



ალექსანდრე სურმავა, ლიანა ინჭკირველი,
ვეფხია კუხალაშვილი

საქართველოს ატმოსფეროში მტვრის
ტრანსსასაზღვრო, რეგიონული და ლოკალური
გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

თბილისი 2021

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი

ალექსანდრე სურმაგა, ლიანა ინწკირველი,
ვეფხია კუხალაშვილი

საქართველოს ატმოსფეროში მტვრის
ტრანსსასაზღვრო, რეგიონული და ლოკალური
ბავრცელების რიცხვითი მოდელირება



დამტკიცებულია მონოგრაფიად
საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის
სარედაქციო-საგამომცემლო საბჭოს
მიერ. 07.07.2021, ოქმი №1

თბილისი

2021

წიგნი ეძღვნება საქართველოს ატმოსფეროში მტვრის გავრცელების რიცხვითი მოდელირების პრობლემებს. მასში მოცემულია ატმოსფეროში მტვრის გადატანა-დიფუზიის მათემატიკური მოდელი, მიღებულია შესაბამისი განტოლებათა სისტემა, მოცემულია განტოლებათა რიცხვითი ინტეგრირების ალგორითმი და გაანალიზებულია მოდელის რეალიზაციის შედეგები. კერძოდ, შესწავლილია მტვრის ტრანსსასაზღვრო, რეგიონული და ლოკალური გავრცელების თავისებურებები, სხვადასხვა მასშტაბის რელიეფის გავლენა მტვრის გადატანა-დიფუზიის პროცესზე. მოდელი შეიძლება წარმატებით გამოიყენონ რთული რელიეფის ტერიტორიებზე ატმოსფეროს დამაბინძურებელი ნივთიერებების გავრცელების თეორიული შესწავლისათვის.

წიგნი განკუთვნილია გარემოს დაბინძურების პრობლემებზე მომუშავე მეცნიერ-მკვლევარების, პრაქტიკოს ეკოლოგების და ატმოსფერული ჰაერის უსაფრთხოების საკითხებით დაინტერესებული სპეციალისტებისათვის. ის შეიძლება გამოიყენონ როგორც დამხმარე ლიტერატურა ეკოლოგიური პროფილის ბაკალავრებმა, მაგისტრანტებმა და დოქტორანტებმა.

რეცენზენტები: საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ქიმიური ტექნოლოგიისა და მეტალურგიის ფაკულტეტის პროფესორი, ქიმიურ მეცნიერებათა დოქტორი ლეილა გვერდწითელი,

გარემოს ეროვნული სააგენტოს ჰიდრომეტეოროლოგიის დეპარტამენტის უფროსის მრჩეველი, ფიზიკა-მათემატიკის აკადემიური დოქტორი გიორგი კორძახია,

ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის ზღვისა და ატმოსფეროს დინამიკის მოდელირების სექტორის ხელმძღვანელი, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი დემურ დემეტრაშვილი



კვლევა განხორციელდა “შოთა რუსთაველის საქართველოს ეროვნული სამეცნიერო ფონდის ფინანსური მხარდაჭერით გრანტი [FR-18-3667]”

© საგამომცემლო სახლი „ტექნიკური უნივერსიტეტი“, 2021

ISBN 978-9941-28-810-4

<http://www.gtu.ge>



ყველა უფლება დაცულია. ამ წიგნის არც ერთი ნაწილის (იქნება ეს ტექსტი, ფოტო, ილუსტრაცია თუ სხვა) გამოყენება არანაირი ფორმით და საშუალებით (იქნება ეს ელექტრონული თუ მექანიკური) არ შეიძლება გამომცემლის წერილობითი ნებართვის გარეშე.

საავტორო უფლებების დარღვევა ისჯება კანონით.

წიგნში მოყვანილი ფაქტების სიზუსტეზე პასუხისმგებელია ავტორი/ავტორები.

ავტორის/ავტორთა პოზიციას შეიძლება არ ემთხვეოდეს საგამომცემლო სახლის პოზიციას.

