов на примере Кавказского региона“, *метеорология и гидрология*, 1996 г. М 2 с. 48-53.
 41. ჭელიძე ვლ., წითლანაძე ე. „მათემატიკური ანალიზის კურსი“ ტ. 1, თბილისი, 1971 წ. გვ. 633.
 42. Зверев А. „Синоптическая метеорология“ Л. Гидрометиздат. 1977 г. С. 710
 43. Тверской П. „Лурс метеорологии“ Л. Гидрометиздат/ 1961 г. с
 44. Khvedelidze Z. “The Structure of Baroclinic Waves With Account of the Earth’s Relief” *Bulletin of the Georgian Academy Of Sciences*, 166, 2002 p.70-75.
 45. Ramishvili N., Khvedelidze Z., Shalamberidze T. “Mountain canyon circulation and the local atmosphere processes“ *Proceedings of I Javakishvili Tbilisi University, physic*, 39, 2004, p. 3-12.
 46. Khvedelidze Z, Davitashvili T., Samkharadze I. „Mathematical Modelling of the hydro-dynamical flows in a narrow canals with compound bottom“, *Journal “Ecology and Appliances” Moscow, Russia*, No.5, pp. 60-66, 2007.90
 47. Сванидзе Г., Гагуа В. , Сухишвили Е. „Возобновляемые Энергоресурсы Грузии“, Л. Гидрометиздат, 1987 г., с.410
 48. The Estimation of wind Potential on Mta- Sabuet,“ *Report of international Energy Center ENECO, Tbilisi, July, 1997.*
 49. ელიზბარაშვილი ე. „საქართველოს კლიმატური რესურსები“ ჰიდრომეტეოროლოგიური ინსტიტუტის გამომცემლობა, 2008 წ. გვ. 328
 50. ელიზბარაშვილი ე. „საქართველოს ჰავა“, თბილისი, 2017 წ. გვ. 360.
 51. ჩახუნაშვილი ი. „ქარის რესურსების შეფასება ყველაზე პერსპექტიული ადგილებისათვის საქართველოში“ სადიპლომო ნაშრომი, 1999 წ.
 52. ხვედელიძე ზ., ჩიტაღაძე ა. „საქართველოს რეგიონის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის სითბური რეჟიმის ბუნება“, *მეცნიერება და ტექნიკა*“, N10-12, 1999 წ. გვ.52-
 53. ქურდიანი ი., „აეროლოგია“ გამომცემლობა „ცოდნა“, თბილისი, 1964 წ. გვ.251.
 54. კოტარია ა. „მეტეოროლოგიის საფუძვლები“, თსუ გამომცემლობა, 1992 წ. გვ. 240.
 55. ხვედელიძე ზ. „სინოპტიკური მეტეოროლოგიის მოკლე კურსი“ თსუ გამომცემლობა, 1998 წ. გვ. 80.
 56. Берлянд М. „Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы“ Л. Гидрометеоролог издат. 1985 г. с. 27
 57. გუნია გ. „ატმოსფეროს ეკოლოგიური მონიტორინგის მეტეოროლოგიური ასპექტები“. 2005 წ. გვ.475.
 58. beritaSvili b., CogovaZe i. „klimatis elementTa cvlilebis analizi, cirkulaciuri procesebi“. saqarTvelos pirveli erovnuli Setyobineba gaeros klimatis cvlilebis CarCo konvenciaze. Tbilisi, 1999.
 59. beritaSvili b., kapanaZe n., CogovaZe i. „globalur daTbobaze saqarTveloSi klimatis reagirebis Sefaseba“. hidrometeorologiis instituti, Tbilisi, 2010.

60. beritaSvili b., kapanaZe n., CogovaZe i. „aRmosavleTis Zlieri qarebi kolxeTis dablobze, rogorc cimbiris anticiklonis amierkavkasiaze zemoqmedebis indikatori“. H3idrometeorologiis institutis SromaTa krebuli, t.116, Tbilisi, 2010.
61. Лайхтман Д. „Физика пограничного слоя атмосферы“ Гидромет. Издат. Л. 1970 г.с. 241.
62. xvedeliZe z., elizbaraSvili e. „reliefis gavlena atmosferul procesebze“ Tsu gamomcemloba 1984w. gv. 68-103.
63. სამხარაძე ი., ტატიშვილი ნ., ხვედელიძე ზ., დავითაშვილი თ., ზოტიკიშვილი ნ. „ზოგიერთი ლოკალური მეტეოროლოგიური პროცესების მათემატიკური მოდელირება საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის.“ საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები. ტ. 120. 2014 წ. გვ. 10-15.
64. მატვეევი ლ. „ზოგადი მეტეოროლოგიის კურსი - ატმოსფეროს ფიზიკა“ (ქართული თარგმანი) თსუ გამომცემლობა, 1987 წ., გვ. 705.
65. Вопросы предсказания погоды под редакцией, Н.Багров и Г. Морского, Л.Гидрометиздат, 1958 г., с. 358-384.
