

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის  
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი

შოშრო № IHM-13-14- GTU-2431

„ვამთკიცებ“  
დირექტორი  
ტექ. აკად. დოქტორი  
თ.ცინცაძე

25 დეკემბერი 2013

მაღალი გარჩევისუნარიანობის მქონე ლოკალური ატმოსფერული პროცესების  
მოდელირების სისტემის განვითარება საქართველოს ტერიტორიისათვის

(დასკვნითი ანგარიში)

ამინდის პროგნოზირების, ბუნებრივი  
და ტექნოგენური კატასტროფების  
მოდელირების განყოფილების გამგე  
ფიზ.-მათ. აკადემიური დოქტორი

მ. ტატიშვილი

თბილისი - 2013

## თემის შემსრულებლები:

### 1. მ. ტატიშვილი

თემის ხელმძღვანელი. განყოფილების გამგე,  
ფიზ.-მათ. აკად. დოქტორი

### 2. დ. დემეტრაშვილი

პასუხისმგებელი შემსრულებელი  
მთავარი მეცნიერ-თანამშრომელი,  
ფიზიკა-მათემატიკის მეცნ. დოქტორი

### 3. ზ. ხვედელიძე

პასუხისმგებელი შემსრულებელი  
მთავარი მეცნიერ-თანამშრომელი,  
ფიზიკა-მათემატიკის მეცნ. დოქტორი

### 4. გ. გელაძე

პასუხისმგებელი შემსრულებელი  
უფროსი მეცნიერ-თანამშრომელი,  
ფიზ.-მათ. აკად. აკად. დოქტორი

### 5. ი. სამხარაძე

მეცნიერ-თანამშრომელი

### 6. ნ. ზოტიკიშვილი

ინჟინერი

## რ ე ფ ე რ ა ტ ი

ანგარიში 68 გვ., ნახაზი 30,  
ტურბულენტობის ველი, არასტაციონარული პროცესები, ჩადგმული ბადე,  
ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებები, რიცხვითი სქემა.

მიმდინარე სამეცნიერო ანგარიშში წარმოდგენილი გამოკვლევები, რომლებიც გაგრძელებაა ამინდის პროგნოზირების, ბუნებრივი და ტექნოგენური კატასტროფების მოდელირების განყოფილებაში გასულ წლებში შესრულებული სამეცნიერო-კვლევითი სამუშაოებისა, შეეხება ლოკალური ატმოსფერული პროცესების მოდელირების სისტემის განვითარებას საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გათვალისწინებით. სამეცნიერო ანგარიშში შესწავლილია ტროპოსფეროს

მოელ სისქესა და ატმოსფეროს ქვედა ტურბულენტურ სასაზღვრო ფენაში მიმდინარე პროცესები მათემატიკური მოდელირების საფუძველზე. ტროპოსფეროში არასტაციონარული ატმოსფერული პროცესების შესწავლას საფუძველად უდევს მეზომასშტაბური ატმოსფერული პროცესების არასტაციონარული ბაროკლინური რიცხვითი მოდელი, ხოლო ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ატმოსფერული პროცესები მოდელირებულია ატმოსფერო-ნიადაგის ერთგანზომილებიანი რიცხვითი მოდელის საფუძველზე. ტროპოსფეროში ატმოსფერული პროცესების შესწავლისას ძირითადი ყურადღება ეთმობა ოროგრაფიულად შეშფოთებული ჰაერის დინების თავისებურებებს ფონური დიდმასშტაბიანი ნაკადის მკვეთრი არასტაციონარულობის პირობებში.

სამეცნიერო ანგარიშში წარმოდგენილი ამოცანები ქმნიან მეცნიერულ საფუძველს ძირითადი მეტეოროლოგიური სიდიდეების პროგნოზის მეთოდების შემუშავებისათვის, რომლებიც საშუალებას მოგვცემს დავაზუსტოთ საქართველოს ამინდის სამსახურში მიღებული მოკლევადიანი პროგნოზის შედეგები საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების უფრო დეტალური გათვალისწინებით.

განხილულ ამოცანათა კომპიუტერული რეალიზაციის მიზნით შემუშავებულია პროგრამული პაკეტი ალგორითმულ ენაზე “ფორტრანი”.

## შ ი ნ ა ა რ ს ი

შესავალი . . . . .	6
<b>თავი 1. ტროპოსფეროში მიმდინარე ატმოსფერული პროცესები და მათი მოდელირება</b>	
1.1 რიცხვითი მოდელის აღწერა . . . . .	11
1.2 ამოცანის ამოხსნის რიცხვითი სქემა . . . . .	11
1.3 გამოთვლითი ექსპერიმენტები და შედეგების ანალიზი . . . . .	19
1.3.1 ჰაერის დინება მოდელური განმხილოებული მთის ზემოთ . . . . .	20
1.3.2. ჰაერის დინება საქართველოს რეალური რელიეფის ზემოთ . . . . .	26
<b>თავი 2. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მიმდინარე პროცესები და მათი მოდელირება . . . . .</b>	<b>37</b>

2.1	ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის რიცხვითი მოდელის აღწერა . . . . .	37
2.2	ამოცანის ამოხსნის რიცხვითი სქემა . . . . .	42
2.3	ამოცანის კომპიუტერული რეალიზაცია . . . . .	42
<b>თავი 3. ატმოსფეროს მეზომასშტაბური სასაზღვრო ფენის ანომალიური პროცესის რიცხვითი მოდელირება ... . . . . .</b>		<b>46</b>
3.1	ამოცანის დასმა და ამოხსნა. . . . .	46
3.2.	ღრუბლისა და ნისლის ერთდროული არსებობა. . . . .	53
3.3	ღრუბლისა და ნისლის გაერთიანებული კომპლექსის იმიტაცია . . . . .	54
3.4.	დღე-ღამურად „უწყვეტი“ ღრუბლიანობის სიმულაცია. . . . .	55
4. <b>ზოგიერთი ლოკალურ-„ფენომენური“ ატმოსფერული მოვლენის შესწავლა ჰიდროთერმოდინამიკური მიდგომით . . . . .</b>		<b>56</b>
5	ძირითადი შედეგები . . . . .	62
	ლიტერატურის სია . . . . .	64

## 1. შესავალი

ჰიდროდინამიკის მეთოდების გამოყენებას ატმოსფეროს დინამიკის შესწავლასა და ამინდის პროგნოზის მეთოდების შემუშავებაში საკმაოდ ხანგრძლივი ისტორია აქვს. ამინდის პროგნოზის ჰიდროდინამიკური მოკლევადიანი პროგნოზის სფეროში ფუძემდებელია ი. ა. კიბელის შრომა [1], რომელშიც ატმოსფერული პროცესების აღსაწერად გამოიყენებოდა ჩაკეტილი ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა ჰიდროსტატიკურ მიახლოებაში. ამ შრომაში შემოღებულია უგანზომილებო პარამეტრი (შემდგომში ე. წ. კიბელ-როსბის პარამეტრი) და ამოცანის ამონახსნი იძებნებოდა მწკრივის სახით ამ პარამეტრის ხარისხების მიხედვით. პირველ

მიახლოებაში მოძრაობა მიიღებოდა გეოსტროფიული, რაც კარგად ეთანხმება მეტეოროლოგიურ დაკვირვებებს.

დღეისათვის გამოთვლითი ტექნიკის სწრაფმა წინსვლამ და გეოფიზიკური ჰიდროდინამიკის რთულ დიფერენციალურ განტოლებათა სისტემების ამოხსნის თანამედროვე ეფექტური მეთოდების შემუშავებამ უდიდესი ბიძგი მისცა სხვადასხვა მასშტაბის ატმოსფერული პროცესების მოდელირებასა და ამინდის პროგნოზული სისტემების შემუშავებას. მათ შორის დიდი განვითარება ჰპოვა მეზომასშტაბური პროცესების მოდელირების სისტემამ [2-7]. ამჟამად, მსოფლიოს წამყვანი ატმოსფერული კვლევის ცენტრების მიერ შემუშავებულია და ოპერატიულ რეჟიმში ფუნქციონირებენ გლობალური და რეგიონული პროგნოზული სისტემები [8-13]. აღნიშნული სამეცნიერო-ტექნიკური პროგრესის სიკეთეს საქართველოც ეზიარა, ვინაიდან საქართველოს ამინდის სამსახური უკვე გარკვეული ხანია იყენებს უცხოეთის კვლევით ცენტრებში შემუშავებულ ამინდის პროგნოზის რიცხვით მოდელს. აღნიშნული მოდელების საფუძველზე ხდება ძირითადი მეტეოროლოგიური ველების გამოთვლა ოპერატიულ რეჟიმში 15-20 კმ ბიჯის მქონე ბადეზე. აღნიშნული ფაქტის მიუხედავად, რომელიც უდავოდ წინგადადგმული ნაბიჯია ამინდის ეროვნული სამსახურისათვის, მიგვაჩნია, რომ საქართველოს ამინდის ოპერატიული სამსახური კვლავ საჭიროებს ისეთი საპროგნოზო მეთოდების შემუშავებას, რომლებიც დიდი სივრცით-დროითი დეტალიზაციითა და ადეკვატურობის მაღალი ხარისხით შეძლებენ ძირითადი მეტეოროლოგიური ველების გამოთვლას. ასეთი მეთოდების შემუშავებისა და სრულყოფის აუცილებლობას განაპირობებს ის ფაქტი, რომ საქართველო მთა-გორიანი ქვეყანაა და მისი რელიეფი გამოიწვევს მკვეთრად გამოხატული სხვადასხვა მასშტაბის მქონე ოროგრაფიული ელემენტების სიუხვით. რელიეფის ასეთი ხასიათი განაპირობებს საქართველოს ტერიტორიაზე სხვადასხვა მასშტაბის ცირკულაციური სისტემების ფორმირებასა და ევოლუციას და მეტეოროლოგიურ სიდიდეთა სივრცითი განაწილების დიდ არაერთგვაროვნებას. ამის დამადასტურებელია თუნდაც ის ცნობილი ფაქტი, რომ ნალექების წლიური განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე ხასიათდება საოცრად ჭრელი სურათით და მკვეთრად გამოხატული სივრცითი არაერთგვაროვნებით (მაგალითად, იხ. [14]). რელიეფით გამოწვეული ლოკალური ცირკულაციური სისტემები ვითარდებიან

სინოპტიკური პროცესების ფონზე და დიდი წვლილი შეაქვთ ამინდის განმსაზღვრელი პარამეტრების სივრცით-დროით განაწილებაში [14-16].

რიცხვითი საპროგნოზო მოდელები, დაფუძნებული ჰიდროთერმოდინამიკის სრულ განტოლებებზე, საშუალებას იძლევიან რიცხვით მოდელებში უფრო სრულყოფილად იქნეს გათვალისწინებული ატმოსფერული მოვლენების ამსახველი ისეთი ფიზიკური ფაქტორები, რომლებიც დიდ გავლენას ახდენენ, ზოგჯერ კი განსაზღვრავენ, ატმოსფეროში მიმდინარე ცირკულაციურ პროცესებს. ასეთი ფაქტორების გათვალისწინება რიცხვით მოდელებში უზრუნველყოფს პროგნოზის ხარისხის გაუმჯობესებას. დედამიწის ზედაპირის რელიეფი სწორედ ერთ-ერთ ასეთ მნიშვნელოვან ფაქტორს წარმოადგენს. ოროგრაფიის მიერ გამოწვეული ატმოსფერული შეშფოთებები გვხვდება ტროპოსფეროში მიმდინარე ატმოსფერული პროცესების ფართო სპექტრში – როგორც მეზო და საშუალო მასშტაბის მოვლენებში, რომელთა განზომილებებია რამოდენიმე ასობით მეტრიდან ასობით კილომეტრამდე, აგრეთვე ფართომასშტაბიან ატმოსფერულ პროცესებში, რომელთა ჰორიზონტალური ზომები იცვლება ათასიდან რამოდენიმე ათას კილომეტრამდე.

დედამიწის რელიეფი ზეგავლენას ახდენს ატმოსფერულ პროცესებზე არა მარტო ტროპოსფეროში, არამედ ატმოსფეროს ზედა ფენებშიც, მაგრამ რელიეფის ზეგავლენა მაინც ყველაზე მეტად მნიშვნელოვანია ატმოსფეროს საშუალო ფენებში. მაგალითად, ტროპოსფეროს საშუალო ფენაში რელიეფის ზეგავლენით წარმოიქმნებიან მთის ანუ ეგრეთწოდებული დამდგარი ტალღები, რომლებიც, ატმოსფეროში ტენის არსებობის პირობებში ღრუბლების სახით გვევლინებიან, ხოლო წინააღმდეგ შემთხვევაში უხილავ მდგომარეობაში არსებობენ (ამ უკანასკნელ შემთხვევაში უფრო საშიში არიან თვითმფრინავებისა პლანერების უსაფრთხო მოძრაობისათვის). რთული რელიეფის მქონე ტერიტორიებისათვის ამინდის საპროგნოზო რიცხვითი სქემების შექმნისას, განსაკუთრებით დიდ მნიშვნელობას იძენს მათში ოროგრაფიის გათვალისწინება. ზემოთ თქმულიდან გამომდინარე კავკასიის რეგიონისათვის გათვალისწინებულ ამინდის საპროგნოზო და სამოდულო რიცხვით ამოცანებში რელიეფის გავლენის გათვალისწინება მეტად აქტუალურ საკითხს წარმოადგენს.

ამჟამად დიდი ყურადღება ეთმობა ამინდის რეგიონალური პროგნოზის ამოცანას. მეცნიერთა გაზრდილი ინტერესი შემოსაზღვრულ ტერიტორიებზე ამინდის

პროგნოზის ამოცანისადმი უპირველეს ყოვლისა განპირობებულია, ცალკეულ ქვეყნებში, დამოუკიდებელი ჰიდრომეტეოროლოგიური ოპერატიული სამსახურის შექმნისა და მათი შემდგომი გაუმჯობესების მოთხოვნით. მეორე მხრივ, ამინდის რიცხვითი პროგნოზი შემოსაზღვრულ ტერიტორიაზე, საშუალებას იძლევა, რიცხვით მოდელში შემცირდეს სივრცული ბადის ბიჯი და გაიზარდოს რიცხვითი ამოცანის ამონახსნის სიზუსტე. მესამეც ის, რომ რეგიონალურ რიცხვით მოდელში მეტია შესაძლებლობა რეგიონისათვის დამახასიათებელ თავისებურებათა დეტალიზირებული აღწერისა, რაც ერთის მხრივ პროგნოზის ხარისხის გაუმჯობესების კიდევ ერთი წყაროა, ხოლო მეორეს მხრივ ფართო მასშტაბიან ფონურ პროგნოზში მეტეოროლოგიურ ელემენტთა დაზუსტების კარგი საშუალებაა. და ბოლოს, რეგიონალური რიცხვითი მოდელი ფართომასშტაბიან მეზომეტეოროლოგიურ ამოცანებს შორის ერთგვარი ხილია და იგი შესაძლებლობას იძლევა დააზუსტოს ფართომასშტაბიანი ატმოსფერული პროცესები და თვითონაც შეივსოს მეზომეტეოროლოგიური ამოცანის რიცხვითი პროგნოზის შედეგებით.

შემოსაზღვრულ ტერიტორიებზე ამინდის საპროგნოზო ამოცანების რიცხვითი რეალიზება ხასიათდება სერიოზული სირთულეებით. ერთ-ერთი მათგანია საპროგნოზო არის გვერდით საზღვრებზე სასაზღვრო პირობების ფორმულირება. რეგიონის გვერდით საზღვრებზე, მეტეოროლოგიური ველების ანათვლების უქონლობამ მკვლევარები იძულებული გახადა მოეძებნათ ამ პრობლემის გადაჭრის არაორდინალური გზები. ტელესკოპიზაციის, ანუ ერთმანეთში ჩადგმულ ბადეთა მეთოდის საშუალებით მეცნიერებმა მიაგნეს ამ პრობლემის ნაწილობრივ გადაწყვეტის ერთ-ერთ კარგ საშუალებას. სასაზღვრო პირობების გარდა ტელესკოპიზაციის მეთოდით შესაძლებელი გახდა პრაქტიკულად გადაჭრილიყო ის ძირითადი საკითხები, რომლებიც დამახასიათებელია (საჭირბოროტოა) ამინდის საპროგნოზო ამოცანებისათვის შემოსაზღვრულ ტერიტორიებზე. კერძოდ: შემცირებულიყო სივრცული ბადის ბიჯი (ჩვენთვის საინტერესო საპროგნოზო უბნებში) ისე, რომ მნიშვნელოვნად არ გაზრდილიყო საპროგნოზო ამოცანის სარეალიზაციოდ განკუთვნილი დრო, დეტალიზირებულად აღწერილიყო რეგიონის ოროგრაფიული თავისებურებანი, განხორციელებულიყო ფართომასშტაბიან, რეგიონალურ და მეზომასშტაბიან მეტეოროლოგიურ პროცესებს შორის



ურთიერთკავშირი, განსხვავებულ ბადეებზე ამონახსნებს შორის ცალმხრივი და ორმხრივი ურთიერქმედების საშუალებით.

მეტეოროლოგიურ ელემენტთა საპროგნოზო როცხვითი მოდელები დროთა განმავლობაში თანდათანობით იხვეწებოდნენ, სრულყოფილდებოდნენ ამინდის განმსაზღვრელი სხვადასხვა ფიზიკური პროცესებით. ერთ-ერთ ასეთ მნიშვნელოვან, ამინდის განმსაზღვრელ ფაქტორს წარმოადგენს ატმოსფეროში მიმდინარე ტენის შემცველი პროცესები. ატმოსფეროს თითქმის ნახევარი ღრუბლებით არის დაფარული. ისინი ხელს უწყობენ არა მარტო წყლის ცირკულაციას ბუნებაში, არამედ განსაზღვრავენ ამინდის ჩამოყალიბებას, სოთბური ბალანსის დამყარებას. კაცობრიობა მთელი თავისი არსებობის მანძილზე უდიდეს ინტერესს იჩენდა ღრუბლების მიმართ, რადგან ღრუბლებისა და ნალექების როლი განუზომელია ადამიანის ცხოვრებაში. თანამედროვე ამინდის რიცხვითი პროგნოზის ამოცანაში აუცილებელი გახდა ღრუბლების გეომეტრიული და ფიზიკური მახასიათებლების წინასწარმეტყველება

ქართველ მეცნიერთა მრავალრიცხოვან შრომებში [17-25], გამოკვლეულია ატმოსფეროს დინამიკის მთელი რიგი საკითხები კავკასიის რეგიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გათვალისწინებით. მოცემულ სამეცნიერო ანგარიშში აღწერილი კვლევითი სამუშაოები შეიძლება განვიხილოთ, როგორც გაგრძელება აღნიშნულ შრომებში ჩატარებული გამოკვლევებისა.

მოცემული სამეცნიერო თემის მიზანი იყო შემუშავებულიყო მეცნიერული საფუძველი ლოკალური ატმოსფერული პროცესების მოდელირებისა და პროგნოზის ოპერატიული სისტემის ფუნქციონირებისათვის საქართველოს ტერიტორიაზე ოპერატიულ რეჟიმში მომუშავე უცხოური მოდელებისა და მათი შედეგების გამოყენებით. ამგვარად, ატმოსფერული პროცესების მოდელირებისა და პროგნოზის სისტემა საქართველოს ტერიტორიისათვის ჩვენ გვესახება, როგორც კომპლექსი ერთმანეთთან დაკავშირებული მოდელებისა, რომელთაგან თითოეული აღწერს ატმოსფერული პროცესების მრავალმასშტაბური სპექტრის გარკვეულ უბანს. ამ მიზნის მისაღწევად შესრულდა შემდეგი ამოცანები:

- განხორციელდა საქართველოს რთული რელიეფის ზემოთ ტროპოსფეროში

მეზომასშტაბური ჰაერის დინების თავისებურებათა შესწავლა იმ პირობებში, როდესაც ხდება მონაცვლეობა ფონური შეუშფოთებელი დინების ტიპებისა და დროის გარკვეულ მონაკვეთში ხდება სინოპტიკური მასშტაბის ცირკულაციური რეჟიმის ტრანსფორმაცია.

- მოდელირებული და შესწავლილი იქნა ატმოსფეროს ტურბულენტურ სასაზღვრო ფენაში განვითარებული არასტაციონარული ატმოსფერული პროცესები, კერძოდ, ტემპერატურული რეჟიმის დედამიწის მსვლელობა დედამიწის ზედაპირთან ურთიერთქმედების გათვალისწინებით სხვადასხვა ტემპერატურული სტრატეფიკაციის შემთხვევაში.

- მოდელირებული და შესწავლილია ნისლისა და ღრუბელთა წარმოქმნის პროცესები ქვედა 1,5 – 2 კმ სისქის ტურბულენტურ ფენაში და სხვ.

წინამდებარე სამეცნიერო ანგარიში შეიცავს ზემოთ აღნიშნული ამოცანების საკმაოდ დეტალურ აღწერას და შედგება ? თავისაგან და დასკვნისაგან.

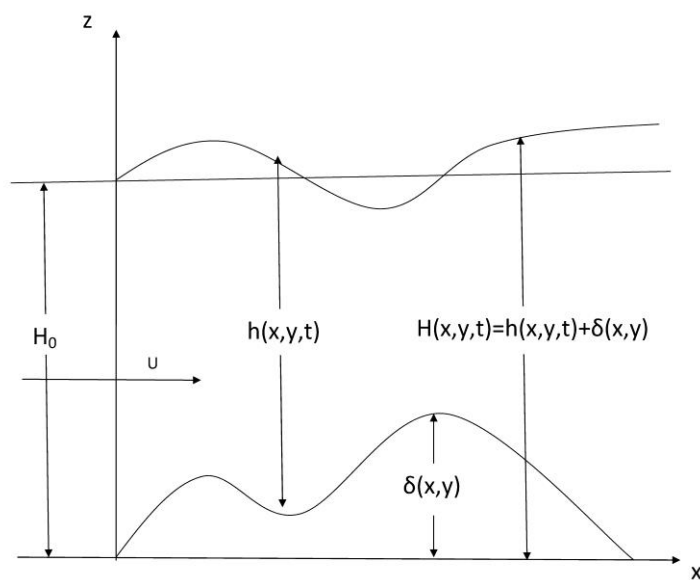
### თავი 1. ტროპოსფეროში მიმდინარე ატმოსფერული პროცესები და მათი მოდელირება

ცნობილია, რომ დიდმასშტაბიანი (სინოპტიკური) პროცესები არასტაციონარულია და ატმოსფეროში უწყვეტად ადგილი აქვს სხვადასხვა ცირკულაციური ტიპების მონაცვლეობას. ასევე, საქართველოს ტერიტორიაზე ადგილი აქვს სხვადასხვა სინოპტიკური პროცესების ფორმირებასა და მათ უწყვეტ მონაცვლეობას მთელი წლის განმავლობაში [26, 27]. იბადება კითხვა: როგორ აისახება დიდმასშტაბიანი ატმოსფერული პროცესების არასტაციონარული ხასიათი ლოკალურ დინებებზე დედამიწის ოროგრაფიულად არაერთგვაროვანი ზედაპირის ზემოთ. მოცემულ თავში ატმოსფერული პროცესების არასტაციონარული მეზომასშტაბური მოდელის [28] საფუძველზე შეისწავლება საქართველოს რეალური რელიეფის

გათვალისწინებით ტროპოსფეროში მეზომასშტაბურ დინებათა თავისებურებანი იმ პირობებში, როდესაც შეუშფოთებელი ფონური დინება განიცდის მნიშვნელოვან ტრანსფორმაციას და ატმოსფერული ცირკულაციის ერთი რეჟიმი იცვლება სხვა რეჟიმით.

### 1.1. რიცხვითი მოდელის აღწერა

განვიხილოთ მოძრავი ჰაერის მასა, რომელიც ქვემოდან შემოსაზღვრულია ოროგრაფიულად არაერთგვაროვანი  $\delta(x,y)$  დედამიწის ზედაპირით, ხოლო ზემოდან, ტროპოპაუზის სიმაღლეზე -  $H(x,y,t)$  თავისუფალი ზედაპირით, რომლის მდებარეობა განისაზღვრება ამოცანის ამოხსნის პროცესში.



ნახ.1. ამოცანის ამოხსნის არის სქემატური სურათი ვერტიკალურ კვეთაში.