სარჩევი

შესავალი.....	5
თავი 1	
ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის და მინარევების გავრცელების განტოლებები.....	6
1.1 ატმოსფერული ჰაერის დაბიძურების კვლევის მოკლე მიმოხილვა	6
1.2 რეგიონული, ლოკალური ატმოსფერული პროცესების და მინარევების გადატანა-დიფუზიის განტოლებათა სისტემა.....	8
1.3 განტოლებათა სისტემის გამარტივება.....	13
1.3.1 თავისუფალი კონვექციის მეთოდი.....	13
1.3.2 მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების განტოლებები ζ კოორდინატთა სისტემაში.....	14
1.3.3 საწყისი და სასაზღვრო პირობები.....	17
1.4 ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მეტეოროლოგიური ველებისა და კონცენტრაციების განსაზღვრის მეთოდი.....	21
თავი 2	
კავკასიის რეგიონში ჰიპოთეტური წყაროდან ავარიულად ამოფრქვეული პასიური აეროზოლის ტრანსსასაზღვრო გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	22
2.1 ქ. ფოთში ჰიპოთეტური ავარიის შედეგად ამოფრქვეული აეროზოლის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	23
2.2 ქ. ბაქოს მიდამოებში ჰიპოთეტური წყაროდან ამოფრქვეული აეროზოლის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	27
2.3 ქ. მეწამორში ჰიპოთეტური ავარიის შედეგად ამოფრქვეული რადიაქტიური აეროზოლის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	27
თავი 3	
საქართველოში მტვრის რეგიონული გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	35
3.1 კახეთის რეგიონის ატმოსფეროში მტვრის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	35
3.1.1 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს.....	37
3.1.2 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური დასავლეთის ქარის დროს.....	43
3.1.3 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური სამხრეთის ქარის დროს.....	46
3.1.4 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური ჩრდილოეთის ქარის დროს.....	51
3.1.5 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება არასტაციონალური ემისიის და ფონური დასავლეთის ქარის დროს.....	57
3.2 აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ ნაწილში მტვრის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	65
3.2.1 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს.....	66
3.2.2 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური დასავლეთის ქარის დროს.....	69

3.2.3 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური სამხრეთის ქარის დროს.....	72
3.2.4 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური ჩრდილოეთის ქარის დროს.....	74
თავი 4	
ქ. თბილისის ატმოსფეროში მტვრის ლოკალური გავრცელების რიცხვითი მოდელირება.....	77
4.1 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს.....	79
4.2 ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური დასავლეთის ქარის დროს.....	87
დასკვნა.....	99
დანართი 1.....	102
დანართი 2.....	104
ლიტერატურა.....	110
რეზიუმე ინგლისურად.....	115

შესავალი

XX საუკუნის მეორე ნახევარში მრეწველობისა და ავტოტრანსპორტის ინტენსიურმა განვითარებამ და მასთან დაკავშირებულმა ატმოსფეროს ანთროპოგენული დატვირთვის ზრდამ მეტად საშიში კლიმატური, გარემოს დაცვისა და ადამიანთა ჯანმრთელობის შენარჩუნების პრობლემები შექმნა. მათი დაძლევა გადაიქცა კონკრეტულ სახელმწიფოებრივ და საერთაშორისო-პრაქტიკულ და სამეცნიერო ამოცანად.

საქართველოში, ისევე როგორც მსოფლიოს მრავალ ქვეყანაში, ატმოსფეროზე ნეგატიური ანთროპოგენული ზემოქმედების დონის შეფასებისა და შემცირების მიზნით გატარებულია ატმოსფეროს დაცვითი პრაქტიკული ღონისძიებები, მიღებულია „საქართველოს კანონი ატმოსფერული ჰაერის დაცვის შესახებ“ (1999 წ.), ჩატარებულია სამეცნიერო-კვლევითი სამუშაოები, დაიწყო განხორციელება ატმოსფერული ჰაერის ხარისხის მონიტორინგის სისტემამ.

საქართველოში ატმოსფერული ჰაერის მონიტორინგის სისტემის ჩამოყალიბება იწყება 20-ე საუკუნის 60-იანი წლებიდან. იქმნება ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურებაზე დაკვირვების ქსელი, ისაზღვრება დამაბინძურებელ ნივთიერებათა ნომენკლატურა, ინერგება ინგრედიენტთა კონცენტრაციების განსაზღვრისა და დაბინძურების დონის შეფასების მეთოდები. აღნიშნული სამუშაოების განხორციელებაში დიდი წვლილი მიუძღვით მეცნიერებს და პრაქტიკოს მკვლევარებს: შ. გავაშელს, გ. გუნიას, ა. სურმაგას, ნ. ბუაჩიძეს, დ. მონასელიძეს, ნ. კახიძეს, თ. მაღლაკელიძეს, ჯ. ძიგუას, დ. ეჯიბიას და სხვ. 2017 წ-დან იწყება ახალი, დაკვირვების მონიტორინგის ავტომატურ სისტემებზე გადასვლის ეტაპი, რომელსაც ახორციელებს საქართველოს გარემოს დაცვისა და სოფლის მეურნეობის სამინისტროს გარემოს ეროვნული სააგენტო.