66. Khvedelidze Z. „To the study of hydrodynamic Aguation of atmosphere zonal model on the territory of the Caucasus“ Buclety of the Georgian Academy of Scienies, 155 N1, 1997г. st.62-68
67. Тихонов А. и Самарский А. „Уравнения математической физики“ издател. технико-теоретической литературы М. 1953. ст 679.
68. Корн Т., Корн „Справочник по математике“ Издател. „Наука“, М. 1978 г. ст.830.
69. Lorenz E. N. „The predictability of a flow which possesses many scales of motion“, -Tellus, 1969, vol. 21, p.289-307.
70. Монина А.С. „Прогноз погоды как задача физики“, издательство Наука, Москва. 1969 г.ст. 185.
71. Эльсгольц Д., „Обыкновенные дифференциальные уравнения“ Издат. Тех.- Теор. литература , Москва, 1950 г. ст. 219.
72. Khvedelidze Z., Samxaradze I., Zotikishvili N. „OROGRAPHIC FACTORS ROLE IN THE ATMOSPHERE SURFACE LAYER DURING DEVELOPMENT OF THE WIND FIELD“ ქართული ელექტრონული სამეცნიერო ჟურნალი „ფიზიკა“ (<http://gesj. Internet-academy. Org.ge/physic/>; N1(13)2015,p.73-79.
73. „Atmosfere General cirkulation Modeling“, 2008 - Americun institute of physcs Vashincton. p.505.
74. ხვედელიძე ზ., ზოტიკიშვილი ნ. „ ქარისა და დედამიწის ლოკალური რელიეფის ურთიერთქმედების ზოგიერთი თავისებურების მოდელური გათვლები საქართველოს ტერიტორიაზე“ ქართული ელექტრონული სამეცნიერო ჟურნალი „ფიზიკა“ (<http://gesj. Internet-academy. Org.ge/physic/>; 2016, N1(15) გვ.63-72.
75. Ramishvili N. ,Khvedelidze Z., Aplakov R.,Erkomaishvili G., Shalamberidze T. „ Mountans canvon circulation and the al atmosphere processes “,Proceedings of I Iavakhishvili Tbilisi state university Physics, 39, Tbilisi 2004. pp.3-12 .
76. Khvedelidze Z., Topchishvili A. „Calculutions of Radiation Balanse in View of landscape Recularity“. Bulleten of the Georgian Academy of sainces, 160, N 2, 1999, p.259-262.
77. Khvedelidze Z Samkhatagze I., Davitashvili T. “On Pressure Drop Distribution at High Power Perturbation Per Over the Mountainous Territory“ . Ebullition the Georgian Academy of sciences,155 №1, 2015 p.62-67.
78. ხვედელიძე ზ., ზოტიკიშვილი ნ. „კლიმატის ლოკალური „ფენომენური“ თავისებურებების დინამიკური ბუნების შესწავლა, ქალაქ თბილისის ქვაბურისათვის“. ქესუ „ფიზიკა“ , 2017 წ. გვ. 29-37.
79. ხვედელიძე ზ., გურგენიძე მ. „ატმოსფეროს დინამიკა და აეროზოლური მინარეჟები ატმოსფეროში“, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე, 152 N3,1995 წ. გვ.516-524.
80. ხვედელიძე ზ. „ღრუბლების ფიზიკა“ (ლექციების კურსი) თსუ გამომცემლობა, 1987 წ. გვ. 115.
81. Davitashvili T., Khvedelidze Z., Samkharadze I. „Propagation of High Power Perturbation in the Atmosphere over the Mountainous Territory.“ Proceedings of the 7th International Conference on Climate Changes, Global Warming, Biological Problems. Serie 40. Recent Advances on Environmental and Life Science. Published by WSEAS Press. www.wseas.org. 2015, Malta.August 17-19, P.95.
82. აივაზიშვილი ი., ამირანაშვილი ა., კაპანაძე ე., კირკიტაძე დ., ნაფეტვარიძე რ. ,სალუქვაძე თ., ტატიშვილი მ., ხელაია ე. „ატმოსფერო და ატმოსფერული მოვლენები“ თბილისი, „მეცნიერება“, 1995 წ. გვ.105.

83. ჩიგოგიძე ხათუნა „მწვანე ენერჯია და საქართველო“ - .ჟურნალი „გზა“ N38, 21/9/2017 წ. გვ.16-18.
84. Khvedelidze Z., Topchishvili A. „Calculation of the average vertical velocity of the convection motion“ Proceedings of I. Iavakhishvili Tbilisi state university Physics, 35, Tbilisi 2000. pp.37-49 .
85. ციციშვილი მ., ერქომაიშვილი გ. „აეროზოლური დატვირთვებისაგან ატმოსფეროს დაცვა“, გამომცემლობა „მერმისი“, თბილისი 2006 წ. გვ.395.
86. Atmospheric General Circulation modeling: Washington, American institute of physic. 2008. P. 455.
87. ხვედელიძე ზ., ტატიშვილი მ., ზოტიკიშვილი ნ., სამხარაძე ი. „მთა-ხეობიანი რელიეფის როლი ჰაერის ნაკადის ლოკალური ცირკულაციის შესწავლაში“. ქესჟ „ფიზიკა“, 2018 წ. გვ. 15-25.