ამასთანავე, პირველ ეტაპზე უგულებელვყოთ ატმოსფეროში ღრუბელთა წარმოქმნის, რადიაციის გადატანისა და შთანთქმის პროცესები. ნახ. 1-ზე სქემატურად ნაჩვენებია ამოხსნის არის სქემატური სურათი ვერტიკალურ კვეთაში.

თანახმად [29] მონოგრაფიისა, ამოცანის ფორმულირებისას გამოყენებულია თავისუფალი კონვექციის თეორიის გამარტივებები იმ ფაქტის მხედველობაში

მიღებით, რომ ლოკალური პროცესები ვითარდებიან არასტაციონარული დიდმასშტაბიანი (ფონური) პროცესების ფონზე. ამის შედეგად მოდელის განტოლებები შეიცავენ ისეთ წევრებს, რომლებიც აღწერენ არასტაციონარული ფონური პროცესების გავლენას ლოკალურ პროცესებზე.

მოდელს საფუძვლად უდევს ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სრული სისტემა ჰიდროსტატიკურ მიახლოებაში, რომელიც ჩაწერილია რელიეფთან დაკავშირებულ მრუდწირულ კოორდინატთა სისტემაში  $x_1, y_1, \zeta$ , სადაც

$$x_1 = x, y_1 = y, \zeta = \frac{z - \delta(x, y)}{h(x, y, t)},$$

$$h = H(x, y, t) - \delta(x, y)$$

აქ  $x, y$  და  $z$  დეკარტის მართკუთხოვანი კოორდინატთა სისტემაა ( $x$  ღერძი მიმართულია აღმოსავლეთით,  $y$  ღერძი ჩრდილოეთით, ხოლო  $z$  ღერძი ვერტიკალურად ზემოთ),  $h$  მოძრავი ჰაერის ფენის სისქეა.

განტოლებათა სისტემას შემდეგი სახე აქვს:

$$\frac{du}{dt} = -g_0 \frac{\partial \varphi'}{\partial x} + \lambda g' \left( \zeta \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \delta}{\partial x} \right) + l v + \mu \Delta u + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial u}{\partial \zeta} + F_u, \quad (1.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -g_0 \frac{\partial \varphi'}{\partial y} + \lambda g' \left( \zeta \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) - l u + \mu \Delta v + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial v}{\partial \zeta} + F_v, \quad (1.2)$$

$$g_0 \frac{\partial \varphi'}{\partial \zeta} = \lambda g' h, \quad \varphi = c_p (p/1000)^{R/C_p} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u h}{\partial x} + \frac{\partial v h}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w} h}{\partial z} = \sigma w h, \quad (1.4)$$

$$\frac{d g'}{dt} + S w = \mu \Delta g' + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial g'}{\partial \zeta} - u' \frac{\partial \Theta}{\partial x} - v' \frac{\partial \Theta}{\partial y}, \quad (1.5)$$

$$w = \zeta \frac{\partial h}{\partial t} + u \left( \zeta \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \delta}{\partial x} \right) + v \left( \zeta \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) + \tilde{w} h$$

(1.6)

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta},$$

$$u = U + u', \quad v = V + v', \quad w = w', \quad \vartheta = \Theta + \vartheta', \quad \varphi = \Phi + \varphi',$$

$$F_u = -IV + \frac{\partial U}{\partial t}, \quad F_v = IU + \frac{\partial V}{\partial t}, \quad S = \frac{\partial \Theta}{\partial z},$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial x} = \frac{l}{\lambda} \frac{\partial V}{\partial z}, \quad \frac{\partial \Theta}{\partial y} = -\frac{l}{\lambda} \frac{\partial U}{\partial z}$$

განტოლებათა სისტემა ამოიხსნება შემდეგი სასაზღვრო პირობების გამოყენებით:

დედამიწის ზედაპირზე

$$\tilde{w} = 0 \quad (w = u \frac{\partial \delta}{\partial x} + v \frac{\partial \delta}{\partial y}, z = \delta(x, y)) \quad \text{როცა } \zeta = 0.$$

ტროპოპაუზის სიმაღლეზე

$$\tilde{w} = 0 \quad (w = \frac{\partial H}{\partial t} + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y}, z = \delta(x, y)), \quad \varphi' = 0, \quad \text{როცა } \zeta = 1$$

აღვნიშნოთ, რომ ვერტიკალზე სასაზღვრო პირობების ასეთი ფორმულირება შეესაბამება (1), (2) და (5) განტოლებებში ვერტიკალური ტურბულენტური გაცვლის აღმწერი წევრების უგულებელყოფას.

საწყის  $t = 0$  მომენტში

$$u = u^0, \quad v = v^0, \quad \vartheta' = \vartheta'^0, \quad h = H_0 - \delta(x, y)$$

გვერდით საზღვრებზე საჭიროა ისეთი სასაზღვრო პირობების გამოყენება, რომლებიც პრაქტიკულად არ დაამახინჯებს ამონახსნს ჩვენთვის სასურველი საინტეგრო დროის განმავლობაში. ჩვენი და სხვა ავტორთა გამოცდილება გვიჩვენებს, რომ ასეთ

სასაზღვრო პირობებად შეიძლება დავწეროთ გვერდითი საზღვრების ნორმალის გასწვრივ მეტეოროლოგიურ სიდიდეთა წარმოებულების ნულთან ტოლობა

$$\frac{\partial u}{\partial x}=0, \quad \frac{\partial v}{\partial x}=0, \quad \frac{\partial M}{\partial x}=0, \quad \frac{\partial N}{\partial x}=0, \quad \text{როცა } x=0, L_x$$

$$\frac{\partial u}{\partial y}=0, \quad \frac{\partial v}{\partial y}=0, \quad \frac{\partial M}{\partial y}=0, \quad \frac{\partial N}{\partial y}=0, \quad \text{როცა } y=0, L_y$$

ამოხსნის ალგორითმის გაადვილების მიზნით (14) უწყვეტობის განტოლებიდან გარკვეული გარდაქმნების შემდეგ შესაძლებელია მივიღოთ შემდეგი თანაფარდობები:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = e^{\sigma h} \int_0^1 E e^{-\sigma h \zeta} d\zeta, \quad (1.7)$$

$$\tilde{w} = \frac{1}{h} \left[ e^{\sigma h \zeta} \int_0^{\zeta} E e^{-\sigma h \zeta} d\zeta - \zeta e^{\sigma h} \int_0^1 E e^{-\sigma h \zeta} d\zeta \right],$$

(1.8)

სადაც

$$E(x, y, t) = \sigma u h \left( \zeta \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \delta}{\partial x} \right) + \sigma v h \left( \zeta \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) - \frac{\partial u h}{\partial x} - \frac{\partial v h}{\partial y}.$$

(1.1) – (1.8) განტოლებებში გამოყენებულია შემდეგი აღნიშვნები:

$u, v$  და  $w$  ჰაერის დინების სიჩქარის კომპონენტებია შესაბამისად  $x, y$  და  $z$  ღერძების გასწვრივ;  $\mathcal{S}, \mathcal{P}'$  პოტენციალური ტემპერატურისა და წნევის ანალოგის გადახრებია შესაბამისი  $\Theta, \Phi$  ფონური მნიშვნელობებიდან.  $\rho$  ატმოსფეროს სიმკვრივეა;  $g, \Theta_0, 1$  სიმძიმის ძალის აჩქარება, ატმოსფეროს საშუალო პოტენციალური ტემპერატურა და კორიოლისის პარამეტრია;  $\sigma$  პარამეტრია, რომელიც ახასიათებს

სიმკვრივის შემცირებას სიმაღლის მიხედვით;  $U$ ,  $V$  და  $W$  ფონური ნაკადის სიჩქარის კომპონენტებია  $x$ ,  $y$  და  $z$  ღერძების გასწვრივ;

(1.1) და (1.2) განტოლებებში შემაჯავლი ფონური სიდიდეების შემცველი წევრები აღწერენ დიდმასშტაბური სინოპტიკური პროცესების ენერგეტიკულ ზემოქმედებას ლოკალურ პროცესზე და ისინი შეიძლება განხილულ იქნას როგორც სინოპტიკური პროცესების პარამეტრიზაციის შედეგად მიღებული წევრები. ცხადია, რომ ინფორმაცია ფონური სიდიდეების სივრცით-დროითი განაწილების შესახებ მიიღება დიდმასშტაბური ატმოსფერული პროცესების რიცხვითი მოდელის რეალიზაციის შედეგად. მოდელური რიცხვითი ექსპერიმენტების ჩატარებისას კი აღნიშნული წევრები განისაზღვრება აპრიორულად, როგორც დროისა და სივრცითი კოორდინატების ცნობილი ფუნქციები.

ამგვარად, განტოლებათა სისტემა (1)–(8), ამოხსნება სწორი გეომეტრიის მქონე მართკუთხოვან არეში.

## 12 ამოცანის ამოხსნის რიცხვითი სქემა

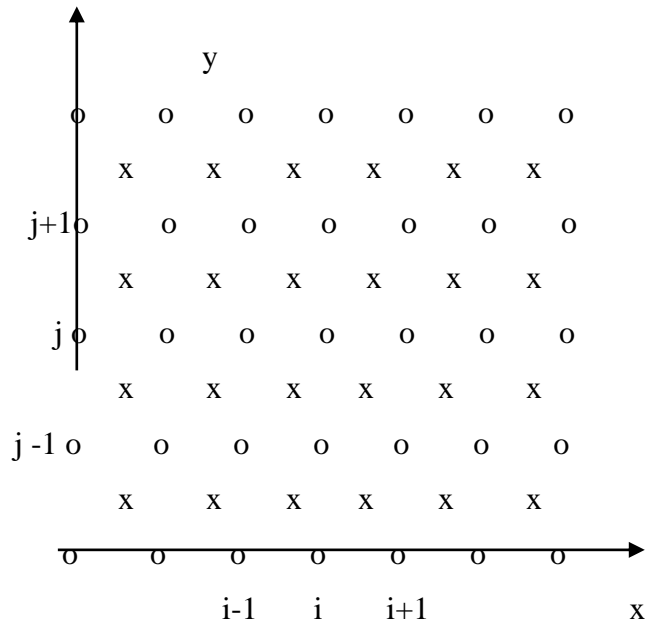
ტროპოსფეროში მოდელის განტოლებათა სისტემის ამოსახსნელად გამოყენებულია ლაქს-ვენდროფის ორბიჯიანი მეთოდი, რომელიც აპროქსიმირებს საწყის დიფერენციალურ განტოლებებს მეორე რიგის სიზუსტით დროითი და სივრცითი ცვლადების მიმართ [30]. აღვნიშნოთ, რომ ეს მეთოდი წარმატებით იყო გამოყენებული ორგანზომილებიანი გარსდენის ამოცანების ამოსახსნელად [31-33] - ში.

გადმოვცემთ სქემის მოკლე აღწერას. ამოხსნის არე -  $M$  მართკუთხა პარალელეპიპედი ვერტიკალზე დავეთ პორიზონტალურ სიბრტყეებად ცვლადი ვერტიკალური ბიჯებით  $\Delta\zeta_{k+1/2} = \zeta_{k+1} - \zeta_k$ . თითოეული სიბრტყე დავეაროთ რეგულარული ბადით  $L^h \{ (x_i, y_j), i = 0, 1, \dots, I, j = 0, 1, \dots, J \}$  მუდმივი  $\Delta x$  და  $\Delta y$  პორიზონტალური ბიჯებით  $x$  და  $y$  საკოორდინატო ღერძების გასწვრივ, შესაბამისად. გარდა ამ ძირითადი ბადისა, შემოვიღოთ აგრეთვე დამხმარე ბადე, რომლის კვანძები წანაცვლებულია ძირითადი ბადის კვანძების მიმართ ნახევარ ბიჯზე  $x$  და  $y$  ღერძების გასწვრივ. ნახ.1-ზე ნაჩვენებია პორიზონტალურ სიბრტყეზე მთავარი და

დამხმარე ბადის კვანძების განლაგება, სადაც ნულებით აღნიშნულია მთავარი ბადის კვანძები, ხოლო ჯვრებით – დამხმარე ბადის კვანძები.

შემოვიღოთ აღნიშვნები:

$$\begin{aligned} \bar{\psi}_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} &= \frac{1}{4}(\psi_{ijk} + \psi_{i+1jk} + \psi_{i+1j+1k} + \psi_{ij+1k}), \\ (\psi_y)_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} &= \frac{1}{2\Delta y}(\psi_{ij+1k} + \psi_{i+1j+1k} - \psi_{ijk} - \psi_{i+1jk}), \\ (\psi_x)_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} &= \frac{1}{2\Delta x}(\psi_{i+1j+1k} + \psi_{i+1jk} - \psi_{ij+1k} - \psi_{ijk}), \\ (\psi_\zeta)_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} &= \frac{1}{\Delta\zeta_k + \Delta\zeta_{k-1}}(\bar{\psi}_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k+1} - \bar{\psi}_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k-1}), \\ (\psi_{xx})_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} &= \frac{1}{\Delta x^2}(\bar{\psi}_{i+\frac{3}{2}j+\frac{1}{2}k} - 2\bar{\psi}_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} + \bar{\psi}_{i-\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k}), \\ (\psi_{yy})_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} &= \frac{1}{\Delta y^2}(\bar{\psi}_{i+\frac{1}{2}j+\frac{3}{2}k} - 2\bar{\psi}_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} + \bar{\psi}_{i+\frac{1}{2}j-\frac{1}{2}k}). \end{aligned}$$



ნახ. 2. სათვლელი ბადის კვანძების განლაგება.



გვეცოდინება რა  $u, v, \mathcal{G}', h$  ბადური ფუნქციები საწყის  $t=0$  მომენტში მთავარ კვანძებში, სასრულ-სხვაობითი ფორმით ჩაწერილი (6 - 8) განტოლებებიდან განისაზღვრება  $w, \frac{\partial h}{\partial t}$  და  $\tilde{w}$  დამხმარე (წილადოვან-ინდექსიან) კვანძებში, ხოლო (3) ჰიდროსტატიკის განტოლებიდან -  $\varphi'$  ფუნქცია მთელ-ინდექსიან კვანძებში. აღნიშნულ განტოლებათა სასრულ-სხვაობიანი ფორმა ცხადია და განმარტებას არ საჭიროებს. აღვნიშნოთ მხოლოდ, რომ ამ ფორმულებში შემავალი ინტეგრალები გამოითვლებოდა ტრაპეციის ფორმულის გამოყენებით.

გამოთვლის პროცესი თითოეულ  $\Delta t$  დროით ბიჯზე გავყოთ ორ ეტაპად: ჯერ გამოვითვალოთ  $u, v, \mathcal{G}', h$  ფუნქციები  $\frac{\Delta t}{2}$  დროის მომენტში წილადოვან-ინდექსიან კვანძებში შემდეგი სასრულ-სხვაობიანი თანაფარდობებით:

$$u_{i+1/2, j+1/2, k}^{\Delta t/2} = \left\{ \bar{u} - \frac{\Delta t}{2} [\bar{u} \cdot u_x + \bar{v} \cdot u_y + \tilde{w} \cdot u_\zeta - l \bar{v} - \lambda \bar{\mathcal{G}}'(\zeta_k \cdot h_x + \frac{\partial \delta}{\partial x})] - \mu(u_{xx} + u_{yy}) - \frac{1}{h^2} u_{\zeta\zeta} + \frac{\sigma v}{h} u_\zeta - F_u \right\}_{i+1/2, j+1/2, k}^0,$$

$$v_{i+1/2, j+1/2, k}^{\Delta t/2} = \left\{ \bar{v} - \frac{\Delta t}{2} [\bar{u} \cdot v_x + \bar{v} \cdot v_y + \tilde{w} \cdot v_\zeta + l \bar{u} - \lambda \bar{\mathcal{G}}'(\zeta_k \cdot h_y + \frac{\partial \delta}{\partial y})] - \mu(v_{xx} + v_{yy}) - \frac{1}{h^2} v_{\zeta\zeta} + \frac{\sigma v}{h} v_\zeta - F_v \right\}_{i+1/2, j+1/2, k}^0,$$

$$\mathcal{G}'_{i+1/2, j+1/2, k}^{\Delta t/2} = \left\{ \bar{\mathcal{G}}' - \frac{\Delta t}{2} [\bar{u} \cdot \mathcal{G}'_x + \bar{v} \cdot \mathcal{G}'_y + \tilde{w} \cdot \mathcal{G}'_\zeta + S w - \mu(\mathcal{G}'_{xx} + \mathcal{G}'_{yy})] + \bar{u}' \frac{\partial \Theta}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial \Theta}{\partial y} - \frac{1}{h^2} \mathcal{G}'_{\zeta\zeta} + \frac{\sigma v}{h} \mathcal{G}'_\zeta \right\}_{i+1/2, j+1/2, k}^0,$$

$$h_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k} = \bar{h}_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k}^0 + \frac{\Delta t}{2} \left( \frac{\partial h}{\partial t} \right)_{i+\frac{1}{2}j+\frac{1}{2}k}^0$$

ამ გამოსახულებებში ჰორიზონტალური ტურბულენტური წევრების აპროქსიმაცია საზღვრებთან მიმდებარე კვანძებში შემდეგნაირად შეიცვლება:

$$\mu \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right)_{1/2, j+1/2} = \frac{\mu}{\Delta x} \left[ \frac{\bar{\psi}_{3/2} - \bar{\psi}_{1/2}}{\Delta x} - \frac{\bar{\psi}_{1/2} - \hat{\psi}_0}{\Delta x / 2} \right]_{j+1/2} = \frac{\mu}{\Delta x^2} [2\hat{\psi}_0 - 3\bar{\psi}_{1/2} + \bar{\psi}_{3/2}]_{j+1/2},$$

$$\mu \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right)_{I-1/2, j+1/2} = \frac{\mu}{\Delta x} \left[ \frac{\hat{\psi}_I - \bar{\psi}_{I-1/2}}{\Delta x / 2} - \frac{\bar{\psi}_{I-1/2} - \hat{\psi}_{I-3/2}}{\Delta x} \right]_{j+1/2} = \frac{\mu}{\Delta x^2} [2\hat{\psi}_I - 3\bar{\psi}_{I-1/2} + \bar{\psi}_{I-3/2}]_{j+1/2},$$

სადაც

$$\hat{\psi}_{0, j+1/2} = 0.5(\psi_{0, j} + \psi_{0, j+1}), \quad \hat{\psi}_{I, j+1/2} = 0.5(\psi_{I, j} + \psi_{I, j+1}).$$

მივიღებთ რა  $\frac{\Delta t}{2}$  დროის მომენტში  $u$ ,  $v$ ,  $\mathcal{G}$  და  $h$  ფუნქციების მნიშვნელობებს წილადოვან კვანძებში, ამავე მომენტში გამოვითვლით  $\tilde{w}$ ,  $w$  და  $\frac{\partial h}{\partial t}$  ფუნქციების მნიშვნელობებს მთავარ კვანძებში, ხოლო  $\varphi'$  ფუნქციის მნიშვნელობებს - წილადოვან კვანძებში.

მეორე დროით ნახევარ ბიჯზე გამოვითვლით  $u$ ,  $v$ ,  $\mathcal{G}$ ,  $h$  ფუნქციებს მთავარ კვანძებში შემდეგი სასრულ-სხვაობიანი ფორმულების საშუალებით:

$$u_{i, j}^{\Delta t} = u_{i, j, k}^0 - \left\{ \Delta t [\bar{u} \cdot u_x + \bar{v} \cdot u_y + \tilde{w} \cdot u_\zeta - l \bar{v} - \lambda \bar{\mathcal{G}}'(\zeta_k \cdot h_x + \frac{\partial \delta}{\partial x})] - \mu(u_{xx} + u_{yy}) - \frac{1}{h^2} u_{\zeta\zeta} + \frac{\sigma v}{h} u_\zeta - F_u \right\}_{i, j, k}^{\frac{\Delta t}{2}},$$

$$v_{i, j, k}^{\Delta t} = v_{i, j, k}^0 - \left\{ \Delta t [\bar{u} \cdot v_x + \bar{v} \cdot v_y + \tilde{w} \cdot v_\zeta + l \bar{u} + \lambda \bar{\mathcal{G}}'(\zeta_k \cdot h_y + \frac{\partial \delta}{\partial y})] - \mu(v_{xx} + v_{yy}) - \frac{1}{h^2} v_{\zeta\zeta} + \frac{\sigma v}{h} v_\zeta - F_v \right\}_{i, j, k}^{\frac{\Delta t}{2}},$$

$$\mathcal{G}'_{i, j, k}^{\Delta t} = \mathcal{G}'_{i, j, k}^0 - \left\{ \Delta t [\bar{u} \cdot \mathcal{G}'_x + \bar{v} \cdot \mathcal{G}'_y + \tilde{w} \cdot \mathcal{G}'_\zeta + S w - \mu(\mathcal{G}'_{xx} + \mathcal{G}'_{yy}) + \bar{u}' \frac{\partial \Theta}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial \Theta}{\partial y} - \frac{1}{h^2} \mathcal{G}'_{\zeta\zeta} + \frac{\sigma v}{h} \mathcal{G}'_\zeta] \right\}_{i, j, k}^{\Delta t / 2},$$

$$h_{i,j,k} = \bar{h}_{i,j,k}^0 + \Delta t \left( \frac{\partial h}{\partial t} \right)_{i,j}^{\frac{\Delta t}{2}}.$$

### 1.3. გამოთვლითი ექსპერიმენტები და შედეგების ანალიზი

საქართველოს რელიეფის გათვალისწინებით გამოთვლითი ექსპერიმენტების ჩატარებამდე, წინასწარი გამოთვლები ჩატარებულ იქნა მოდელური განმხილვითი მთისათვის. მათი დანიშნულება იყო უკეთ გამოგვევლინა და შეგვეფასებინა ჰაერის ფონური დინების მკვეთრი არასტაციონარულობის პირობებში მეზომასშტაბური დინების თავისებურებანი და მისი რეაგირება ფონური ნაკადის ტრანსფორმაციაზე.