მნიშვნელოვანი წვლილი საქართველოს ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების პრობლემების მეცნიერულ შესწავლაში შეტანილი აქვთ მეცნიერებს: ს. გუნიას, გ. გუნიას, ზ. ხვედელიძეს, ა. ამირანაშვილს, დ. დემეტრაშვილს, ა. სურმაგას, ლ. გვერდწითელს, ლ. ინწკირველს, თ. დავითაშვილს, ვ. ჩიხლაძეს დ. კირკიტაძეს და სხვ. მათ ნაშრომებში გაანალიზებულია საქართველოს ადმინისტრაციულ და ინდუსტრიულ ცენტრებში ატმოსფეროს ძირითად და სპეციფიურ დამაბინძურებელ ნივთიერებათა სტატისტიკური მახასიათებლები, კონცენტრაციების სივრცეში განაწილების და დროში ცვლილების თავისებურებები და სხვა საკითხები.

წარმოდგენილ მონოგრაფიაში ავტორები შემოისაზღვრნენ უკანასკნელ წლებში ჩატარებული კვლევების შედეგების გადმოცემით. კვლევები ეხება კავკასიისა და საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს ერთ-ერთი ძირითადი დამაბინძურებელი ინგრედიენტის - მტვრის ტრანსპორტირებას, რეგიონული და ლოკალური გავრცელების მათემატიკური მოდელების შექმნას, რიცხვითი რეალიზაციის ალგორითმების დამუშავებას და გამოთვლებით მიღებული შედეგების ანალიზს. მონოგრაფიაში მოყვანილი მოდელები შეიძლება წარმატებით გამოიყენონ საქართველოს და სხვა რთული რელიეფის რეგიონების ატმოსფეროში სხვადასხვა დამაბინძურებელი ინგრედიენტების გავრცელების მოდელირებისათვის.

ავტორები უხდიან მადლობას მეცნიერ - მკვლევარს ნ. გიგაურს რომელმაც აქტიური მონაწილეობა მიიღო მოდელის პერსონალურ კომპიუტერზე რეალიზაციის, ვიზუალიზაციის პროგრამების დამუშავებისა და შედეგების ინტერპრეტაციის სტადიებზე.

ავტორები მადლობას უხდიან საქალაქო სემინარის „გეოფიზიკური და ეკოლოგიური პროცესების მათემატიკური მოდელირების“ მონაწილეებს: დ. დემეტრაშვილს, კ. თავართქილაძეს, ზ. ხვედელიძეს, ი. შეყრილაძეს, გ. მეტრეველს, ა. ამირანაშვილს, და საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის სამეცნიერო სემინარის მონაწილეებს: თ. ცინცაძეს, ნ. ბუაჩიძეს, გ. მელაძეს, გ. კორძაბიას, ნ. კაპანაძეს, აწ განსვენებულ ღვაწლმოსილ მეცნიერებს ა. კორძაძეს, ა. გველესიანს, ბ. ბერიტაშვილს მონოგრაფიაში მოყვანილი საკითხების განხილვის პროცესში გამოთქმული შენიშვნებისა და რჩევებისათვის.

ავტორები მადლობას უხდიან შოთა რუსთაველის ეროვნული სამეცნიერო ფონდს, რომლის FR-18 -3667 გრანტის ფარგლებში დამუშავებული იქნა მონოგრაფიის მნიშვნელოვანი ნაწილი და დაფინანსდა მისი გამოცემა.

თავი 1

ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკისა და მინარევების გავრცელების განტოლებები

1.1 . ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების კვლევის მოკლე მიმოხილვა

ადამიანის ჯანმრთელობა და გარემოს ეკოლოგიური მდგომარეობა მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ატმოსფერული ჰაერის სისუფთავის ხარისხზე [1-4]. ჯანდაცვის მსოფლიო ორგანიზაციის მონაცემებით 2016 წელს მოსახლეობის სიკვდილიანობის 7.6% გამოწვეული იყო ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურებით [5]. ძლიერია ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების ნეგატიური ზემოქმედება მცენარეთა ზრდა-განვითარებაზე და სოფლის მეურნეობაზე [6]. შესაბამისად, გარემოს დაბინძურების შესწავლა და დაბინძურების შემცირების ღონისძიებების დამუშავება მნიშვნელოვან ეკოლოგიურ და საზოგადოების ჯანმრთელობის დაცვის ამოცანას წარმოადგენს. ეს პრობლემა განსაკუთრებით აქტუალურია ინდუსტრიული ცენტრებისა და დიდი ქალაქებისთვის, რომლებიც დაბინძურების წყაროების სიმრავლით, მრავალფეროვნებით და დაბინძურების მაღალი დონეებით გამოირჩევა.