88. დიდი ენციკლოპედია დედამიწა- ჰაერი, წიგნი 3, გამომცემლობა პალიტრა, 2018წ. გვ.30.

წინასიტყვაობა.....	4
შესავალი.....	6
პრობლემის მოკლე ისტორია და თანამედროვე აქტუალობა.....	8
თავი 1. ატმოსფეროს ჰაერის ზოგადი ცირკულიაციის თეორია.....	10
1.1. ცირკულაციური პროცესების მათემატიკური საფუძვლები.....	10
1.2. ატმოსფეროს მეზომასშტაბური მოძრაობის აღმწერი ჰიდროდინამიკური განტოლებათა სისტემა.....	14
1.3. ლოკალური ატმოსფერული მოძრაობების საპროგნოზო რიცხვითი-მოდელური მიდგომა, საწყისი და სასაზღვრო პირობები.....	16
1.4. მეზომეტეოროლოგიური ატმოსფერული პროცესების საფუძველზე ქალაქების, მიკრორეგიონების კლიმატური თავისებურებების ახსნა-დასაბუთების თეორიული მიდგომა.....	18
თავი 2. ატმოსფერული მოძრაობის დინამიკა ლოკალურ მასშტაბებში.....	21
2.1. ოროგრაფიული შეშფოთებებით გამოწვეული ტალღური მოძრაობა და მისი გავლენა ატმოსფერულ მოვლენებზე.....	21
ა რეგიონის მიკროკლიმატური პარამეტრებით ლოკალური ქარის რეჟიმის განსაზღვრა, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში.....	27
ბ ქარის სიჩქარის პროგნოზი კვაზისტატისკურ მიახლოებების მოდელით	
2.2. დედამიწის მიწისპირა ფენაში.....	31
ბ ლოკალური ტერიტორიის შერჩევა და მეტეოროლოგიური ელემენტების გამოთვლის ელემენტარული სქემა.....	32
დ ქარის რეჟიმის შეფასება საქართველოს რეგიონებზე.....	35
2.3. ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერჯის განსაზღვრა მთა-გორიან ტერიტორიაზე.....	36
2.4. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის სითბური რეჟიმის მათემატიკური მოდელირება, რეგიონის თავისებურებების გათვალისწინებით.....	39
2.5. რეგიონალური ატმოსფერული პროცესების მადონური ბუნების შესახებ ლოკალური რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით.....	43
თავი 3. ლოკალური პროცესების მოდელური გათვლები.....	48
3.1. მეტეოროლოგიური ელემენტების გრადიენტული მნიშვნელობების გათვლა „სამუთხედის“ მეთოდით, ლოკალური რეგიონებისათვის.....	48
3.2. ქარის სიჩქარის სიდიდის განსაზღვრა „ტეხილის“ მეთოდით მთა- ხეობიან ტერიტორიაზე.....	50
3.3. ქარის კინეტიკური ენერჯის შეფასება საქართველოს რთულ ოროგრაფიულ ტერაიტორიაზე.....	52
3.4. ჰაერის მასების მოძრაობის დინამიკა მთა-ბარსა და მთა-ხეობებში.....	57
თავი 4. ატმოსფეროში დაკვირვებადი ზოგიერთი „ფენომენური“ პროცესების თავისებურებების ახსნა დინამიკურ-მოდელური გათვლებით.....	62
4.1. ძლიერი მიკროციკულაციური მოძრაობა (ქარბორბადა) მთა-გორიან ტერიტორიაზე.....	62
4.2. დავით გარეჯის-ტაფობის „ფენომენი“.....	66
4.3. მიკროციკულაციური პრიცესები არაგვის ხეობაში. ხეობის კლიმატური თავისებურებები.....	67
4.4. ალაზნის ველის ქვაბური, ადგილობრივი ქარის დინამიკა ალაზნის ველზე.....	68
4.5. სურამის ქედის როლის დინამიკური შეფასება ჰაერის მასების სხვადასხვა შემოჭრების.....	69
4.6. მესტიის ქვაბურის - კლიმატური თავისებურე.....	71
4.7. თბილისის ქვაბურის კლიმატური თავისებურებების მოდელური შეფასება ახალციხის მთიანი ქვაბურის კლიმატური თავისებურებების ახსნა დასაბუთება.....	72
4.8. ახალციხის მთიანი ქვაბურის კლიმატური თავისებურებების ახსნა დასაბუთება.....	78
თავი 5. ქარის რეჟიმის ბუნება საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის..	81
5.1. ქარის ველის სტატისტიკური დახასიათება მეტეოროლოგიური სიდიდეების ბოლო60 წლის.....	81

მონაცემებით.....	
5.2. ქარის სიჩქარის გაბატონებული მიმართულების განსაზღვრა-დაზუსტება საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის.....	87
5.3. ძლიერი ქარის რეჟიმის ცვალებადობა მტკვრის ხეობაში.....	90
შესრულებული კვლევების ძირითადი შედეგები:.....	94
ბოლოსიტყვაობა.....	96
ბამოყენებული ლიტერატურა.....	98