#### 1.3.1 ჰაერის დინება მოდელური განმხილვითი მთის ზემოთ

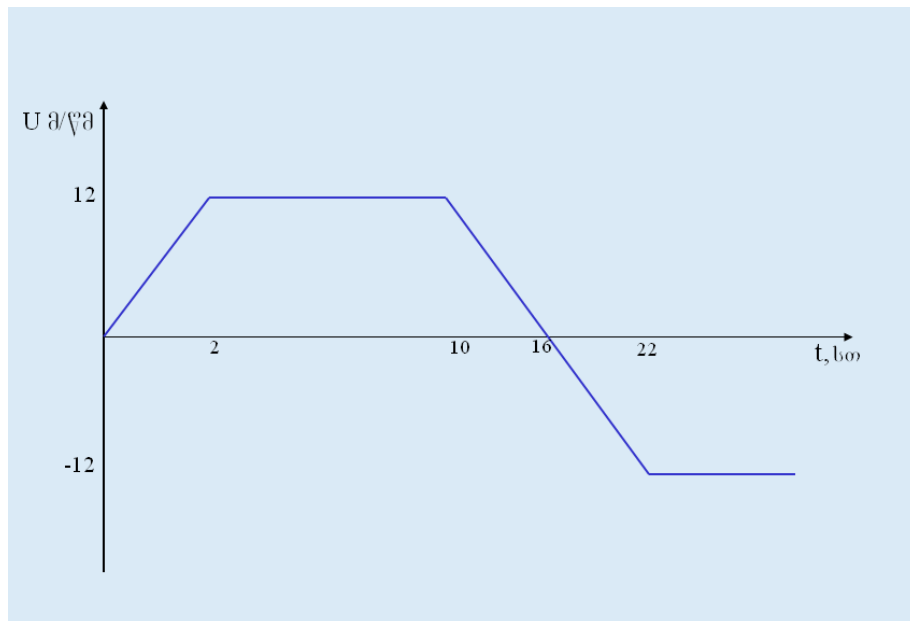
მოდელირებულია წრიული ფორმის იზოლირებული მთის გარსდენა ჰაერის ნაკადის მიერ. მოდელური მთა მოიცემოდა შემდეგნაირად:

$$\delta(x, y) = \begin{cases} a_0(1 - r^2 / r_0^2)^3, & r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2} \leq r_0 \\ 0 & , \quad r > r_0, \end{cases}$$

სადაც  $a_0$  და  $r_0$  მთის მაქსიმალური სიმაღლე და ნახევარსივრცეა,  $x_0$  და  $y_0$  მთის წვეროს ჰორიზონტალური კოორდინატებია. ვერტიკალზე აღებული იყო 21 დონე მუდმივი ვერტიკალური ბიჯით  $\Delta z = 0.05$ . თითოეულ დონეზე ბადის წერტილთა რაოდენობა იყო 66 x 46, ხოლო ჰორიზონტალური ბიჯი 10 კმ.  $\Delta t$  დროითი ბიჯის მნიშვნელობა შეირჩეოდა გამოთვლითი არამდგრადობის კრიტერიუმის შესრულების გათვალისწინებით. ამოცანის ძირითად პარამეტრებს ასეთი მნიშვნელობა ენიჭებოდათ:

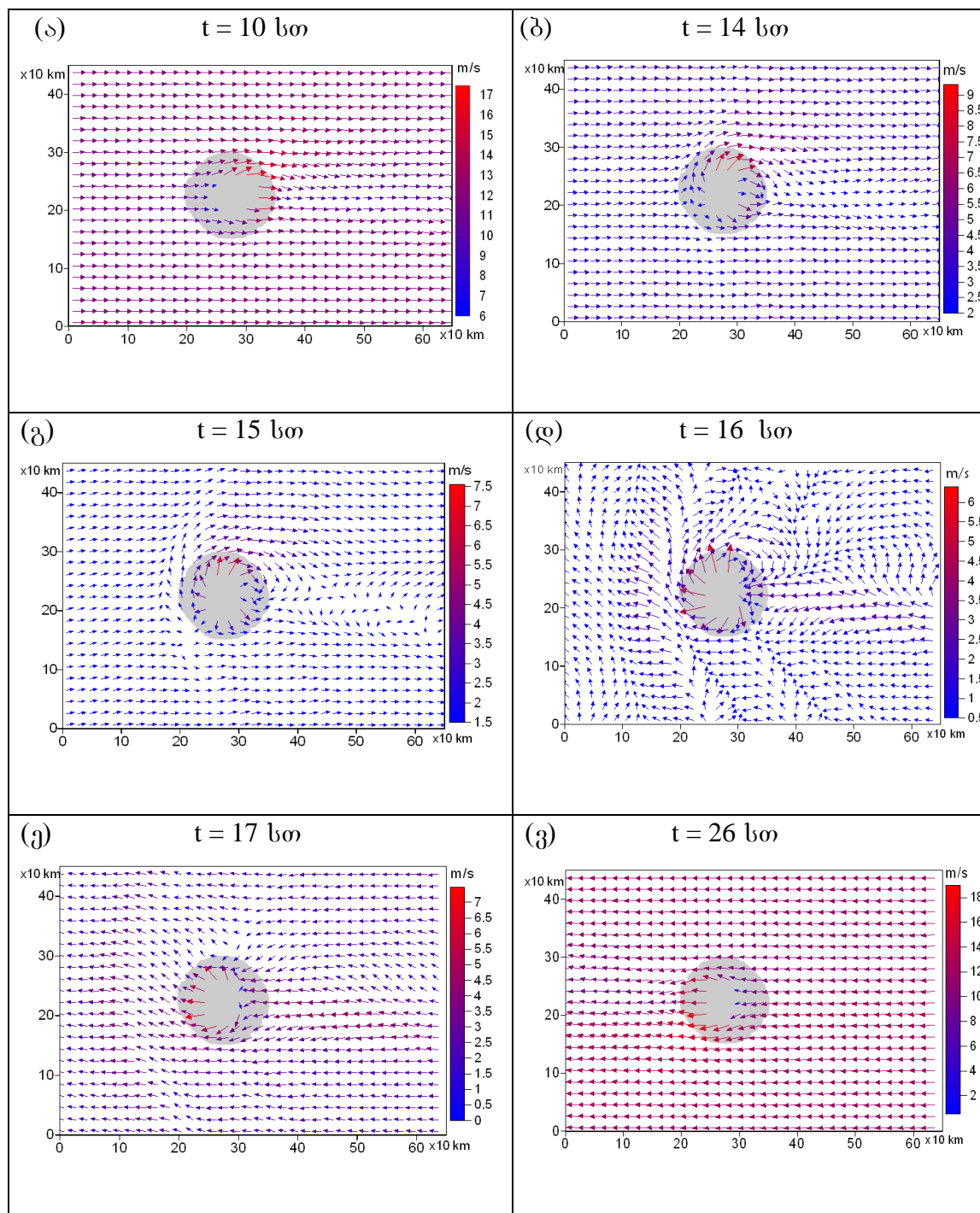
$\Delta t = 60\text{წმ}$ ,  $H_0 = 12\text{კმ}$ ,  $S = 0.003\text{K.მ}^{-1}$ ,  $\sigma = 10^{-4}\text{მ}^{-1}$ ,  $l = 10^{-4}\text{წმ}^{-1}$ ,  $\lambda = 0.033\text{მ}/(\text{წმ}^2 \cdot \text{გრად})$ ,  
 $\Theta_0 = 300\text{K}$ ,  $a_0 = 1000\text{ მ}$ ,  $r_0 = 75\text{კმ}$ .

შეუშვოთებელი ფონური ნაკადი მიმართული იყო  $x$  ღერძის გასწვრივ და დროში მოიცემოდა შემდეგნაირად (ნახ.3): ფონური ქარი ჩნდებოდა  $t = 0$  მომენტში და 2 სთ-ის განმავლობაში აღწევდა  $12\text{ მ/წმ-ს}$ . ამის შემდეგ იგი აღარ იცვლებოდა  $t = 10$  სთ-მდე.  $t = 10$ სთ -დან 12 საათის განმავლობაში ხდებოდა მისი ტრანსფორმაცია, რის შედეგადაც იგი საწინააღმდეგო მიმართულებას იღებდა, ე. ი. ჰაერის სიჩქარე ხდებოდა  $U = -12\text{ მ/წმ}$ .



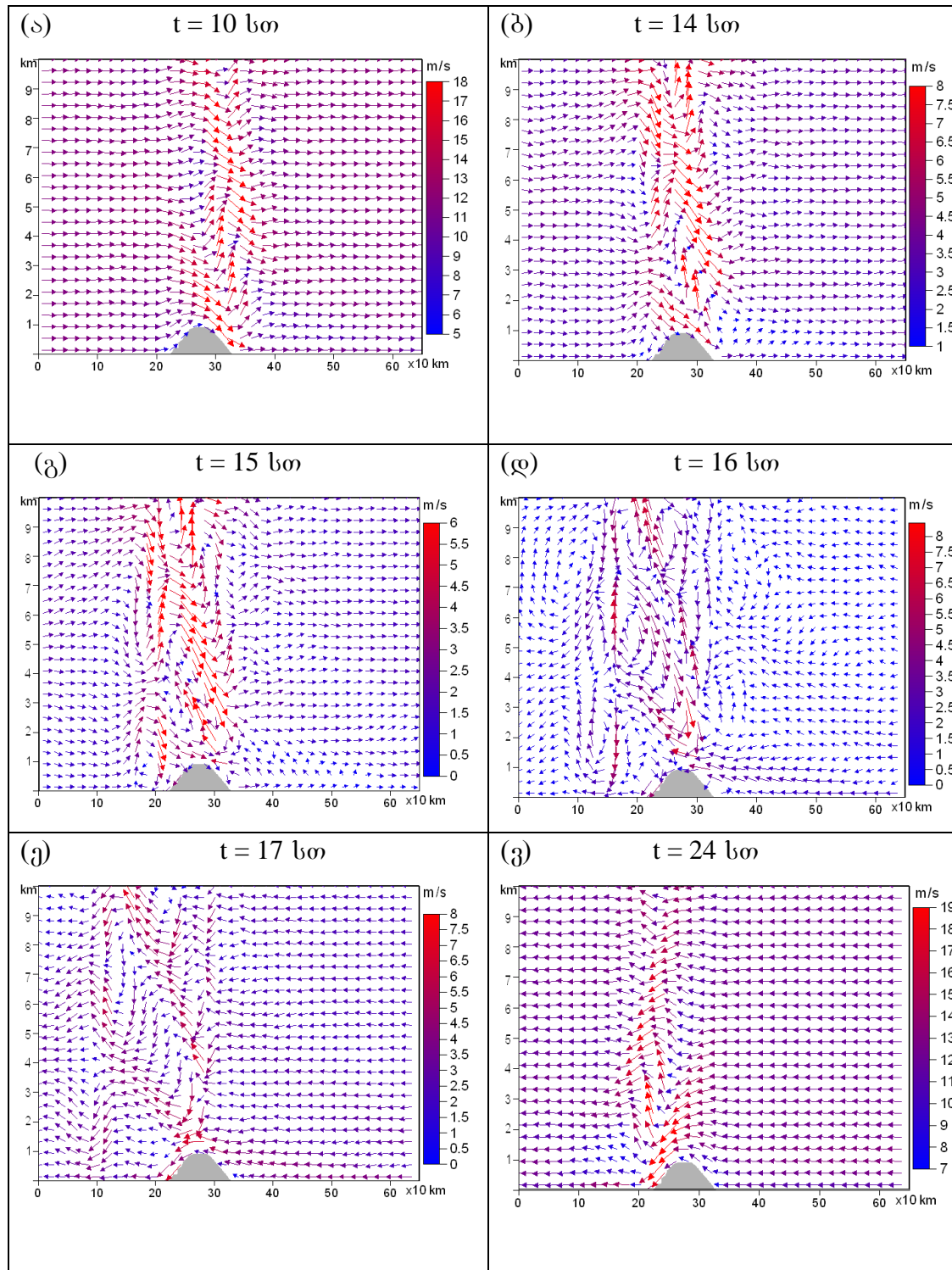
ნახ. 3. ფონური ქარის სიჩქარის დროში მსვლელობა რიცხვით ექსპერიმენტში.

გამოთვლითი ექსპერიმენტის მიზანი იყო გამოგვეკვლია ოროგრაფიულად შეუშვოთებელი ჰაერის დინების ხასიათი იმ შემთხვევაში როდესაც ფონური შეუშვოთებელი დინება იცვლებოდა ნახ. 3-ის შესაბამისად, ე. ი. აღწევდა შტილურ მდგომარეობას, ხოლო შემდგომ იცვლიდა მიმართულებას საპირისპიროდ.



ნახ. 4. მეზომასშტაბური დინება მოდელოური მთის ზემოთ  $g = 500$  მ სიმაღლეზე, როცა ფონური დინება საწინააღმდეგო მიმართულებით იცვლება.

(ა)- 10 სთ, (ბ)- 14 სთ, (გ) – 15 სთ, (დ) – 16 სთ, (ე) – 17 სთ, (ვ) – 26 სთ.

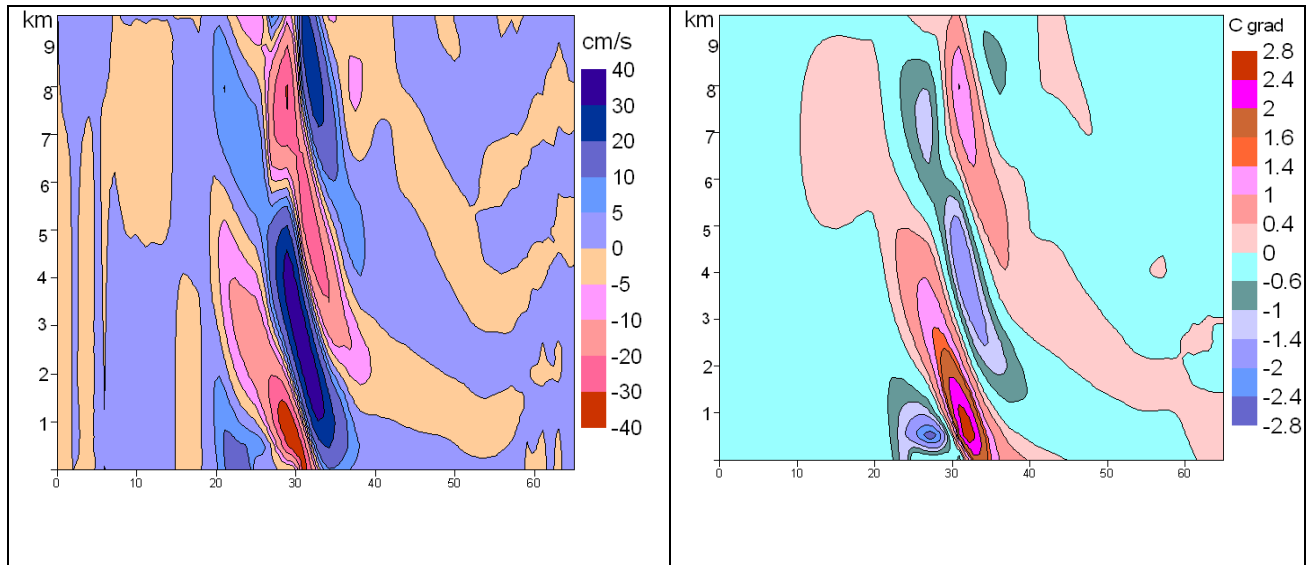


ნახ. 5. მეზომასშტაბური დინება მოდელური მთის ზემოთ ვერტიკალურ ხზ კვეთაში, როცა ფონური დინება საწინააღმდეგო მიმართულებით იცვლება.

(ა)- 10 სთ, (ბ)- 14 სთ, (გ) – 15 სთ, (დ) – 16 სთ, (ე) – 17 სთ, (ვ) – 26 სთ.

ნახ. 4-ზე ნაჩვენებია ჰაერის დინება მოდელური მთის ძირიდან 500 მ სიმაღლეზე დროის სხვადასხვა მომენტებში ფონური შეუშფოთებელი ნაკადის ტრანსფორმაციის პროცესში, ხოლო ნახ.5-ზე ჰაერის დინება ნაჩვენებია ვერტიკალურ ცენტრალურ სიბრტყეში ასევე სხვადასხვა დროის მომენტებში. ამ ნახაზების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ფონური დინების შტილურ მდგომარეობამდე შემცირების პერიოდში (10 – 16 სთ) მეზომასშტაბური დინება მნიშვნელოვნად იცვლება. კერძოდ, ნახ. 4-დან კარგად ჩანს, რომ ფონური ქარის შემცირების პროცესში შეუშფოთებული დინების მიმართულების გადახრა ძირითადი შეუშფოთებელი მიმართულებიდან მნიშვნელოვნად იზრდება. როდესაც ფონური დინების სიჩქარე ნული ხდება ( $t = 16$  სთ), ოროგრაფიით გამოწვეული შეუშფოთებული მოძრაობა კვლავ შენარჩუნებულია და შეიმჩნევა გრივალური ცირკულაციების ფორმირების პროცესი ჰორიზონტალურ სინრტყეში (ნახ. 4დ). ვერტიკალურ სიბრტყეში (ნახ. 5) დაიკვირვება ტალღური დინების ამპლიტუდების მკვეთრი ზრდა მთელ ტროპოსფეროში ფონური ქარის შესუსტების პროცესში და მეზომასშტაბური დინება თანდათან იძენს გრივალურ ხასიათს, როცა ფონური დინების სიჩქარე 0-ს უახლოვდება. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ პრაქტიკულად ანალოგიურ მოვლენას აქვს ადგილი გრძელი ქედის ზემოთ ჰაერის მოდელირებისას ორგანზომილებიანი მოდელის ფარგლებში [31-33]. დროის შემდგომ მონაკვეთში, როცა  $t > 16$  სთ, საპირისპირო მიმართულების მქონე ფონური დინების გავლენით მეზომასშტაბური დინების ხასიათი თანდათან კვლავ მოწესრიგებული ხდება და იგიც საპირისპირო მიმართულებას იძენს (ნახ. 5ვ).

(ა)	(ბ)
-----	-----



ნახ. 6. ვერტიკალური სიჩქარისა (ა) და ტემპერატურის შეშფოთების ველები (ბ) ვერტიკალურ კვეთაში ( $j = 23$ )  $t = 10$  სთ მომენტისათვის.

როგორც აქ მოყვანილი გამოთვლებისა და სხვა მრავალი გამოთვლების შედეგების ანალიზი მოწმობს უმრავლეს შემთხვევაში მნიშვნელოვან ოროგრაფიულ შეშფოთებებს ადგილი აქვს უშუალოდ მთის ზემოთ და მათ ვერტიკალზე ტალღური ხასიათი აქვთ. მართლაც, ნახ. 5-დან კარგად დაიკვირვება დაღმავალი და აღმავალი დინების მონაცვლეობა ვერტიკალზე. შეშფოთებული დინების ასეთი ტალღური სტრუქტურა ვერტიკალზე მთის ზემოთ ასევე კარგად ჩანს ნახ. 6-დან, სადაც ნაჩვენებია ვერტიკალური სიჩქარისა და ტემპერატურის შეშფოთების ველები ვერტიკალურ კვეთაში ( $j = 23$ )  $t = 10$  სთ მომენტისათვის. ეს ველები შეესაბამება ნახ. 5ა-ს, საიდანაც კარგად ჩანს, რომ ქარზურგა მხარეს ქვედა ფენებში ფორმირდება საკმაოდ მძლავრი დაღმავალი ჰაერის ნაკადი დაახლოებით  $-30 - -40$  სმ/წმ, რომელიც იწვევს ჰაერის ადიაბატურ გათბობას დაახლოებით  $2,8$  c-მდე. ამ მძლავრ დაღმავალ დინებას ვერტიკალზე ცვლის აღმავალი დინება, სადაც ვერტიკალური სიჩქარეები აღწევენ  $30-40$  სმ/წმ-ს. დაღმავალი და აღმავალი დინების არეების მონაცვლეობა რამოდენიმეჯერ დაიკვირვება. ნახ. 6-დან ასევე კარგად ჩანს, რომ მთლიანობაში აღმავალი დინების არეებს შეესაბამება დაბალი ტემპერატურის არეები და პირიქით,



რაც შედეგია ადიაბატური გაცივებისა აღმავე დინებაში, ხოლო დაღმავალ დინებაში – ადიაბატური გათბობისა.

### 1.3.2 ჰაერის დინება საქართველოს რეალური რელიეფის ზემოთ

საქართველოს რეალური რელიეფის გათვალისწინებით ამოცანის რეალიზაციის მიზნით ამოცანის ამოხსნის არე  $\Omega \{ 0 < x < L_x, 0 < y < L_y, 0 < z < L_z \}$  დაიფარა სათვლელი ბადით  $\Omega_h$ , სადაც ვერტიკალზე აღებული იყო 30 სათვლელი დონე არათანაბარი ვერტიკალური ბიჯებით. თითოეულ დონეზე ბადის მთავარი კვანძების რაოდენობა  $x$  და  $y$  ღერძების გასწვრივ შესაბამისად შეადგენდა 84 და 70-ს, ხოლო ბადის ჰორიზონტალური ბიჯი – 10 კმ-ს..

ამოცანის ამოხსნის არის ვერტიკალური ზომა იყო 12 კმ, ე. ი. ვერტიკალზე მოდელი მოიცავდა მთლიანად ტროპოსფეროს.

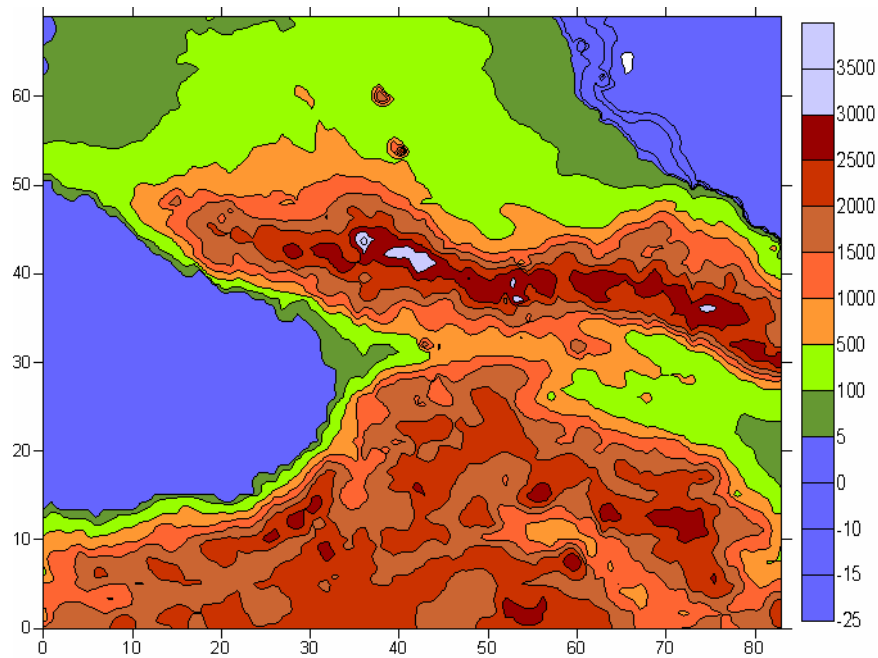
ამოცანის რეალიზაციის მიზნით ამოცანის ამოხსნის არე  $\Omega \{ 0 < x < L_x, 0 < y < L_y, 0 < z < L_z \}$  დაიფარა სათვლელი ბადით  $\Omega_h$ . ვერტიკალზე აღებული იყო 60 სათვლელი დონე არათანაბარი ვერტიკალური ბიჯებით. ამოცანის ამოხსნის არის ვერტიკალური ზომები შეადგენდა 18 კმ-ს, ე. ი. ვერტიკალზე მოდელი მოიცავს ტროპოსფეროს, ტროპოპაუზასა და ქვედა სტრატოსფეროს.

თითოეულ დონეზე ბადის მთავარი კვანძების რაოდენობა  $x$  და  $y$  ღერძების გასწვრივ შესაბამისად შეადგენდა 84 და 70-ს, ხოლო ბადის ჰორიზონტალური ბიჯი – 10 კმ-ს.. ვერტიკალზე სათვლელ დონეთა განლაგება შეესაბამებოდა დეკარტის კოორდინატთა სისტემაში სიმაღლეთა შემდეგ მნიშვნელობებს დედამიწის ქვეყნილი ზედაპირიდან  $z = 18$  კმ სიმაღლემდე (შეუშვოთებელი თავისუფალი ზედაპირისა და  $\delta(x,y) = 0$  შემთხვევაში):

1, 2, 8, 15, 25, 50, 100, 150, 230, 310, 390, 500, 650, 800, 1000, 12000, 1400, 1600, 1800, 2000, 2400, 2800, 3200, 3600, 4000, 4400, 4800, 5200, 5600, 6000, 6400, 6800, 7200, 7600, 8000, 8400, 8800, 9200, 9600, 10000, 10400, 10800, 11200, 11600, 12000, 12400, 12800, 13200, 13600, 14000, 14400, 14800, 15200, 15600, 16000, 16400, 16800, 17200, 17600, 18000 მ.

ნახ.3.1-ზე ნაჩვენებია მოდელის განტოლებათა ამოხსნის არე, რომლის ზომები  $x$  და  $y$  ღერძების გასწვრივ შეადგენს შესაბამისად 830კმ და 690 კმ-ს. ამავე ნახაზზე

ნახევრებია ზღვის დონიდან ათვლილი რელიეფის სიმაღლეები, საიდანაც ნათლად ჩანს, რომ საინტეგრირო არე ხასიათდება მკვეთრად გამოხატული ოროგრაფიული არაერთგვაროვნებით. საქართველოს რელიეფის თავისებურებაა ის, რომ იგი ხასიათდება ძირითადად სამი მკვეთრად გამოხატული ოროგრაფიული ელემენტით. ესენია: ჩრდილოეთით კავკასიონი, სამხრეთით – საქართველოს სამხრეთ მთიანეთი და ამ ორ ამდლებას შორის მოქცეული დადაბლება ანუ მთათაშორისო დეპრესია, რომელიც იწყება შავი ზღვის სანაპიროდან -



ნახ. 3.1. მოდელის განტოლებათა ამოხსნის არე და მოდელში გამოყენებული რელიეფი.

სამკუთხედის ფორმის კოლხეთის დაბლობით და ვრცელდება აღმოსავლეთ საქართველოშიც ვიწრო ზოლის სახით. თვით ამ ორი მთიანეთის შიგნით მრავლად გამოიყოფა შედარებით მცირე მასშტაბის მქონე ოროგრაფიული ელემენტები. რელიეფის ასეთი ხასიათი გარკვეულ კვალს ასვამს ატმოსფეროს ქვედა ფენებში ჰაერის მასების მოძრაობას საქართველოს ტერიტორიაზე.