ადმინისტრაციულ ცენტრებში და დიდ ქალაქებში განსაკუთრებით აქტუალურია ავტოტრანსპორტის ამონაფრქვევების შედეგად გამოწვეული ზემოქმედება ადამიანთა ჯანმრთელობაზე [7]. გამოკვლევები აჩვენებს, რომ ისინი მნიშვნელოვანწილად განაპირობებენ ასთმურ დაავადებას [8, 9], სისხლის მაღალ წნევას [10], ფილტვების კიბოს [11], დიაბეტს [12] და ვადაზე ადრეულ სიკვდილს [10, 13].

თბილისი, საქართველოს ადმინისტრაციული ცენტრი და სამხრეთ კავკასიის ერთ-ერთი უდიდესი ქალაქი, არ არის გამონაკლისი. მართალია, იგი არ არის მსოფლიოს 500 ყველაზე დაბინძურებულ ქალაქთა რიცხვში [14], მაგრამ საქართველოს გარემოს დაცვისა და სოფლის მეურნეობის სამინისტროს მონაცემებით, მტვრის და მიკრო ნაწილაკების კონცენტრაცია ხშირად აღემატება მაქსიმალურ დასაშვებ დონეს [15]. მსგავსი სიტუაციაა აგრეთვე საქართველოს ინდუსტრიულ ქალაქებში: რუსთავში, ზესტაფონში, ქუთაისში [16-20].

ქ. თბილისში არ არის ატმოსფერული ჰაერის დამაბინძურებელი მძლავრი სტაციონალური სამრეწველო ობიექტები, ამიტომ დაბინძურების ძირითად წყაროს წარმოადგენს ავტოტრანსპორტის გამონაბოლქვი. ავტოტრანსპორტის გავლენა ჰაერის დაბინძურებაზე შეისწავლება სტაციონალური ნატურული დაკვირვების, ექსპერიმენტული გაზომვების, მათემატიკური და რიცხვითი მოდელირების საშუალებით [21-25].

მტვერი და PM_{2.5}, PM₁₀ ნაწილაკები - ავტოტრანსპორტის მოძრაობისას გამოყოფილი ერთ-ერთი ძირითადი დამაბინძურებელი ინგრედიენტებია. მათი ოდენობა, სივრცული განაწილება და კავშირი ავტოტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობასთან დიდ ქალაქებსა და ავტომარგისტრალზე გამოკვლეულია ნაშრომებში [26-29]. ნაჩვენებია რომ, როდესაც ავტომობილის მოძრაობის ინტენსივობა 1200 ავტ/სთ-ია, ატმოსფეროში მტვრის ერთჯერადი კონცენტრაცია აღწევს 1.5 ზღვრულად დასაშვებ კონცენტრაციას (ზდკ), ხოლო PM_{2.5}, PM₁₀ -ის საშუალო დღეღამური გადაჭარბება ზდკ-ზე არ დაიკვირვება. ასევე მიღებულია, რომ PM_{2.5}, PM₁₀ და მტვრის კონცენტრაციებისა და ტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობას შორის არსებობს დაახლოებით წრფივი დამოკიდებულება. განსაზრვულია საბურავებისა და ხუნდების ცვეთის შედეგად გარბენის ყოველ კილომეტრზე გამოფრქვეული მიკრონაწილაკების რაოდენობები. განსაზღვრულია ქუჩებში PM_{2.5} და PM₁₀-ის ცვლილების ინტერვალები. შეფასებულია სანკტ-პეტერბურგის წრიულ მაგისტრალზე პიკურ საათებში ძირითად დამაბინძურებელ ინგრედიენტთა დიფუზია და კონცენტრაციათა სივრცული განაწილება. შესწავლილია ინდუსტრიული და საკურორტო ქალაქების ატმოსფეროს წვრილდისპერსიული მტვრით დაბინძურება.

ატმოსფეროში აეროზოლების დიფუზიის კომპიუტერული მოდელირება წარმოადგეს ატმოსფეროს დაბინძურების შესწავლის ერთ-ერთ ძირითად მეთოდს [30,31]. თანამედროვე მოდელები შეიძლება დაიყოს ოთხ ძირითად ჯგუფად.