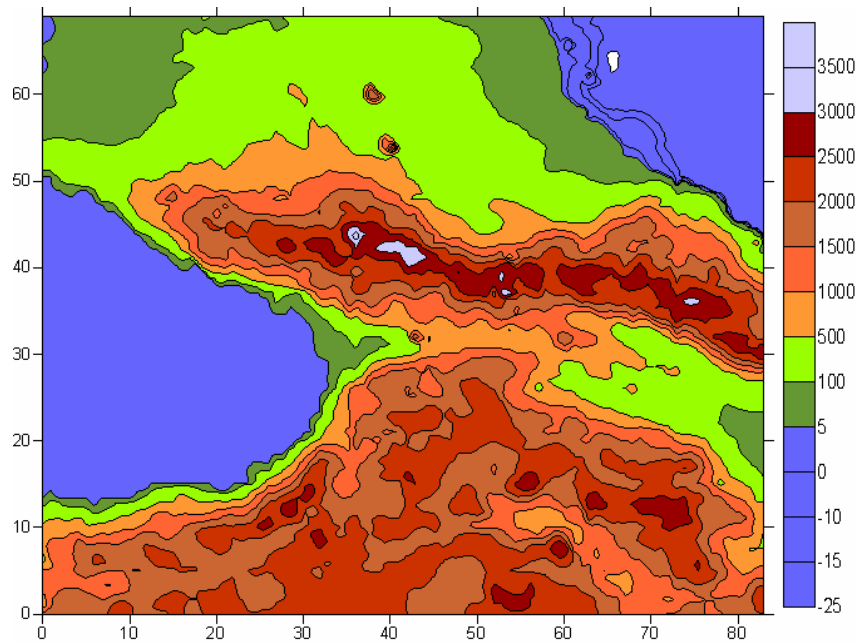
ზღვის ზედაპირის ტემპერატურა აიღებოდა 26°C, რომელიც დაახლოებით შეესაბამება შავი ზღვის წყლების ტემპერატურას საქართველოს ნაპირებთან. ამოცანაში შემავალ დანარჩენ პარამეტრებს შემდეგი მნიშვნელობები ენიჭებოდათ:

$$l=10^{-4} \text{ წმ}^{-1}, \quad \lambda=0.033 \text{ მ}^2\text{წმ}^{-1}\text{K}^{-1}, \quad \Delta t=60 \text{ წმ}, \quad H_0=18 \text{ კმ}, \quad S=3.10^{-3} \text{ K/მ},$$

$$\sigma=10^{-4} \text{ მ}^{-1}, \quad \Theta_0=300\text{K}, \quad T_a=10^\circ\text{C}, \quad T_s=1.5^\circ\text{C}, \quad \omega=7.29 \cdot 10^{-5} \text{ რად/წმ}, \quad \mu=10^3 \text{ მ}^2/\text{წმ}$$

$$\nu=10 \text{ მ}^2/\text{წმ}$$

ავღნიშნოთ, რომ დროითი ბიჯის მცირე მნიშვნელობა განპირობებული იყო გამოთვლითი არამდგრადობის თავიდან ასაცილებლად.



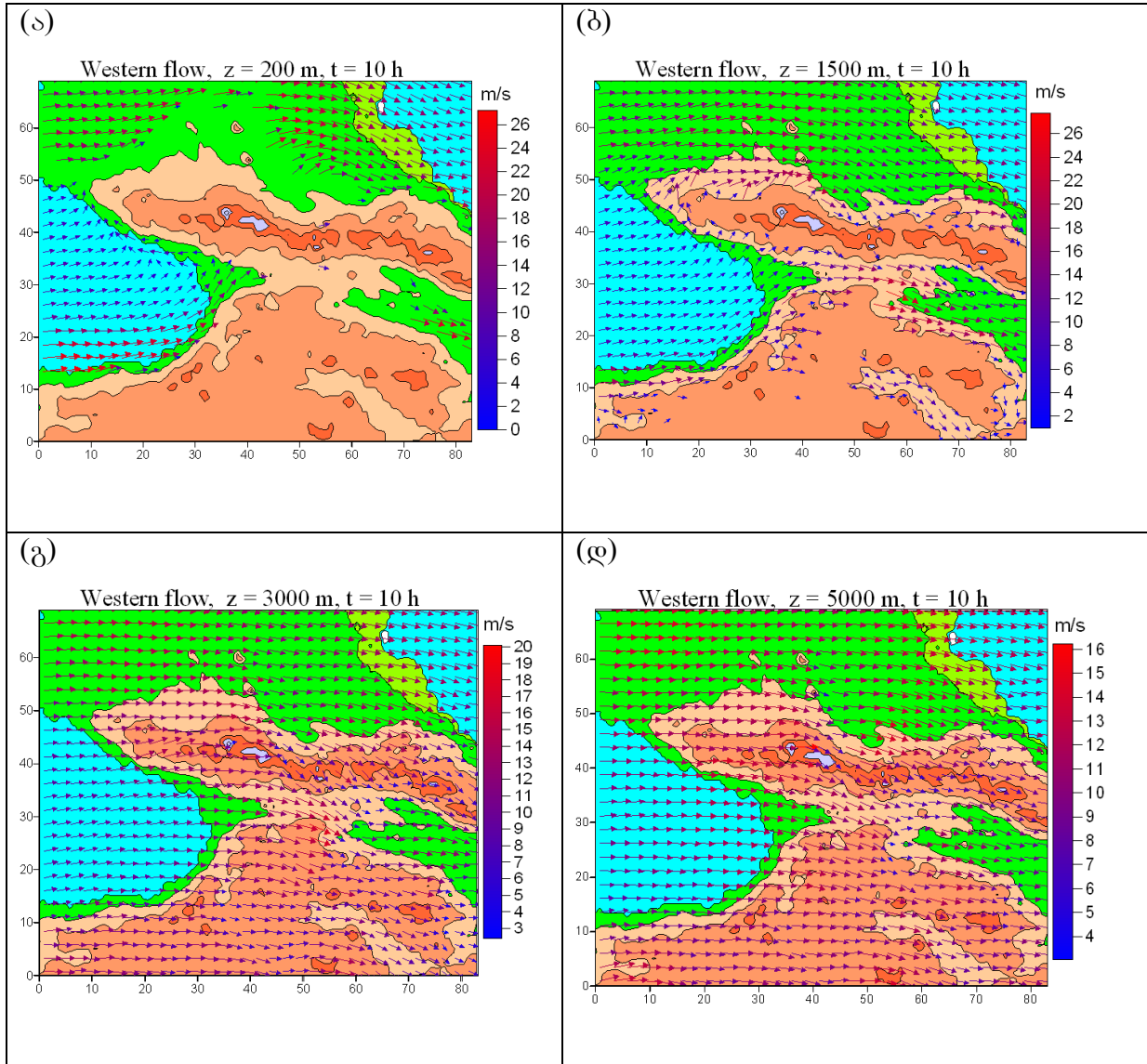
ნახ. 7. მოდელის განტოლებათა ამოხსნის არე და მოდელში გამოყენებული რელიეფი.

ნახ. 7 -ზე ნაჩვენებია მოდელის განტოლებათა ამოხსნის არე, რომლის ზომები  $x$  და  $y$  ღერძების გასწვრივ შეადგენს შესაბამისად 830კმ და 690 კმ-ს. ამავე ნახაზზე ნაჩვენებია ზღვის დონიდან ათეული რელიეფის სიმაღლეები, საიდანაც ნათლად ჩანს, რომ საინტეგრირაციო არე ხასიათდება მკვეთრად გამოხატული ოროგრაფიული არაერთგვაროვნებით.

ამოცანაში შემავალ დანარჩენ პარამეტრებს შემდეგი მნიშვნელობები ენიჭებოდათ:

$$l=10^{-4} \text{ წმ}^{-1}, \quad \lambda=0.033 \text{ მ}^2\text{წმ}^{-1}\text{K}^{-1}, \quad \Delta t=60 \text{ წმ}, \quad H_0=12 \text{ კმ}, \quad S=3.10^{-3} \text{ K/მ},$$

$$\sigma = 10^{-4} \text{ } \theta^1, \quad \Theta_0 = 300 \text{ K}, \quad T_a = 10^\circ \text{ C}, \quad T_s = 1.5^\circ \text{ C}, \quad \omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ რად/წმ} .$$



ნახ. 8. მოდელირებული დინების ველი დასავლეთის ფონური დინების დროს  $t = 10$  სთ მომენტისათვის შემდეგ ჰორიზონტებზე: (ა) - 200 მ, (ბ) - 1500 მ, (გ) - 3000 მ, (დ) - 5000 მ.

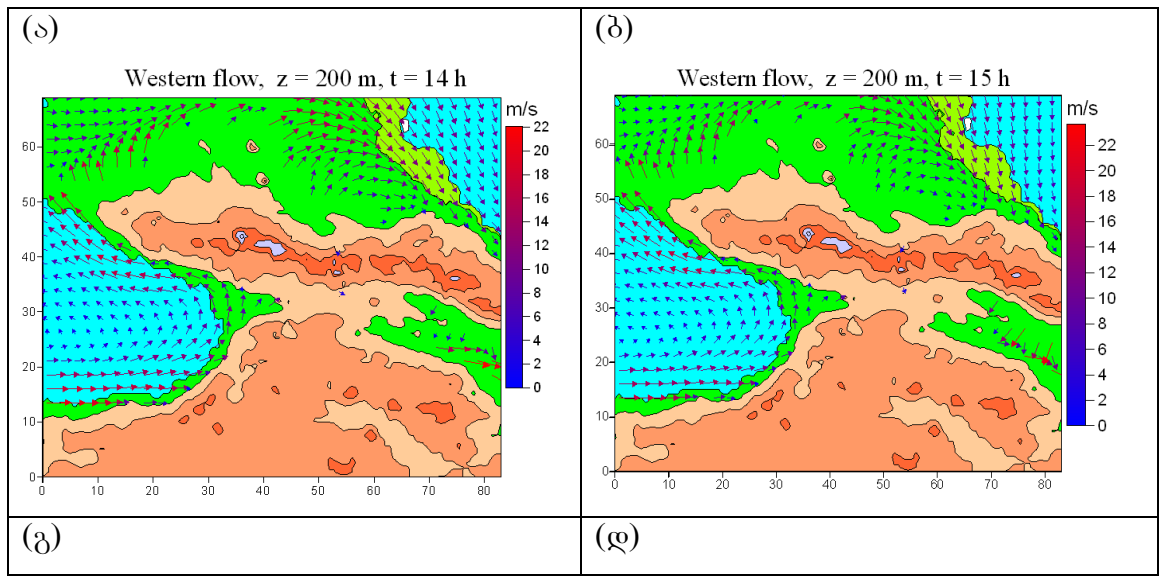
გამოთვლითი ექსპერიმენტი ჩატარებული იყო ისეთივე არასტაციონარული ფონური შეუშფოთებელი დინების შემთხვევაში, როგორც ეს იყო წინა გამოთვლით

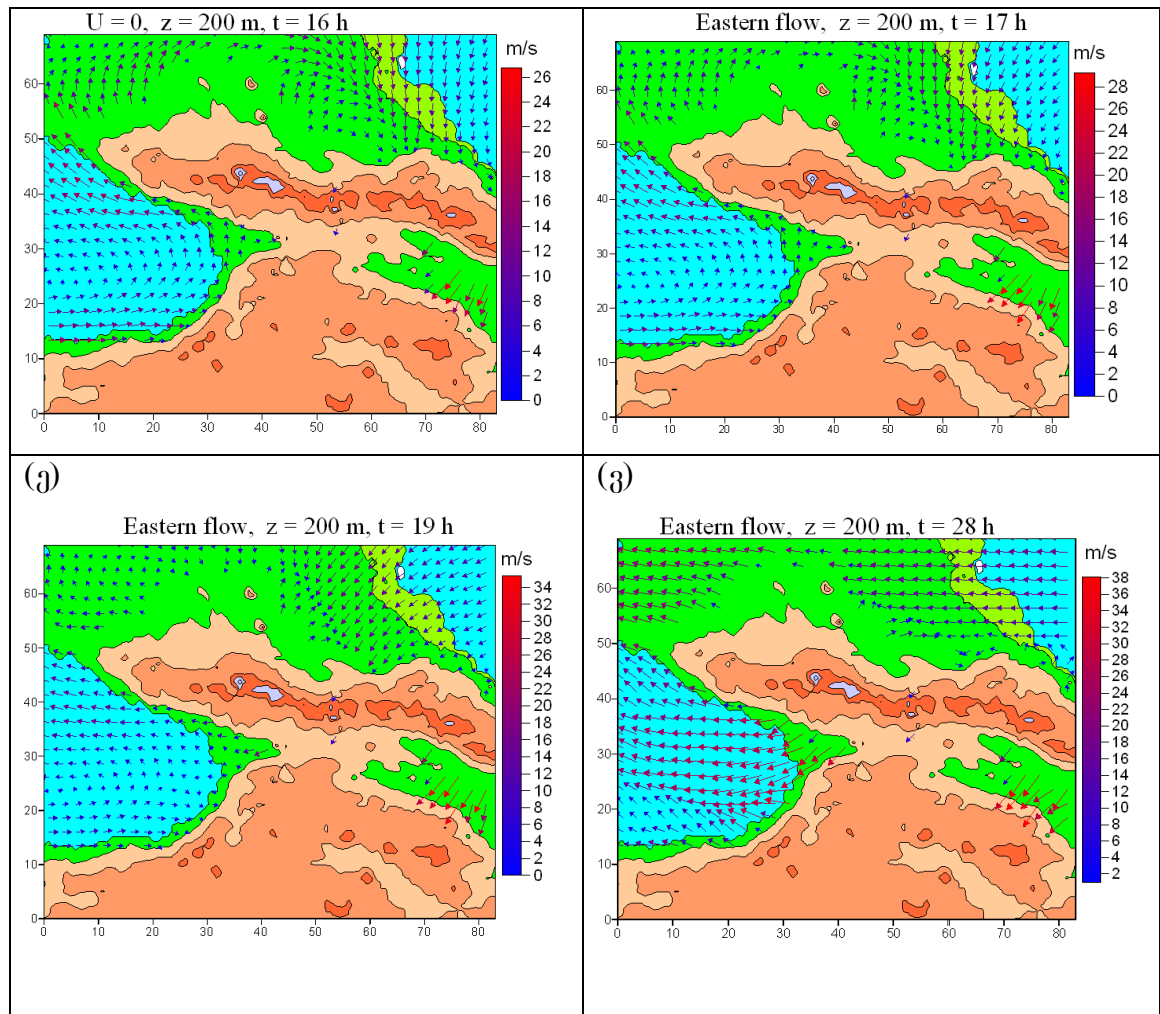
ექსპერიმენტში მოდელური რელიეფის გარსდენის დროს 12 მ/წმ სიჩქარის დასავლეთის ფონური ქარი  $t = 10$  სთ დროის მომენტიდან იწყებდა ცვლილებას და 12 საათის განმავლობაში იცვლიდა მიმართულებას საპირისპიროდ. ამასთანავე იგი ჯერ მცირდებოდა ნულამდე და შემდეგ გარდაიქმნებოდა აღმოსავლეთის ფონურ დინებად იგივე 12 მ/წმ სიჩქარით.

ნახ. 8-ზე ნაჩვენებია შეშფოთებული დინების ველი 200, 1500, 3000 და 5000 მ სიმაღლეებზე ზღვის დონიდან  $t = 10$  საათისათვის, ე. ი. ფონური ნაკადის არასტაციონარული ტრანსფორმაციის დაწყებამდე. ამ სურათებიდან კარგად ჩანს, რომ დასავლეთის ფონური დინება გარკვეულ დეფორმირებას განიცდის და შეშფოთებული დინების ველში დაიკვირვება მნიშვნელოვანი არაერთგვაროვნებები. ამოსხნის არეში მოქცეული შავი ზღვის ტერიტორია და კოლხეთის დაბლობი დასავლეთის დინებისათვის წარმოადგენს ქარპირა მხარეს, სადაც ჰაერის ნაკადი “შეიგრძნობს” მოახლოებული ოროგრაფიის არსებობას. შავი ზღვის ტერიტორიასა და კოლხეთის დაბლობზე ფონური დინება მოახლოებული მთის მასივების გავლენით გადაიხრება მარცხნივ ძირითადი მიმართულებიდან და უმეტესად მიმართულია სამხრეთ-დასავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ. აჭარისა და აფხაზეთის სანაპიროებთან მოახლოებისას, რომლებიც ხასიათდებიან რელიეფის მკვეთრი ამაღლებით, ჰაერის ნაკადი მეტად უხვევს ჩრდილოეთით. კარგად ჩანს ასევე დასავლეთის დინების მიერ კავკასიონის ქედის გარსშემოვლის პროცესი (ნახ. 8ა, ბ) – ჰაერის მნიშვნელოვანი მასა გარს უვლის შემხვედრ კავკასიონის ქედს და ვრცელდება ჩრდილოეთ კავკასიის ტერიტორიაზე. სიმაღლის ზრდასთან ერთად დინების მიმართულება კვლავ თანდათან უბრუნდება ძირითად მიმართულებას. მნიშვნელოვანია ქარის სიდიდის საგრძნობი ცვლილება კავკასიის ტერიტორიაზე ოროგრაფიის გავლენით. როგორც ნახაზიდან ჩანს ჩვენს მიერ ჩატარებულ გამოთვლებში ქარის სიჩქარის მაქსიმალური მნიშვნელობა აღწევდა 26 მ/წმ – ს, მაშინ როდესაც შეუშფოთებელი ქარის სიჩქარე 12 მ/წმ – ია.

ნახ. 9–11- ზე გამოსახულია გამოთვლილი დინების ველები დროის სხვადასხვა მომენტებში როცა ადგილი ჰქონდა ფონური დინების ტრანსფორმაციას. დინებები ნაჩვენებია 200, 1500 და 3000 მ სიმაღლეებზე, შესაბამისად. ნახ. 9 გვიჩვენებს, რომ დასავლეთის ფონური დინების სიჩქარის შემცირების პროცესში მეზომასშტაბური,

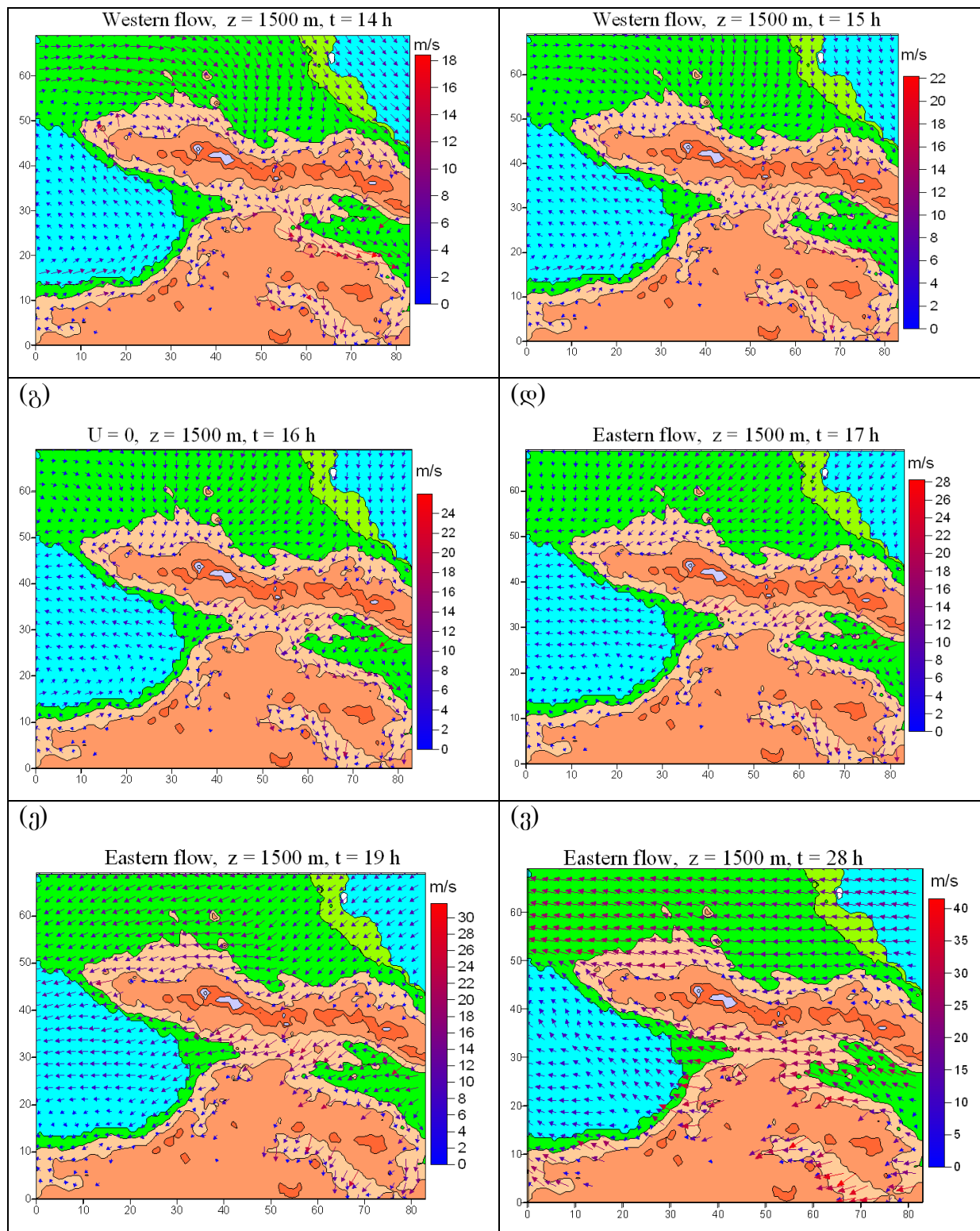
ოროგრაფიულად შეშფოთებული დინება ქვედა ფენებში ( $z = 200$  მ) გარკვეულ ცვლილებებს განიცდის. მაგალითად, შავი ზღვისა და კოლხეთის დაბლობის ტერიტორიის ზემოთ აშკარად დაიკვირვება ჰაერის დინების მკვეთრი მობრუნება საათის ისრის საწინააღმდეგოდ და ციკლონური ხასიათის მცირე გრიგალური წარმონაქმნის ფორმირების ტენდენცია. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ  $t = 16$  სთ მომენტისათვის, როცა ფონური დინება პრაქტიკულად ქრება, შეშფოთებული დინება კვლავ არსებობს. ისევე როგორც მოდელური იზოლირებული მთის შემთხვევაში, რთული რელიეფის პირობებშიც შეშფოთებული დინების არსებობა ე. წ. ფონური შტილის შემთხვევაში განპირობებულია იმ ფაქტით რომ ოროგრაფიას შეშფოთებები შეაქვს წნევის ველშიც. შეშფოთებული წნევის გრადიენტი ინარჩუნებს დინებას ფონური წნევის გრადიენტის ნულამდე შემცირების პირობებშიც. ენერგეტიკული თვალსაზრისით, შეშფოთებული მოძრაობის ენერგია, რომელიც უკვე აღარ იკვებება ფონური მოძრაობის ენერგიით, გარკვეული ხნის შემდეგ მიიღევა და გარდაიქმნება შინაგან ენერგიად.





ნახ. 9. მოდელირებული დინების ველები  $z = 200$  მ სიმაღლეზე სხვადასხვა დროის მომენტებისათვის: (ა) – 14 სთ, (ბ) – 15 სთ, (გ) – 16 სთ, (დ) – 17 სთ, (ე) – 19 სთ, (ვ) – 28 სთ.

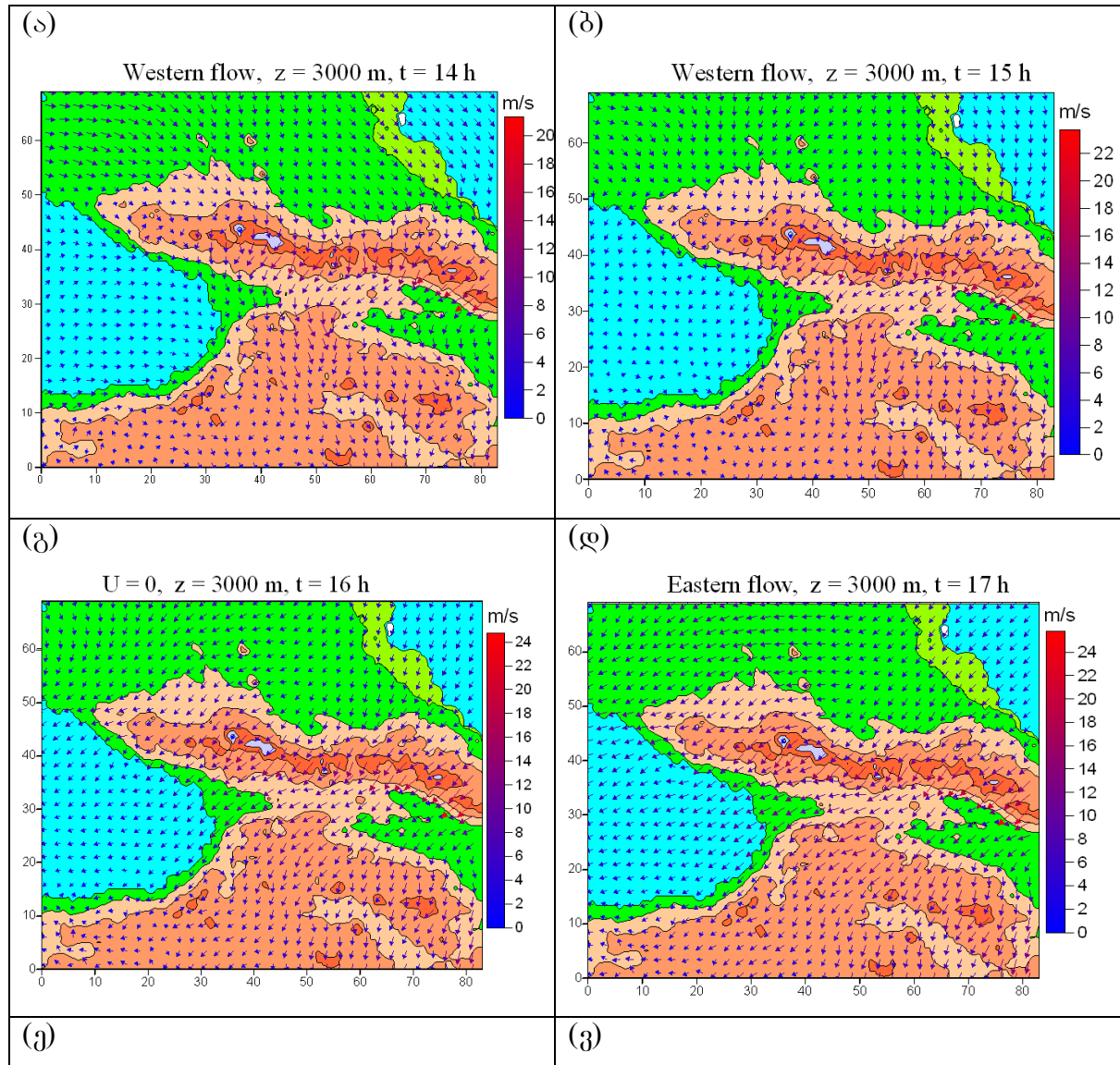
(ა)	(ბ)
-----	-----

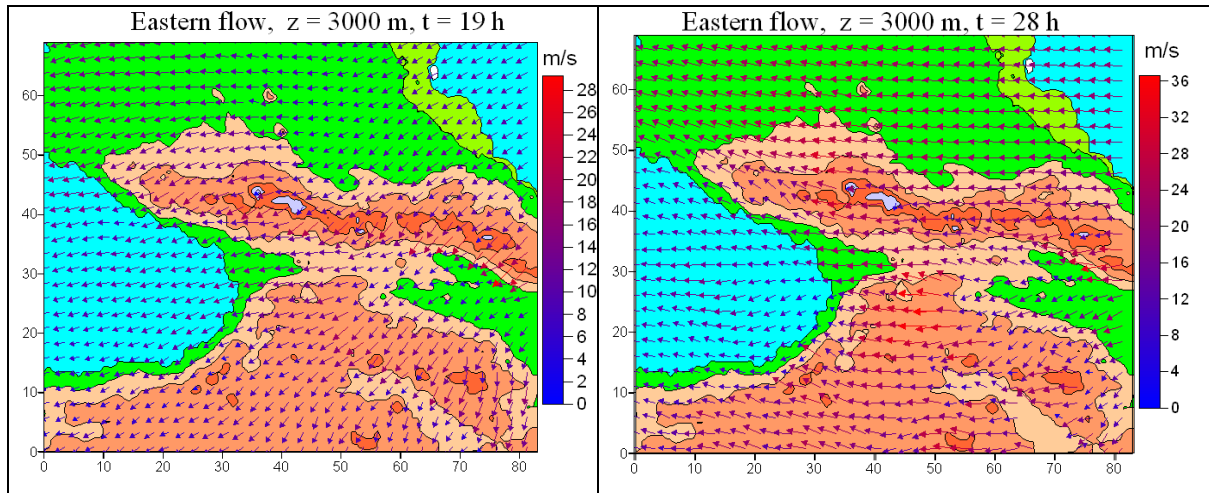


ნახ. 10. მოდელირებული დინების ველები  $z = 1500$  მ სიმაღლეზე სხვადასხვა დროის მომენტებისათვის: (ა) – 14 სთ, (ბ) – 15 სთ, (გ) – 16 სთ, (დ) – 17 სთ,



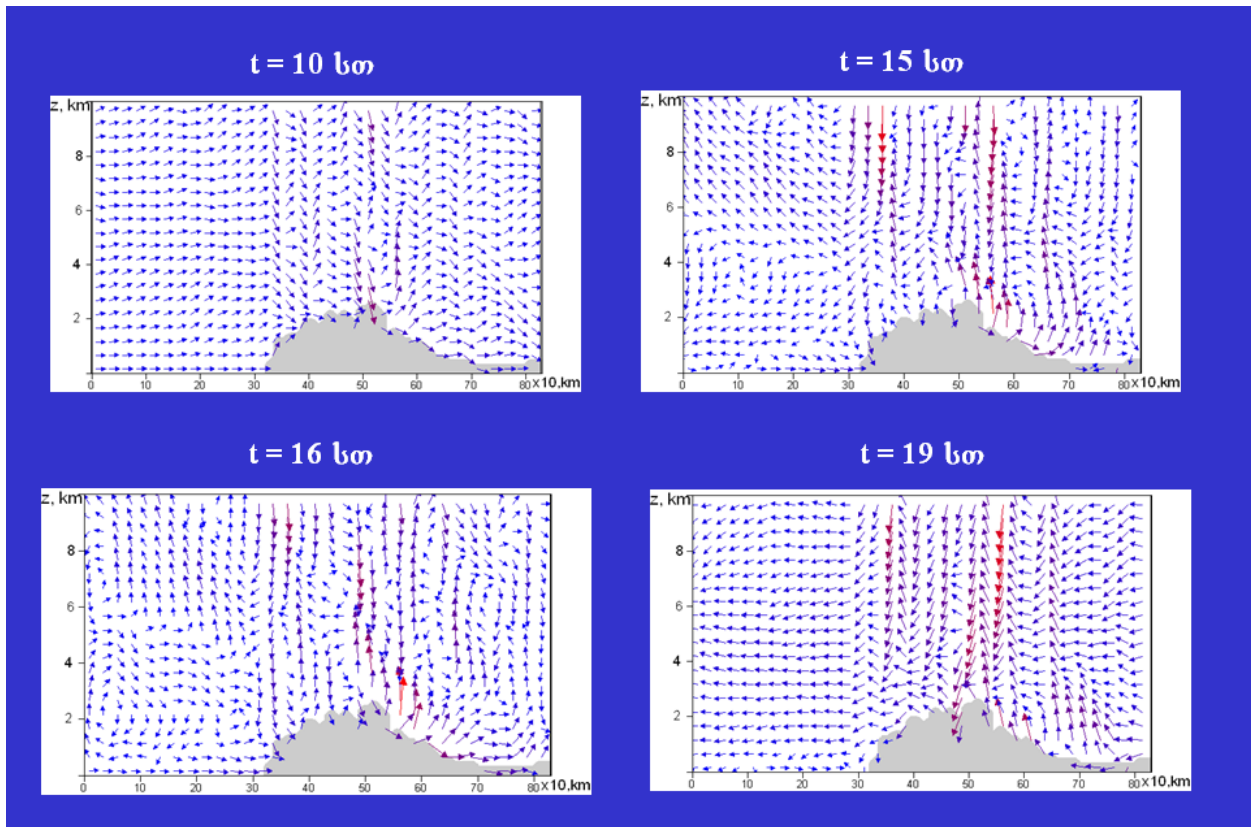
(j) – 19 бм, (з) – 28 бм.





ნახ. 11. მოდელირებული დინების ველი  $z = 3000$  მ სიმაღლეზე სხვადასხვა დროის მომენტებისათვის: (ა) – 14 სთ, (ბ) – 15 სთ, (გ) – 16 სთ, (დ) – 17 სთ, (ე) – 19 სთ, (ვ) – 28 სთ.

$t = 16$  სთ-ის შემდეგ, როცა ფონური დინება იწყებს მიმართულების შეცვალს საპირისპიროდ. მეზომასშტაბური დინების რეაგირება ამგვარ ცვლილებებზე, როგორც ნახ. 9-11 –ის ანალიზი გვიჩვენებს, სხვადასხვაგვარია ატმოსფეროს ქვედა და ზედა ფენებში. ატმოსფეროს ქვედა ფენებში, სადაც ოროგრაფიული ფაქტორი უფრო მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ზედა ფენებთან შედარებით, მეზომასშტაბური დინება მყისვე არ რეაგირებს ფონური დინების ცვლილებაზე (ნახ. 9). საბოლოოდ, ყალიბდება ოროგრაფიულად შემფოთებული დინების ისეთი სტრუქტურა, რომელიც შეესაბამება აღმოსავლეთის ფონურ დინებას.



ნახ. 12. ჰაერის დინება დაახლოებით ქ. ფოთზე გამავალ ვერტიკალურ კვეთაში სხვადასხვა დროის მომენტებისათვის: (ა) – 10 სთ, (ბ) – 15 სთ, (გ) – 16 სთ, (დ) – 17 სთ.

ნახ. 12-ზე ნაჩვენებია იმავე გამოთვლით ექსპერიმენტში მიღებული მეზომასშტაბური ჰაერის დინება ვერტიკალურ სიბრტყეში (ვერტიკალური კვეთა გადის დაახლოებით ქ. ფოთზე) დროის სხვადასხვა მომენტებში, როდესაც ხდებოდა დასავლეთის ფონური დინების ტრანსფორმაცია აღმოსავლეთ ფონურ დინებად.

ნახაზიდან ცხადად ჩანს, რომ ფონური ქარის სიჩქარის შემცირების პროცესში მთიანი რელიეფის ზემოთ დაიკვირვება ტალღური მოძრაობის ამპლიტუდების მნიშვნელოვანი ზრდა. ტალღური დინება თანდათან კარგავს მდგრადობას და მიმდინარეობს გრიგალური წარმონაქმნების ფორმირება (ნახ. 12ბ და 12გ). მაშინ როდესაც ფონური დინება აღარ არსებობს, ჰაერის მოძრაობა მთიანი რელიეფის ზემოთ კვლავ შენარჩუნებულია.

## თავი 2. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მიმდინარე პროცესები და მათი მოდელირება.

### 2.1 ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის რიცხვითი მოდელის აღწერა

განვიხილოთ სისტემა ატმოსფერო - ნიადაგი. უგულებელვყოთ წყლის ფაზური გადასვლები და რადიაციული სითბოს მოდინებები ატმოსფეროში და ტენის გადატანის პროცესები ნიადაგში. ჩავთვალოთ, რომ პლანეტარულ სასაზღვრო ფენაში ატმოსფერული პროცესების ჩამოყალიბება და ევოლუცია წარმოადგენს ორი სხვადასხვა სივრცით-დროითი მასშტაბის მქონე პროცესის ერთობლივი მოქმედების შედეგს—დიდმასშტაბური (სინოპტიკური) და სასაზღვრო ფენაში ტურბულენტური გაცვლის მექანიზმით გამოწვეული პროცესებისა. სინოპტიკური პროცესები ქმნიან მეტეოროლოგიური სიდიდეების სივრცით-დროითი განაწილების გასაშუალოებულ სურათს - ფონს, რომელსაც ემატება დედამიწის ქვეფენილი ზედაპირის არაერთგვაროვნებითა და ტურბულენტური გაცვლის მექანიზმით გამოწვეული მეტეოროლოგიური სიდიდეების გადახრები საერთო ფონური სურათიდან ანუ შემფოთებები მკვეთრად გამოხატული დღე-ღამური რხევებით.

ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემაში გადავიდეთ რელიეფთან დაკავშირებულ  $x_1, y_1, z_1$  მრუდწირულ კოორდინატთა სისტემაში, სადაც

$$x_1 = x, \quad y_1 = y, \quad z_1 = z - \delta(x, y).$$

აქ  $\delta(x, y)$  რელიეფის აღმწერი ფუნქციაა, ხოლო  $x_1$  და  $y_1$  საკოორდინატო დერძები მიმართულია რელიეფის ზედაპირის გასწვრივ. იმის გამო, რომ ჩვენს მიერ განსახილველი პროცესების ჰორიზონტალური მასშტაბებისათვის  $\delta_x = \partial\delta/\partial x \ll 1$  და  $\delta_y = \partial\delta/\partial y \ll 1$ , ამიტომ სრულდება ჰორიზონტალურ კოორდინატთა ტოლობა დეკარტისა და მრუდწირულ კოორდინატთა სისტემებში, ხოლო სიჩქარის  $u$  და  $v$  მდგენელები ორივე სისტემაში პრაქტიკულად ერთმანეთს ემთხვევა. გარდაქმნის ფორმულებს ასეთი სახე ექნებათ:

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial z_1} \frac{\partial z_1}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x_1} - \frac{\partial \delta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial z_1},$$

$$\frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y_1} + \frac{\partial}{\partial z_1} \frac{\partial z_1}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y_1} - \frac{\partial \delta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial z_1}.$$

გარდა ამისა, ძველ და ახალ კოორდინატთა სისტემაში სიჩქარის ვერტიკალურ კომპონენტებს შორის დამოკიდებულება გამოიხატება შემდეგი ფორმულით:

$$w = \frac{dz}{dt} = \frac{d(z_1 + \delta)}{dt} = \frac{dz_1}{dt} + \frac{d\delta}{dt} = \tilde{w} + \frac{\partial \delta}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \delta}{\partial y} \frac{dy}{dt} = \tilde{w} + u \frac{\partial \delta}{\partial x} + v \frac{\partial \delta}{\partial y}$$

ყოველივე ზემოთ თქმულის გათვალისწინებით ატმოსფეროს ქვედა ტურბულენტურ ფენაში ჰიდროთერმოდინამიკური პროცესების აღსაწერად მივიღებთ შემდეგ განტოლებათა სისტემას [34, 35]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \lambda g' \frac{\partial \delta}{\partial x} + l v + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u}{\partial z} + F_u,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \lambda g' \frac{\partial \delta}{\partial y} - l u + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v}{\partial z} + F_v, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = -u' \left( \frac{\partial \Theta}{\partial x} + S \frac{\partial \delta}{\partial x} \right) - v' \left( \frac{\partial \Theta}{\partial y} + S \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} v_g \frac{\partial \theta'}{\partial z},$$

$$\frac{\partial q_1'}{\partial t} = -u' \left( \frac{\partial Q}{\partial x} + \gamma_q \frac{\partial \delta}{\partial x} \right) - v' \left( \frac{\partial Q}{\partial y} + \gamma_q \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} v_q \frac{\partial q_1'}{\partial z}.$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial x} = \frac{l}{\lambda} \frac{\partial V}{\partial z}, \quad \frac{\partial \Theta}{\partial y} = -\frac{l}{\lambda} \frac{\partial U}{\partial z}.$$

აღნიშნულ განტოლებათა სისტემას მივუერთოთ ნიადაგში მოლეკულური თბოგამტარობის განტოლება:

$$\frac{\partial T_n'}{\partial t} = K_n \frac{\partial^2 T_n'}{\partial z_n^2}, \quad \text{როცა } 0 \leq z_n \leq h_n. \quad (2.2)$$

აქ  $z_n$  ღერძი მიმართულია მიწის ზედაპირიდან ვერტიკალურად ქვემოთ სიღრმეში;  $K_n$  მოლეკულური ტემპერატურაგამტარებლობის კოეფიციენტი;  $T'$  ნიადაგის ტემპერატურის გადახრაა დღე-ღამურ საშუალო განაწილებიდან;  $h_n$  ნიადაგის აქტიური ფენის სისქვა, რომელიც 1 მეტრი რიგისაა.

(2.1) განტოლებათა სისტემისათვის განვიხილოთ შემდეგი სასახლვრო პირობები: პლანეტარული სასახლვრო ფენის ზედა  $H_a$  საზღვარზე

$$u = U, \quad v = V, \quad \vartheta' = 0, \quad q'_1 = 0$$

(2.3)

სიმქისის  $z = z_0$  დონეზე

$$u = v = 0,$$

(2.4)

$$-c_p \rho v \frac{\partial \vartheta}{\partial z} - L \rho v \frac{\partial q_1}{\partial z} - c \rho_n \tilde{K} \frac{\partial T_n}{\partial z_n} = c_1 R, \quad R = (1 - A)I - F, \quad (2.5)$$

$$\vartheta = \tilde{T},$$

(2.6)

$$q = r q_H(T_0) \quad (0 \leq r \leq 1)$$

(2.7)

ნიადაგის აქტიური ფენის ქვედა  $z_n = h_n$  საზღვარზე

$$\tilde{T}'_n = 0. \quad (2.8)$$

აქ  $c \rho_n$  ნიადაგის მოცულობითი სითბოტევადობაა;  $R$  – ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსია;  $A$  – მიწის ზედაპირის ალბედოა;  $I$  – მზის მოკლეტალღოვანი ჯამური რადიაციაა;  $F$  – დედამიწის ზედაპირის ეფექტური გრძელვადიანი გამოსხივებაა;  $r$  – ფარდობითი სინოტივეა მიწის ზედაპირთან;  $q_H$  – ნაჯერობის კუთრი სინოტივეა;  $T_0$  მიწის ზედაპირის ტემპერატურაა.

(2.4) პირობა გამოსატავს ჰაერის ნაწილაკების მიწებების პირობას, ხოლო (2.5) წარმოადგენს მიწის ზედაპირის სითბური ბალანსის განტოლებას. (2.6) პირობა ტემპერატურის უწყვეტობის პირობაა ნიადაგი-ჰაერის გამყოფ საზღვარზე იმ ვარაუდით, რომ სიმქისის ფენაში ტემპერატურა ცვლილებას არ განიცდის. რაც

შეეხება (2.7) პირობას კუთრი სინოტივისათვის, უფრო კორექტული პირობის დაწერა მოითხოვს ნიადაგში ტენის გადატანის პროცესების განხილვას, რაც შემდგომში იქნება გათვალისწინებული. (8.8) პირობა გამოხატავს ტემპერატურის დღე-ღამური მსვლელობის ამპლიტუდის მიღევას ნიადაგის აქტიური ფენის ქვედა საზღვარზე.

როგორც ჩვენს მიერ ჩატარებულმა რიცხვითმა ექსპერიმენტებმა [33, 34] და აგრეთვე სხვა ავტორთა მიერ მიღებულმა შედეგებმა გვიჩვენა მოცემული ტიპის ამოცანებში საწყისი პირობების გავლენა სუსტდება განტოლებათა ინტეგრების პროცესში და გარკვეული  $(0, t_0)$  დროის შუალედის (ადაპტაციის დრო) გასვლის შემდეგ ამონახსნი ძირითადად განისაზღვრება ფონური სიდიდეებისა და რადიაციის დროში მსვლელობით, აგრეთვე ამოცანაში შემავალი სხვა პარამეტრებით; ამიტომ (2.1, 2.2) განტოლებებისათვის საწყის პირობებად შეიძლება მივიღოთ რაიმე ჰიპოთეზური ველები, ხოლო მოდელის შედეგები განვიხილოთ ადაპტაციის დროის გასვლის შემდეგ. მოცემულ ამოცანაში საწყის პირობებად მივიღოთ შემდეგი:

$$\begin{cases} u(z,0) = U(H_a)(1 - e^{-\alpha z}) - V(H_a)e^{-\alpha z} \sin \alpha z \\ v(z,0) = V(H_a)(1 - e^{-\alpha z}) - U(H_a)e^{-\alpha z} \sin \alpha z \\ \theta' = 0, T_n' = 0, q_1' = 0, \alpha = \sqrt{\frac{l}{2\nu}} \end{cases} \quad (2.9)$$

სადაც  $u$  და  $v$  ფუნქციათა გამოხახულებები წარმოადგენენ ეკმანის ცნობილ ამონახსნებს სასაზღვრო ფენისათვის [36].

მზის ჯამური რადიაციის გამოსათვლელად გამოიყენება ალბრეხტის ფორმულა [37].

$$c_1 = 10,08\eta_H - 0,05(\eta - \eta_H),$$

სადაც  $\eta_H$  და  $\eta$  შესაბამისად ქვედა და საერთო მოღრუბლულობის ბალებია.

ნაჯერობის კუთრი სინოტივე გამოითვლება მაგნუსის ფორმულით [38]:

$$q_H = \frac{3,8}{p_0} \exp\{17,55(T_0 - 273,2)/(T_0 - 31,1)\}, \quad p_0 = 1000\text{მმ}.$$

მიწისპირა ფენაში ( $z_0 \leq z \leq h_a$ ) ტურბულენტობი ველი განისაზღვრება მონინ-ობუხოვის მსგავსების თეორიის საფუძველზე, ხოლო ამ ფენის ზემოთ ვერტიკალური ტურბულენტური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტები მოიცემა

აპრიორულად, როგორც სიმაღლის მიხედვით მიღებული ფუნქციები. ამასთანავე ჩავთვალოთ, რომ  $v_g = v_q$ .

მსგავსების თეორიის თანახმად  $v$  და  $v_g$  მიწისპირა ქვეფენაში განისაზღვრება შემდეგნაირად [36, 39]:

$$\begin{aligned} v &= \frac{\chi v_* z}{\varphi_1(\zeta)}, & v_g &= \frac{\chi v_* z}{\varphi_2(\zeta)}, & \zeta &= \frac{z}{L}, \\ L &= \frac{v_*^2}{\chi^2 \lambda T_*}, & T_* &= -\frac{1}{\chi v_*} \frac{Q_0}{c_p \rho} \end{aligned} \quad (2.10)$$

სადაც  $\varphi_1(\zeta)$  და  $\varphi_2(\zeta)$  უნივერსალური ფუნქციებია;  $\chi$  - კარმანის მუდმივაა;  $v_*$  - დინამიკური სიჩქარეა;  $L$  - მინონ-ობუსოვის სიგრძის მასშტაბია;  $T_*$  ტემპერატურის მასშტაბია;  $Q_0$  სითბოს ტურბულენტური ნაკადია მიწის ზედაპირთან;  $\varphi_1(\zeta)$  და  $\varphi_2(\zeta)$  ფუნქციების ცხადი სახე დამოკიდებულია სტრატეფიკაციის იმ რეჟიმზე, რომელიც ხორციელდება მიწისპირა ქვეფენაში. მოდელის რეალიზაციის დროს ყოველ დროით ბიჯზე სტრატეფიკაციის რეჟიმის დასადგენად საჭიროა განისაზღვროს მნიშვნელობათა რა დიაპაზონში იმყოფება  $\zeta$ . მეორეს მხრივ,  $\zeta$ -ს განსასაზღვრავად საჭიროა  $v_*$  და  $T_*$  პარამეტრების ცოდნა, რომელთა გამოსათვლელად საჭიროა ვისარგებლოთ ექსპერიმენტული მონაცემებიდან ცნობილი ფაქტით, რომ დედამიწის ზედაპირის სიახლოვეს ადგილი აქვს ქარის სიჩქარისა და ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით განაწილების ლოგარითმულ კანონებს ნებისმიერი სტრატეფიკაციის დროს:

$$|\mu| = \frac{v_*}{\chi} \ln \frac{z}{z_0}, \quad \vartheta = \vartheta_0 + T_* \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.11)$$

გვეცოდინება რა დედამიწის ზედაპირთან ერთ-ერთ უახლოეს  $z_1$  სათვლელ დონეზე  $|\mu_1|$  და  $\vartheta_1$ -ის მნიშვნელობები (2.11) ფორმულებიდან განვსაზღვრავთ  $v_*$  და  $T_*$  პარამეტრების მნიშვნელობებს. ამ მნიშვნელობათა ჩასმით (2.10)-ში მოცემულ გამოსახულებაში  $\zeta$ -თვის განვსაზღვრავთ სტრატეფიკაციის იმ რეჟიმს, რომელიც ხორციელდება მიწისპირა ქვეფენაში. განიხილებოდა სტრატეფიკაციის ოთხი რეჟიმი და თითოეული მათგანისათვის  $\varphi_1$  და  $\varphi_2$  ფუნქციები განისაზღვრებოდა შემდეგი ფორმულებით [40]:



ძლიერი არამდგრადი სტრატეფიკაციისათვის ( $H_1 \zeta' \leq \zeta \leq \zeta'$ )

$$\varphi_1(\zeta) = (1 - \gamma_u \zeta')^{-1/4} \left( \frac{\zeta'}{\zeta} \right)^{1/3}, \quad \varphi_2(\zeta) = \frac{1}{\alpha} (1 - \gamma_g \zeta')^{-1/2} \left( \frac{\zeta'}{\zeta} \right)^{1/3},$$

სუსტად არამდგრადი სტრატეფიკაციისათვის ( $\zeta' \leq \zeta \leq 0$ )

$$\varphi_1(\zeta) = (1 - \gamma_u \zeta')^{-1/4}, \quad \varphi_2(\zeta) = \frac{1}{\alpha} (1 - \gamma_g \zeta')^{-1/2},$$

სუსტად მდგრადი სტრატეფიკაციისათვის ( $0 \leq \zeta \leq 1$ )

$$\varphi_1(\zeta) = 1 + \beta_4 \zeta, \quad \varphi_2(\zeta) = 1 + \beta_g \zeta,$$

ძლიერ მდგრადი სტრატეფიკაციისათვის ( $1 \leq \zeta \leq H_1$ )

$$\varphi_1(\zeta) = (1 + \beta_4) \zeta, \quad \varphi_2(\zeta) = (1 + \beta_g) \zeta,$$

სადაც  $H_1 = h_a / z_0$ ,  $\zeta' = -8,21$ ,  $\gamma_u = 15$ ,  $\gamma_g = 9$ ,  $\beta_4 = 4,7$ ,  $\beta_g = 6,34$ ,  $\alpha = 1,35$ .