გაუსის მოდელები გვაძლევენ კონცენტრაციის განაწილებას სივრცეში, რომელიც გამოისახება ანალიზური ფუნქციებით. მოდელებში დაშვებულია, რომ ნივთიერების კონცენტრაციის სივრცეში განაწილების მათემატიკური გამოსახულება წარმოადგენს გადატანა-დიფუზიის გამარტივებული განტოლების ანალიზურ ამოხსნას და ის ანალოგიურია გაუსის ნორმალური განაწილების ფუნქციის. [31, 32]-ში მიღებულია გაუსის სამგანზომილებიანი მოდელის ანალიზური ამოხსნა. პრაქტიკული გათვლებისა და თეორიული გამოკვლევებისათვის ფართოდ გამოიყენება შემდეგი მოდელები: AERMOD არის ამონაფრქვევების ჩირაღდნის გაუსის სტაციონალური ტიპის მოდელი, რომელიც ძირითად პარამეტრად იყენებს ქარის სიჩქარეს და მასთან ერთად სხვა ჰიდრომეტეოროლოგიურ სიდიდეებს; BLP არის გაუსის ტიპის მოდელი, რომელიც იძლევა საშუალებას განისაზღვროს სამრეწველო სტაციონალური ამონაფრქვევების მიერ შექმნილი კონცენტრაციები; CALINE3 გაუსის ტიპის სტაციონალური მოდელია და განსაზღვრავს სამრეწველო ამონაფრქვევებით ქვეფენილ ზედაპირზე შექმნილ კონცენტრაციებს; CTDMPPLUS რთული რელიეფისა და არამდგრადი სტრატეფიკაციის პირობებში კონცენტრაციის განსაზღვრის გაუსის ტიპის მოდელია; OCD არის გაუსის ტიპის სანაპირო ზონების დაბინძურების მოდელი; ADAM წარმოადგენს მოდიფიცირებულ გაუსის მოდელს, რომელიც ითვალისწინებს ქიმიურ, თერმოდინამიკურ და ანთროპოგენურ პროცესებს.

ემპირიული მოდელები დამუშავებულია დაკვირვების მონაცემების ანალიზის და თეორიული კვლევების შედეგების განზოგადების საშუალებით. ისინი კონცენტრაციის განაწილებას დროში და სივრცეში აღწერენ ანალიზური ფუნქციების საშუალებით. ემპირიული მოდელები იყენებენ რეგიონის დამახასიათებელ მეტეოროლოგიურ სიდიდეებს, ამოფრქვევის წყაროების გეომეტრიულ, დინამიკურ და თერმიულ სიდიდეებს [33]. ეს მოდელები იძლევა საშუალებას შევასდეს გარემოზე ანტროპოგენური ზემოქმედების დონე.

ლაგრანჟის ტიპის მოდელებში კონცენტრაცია განისაზღვრება, როგორც ინტეგრალი ალბათობის ფუნქციის დროითი და სივრცითი განაწილების და დამაბინძურებელ ინგრედიენტთა წყაროს ჰიდროთერმოდინამიკის აღმწერი ფუნქციების ნამრავლიდან [34]. ლაგრანჟის ტიპის მოდელები გამოიყენება α -მეზომასშტაბის მქონე გადატანა-დიფუზიის პროცესების აღწერისათვის.

დიდი გამოყენება აქვს ატმოსფერული ჰაერის სისუფთავის ხარისხის პროგნოსტიკულ, დიაგნოსტიკურ და ეილერის ქიმიურ მოდელებს. მონოგრაფიებში და სტატიებში [33, 35-39] მოცემულია ეილერის ტიპის მათემატიკური მოდელების თეორიული საფუძვლები, მათი რეალიზაციის მეთოდები და პრაქტიკული სახის ამოცანების გადაწყვეტის გზები. ნაჩვენებია, რომ დამაბინძურებელი ნივთიერებების ატმოსფეროში გავრცელების პროცესი შეიძლება აღიწეროს უწყვეტ გარემოში ქიმიური სუბსტანციის გადატანა-დიფუზიის განტოლებით და მათი რიცხვითი ამოხსნით. მოდელები ითვალისწინებენ ატმოსფეროში მიმდინარე მინარევების ქიმიური გარდაქმნებს, ბირთვულ დაშლას, ფოტოდისიპაციას, აეროზოლების კოაგულაციას, და სხვა კინეტიკურ პროცესებს. ეილერის მოდელები ჩართულია ამინდის მაღალი გარჩევის უნარის მქონე მეზომეტეოროლოგიურ მოდელებში. ამ მოდელების რეალიზაცია ხორციელდება სუპერკომპიუტერებზე. ეს კომპიუტერული სისტემებია WRF-Chem, MM5/chemistry, Nodele-3/CMAQ, CMAQ-MOS, CMAQ-ANNS, WRF-ADAMS, CALPUFF-WRFAERMOD და სხვ [66]. ისინი გამოყენებულია მსოფლიოს მოწინავე ქვეყნებში პრაქტიკული და სამეცნიერო-კვლევითი მიზნით.