## 2.2. ამოცანის ამოხსნის რიცხვითი სქემა

განხილული ამოცანის ამოხსნა წარმოებს სასრულ-სხვაობითი სქემით. ამ მიზნით განტოლებათა დროში აპროქსიმირებისათვის გამოყენებულია კრანკ-ნიკოლსონის სქემა, რომელიც უზრუნველყოფს საწყის დიფერენციალურ განტოლებათა სისტემის აპროქსიმაციას მეორე რიგის სიზუსტით დროითი ცვლადის მიმართ.  $z$  ცვლადის მიმართ აპროქსიმაცია განხორციელებულია ცენტრალური სხვაობებით, რის შედეგადაც მიღებული ალგებრულ განტოლებათა სისტემა ამოხსნილია მატრიცული ფაქტორიზაციის გამოყენებით. ანალოგიური სასრულ-სხვაობითი აპროქსიმაციაა გამოყენებული მოლეკულური სითბოგამტარობის განტოლების ამოსახსნელად ნიადაგში. მიღებული ალგებრულ განტოლებათა სისტემა ამოხსნება ჩვეულებრივი ფაქტორიზაციის მეთოდის გამოყენებით [41].

## 2.3 ამოცანის კომპიუტერული რეალიზაცია

წინა პარაგრაფში აღწერილი მოდელის საფუძველზე [34, 35] ჯერ კიდევ 80-იან წლებში ჩატარებული იყო გამოთვლითი ექსპერიმენტები ელექტრონულ გამოთვლელ მანქანაზე (ეგმ M-220). ამოცანის პროგრამული უზრუნველყოფა მომზადებული იყო აღნიშნული ეგმ-თვის ალგორითმულ ენაზე “ფორტრანი”. ამჟამად, ამოცანის პროგრამული უზრუნველყოფა აღდგენილია და ჩვენ საშუალება გვაქვს ამოცანის მანქანური რეალიზაცია მოვახდინოთ თანამედროვე პერსონალურ კომპიუტერზე.

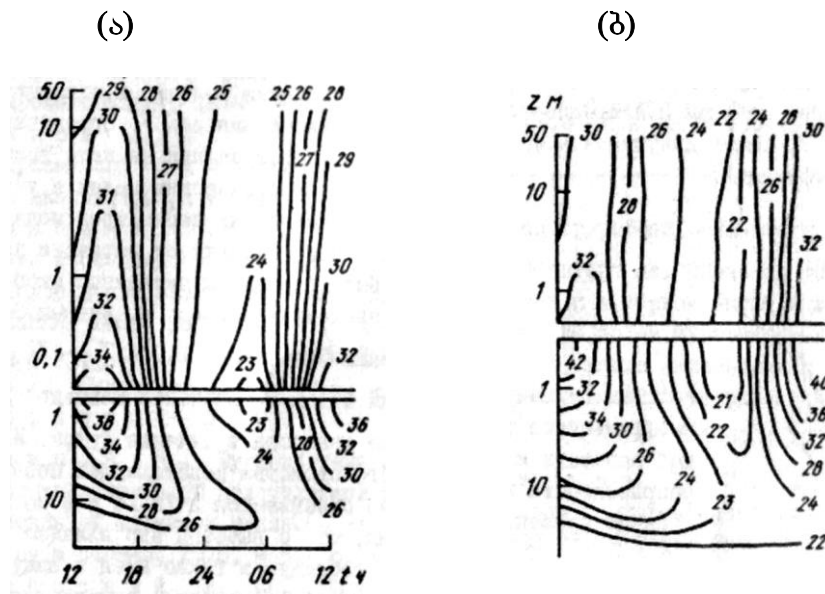
ჩატარდა რიცხვითი ექსპერიმენტი, რომლის მიზანი იყო ტემპერატურული რეჟიმის მოდელირება ქ. ო'ნიელის (აშშ) მიდამოში 1953 წლის 24 აგვისტოს 12 სთ – დან 25 აგვისტოს 12 სთ-მდე და მოდელური შედეგების შედარება ექსპერიმენტულ მონაცემებთან [42]. ამოხსნის არის ზედა საზღვარს ვიღებდით 1805 მ სიმაღლეზე, ხოლო ქვედა საზღვარს – 1 მ სიღრმეზე ნიადაგში. ატმოსფეროში განიხილებოდა 126 სათვლელი დონე, ხოლო ნიადაგში – 24. დედამიწის ზედაპირთან ვერტიკალური ბიჯი ატმოსფეროში იყო მინიმალური (1 სმ), ხოლო სასაზღვრო ფენის ზედა საზღვართან მაქსიმალური – 50 მ. ნიადაგში მიწის ზედაპირთან ვერტიკალური ბიჯი შეადგენდა 0.5 სმ-ს, რომელიც იზრდებოდა სიღრმის მიხედვით და აქტიური ფენის ქვედა საზღვართან იღებდა მნიშვნელობას 11 სმ. დანარჩენი პარამეტრების მნიშვნელობები ასეთი იყო:

$$\Delta t = 10 \text{ წთ}, \quad \varphi = 42.5^\circ, \quad \psi = 11^\circ, \quad \alpha = 0.3, \quad z_0 = 0.01 \text{ მ}, \quad Q_x = Q_y = 0, \quad \lambda = 0.033$$

$$\text{მ}/(\text{წმ}^2 \text{ K}), \quad \rho c_p = 1299 \text{ ჯ}/(\text{მ}^2), \quad \rho_n \tilde{c} = 184 \times 10^4 \text{ ჯ}/(\text{მ}^2).$$

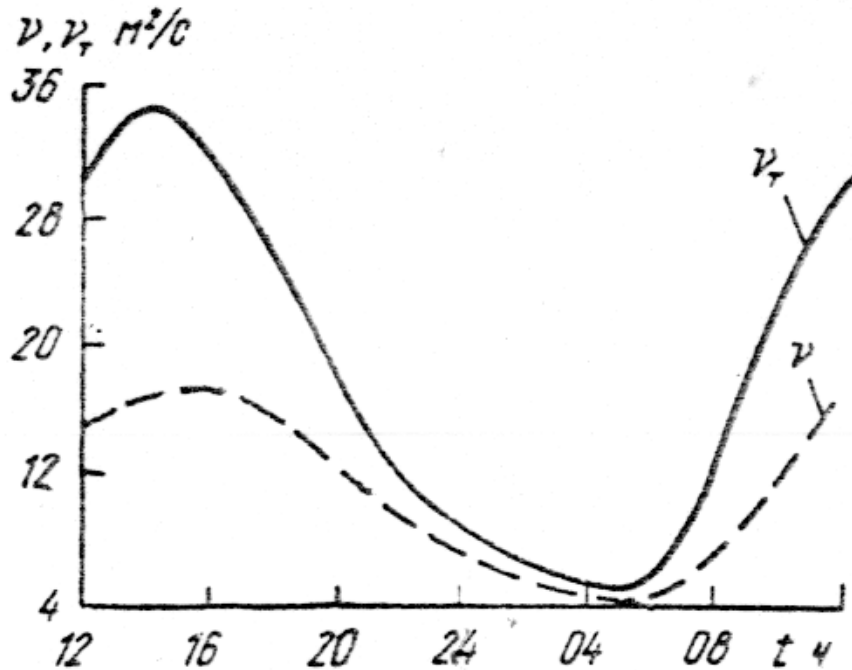
ფონური სიჩქარე იყო მუდმივი დროში და სიმაღლის მიხედვით ( $U = 11 \text{ მ}/\text{წმ}$ ,  $V = 9 \text{ მ}/\text{წმ}$ ). ფონური ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით იცვლებოდა პოლიტროპული კანონით, ხოლო ფონური სინოტივე მცირდებოდა ექსპონენციალური კანონით. მოდელის განტოლებათა ინტეგრებისას დროის საწყისი მომენტი შეესაბამებოდა 1953 წლის 23 აგვისტოს 12 სთ-ს საშუალო ზოლური დროით. ინტეგრების დრო იყო 48 მოდელური საათი, ხოლო გამოთვლის შედეგები განიხილებოდა მეორე მოდელური დღე-ღამის განმავლობაში. აღვნიშნოთ, რომ მოცემულ რიცხვით ექსპერიმენტში ყოველი 1 სთ-ის შემდეგ მოწმდებოდა მიწის ზედაპირის სითბური ბალანსის შესრულების სიზუსტე. გამოთვლებმა აჩვენა, რომ ამ განტოლების შესრულების ფარდობითი ცდომილება არ აღემატებოდა 10-12% - ს.

ნახ. 13 –ზე ნაჩვენებია დაკვირვების საფუძველზე [42] და ჩვენს მიერ გამოთვლილი თერმოიზოპლეტების განაწილება ატმოსფეროს მიწისპირა ფენასა და ნიადაგში ქ. ოწეილის (აშშ) მიდამოში. როგორც ნახაზიდან ჩანს მოდელური შედეგები კარგ თანხმობაშია ექსპერიმენტულ მონაცემებთან. ისევე როგორც ბუნებაშია, გამოთვლების შედეგადაც მიღებულია ტემპერატურის საკმაოდ სწრაფი შემცირება სიმაღლის მიხედვით შეადლის საათებში და ძლიერ მდგრადი სტრატოფიკაცია ღამის საათებში. შედარებით საგრძნობი რაოდენობრივი განსხვავება შეიმჩნევა მიწის ზედაპირზე დღის საათებში. ასეთი განსხვავების მიზეზი შესაძლოა არის ჩვენს მიერ ბლანტი ქვეყნის გაუთვალისწინებლობა, აგრეთვე ნიადაგის ზოგიერთი თბოფიზიკური მახასიათებლების არაზუსტი მოცემა. ჩვენს მიერ გათვლილი ქვეყნილი ზედაპირის სითბური ბალანსის დღე-ღამური მსვლელობა რაოდენობრივად და თვისებრივად კარგ თანხვედრაში აღმოჩნდა დაკვირვების შედეგებთან.



ნახ. 13. გამოთვლილი (ა) და დაკვირვების მონაცემების საფუძველზე აგებული (ბ) თერმოიზოპლეტები (°ჩ) ატმოსფეროსა და ნიადაგში ქ. ოწეილის (აშშ) მიდამოში 1953 წლის 23 აგვისტოს.

ჩვენი აზრით საინტერესოა აღნიშნულ რიცხვით ექსპერიმენტში გათვლილი ტურბულენტური მახასიათებლების დღე-ღამური მსვლელობა.



ნახ. 13. გამოთვლილი ტურბულენტური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტების დღე-ღამური მსვლელობა მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე ( $z = 50\text{მ}$ ).

ნახ. 13 - ზე გამოსახულია გამოთვლილი ტურბულენტური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტების დღე-ღამური მსვლელობა მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე ( $z = 50\text{მ}$ ). ნახაზიდან კარგად ჩანს, რომ ვერტიკალური ტურბულენტური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტები მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე ხასიათდებიან მკვეთრად გამოხატული დღე-ღამური მსვლელობით, რაც კარგ თანხმობაშია ლიტერატურიდან ცნობილ ფაქტებთან. ყურადღებას იპყრობს ის ფაქტი, რომ დღის საათებში, როცა სტრატეფიკაცია არამდგრადია, დაიკვირვება მნიშვნელოვანი განსხვავება  $\nu$  და  $\nu_T$ -ს შორის, მაშინ როდესაც ღამის საათებში ისინი პრაქტიკულად ერთმანეთს უტოლდება. ამასთან დაკავშირებით უნდა აღინიშნოს, რომ პლანეტარული სასაზღვრო ფენის მრავალ მოდელში მიღებული

დაშვება  $v = v_T$  შეიძლება აღმოჩნდეს საკმაოდ უხეში, განსაკუთრებით არამდგრადი სტრატეფიკაციის დროს.

### **3. ატმოსფეროს მეზომასშტაბური სასაზღვრო ფენის ანომალიური პროცესის რიცხვითი მოდელირება**

**შესავალი.** კვლევის საგანს წარმოადგენს ატმოსფეროს მეზომასშტაბური სასაზღვრო ფენის (ამსფ) და მასში მიმდინარე მეტეოპროცესების (ღრუბლები, ნისლი, აეროზოლის გავრცელება) რიცხვითი მოდელირება. დაინტერესებული ვართ აგრეთვე ზოგიერთ მეტეოპროცესზე აქტიური (ხელოვნური) ზემოქმედებით.

მისი აქტუალობა განპირობებულია ისეთი მეტად მნიშვნელოვანი დარგებით, როგორცაა ამინდის ლოკალური პროგნოზი, ეკოლოგია, საავიაციო-, აგრო- და საზღვაო მეტეოროლოგია და ა.შ., ატმოსფეროს ნოტიო პროცესებს: ნისლსა და ღრუბლებს. სწორედ ისინი არიან პასუხისმგებელი დედამიწის რადიაციულ და წყლის ბალანსზე; მათი სახით მომავლისათვის გვაქვს მტკნარი წყლის უსასრულო მარაგი; ასევე დიდია მათი როლი ჩვენი პლანეტის ელექტრომაგნიტური რეჟიმის ჩამოყალიბებაში. მათი შესწავლა მეტად აქტუალურია ეკოლოგიური თვალსაზრისითაც; გარდა ამისა, გასახსენებელია ის ფაქტიც, რომ ამ პროცესებზე რამდენიმე ათეული წლის განმავლობაში ჩვენს რესპუბლიკაში ხორციელდებოდა აქტიური ზემოქმედება (ამ სამუშაოებში უშუალოდ და საკმაოდ წარმატებულად მონაწილეობდა ჰიდრომეტეოინსტიტუტი).

#### **3.1 ამოცანის დასმა და ამოხსნა.**

ზოგადად, კლასიკური ჰიდროდინამიკიდან ცნობილია, რომ სასაზღვრო ფენა არის სითხის ის ფენა, რომელშიც ვრცელდება კედლის არაერთგვაროვნება. კერძოდ, ამსფ არის ატმოსფეროს ის ფენა, რომელშიც ვლინდება დედამიწის ზედაპირის, როგორც კედლის, არაერთგვაროვნება (ტემპერატურული, რელიეფური, ე. წ. “წყლიანური”, ანტროპოგენური და ა.შ.). მისი ჰორიზონტალური მასშტაბია  $\approx 100 - 200$  კმ, ვერტიკალური კი  $\approx 2$  კმ. ჩვენ ვიხილავთ 2-განზომილებიან არასტაციონარულ ამოცანას ვერტიკალურ  $(x - z)$  სიბრტყეში. თუ გამოვიყენებთ მაკრომასშტაბური მოვლენების მეზოპროცესებზე ზეგავლენის გათვალისწინების მეთოდს, ბუსინესკის თავისუფალი კონვექციის გამარტივებას, კვაზისტატიკურ მიახლოებას,

ტურბულენტობის კოეფიციენტების მუდმივობას, მაშინ საწყის განტოლებათა სისტემას ექნება ასეთი სახე:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + \Delta' u, \quad (3.2.1)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = \lambda \theta, \quad (3.2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3.2.3)$$

$$\frac{d\theta}{dt} + S w = \frac{L}{c_p} \Phi + \Delta' \theta, \quad (3.2.4)$$

$$\frac{dq}{dt} + \gamma_q w = -\Phi + \Delta' q, \quad (3.2.5)$$

$$\frac{dv}{dt} = \Phi + \Delta' v, \quad (3.2.6)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z}, \quad \Delta' = \mu \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \nu \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

სადაც  $u, w$  არიან ქარის ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მდგენელები, შესაბამისად,  $\pi, \theta, q$  - წნევის ანალოგის, პოტენციური ტემპერატურისა და ხვედრითი სინოტივის ნაზრდები, შესაბამისად,  $v$  - ხვედრითი წყლიანობა,  $\lambda, S$  - ატმოსფეროს ფლოტაციისა და სტრადიფიკაციის პარამეტრები, შესაბამისად,  $\gamma_q$  - ფონური ხვედრითი სინოტივის ვერტიკალური გრადიენტი,  $\Phi$  - წყლის ორთქლის კონდენსაციის სიჩქარე,  $L$  - კონდენსაციის ფარული სითბო,  $c_p$  - მშრალი ჰაერის კუთრი სითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს,  $\mu, \nu$  - ტურბულენტობის ჰორიზონტალური და ვერტიკალური კოეფიციენტები, შესაბამისად.

საწყისი და სასაზღვრო პირობები ზოგადი სახით ასე ჩაიწერება:

$$z = 0 \quad u = 0, \quad w = 0, \quad \theta = F(x, t), \quad q = 0, \quad v = 0,$$

$$z = Z \quad u = 0, \quad \pi = 0, \quad \theta = 0, \quad \frac{\partial q}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial v}{\partial z} = 0,$$

$$x = 0, X \quad \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \theta}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial q}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial v}{\partial x} = 0,$$

$$t=0 \quad u=0, \quad \theta=0, \quad q=0, \quad v=0,$$

სადაც  $X, Z$  არიან **ამსფ**-ის ჰორიზონტალური და ვერტიკალური საზღვრები, ხოლო **ამსფ**-ის ქვეფენილის ტემპერატურა, რომელსაც ვიღებთ მეტეოექსპერიმენტებიდან [2, 70, 71],

$$F(x,t) = \begin{cases} 0 & 0 \leq x \leq 32km, \quad 48km < x \leq 80km, \\ 5 \sin \omega t & 32km \leq x \leq 48km, \end{cases}$$

აქ  $\omega$  არის დედამიწის დღე-ღამური ბრუნვის კუთხური სიჩქარე. ე. ი. **ამსფ**-ის ამოცანას ვიხილავთ ქვეფენილის მხოლოდ ტემპერატურული არაერთგვაროვნების პირობებში.

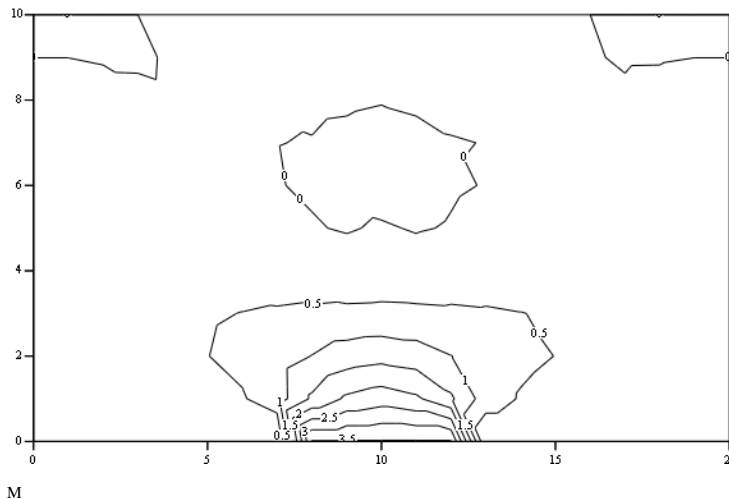
ამოცანის ამოხსნის როგორც ფიზიკურ, ასევე რიცხვით მეთოდებზე დაწვრილებით არ გავეჩერდები. ისინი მოცემულია ნაშრომებში [ 6, 44, 69].

მოვიყვანოთ იმ ფიზიკური კონსტანტებისა და ამოცანის პარამეტრების მნიშვნელობებს, რომლებიც სხვადასხვა რიცხვით ექსპერიმენტებში არ იცვლებოდნენ:

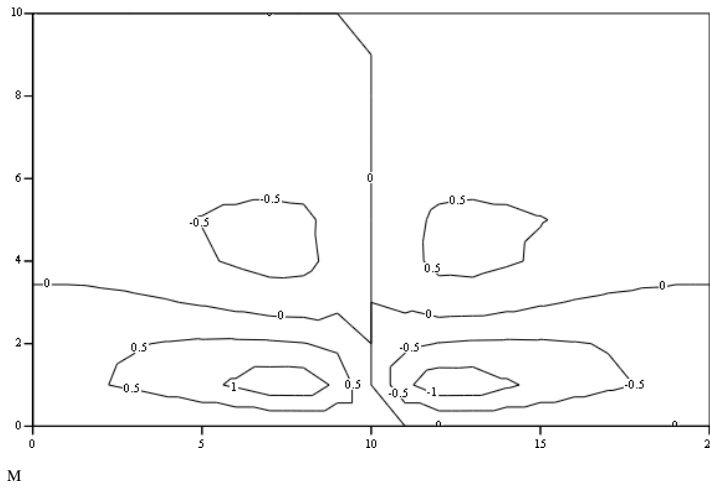
$$\lambda = 0.033 \text{ m}^2 / (\text{sec} \cdot \text{grad}), \quad S = 0.004 \text{ grad} / \text{m}, \quad L = 600 \text{ cal} / \text{g}, \quad c_p = 0.24 \text{ cal} / (\text{g} \cdot \text{grad}), \quad \mu = 10^4 \text{ m}^2 / \text{sec},$$

$$\nu = 10 \text{ m}^2 / \text{sec}, \quad \text{ფარდობითი ტენიანობა} \quad f = 95 \%, \quad X = 80 \text{ km}, \quad Z = 2 \text{ km}.$$

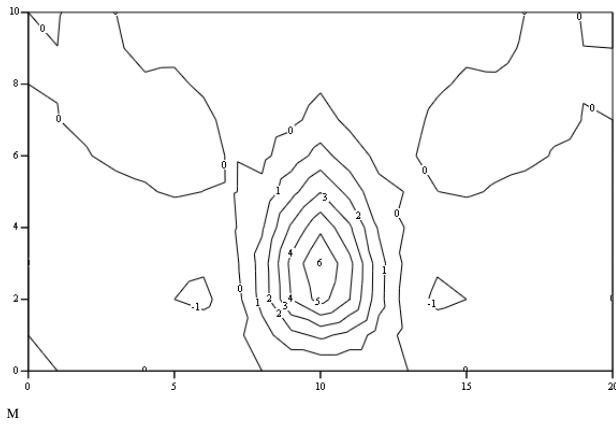
როგორც ანგარიშის სათაურიდან სჩანს, ჩვენს მიერ შემუშავებული რიცხვითი მოდელის საფუძველზე ვიკვლევთ **ამსფ**-ის ზოგიერთ ანომალიურ მეტეოპროცესს. კონტროლის სახით მოვიყვანოთ ჩვენ მოდელზე დაყრდნობით მიღებულ არაანომალიური პროცესების აღმწერი მეტეოველების ( $\theta, u, w, v$ ) იზოხაზებს შემდეგი პარამეტრებისათვის:  $\mu = 10^4 \text{ m}^2 / \text{sec}, \quad \nu = 10 \text{ m}^2 / \text{sec}, \quad f = 0.95,$



ნახ. № 3.2.1. ტემპერატურის ნაზრდის  $\theta$  (  $C^{\circ}$  ) იზოხაზები, (  $t = 9$  სთ ).