აღნიშნული ეკოლოგიური კომპიუტერული სისტემების გარდა, ევროპის უმეტეს ქვეყნებში შექმნილია ატმოსფეროს დაბინძურების კვლევის საკუთარი მოდელები: AEROPOL (ესტონეთი), ATSTEP და AUSTAL2000 (გერმანია), BUO-FMI (ფინეთი), CAR-International (ნიდერლანდი), DIPCOT, DISPERSION21 და Airviro Gauss (შვეცია), DISPLAY-2 (საბერძნეთი), EK100W (პოლონეთი), FARM (იტალია), GRAL (ავსტრია), HAVAR (ჩეხეთი), IFDM (ბელგია), INPUFF-U (რუმინეთი) და სხვა. ზემოთ აღნიშნული და სხვა მოდელების გამოყენებით ჩატარებულია მრავალრიცხოვანი გამოკვლევები.

ნაშრომებში [40,41] გამოკვლეულია ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების პრობლემები სხვადასხვა ჰორიზონტალური და ვერტიკალური მასშტაბის დინამიკური, ქიმიური, კინეტიკური პროცესების და გარემოს დაცვის პრობლემების გათვალისწინებით. ატმოსფეროში მიმდინარე თერმოდინამიკური პროცესებისა და აეროზოლების კინეტიკის აქტუალური პრობლემები შესწავლილია შრომებში [42, 43]. მათში ნაგარაუდებია, რომ სამგანზომილებიანი მოდელირების დროს ადგილი აქვს გაზაეროზოლური სისტემის მყისიერ წონასწორობას.

ატმოსფეროში დამაბინძურებელი ინგრედიენტები მეზომასშტაბური და ლოკალური გადატანის მოდელირების პრობლემებია განხილული ნაშრომებში [44-48]. [45] ეძღვნება ატმოსფეროს დაბინძურების დიდმასშტაბიანი დისპერსიული მოდელის (EURAD) და ქ. თბილისის ჰაერის დაბინძურების მოდელის დაკავშირების პრობლემას.

ქალაქებისა და მის მიმდებარე ტერიტორიებზე დამაბინძურებელ ინგრედიენტთა მეზო და ლოკალური მასშტაბის მოდელირება გამოწვეული ავტოტრანსპორტისა და სხვა წყაროების მიერ შესრულებლია [49-51]-ში. ურბანული სივრცეების და ქალაქის ქუჩების მიკროაეროზოლებით დაბინძურების პრობლემები განხილულია ნაშრომებში [52-57]. მათში მოდელირებით და ექსპერიმენტული გაზომვებით შესწავლილია ქუჩის და მასზე მდებარე შენობების გავლენა PM10-ის კონცენტრაციის განაწილებაზე სხვადასხვა ქარის შემთხვევაში. მიღებულია, რომ ქუჩის პერპენდიკულარული ქარის დროს ადგილი აქვს კონცენტრაციის გაზრდას კანიონის ბოლოებში. ქუჩის პარალელური ქარის დროს კონცენტრაციის გაზრდა მიღებულია ქუჩის შუა ნაწილში. გამოკვლეულია ასევე კონცენტრაციის დამოკიდებულება ქარის სიძლიერეზე და შენობების სიმაღლეზე.

სამხრეთ კავკასიაში, საქართველოსა და მის რეგიონებში ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების პრობლემის შესასწავლად დამუშავებულია დამაბინძურებელ ნივთიერებათა გავრცელების რეგიონული [58-62] და ლოკალური [63-65] მოდელები. პროცესის აღსაწერად მოდელები იყენებენ ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის არასტაციონალურ არაწრფივ სამგანზომილებიან განტოლებათა სისტემას და ნივთიერების გადატანა-დიფუზიის განტოლებას რთული რელიეფის ტერიტორიებისათვის. რელიეფის აღწერისათვის გამოყენებულია ოროგრაფიის მიმყოფი კოორდინატთა სისტემა. რიცხვითი გამოთვლები განხორციელებულია გ. მარჩუკის და ფ. შუმანის მიერ დამუშავებული მეთოდების გამოყენებით. მიღებულია მავნე ინგრედიენტთა გადატანის შესაძლო ტრასები, შესწავლილია ქედების გავლენა ჰაერის მოძრაობის მიმართულებებზე და სხვა. განსაზღვრულია ნიადაგზე დაფენილი დამაბინძურებელი ინგრედიენტების ზედაპირული კონცენტრაციები.

1.2. რეგიონული, ლოკალური ატმოსფერული პროცესების და მინარევების გადატანა-დიფუზიის განტოლებათა სისტემა

როდესაც ტროპოსფეროში მიმდინარე რეგიონული, ლოკალური ჰიდრომეტეოროლოგიური და ეკოლოგიური პროცესების ჰორიზონტალური მასშტაბები 1 - 2000 კმ-ის ფარგლებშია, ასეთ შემთხვევაში შეიძლება არ გავითვალისწინოთ დედამიწის სფერულობა და პროცესების მათემატიკურად აღსაწერად გამოვიყენოთ დეკარტეს მართკუთხა კოორდინატთა სისტემა (x, y, z). ღერძები x, y და z მიმართულია აღმოსავლეთით, ჩრდილოეთით და ვერტიკალურად ზევით. მაშინ, ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ტურბულიზებულ ატმოსფეროში საწყის განტოლებათა სისტემა, საკმაოდ ზოგადი დაშვებების ფარგლებში, შეიძლება ჩაიწეროს შემდეგი სახით [66, 67]:

1. მოძრაობის განტოლებები:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + lv - l_1 w + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - lu + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial v}{\partial z}, \end{aligned} \quad (1.1)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - I_1 u - g + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial w}{\partial z}.$$

2. უწყვეტობის განტოლება:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0. \quad (1.2)$$

3. მდგომარეობის (კლაპეირონის) განტოლება:

$$p = R\rho T. \quad (1.3)$$

4. სითბოს მოძინების განტოლება:

$$\frac{dT}{dt} - \frac{\gamma_a}{g\rho} \frac{dp}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial T}{\partial z} + L_1. \quad (1.4)$$

5. წყლის ორთქლის ცვლილების განტოლება:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial q}{\partial z} + \phi_c - L. \quad (1.5)$$

6. ღრუბლის წყლის ცვლილების განტოლება:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial m}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial m}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial m}{\partial z} - \phi_c - \frac{\partial N}{\partial t}. \quad (1.6)$$

7. ატმოსფერული აეროზოლის კონცენტრაციის ცვლილების განტოლება:

$$\frac{dC_0}{dt} - w_s \frac{\partial C_0}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial C_0}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial C_0}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial C_0}{\partial z} + S_0. \quad (1.7)$$

ამ განტოლებებში t დროა; u , v , და w - x , y და z ღერძების გასწვრივ მიმართული ქარის სიჩქარის მდგენელია; T , p და ρ ატმოსფეროს ტემპერატურა, წნევა და სიმკვრივეა; q წყლის ორთქლის მასური წილია; m ღრუბლის წყლის მასური წილია; C_0 ატმოსფეროს დამაბინძურებელი ინგრედიენტის კონცენტრაციაა; w_s მინარევის გრავიტაციული დაღეჯვის სიჩქარეა; g თავისუფალი ვარდნის აჩქარებაა; R ფარდობითი გაზური მუდმივაა ატმოსფერული ჰაერისათვის; $I = 2\omega \sin \tilde{\varphi}$ კორიოლისის პარამეტრია; $I_1 = 2\omega \cos \tilde{\varphi}$; ω დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარის აბსოლუტური მნიშვნელობაა; $\tilde{\varphi}$ რეგიონის გეოგრაფიული განედა; $L_1 = L\phi_c / \rho C_p$; L კონდენსაციის ფარული სითბოა; ϕ_c კონდენსაციის სიჩქარეა; S_0 ატმოსფეროში დამაბინძურებელი ინგრედიენტის ამოფრქვევის სიჩქარეა; C_p მუდმივი წნევის პირობებში მშრალი ჰაერის კუთხური სითბოტევადობაა; $\partial N / \partial t$ ნალექების ინტენსივობაა; μ ჰორიზონტალური ტურბულენტობის კინემატიკური კოეფიციენტი; ν ვერტიკალური ტურბულენტობის კინემატიკური კოეფიციენტი [101, 102]

$$\mu = \Delta x \Delta y \sqrt{2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2}; \quad \nu = (0.05 \Delta z)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}};$$

$\Delta x, \Delta y, \Delta z$ მუდმივი პარამეტრებია; ოპერატორი $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$.

განტოლებათა სისტემა (1.1)–(1.7) რთულია, მისი ინტეგრირება ზოგადი სახით შეუძლებელია. მოვახდინოთ მისი გამარტივება. ჩავატაროთ შესასწავლი პროცესების მასშტაბური ანალიზი. გამოვიყენოთ მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების გეომეტრიული და დროითი მასშტაბის ცნება [68–71]. პროცესის მახასიათებელი გეომეტრიული მასშტაბი ვუწოდოთ მანძილს, რომელიც ტოლია ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესის შესაბამისი შემფოთების ტალღის სიგრძის, ხოლო დროითი მახასიათებელი მასშტაბი კი - აღნიშნული შემფოთების რხევის პერიოდს. მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესებისათვის ჰორიზონტალური მასშტაბების სიდიდე x, y და z ღერძების გასწვრივ აღვნიშნოთ X, Y და Z .