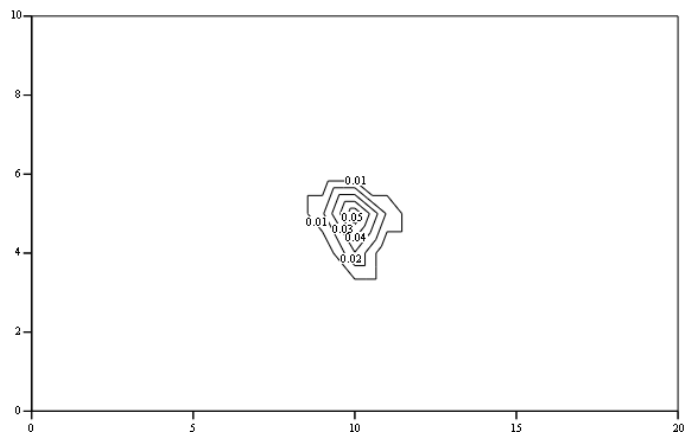


ნახ. № 3.2.2. კორიზონტალური სიჩქარის მდგენელის  $u$  ( მ/წმ ) იზოხაზები, (  $t = 9$  სთ ):



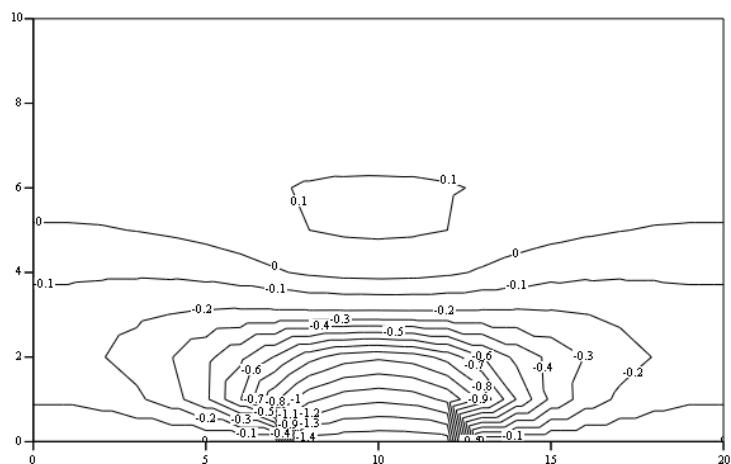
ნახ. № 3.2.3. ვერტიკალური სიჩქარის მდგენელის  $w$  ( სმ/წმ ) იზოხაზები, (  $t = 9$  სთ ).





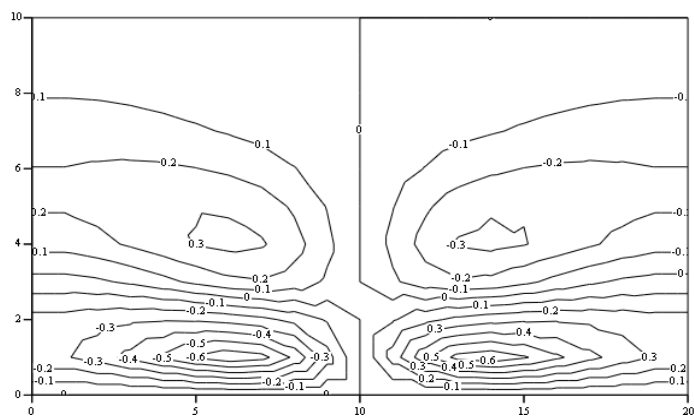
M

ნახ. № 3.2.4. ღრუბლის წყლიანობის  $v$  (გ/კგ) იზოხაზები ( $t = 9$  სთ ).



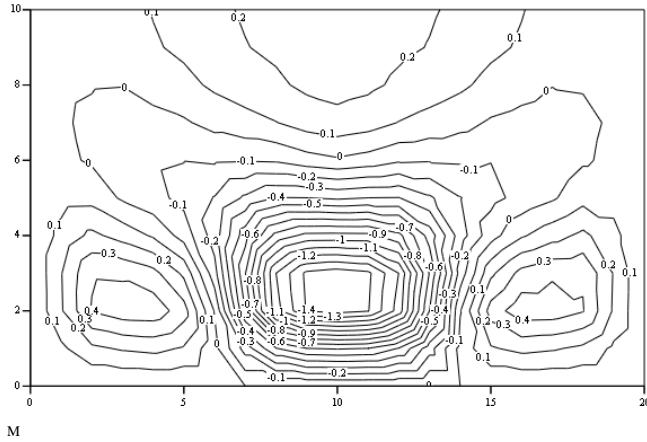
M

ნახ. № 3.2.5. ტემპერატურის ნაზრდის  $\theta$  ( $C^\circ$ ) იზოხაზები, ( $t = 21$  სთ ).

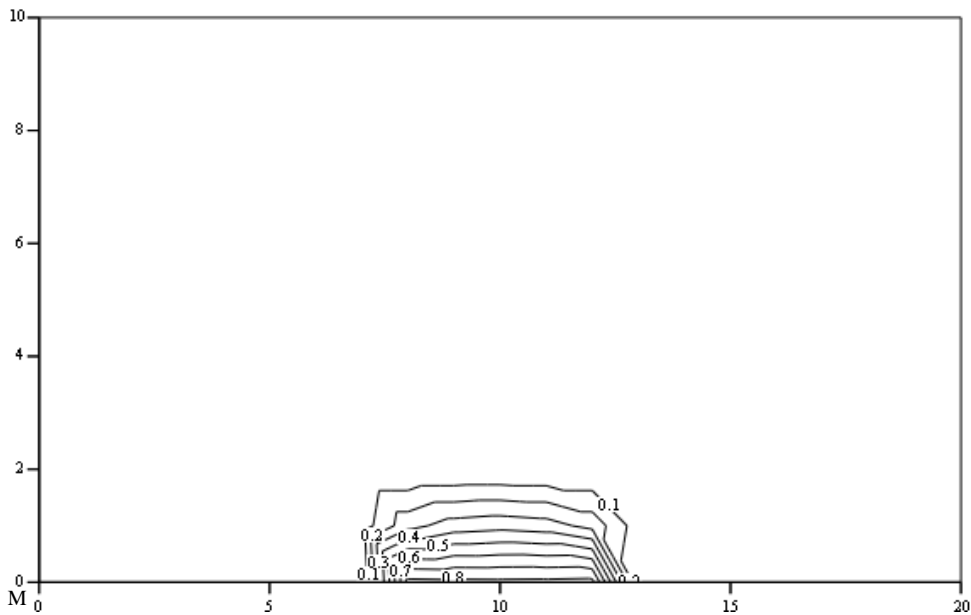


M

ნახ. № 3.2.6. პორიზონტალური სიჩქარის მდგენელის  $u$  ( მ/წმ ) იზოხაზები, (  $t = 21$  სთ )



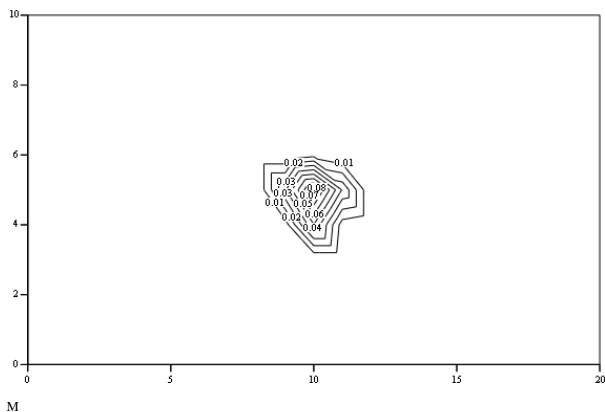
ნახ. № 5.2.7. ვერტიკალური სიჩქარის მდგენელის  $w$  ( სმ/წმ ) იზოხაზები, (  $t = 21$  სთ ):



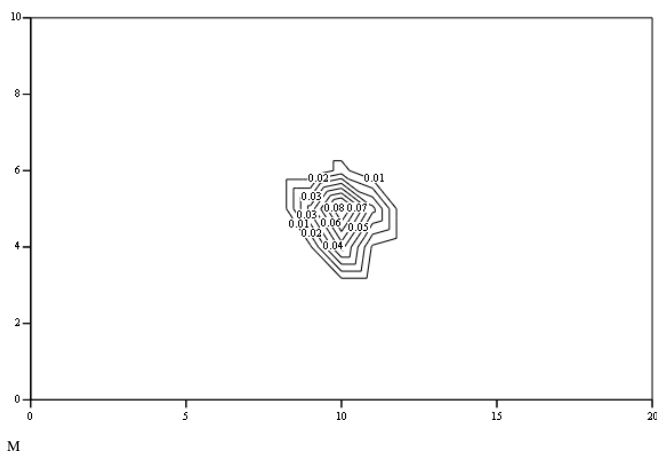
ნახ. № 3.2.8. ნისლის წყლიანობის  $v$  ( გ/კგ ) იზოხაზები (  $t = 21$  სთ ):

ჩვენი ამოცანების (არაწრფივი კერძოწარმოებულიანი დიფერენციალურ განტოლებათა სისტემა) ამოხსნისას ჩვენ ვერ ვამტკიცებთ დასმული ამოცანის კორექტულობას (ამოხსნის არსებობა, ერთადერთობა, მდგრადობა და ა. შ.) – ეს ჩვენი დარგის სპეციალისტების აქილევსის ქუსლია. ამიტომ მიღებული ამონახსნების შემოწმების მიზნით გვიხდება სხვადასხვა ფიზიკური, თუ მათემატიკური ტესტების გამოყენება. ჩვენს შემთხვევაში, **ამსფ**-ის ქვეფენილის პერიოდული გათბობისას, ასეთ ერთ-ერთ ტესტად გამოდგება ამონახსნის პერიოდულობის მიღება, რასაც ადგილი აქვს რეალურად ბუნებაში.

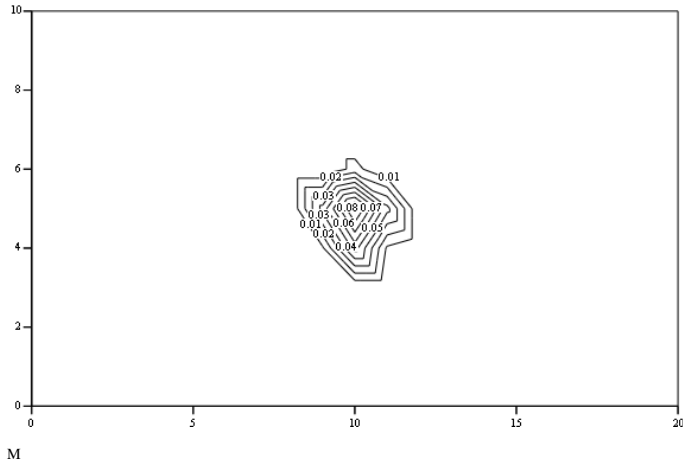
ამ მიზნით „გავუშვით“ ამოცანა სათვლელად რამდენიმე დღე-ღამის განმავლობაში. საილუსტრაციოდ მოგვყავს მხოლოდ წყლიანობის ველები მეორე, მესამე და მეათე დღეების 9 საათისათვის:



ნახ. № 3.2.9. ღრუბლის წყლიანობის  $v$  (გ/კგ) იზოხაზები ( $t =$  მეორე დღის 9 სთ )



ნახ. № 3.2.10. ღრუბლის წყლიანობის  $v$  (გ/კგ) იზოხაზები ( $t =$  მესამე დღის 9 სთ )



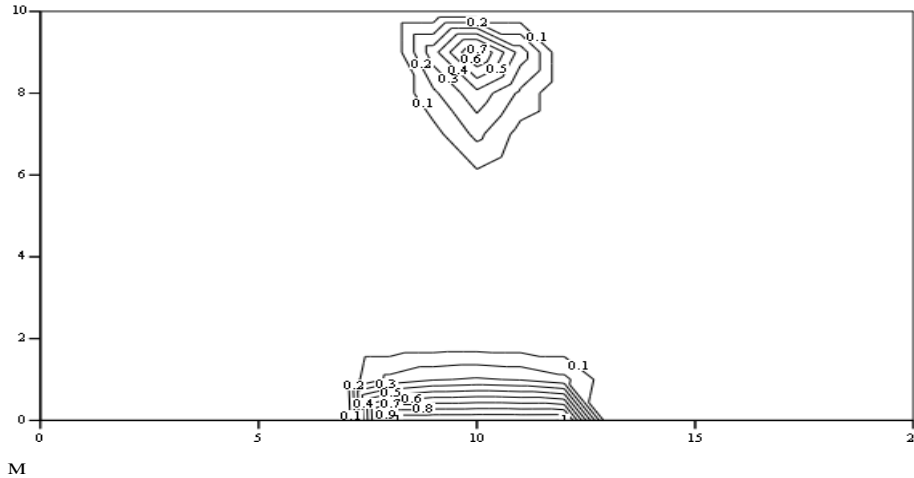
ნახ. № 3.2.11. ღრუბლის წყლიანობის  $v$  (გ/კგ) იზოხაზები ( $t =$  მათე დღის 9 სთ )

მივიღეთ მეტად დამაკმაყოფილებელი სურათი. ნახაზების № 3.2.4, № 3.2.9 - № 3.2.11 ზერეულ ანალიზიც კი აშკარად მეტყველებს პროცესის კარგ პერიოდულობაზე. საყურადღებოა, რომ მე-2, მე-5 და მე-10 დღეების წყლიანობის ველები უფრო მსგავსია, ვიდრე პირველი დღისა. უნდა ვიფიქროთ, რომ ეს გამოწვეულია ველების სხვადასხვა ხარისხის ადაპტაციით. ამ ფაქტს არა მარტო გამოყენებითი მნიშვნელობა აქვს ( ამინდის ლოკალური პროგნოზი ), არამედ ის მეტყველებს ამოცანის დასმის კორექტულობის შესახებაც. საკითხი, რა თქმა უნდა, მოითხოვს უფრო დეტალურ შესწავლას, რასაც უახლოეს მომავალში დავუბრუნდებით.

### 3.2. ღრუბლისა და ნისლის ერთდროული არსებობა.

ჩვენი მოდელის საშუალებით იმიტირებულ იქნა ამსფ-ის ისეთი რეჟიმი, როცა ერთდროულად არსებობს ნისლიცა და ღრუბელიც. ამ დროს ადგილი აქვს ღრუბლის მიღევასა და ნისლის გაძლიერებას. ღრუბლისა და ნისლის ერთდროული არსებობა საინტერესოა არა მარტო ლოკალური პროგნოზის, არამედ ეკოლოგიური თვალსაზრისითაც. სწორედ ამ დროს კონდენსაციის ფარული სიბოვს გამოყოფა აპირობებს რამდენიმეფენიანი ტემპერატურული ინვერსიის გაჩენას ( ღრუბლისქვეშა, ღრუბლისზედა, ნისლისზედა და ა.შ. ინვერსიები ) , რომელშიც ადგილი აქვს მავნე ნივთიერებათა აკუმულაციას. ამ მოვლენას მატყვევმა უწოდა დინამიური წარმოშობის ინვერსია [ 2, გვ. 579 ].

რა თქმა უნდა, ეს რეჟიმი მიიღწევა მაღალი ფარდობითი ტენიანობის ( $f=95\%$ ) დროს. მოვიყვანოთ ის პარამეტრები ( $\mu = 10^4 m^2/sec$ ,  $\nu = 10 m^2/sec$ ), რომლის დროსაც გვაქვს შემოთადნისხული სურათი:



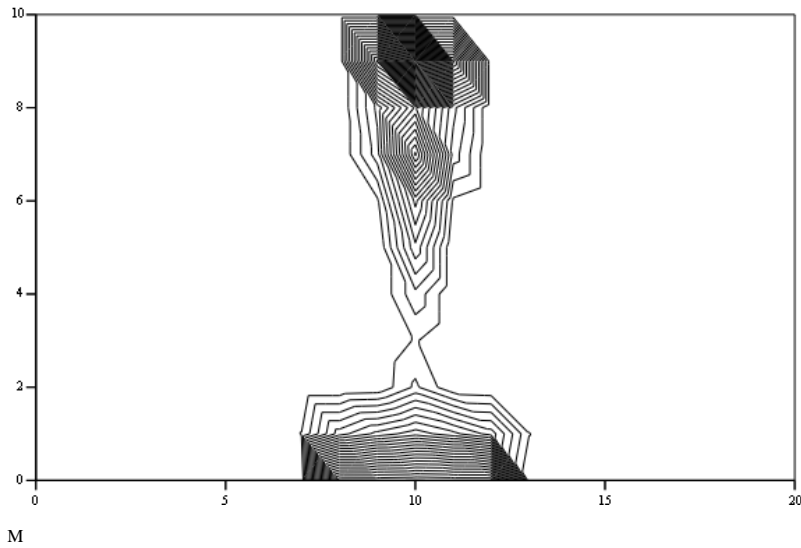
ნახ. № 5.3.1. ღრუბლისა და ნისლის წყლიანობის  $\nu$  (გ/კგ) იზოხაზები ( $t = 15$  სთ )

როგორც ნახაზიდან სჩანს, 15 საათისათვის ერთდროულად დაიმზირება როგორც ნისლი, ასევე ღრუბელი, თანაც ნისლის მაქსიმალური წყლიანობა (1გ/კგ) სჭარბობს ღრუბლისას (0,7 გ/კგ).

### 3.3 ღრუბლისა და ნისლის გაერთიანებული კომპლექსის იმიტაცია.

მოცემული მოდელის საშუალებით შესაძლებელია ღრუბლისა და ნისლის არა მარტო ერთდროული არსებობა, არამედ მათი გაერთიანებული კომპლექსის სიმულირება. ამის მიღწევა ხორციელდება ფარდობითი ტენიანობისა და ტურბულენტური რეჟიმის გარკვეული პირობებში, კერძოდ, როდესაც  $f=98\%$ ,  $\mu = 9000 m^2/sec$ ,  $\nu = 10 m^2/sec$ .

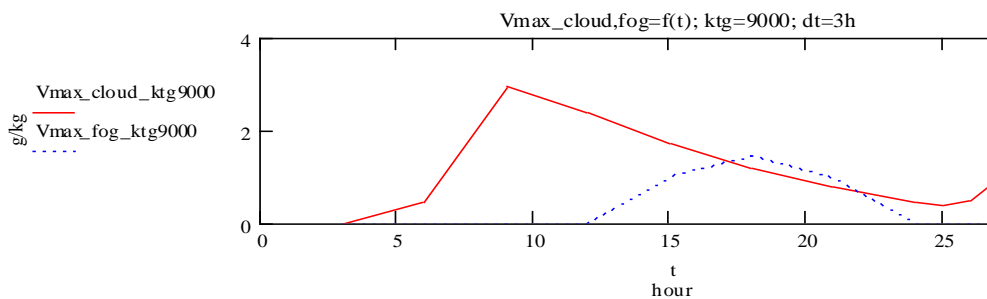
ნისლისა და ღრუბლის გაერთიანება მოხდა მხოლოდ ვიწრო, სამი დერძული ერთწერტილიანი „ყელის“ საშუალებით, ნახ. № 5.4.1. ამიტომაც ვიყავით იძულებული, რომ აგველო იზოხაზების დიდი რაოდენობა; ნახაზი რომ არ გაგვერთულებინა, იზოხაზებს რიცხვითი მნიშვნელობები არ წავაწერეთ. სიცხადისათვის მაინც აღვნიშნავთ, რომ ღრუბლის წყლიანობის მაქსიმალური მნიშვნელობა უდრის 1,72 გ/კგ, ხოლო ნისლისა კი 1,01 გ/კგ. რომ გვეჩონოდა უფრო მცირეებიჯიანი ბადე, ალბათ უფრო განიერ „ყელს“ მივიღებდით. ღრუბლისა და ნისლის გაერთიანებული კომპლექსი არსებობდა  $\approx 13$  - დან 17 საათამდე.



ნახ. №3.31. ღრუბლისა და ნისლის გაერთიანებული კომპლექსის წყლიანობის  $v$  (გ/კგ) იზოხაზები ( $t = 15$  სთ ).

### 3.4. დღე-ღამურად „უწყვეტი“ ღრუბლიანობის სიმულაცია.

ჩვენი მოდელი გარკვეულ პირობებში ( $f=98\%$ ,  $\mu = 9000 \text{ m}^2/\text{sec}$ ,  $v=10 \text{ m}^2/\text{sec}$ .) აღწერს ისეთ მეტეოსიტუაციასაც, როდესაც გვაქვს დღე-ღამურად “უწყვეტი”, “გადაბმული” ღრუბლიანობა. ნახ. № 5.5.1 მოცემულია ღრუბლისა და ნისლის მაქსიმალური წყლიანობის  $v$  (გ/კგ) დამოკიდებულება დროისაგან ამ შემთხვევისათვის. ღრუბლის მაქსიმალური წყლიანობა (2.94 გ/კგ) მიიღწევა 9 საათზე, ხოლო ნისლის მაქსიმალური წყლიანობა (1.44 გ/კგ) 18 საათზე. ღრუბლის მინიმალური წყლიანობა (0.40 გ/კგ) მიიღწევა გრაფიკის ჩაღუნვის წერტილში ,  $\approx 25$  საათზე.



ნახ. № 3.4.1. ღრუბლისა და ნისლის მაქსიმალური წყლიანობის v (გ/კგ) დამოკიდებულება დროისაგან „უწყვეტი“ ღრუბლიანობის შემთხვევაში.

უნდა ვიფიქროთ, რომ „უწყვეტი“ ღრუბლიანობას იწვევს, ბუნებრივია, მაღალი ფარდობითი ტენიანობა და ჰორიზონტალური ტურბულენტობის შემცირება. ამ უკანასკნელის როლი, ჩვენის აზრით, მდგომარეობს იმაში, რომ მისი შემცირება აპირობებს ღრუბელწარმოქმნის სივრცულ ლოკალიზაციას, ნაკლებად გაბნევას.

#### **4. ზოგიერთი ლოკალურ-„ფენომენური“ ატმოსფერული მოვლენის შესწავლა ჰიდროთერმოდინამიკური მიჯნებით**

##### ***შესავალი***

დედამიწის ატმოსფეროში, მცირე ფართის ტერიტორიაზე, ხშირად მიმდინარეობს არაპერიოდული არაორდინალური პროცესები. ამ პროცესებს თან ახლავს არასასურველი მოვლენები ადამიანთა მსხვერპლით დამთავრებულიც კი. აღნიშნულ მოვლენებს მიეკუთვნება: ქარბორბაღა, ადგილობრივი ქარები, მიწისპირა ფენაში წარმოშობილი სხვადასხვა ბუნების აღმავალი დინებები, ლოკალური ადგილები სადაც მუდმივად დაიკვირვება ე.წ. გეოფიზიკური „ფენომენური“ მოვლენები (დავით გარეჯის ტაფობი, სურამის ზეგანი, არაგვის და თერგის ხეობები). ეს მოვლენები დიდ გავლენას ახდენს ამინდზე და კლიმატზე, ამიტომ მათ შესწავლას უდიდესი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს.

##### ***ამოცანის დასმა***

დედამიწის ატმოსფეროში მიმდინარე სხვადასხვა ბუნების მოვლენებიდან განსაკუთრებით საინტერესოა ქარის ველში ბრუნვითი გრიგალების შესწავლა. ამგვარი გლობალური და რეგიონალური მასშტაბის პროცესები სულ უფროდაუფრო ხშირდება და აქტიურდება ბოლო ათწლეულებში. ამ მოვლენის თეორია საკმარისად არის დამუშავებული, მაგრამ ლოკალური ტერიტორიის თავისებურებების გათვალისწინება, ყოველი ცალკეული შემთხვევისათვის მოითხოვს დამატებითი ფაქტორების გავლენის შესწავლას. მაგალითად, საქართველოს ტერიტორიისათვის აუცილებელია გა-

მოკვლეული იქნას გრიგალის რელიეფზე, ჰორიზონტისადმი დახრის კუთხეზე და მიწისპირა ფენის თერმულ არაერთგვაროვნებაზე დამოკიდებულება. ამ ნაშრომში აღნიშნული მოვლენის შესწავლისათვის ვიყენებთ ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებებს ეილერისა და ლამბა-გრომეკოს ფორმით. შესაბამისი საწყისი და სასაზღვრო პირობებით. განვიხილოთ საქართველოს ტერიტორიის ცალკეულ რეგიონებზე დაკვირვებული განსაკუთრებული მოვლენები.

ა) *დავით გარეჯის ტაფობის „ფენომენი“.*

დავით გარეჯის მიდამოში შეიმჩნევა განსაკუთრებული პროცესები: კერძოდ, ტაფობში მთელი წლის განმავლობაში დაიკვირვება უნაღვექობა, 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 გროვასაწვიმარი 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 სასაზღვრო ფენაში მოქმედი განტოლებათა სისტემით, სადაც ზემოთ აღნიშნული მიზეზის გამო გადამწყვეტია ქარის სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი:

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

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

სადაც  $t$  არის დრო;  $ox$  და  $oz$  ჰორიზონტალური და ვერტიკალური ღერძებია,  $u, v$  და  $w$  სიჩქარის მდგენელებია შესაბამის ღერძებზე,  $\rho$  – სიმკვრივეა,  $p$  – წნევა,  $k$  – ტურბულენტობის კოეფიციენტი. ვინაიდან პროცესის ხანგრძლივობა მცირეა, ამიტომ შეიძლება მივიჩნიოთ იგი სტაციონალურად. თუ (1) განტოლებას გავაწარმოებთ  $z$ -ით, (2)–ს კი  $x$ -ით და გამოვაკლებთ, სიჩქარის გრიგალის  $x$  მდგენელისათვის მივიღებთ შემდეგ განტოლებას:



$$k \frac{\partial^2 \Omega}{\partial z^2} - w \frac{\partial \Omega}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

სადაც  $\Omega$ -სიხქარის გრიგალია.

(1),(2)-ის ამოხსნისათვის  $z$ -ის მიმართ უნდა შესრულდეს შემდეგი სასაზღვრო პირობები: როცა  $z=h$  (მიწისპირა ფენის სიმაღლე), ქარის სიხქარის გრიგალის  $\Omega$  მნიშვნელობა უტოლდება დინამიკური სიხქარის ვერტიკალურ გრადიენტს  $\Omega = \text{grad}V^*$ , სადაც  $V^*$  არის დინამიკური სიხქარე და ასეთი მიდგომა შესრულებულია პირველად. როცა  $z \rightarrow \infty$ ,  $\Omega$ -შემოსაზღვრულია. ამ პირობებით (1)-(2)-ის ამონახსნს აქვს შემდეგი სახე:

$$\Omega_x = \text{grad}V^* e^{\frac{w}{k}z}, \quad (4)$$

ამრიგად მივიღეთ, რომ  $\Omega_x$  სიმაღლის მიხედვით ექსპონენციალურად იზრდება. მიუხედავად იმისა, რომ  $\frac{w}{k}$  -მცირეა ( $10^{-5}$  რიგისაა),  $\Omega_x$  მაინც მკვეთრად იზრდება და მისი ბუნებიდან გამომდინარე იწვევს ნაკადის შიგნიდან (ტაფობიდან) ზემოთ და გარეთ გამოდინებას. ეს ფაქტი კი ამართლებს მითითებულ თავისებურებებს. ის გარემოება, რომ გრიგალი პროპორციულადაა დამოკიდებული დინამიკურ სიხქარეზე განაპირობებს ოროგრაფიული და სითბური ფაქტორების გავლენას.  $h$ - სიმაღლის ზემოთ ქარი ხდება გეოსტროფიული, ე.ი.  $\Omega_x = \alpha \Delta p$  ( $\Delta$  -ბრტყელი ლაპლასიანია, გამოდის, რომ ქარის სიხქარის ზრდა  $\Omega_x > 0$  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.

### სურამის ზეგანის ფაქტორი

როგორც ცნობილია, საქართველოს ტერიტორიაზე ძირითადად გაბატონებულია დასავლეთისა და აღმოსავლეთის ატმოსფერული პროცესები. საქართველოს ტერიტორიაზე სურამის ქედი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს დასავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან შემოჭრილი ატმოსფერული ნაკადების მოძრაობაზე. ცნობილია, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, თითქმის სიბლანტის დამოუკიდებლად, ჰაერის ნაკადის წინააღმდეგობის გარსდენისას ჰაერის ნაწილაკები მოძრაობენ უფრო ნელა, ვიდრე აღნიშნული ფენის გარეთ. გარკვეულ სიტუაციაში ამას მიყვავართ გამყოფი „ზედაპირის“ წარმოქმნასთან და ამ უკანასკნელთან გრიგალის ჩასახვასთან. მართლაც, ნაკადებში წნევათა სხვაობა ზრდის ან ამცირებს (შემოჭრილი სიტუაციის მიხედვით) ნაკადის სიჩქარეს. როცა წნევა გარეგან ნაკადში მოძრაობის მიმართულებით მცირდება, მაშინ ფენის შიგა ნაწილაკები მიჰყვებიან გარეგან ნაკადს და ხახუნის მიუხედავად აგრძელებენ მოძრაობას შემხვედრი წინაღობის გასწვრივ. როცა წნევა გარეგან ნაკადში იზრდება მოძრაობის მიმართულებით, მაშინ წნევათა სხვაობა ანელებს გარეგან ნაკადს, ე.ი. გარეგან ნაკადში ნაწილაკი მოძრაობს შენელებულად, ვიდრე შინაგან ნაკადში. შეიძლება შინაგანმა ნაწილაკებმა მოძრაობა შეაჩერონ და ამოძრავდენ საპირისპირო მიმართულებით. ამრიგად, გარსმდენი სხეულის ზედაპირის უკუ მოძრაობა, მიუხედავად იმისა, რომ გარეგანი ნაკადი აგრძელებს წინ მოძრაობას. ახალი ნაკადის შემოდინება ამ პროცესს აძლიერებს და პროცესი გრძელდება მანამ, სანამ არ წარმოიქმნება ჩახვეულობა მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით. თუ დინების სიჩქარე კლებულობს ნაკადის მოძრაობის მიმართულებით, მაშინ სასაზღვრო ფენაში აღიძვრება უკუმოძრაობა, რომელიც მნიშვნელოვნად აჩერებს გარე ნაკადს და წარმოქმნის გრიგალს. ამრიგად, სურამის ზეგანზე დასავლეთიდან ციკლონური შემოჭრისას  $\Delta p > 0$  იზრდება ქარის სიჩქარე ნაკადის შიგა არეში და შეხვდება რა ქედს მოხდება სიჩქარის შემცირება და შემობრუნება უკან. ანტიციკლონური შემოჭრისას პროცესი წარმართება შებრუნებით და მოხდება ქედზე გადადინების გაძლიერება. სწორედ ასეთი შედეგები დაიკვირვება ყოველდღიურ პრაქტიკაში. ასეთივე მიდგომით აიხსნება ადგილობრივი ქარების არსებობა, მთა-ხეობებსა და მდინარეთა სანაპირო მიდამოებში, რომლითაც განებივრებულია საქართველო. ქსპედიციურმა დაკვირვებებმა დუშეთის რაიონში, არაგვსა და ცაიშის ხეობაში აჩვენეს, რომ ქარის

სიჩქარე იზრდება სიმაღლის ზრდით 3-3,5 მ/წმ-მდე; მაქსიმუმს აღწევს 250-300 მ-ზე და გარკვეულ სიმაღლეზე იცვლის მიმართულებას. მოყვანილი რიცხვითი მნიშვნელობები დამოკიდებულია მეტეოროლოგიურ სიტუაციაზე და იზრდება არამდგრადობის გაზრდით, ღრუბლიანობის მომატებით, ციკლონის მოახლოებით. ყოველივე ეს მოყვანილ თეორიაში კარგად თავსდება.

**ქარბორბალა მცირე სიმაღლის მქონე მთა-გორიან ტერიტორიაზე**

განვიხილოთ ჰაერის მასის დიდი სიჩქარით (20 მ/წმ და მეტი) დინება წრიული ცილინდრის ფორმის გარემოში, რომელიც ბრუნავს მუდმივი  $w$  კუთხური სიჩქარით. დავუშვათ, რომ ოროგრაფიული პირობებით ბრუნვის ღერძი  $z$  არ არის ვერტიკალური, როგორც ეს საერთოდ არის მიღებული, არამედ ჰორიზონტისადმი  $\varphi$  კუთხით არის დახრილი (კუთხე აითვლება ღერძიდან პერიფერიისაკენ). რელიეფის გავლენის გათვალისწინება ხდება ვერტიკალური კოორდინატის გარდაქმნით [4,5]. იმის გათვალისწინებით, რომ პროცესები სწრაფად ვითარდება – მოვლენები ითვლება სტაციონალურად. შესაბამისი განტოლებათა სისტემა შემდეგი სახით ჩაიწერება[1-5].

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \tag{5}$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \tag{6}$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z_1} - g, \tag{7}$$

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

$$u = -\omega \sin \varphi y, v = \omega \sin \varphi x, \tag{8}$$

(8)-ის გათვალისწინებით (5)-(7) ასე გადაიწერება:

$$\omega^2 \sin^2 \varphi x = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \tag{9}$$

$$\omega^2 \sin^2 \varphi y = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \tag{10}$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g, \tag{11}$$

გავამრავლოთ (5)-(7) განტოლებები შესაბამისად  $dx, dy, dz$ -ზე და შევკრიბოთ, გვექნება:

$$p + \gamma z_1 = \frac{\rho \omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi + c, \quad (12)$$

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 ეილერის განტოლების საფუძველზე ვწერთ [1,4]:

$$c = p_\infty - \frac{\rho G^2}{8\pi^2 r_0^2} - \frac{\rho \omega^2}{2} r_0^2 \sin^2 \varphi \quad (13)$$

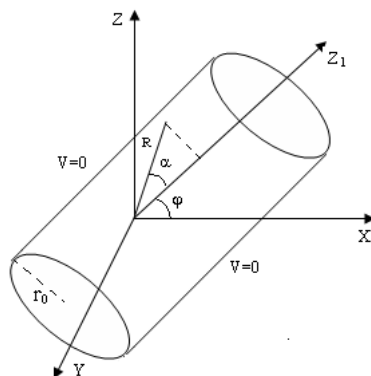
სადაც  $p_\infty$  წნევაა უსასრულობაში, პრაქტიკულად ცილინდრის საზღვარზე, სადაც სიჩქარე ნულია.  $G = 2\pi R\omega$  – სიჩქარის ცირკულაციაა. ამრიგად (12) და (13) გვაძლევს:

$$p + \gamma z_1 - p_\infty = \frac{\rho \omega^2}{2} \sin^2 \varphi (r^2 - r_0^2) - \frac{\rho \omega^2}{2} r_0^2, \quad (14)$$

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:

$$p + \gamma dz_1^1 = \frac{\rho \omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi + c \quad (15)$$

გამოდის, რომ რელიეფის გავლენით წნევა იზრდება რელიეფის ფარდობითი სიმაღლის  $d = \frac{H}{H - \xi(x,y)}$  პროპორციულად. გამოვსახოთ  $r$  გრიგალის ჩასახვის წერტილიდან (სათავიდან) მოცემულ წერტილამდე  $R$  მანძილით (იხ. ნახ. 1),  $= R \sin \alpha$ , სადაც  $\alpha$  არის კუთხე გრიგალის ბრუნვის ღერძსა და  $R$  მიმართულებას შორის. ეს კუთხე დამოკიდებულია რელიეფის ჰორიზონტისადმი დახრის სიდიდეზე.



ნახ. 1

აღნიშნულის გათვალისწინებით (15) ასე გადაიწერება:

$$p + \gamma dz_1^1 = \frac{\rho \omega^2}{2} R^2 \sin^2 \alpha \propto \sin^2 \varphi + c. \quad (16)$$

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.

### **დასკვნები:**

- ა) დამტკიცებულია, რომ ქარის გრიგალურ ველში წნევა იზრდება ბრუნვის ღერძიდან მანძილის კვადრატის პროპორციულად, მაქსიმალურია პერიფერიაში და მინიმალური ბრუნვის ღერძის გასწვრივ;
- ბ) ჰაერის ნაკადის დინების მიმართულებით წინააღმდეგობის შეხვედრისას ადგილი აქვს ჩახვეულობების (გრიგალური) წარმოქმნას და ნაკადის შემობრუნებას ან გარსდენის გაძლიერებას მეტეოროლოგიური სიტუაციის მიხედვით;
- გ) თეორიულად დასაბუთებულია დავით გარეჯის ტაფობის თავისებურებანი.

## **5. ძირითადი შედეგები**

მოდელირებულია დედამიწის ზედაპირის ოროგრაფიული არაერთგვაროვნების გარსდენა ჰაერის ნაკადის მიერ, როცა შეუშფოთებელი ფონური დინება არასტაციონარულია. მოდელირებას საფუძვლად უდევს ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სრული სისტემა ჰიდროსტატიკურ მიახლოებაში. მოძრავი ჰაერის მასა განიხილება ტროპოსფეროში, რომლის ზედა საზღვარი მოდელირებულია თავისუფალი ზედაპირის სახით. გამოთვლითი ექსპერიმენტები ჩატარებულია ოვალური ფორმის მოდელური იზოლირებული მთისა და საქართველოს რეალური ოროგრაფიის შემთხვევებში.

ჩატარებული გამოთვლითი ექსპერიმენტების საფუძველზე გამოკვლეულია არასტაციონარული ფონური დინების გავლენა ოროგრაფიულად შეშფოთებულ დინებაზე, რის შედეგადაც გამოვლენილია ოროგრაფიულად შეშფოთებული დინების

თავისებურებანი იმ შემთხვევაში როდესაც გარკვეული მიმართულების ფონური შეუშფოთებელი ნაკადი ტრანსფორმირდება საპირისპირო მიმართულების ნაკადად. ასეთ პირობებში დაიკვირვება მეზომასშტაბური დინების შემდეგი თავისებურებანი:

- ფონური ქარის სიჩქარის შემცირების პროცესში მთიანი რელიეფის ზემოთ ადგილი აქვს ტალღური მოძრაობის ამპლიტუდების მნიშვნელოვან ზრდას. ტალღური დინება თანდათან კარგავს მდგრადობას და მიმდინარეობს გრიგალური წარმონაქმნების ფორმირება.
- ფონური დიდმასშტაბიანი დინების ნულამდე შემცირებისას, მთიანი რელიეფის ზემოთ შესაძლებელია ჰაერის დინების არსებობა მნიშვნელოვანი სიჩქარეებით მაშინაც კი, როცა ფონური დიდმასშტაბიანი დინება არ დაიკვირვება. ამ დროს შეშფოთებულ დინებას გრიგალური ხასიათი აქვს.
- ფონური ქარის გაძლიერებისას შტილური მდგომარეობიდან, მთის ზემოთ არსებული უწყესრიგო გრიგალური დინება კვლავ იღებს მოწესრიგებულ ხასიათს და მთიანი რელიეფის ზემოთ ფორმირდება მოცემული ფონური დინების შესაბამისი მეზომასშტაბური დინება.  
შემუშავებულია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენა-ნიადაგის
- ერთგანზომილებიანი რიცხვითი მოდელის პროგრამული უზრუნველყოფა პერსონალური კომპიუტერისათვის. მოდელი საშუალებას იძლევა გავთვალთ ტემპერატურის ველები ნიადაგის აქტიურ ფენასა და ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში.
- დასმულია და ამოხსნილია ატმოსფეროს მეზომასშტაბური სასაზღვრო ფენის ამოცანა ქვეფენილის ტემპერატურული არაერთგვაროვნების პირობებში. წარმოდგენილია თერმოჰიდროდინამიკური ველების სივრცულ-დროითი განაწილება. მიღებულია პერიოდული ამოხსნა ქვეფენილის სინუსოიდალური გათბობის შემთხვევაში. მოდელის საშუალებით იმიტირებულია ღრუბლისა და ნისლის ერთდროული არსებობა, ღრუბლისა და ნისლის გაერთიანებული კომპლექსი, დღე-ღამურად “უწყვეტი” ღრუბლიანობა. მიღებული რეზულტატები თვისებრივად დამაკმაყოფილებლად აღწერს საკვლევ პროცესს.

- დამტკიცებულია, რომ ქარის გრიგალურ ველში წნევა იზრდება ბრუნვის ღერძიდან მანძილის კვადრატის პროპორციულად, მაქსიმალურია პერიფერიაში და მინიმალური ბრუნვის ღერძის გასწვრივ;
- ჰაერის ნაკადის დინების მიმართულებით წინააღმდეგობის შეხვედრისას ადგილი აქვს ჩახვეულობების (გრიგალური) წარმოქმნას და ნაკადის შემობრუნებას ან გარსდენის გაძლიერებას მეტეოროლოგიური სიტუაციის მიხედვით;
- თეორიულად დასაბუთებულია დავით გარეჯის ტაფობის თავისებურებანი

### ლიტერატურის სია

1. Кибель И. А. Приложение к метеорологии уравнений механики бароклиной жидкости. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. 1940, № 5.
2. Вельтищев Н. Ф., Желнин А. А., Кисельникова В. З., Пекелис Е. М., Прессман Д. Я., Мезомасштабный численный прогноз погоды. Метеорология и гидрология, 1982, № 4.
3. Ninomija K. Predictability of mesoscale phenomena. ESA Journal, 1985, v.9, N 2
4. Golding B. W., Leslie L. M., Mills G. A. Mesoscale dynamical models and practical weather prediction. ESA Journal, 1985, v. 9, N 2.
5. Kalb M. W. Results from a limited area mesoscale numerical simulation for 10 April 1979. Month. Weather Rev., 1985, v. 113, N10.
6. Пененко В. В., Алоян А. Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды. Новосибирск, Наука, 1985.
7. Вельтищев Н. Ф. Разработка мезомасштабных моделей прогноза метеорологических элементов. Mesoscale Forecasting and its applications, WMO, 1989, N 712, p. 87-112.
8. Chandrasekar, A., Philbrick, C.R., Doddridge, B.G., Clark, R.D. and Georgopoulos P.G., 2004, A comparative study of prognostic MM5 meteorological modeling with aircraft, wind profiler,

- LIDAR, tethered balloon and RASS data over Philadelphia during a 1999 summer episode, *Environmental Fluid Mechanics* 4, 339-365.
9. Chang, Dyi-Huey -- Le, Jiang -- Islam, Shafiqul, 2000: Issues of soil moisture coupling in MM5: simulation of the diurnal cycle over the FIFE area. *Journal of Hydrometeorology*, Boston, MA, 1(6): 477-490.
  10. Alapaty, K., D.T. Olerud, K. Schere and A.F. Hanna, 1995: Sensitivity of Regional Oxidant Model Predictions to Diagnostic and Prognostic Meteorological Fields. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 1787-1801.
  11. Brozkova R., Derkova M., Bellus M., and Farda A. Atmospheric forcing by ALADIN/MFSTEP and MFSTEP oriented tunings. *Ocean Science*, 2006. P.113-121, [www.ocean-sci.net/2/113/2006](http://www.ocean-sci.net/2/113/2006).
  12. Atmospheric models. Internet. [www.stormsurf.com/page2/tutorials/atmomodel.shtml](http://www.stormsurf.com/page2/tutorials/atmomodel.shtml)
  13. Pielke, Roger A. (2002). *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press. pp. 285–287. [ISBN 0-12-554766-8](https://doi.org/10.1023/A:101567668).
  14. ჯავახიშვილი შ. ი. ატმოსფერული ნალექები საქართველოს ტერიტორიაზე. თბილისი, 1981.
  15. Справочник по климату СССР. Вып.14, часть III, ветер Груз. ССР, Л., Гидрометеиздат, 1968, 380 с.
  16. ხვედელიძე ზ., ელიზბარაშვილი ე. რელიეფის გავლენა ატმოსფერულ პროცესებზე. თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1984, 47 გვ.
  17. Давиташвили Т. П. О численной модели прогноза геопотенциала на среднем уровне с учётом влияния орографии Кавказа. Труды ИПМ им. И. Н. Веква ТГУ, 1985, т. 15, с. 75-93.
  18. Давиташвили Т. П. О прогнозе возможных зон осадков и облачности по полным уравнениям гидродинамики на среднем уровне атмосферы с учётом орографии. Труды ИПМ ТГУ, 1988, вып. 25, с.93-106.
  19. დავითაშვილი თ. ატმოსფეროს ფიზიკის ზოგიერთი ამოცანის რიცხვითი მოდელირება მთიანი რეგიონებისათვის. –ავტორეფერატი ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორის სამეცნიერო ხარისხის მოსაპოვებლად, თბილისი, 1997, 41 გვ.
  20. Хведелидзе З. В. Влияние орографии и  $\beta$ -эффекта на волновые движения в атмосфере.- *Метеорология и гидрология*, 1982, № 10, с.110-113.



21. Хведелидзе З. В. Исследование атмосферных движений в поле силы Кориолиса при наличии гор.-Изв. АН СССР, физика атм. и океана, 1982, т. 18, № 3, с.227-232.
22. Цквитинидзе З. И. Прогноз геопотенциала для большой территории по баротропной дивергентной модели. Труды ГМЦ СССР, вып. 48, 1970, с. 52-57.
23. Микашавидзе Б. А., Нозадзе Р. И. Адиабатическая схема краткосрочного прогноза давления, температуры и вертикальной скорости атмосферы над Кавказом с меняющимися граничными условиями и шагом сетки 50 км. Труды ЗакНИГМИ, 1975, вып.61(67), с. 17-36.
24. Кордзадзе А. А., Сурмава А. А., Деметрашвили Д. И., Кухалашвили В. Г. Численное исследование влияния Кавказского рельефа на распределение гидрометеорологических полей. Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2007, т. 43, N 6, с. 783-791.
25. Сурмава А. А., Гвелесиани А. И. О влиянии сложного крупно и мезомасштабного рельефов на поля ветра и турбулентности. Труды Института геофизики им. М. Нодиа. т. LXII, 2010, с. 105-121.
26. Папинашвили К. И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Л., 1963.
27. ჯავახიშვილი შ. საქართველოს სსრ კლიმატოგრაფია. თბილისი, 1977, 235 გვ.
28. Demetrashvili D. I., Davitashvili T. P. A modeling study of meso-scale air flow over the mountainous relief with variable-in time large-scale background flow. Bulletin of the Georgian national academy of sciences. vol.7, no. 2, 2013, p. 57-65.
29. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. Л., Гидрометеиздат, 1969, 295 с.
30. Рихтмайер Р., Мортон К. Разностные методы решения краевых задач.- Москва,
31. Деметрашвили Д. И. Нестационарная задача о мезомасштабных процессах в свободной атмосфере над орографически неоднородной поверхностью Земли. Изв. АН СССР, физика атмосф. и океана, 1979, т. 17, N 7, с. 699-709.
32. Деметрашвили Д. И., Пушистов П. Ю. О влиянии нестационарности фонового потока на движение воздуха над горами в свободной атмосфере Тр. ЗапСибНИИ, 1980, вып. 46, с. 69-79.
33. Деметрашвили Д. И. Численные эксперименты по изучению влияния эволюции

- фоновых полей на течение воздуха над горным хребтом. Тр. ЗапСибНИИ, 1981, вып. 55, с. 41-46.
34. Деметрашвили Д. И К вопросу о гидродинамическом прогнозе суточного хода температуры. Сообщения Академии наук Грузинской ССР, 1989, т. 133, N3, с.549-552.
  35. Деметрашвили Д. И Нестационарная квазиодномерная модель планетарного пограничного слоя.- Тр. ЗакНИИ, М., Гидрометеиздат, 1989, вып. 91 (98). с.84-93.
  36. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1965, 875 с.
  37. Будыко М. И. Тепловой баланс поверхности Земли. Л., Гидрометеиздат, 1956, 254 с.
  38. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. Л., Гидрометеиздат. 1981, 311 с.
  39. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат 1970.
  40. Казаков А. Л., Лазриев Г. Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1978, т.14, № 3.
  41. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. М., Наука, 1980, 455 с.
  42. Lettau H. H., Davidson B. Exploring the atmosphere's first mile.-New York, Pergamon Press, 1957, v. 2.