მეტეოროლოგიური სიდიდეების მახასიათებელი მნიშვნელობები განვსაზღვროთ პროცესისათვის დამახასიათებელი საშუალო მნიშვნელობის ტოლად, ხოლო ცვლილების მახასიათებელი მნიშვნელობა - ცვლილების საშუალო სიდიდის ტოლად. აღნიშნული მახასიათებელი მნიშვნელობები რაოდენობრივად განისაზღვრება მეტეოროლოგიურ მოვლენაზე ნატურული დაკვირვების მასალების ანალიზის საშუალებით [72, 73].

ჩავატაროთ მასშტაბური ანალიზი. განვიხილოთ (1.1) განტოლებები და განვსაზღვროთ გეომეტრიული და მეტეოროლოგიური სიდიდეები შემდეგი სახით:

$$t = \tau'; \quad x = Xx'; \quad y = Yy'; \quad z = Zz'; \quad u = Uu'; \quad v = Vv'; \quad w = Ww';$$

$$p = Pp'; \quad \rho = \bar{\rho}\rho'; \quad T = \bar{T}T'; \quad L_1 = \bar{L}_1L_1.$$

აქ ასომთავრული და შტრიხით მონიშნული სიდიდეები აღნიშნავენ მეტეოროლოგიური სიდიდეების მახასიათებელ მნიშვნელობებს და ერთეულოვან უგანზომილებო ფიზიკურ სიდიდეებს, შესაბამისად. საშუალო მასშტაბის ატმოსფერული პროცესების შემთხვევებში [71–74]:

$$\tau \approx 10^5 \text{ წმ}; \quad X = Y \approx 10^6 \text{ მ}; \quad Z \approx 10^4 \text{ მ}; \quad U = V \approx 10 \text{ მ/წმ}; \quad W \approx 0.05 \text{ მ/წმ}; \quad P \approx 5 \times 10^4 \text{ პა}; \quad \bar{\rho} \approx 1 \text{ კგ/მ}^3;$$

$$\delta_{x,y,z}(U, V, W) \approx U, V, W; \quad \mu \approx 5 \times (10^3 \div 10^4) \text{ მ}^2/\text{წმ}; \quad \nu \approx 10^{-2} \text{ მ}^2/\text{წმ} \text{ თავისუფალ ატმოსფეროში და}$$

$$\nu \approx 10 \text{ მ}^2/\text{წმ} \text{ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში}; \quad \bar{T} \approx 300 \text{ K}; \quad \delta_{t,x,y}\bar{T} \approx 10 \text{ K}; \quad \delta_z\bar{T} \approx 30 \text{ K};$$

$$\delta_{t,x,y}P \approx 5 \times 10^2 \text{ პა}; \quad \delta_zP \approx 5 \times 10^4 \text{ პა}; \quad \delta_z\bar{\rho} \approx 4 \times 10^{-1} \text{ კგ/მ}^3; \quad \delta_{t,x,y}\rho = 5 \times 10^{-2} \text{ კგ/მ}^3; \quad \gamma_a = 9 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{K/მ}.$$

მოცემულ აღნიშვნებში (1.1)-ის პირველი განტოლება მიღებს სახეს:

$$\frac{U}{\tau} \frac{\partial u'}{\partial t'} + \frac{UU}{X} u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{VU}{Y} v' \frac{\partial u'}{\partial y'} + \frac{WU}{Z} w' \frac{\partial u'}{\partial z'} = -\frac{\delta_x P}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x'} + IVv' - I_1 Ww'$$

$$+ \mu \frac{U}{X^2} \frac{\partial^2 u'}{\partial x'^2} + \mu \frac{U}{Y^2} \frac{\partial^2 u'}{\partial y'^2} + \nu \frac{U}{Z^2} \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2}.$$

(1.8) განტოლებაში მახასიათებელი სიდიდეების მნიშვნელობების ჩასმით მივიღებთ:

$$10^{-4} \frac{\partial u'}{\partial t'} + 10^{-4} u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + 10^{-4} v' \frac{\partial u'}{\partial y'} + 5 \times 10^{-5} w' \frac{\partial u'}{\partial z'} = -10^{-3} \frac{\partial p'}{\partial x'} + 10^{-3} v' - 5 \times 10^{-6} w'$$

$$+ 5(10^{-7} \div 10^{-8}) \frac{\partial^2 u'}{\partial x'^2} + 5(10^{-7} \div 10^{-8}) \frac{\partial^2 u'}{\partial y'^2} + \left[\begin{matrix} 10^{-8} \div 10^{-9} \\ (10^{-3} \div 10^{-4}) \end{matrix} \right] \frac{\partial^2 u'}{\partial z'^2}.$$

ანალოგიურად, (1.1)-ის მეორე და მესამე განტოლებებიდან მივიღებთ:

$$10^{-4} \frac{\partial v'}{\partial t'} + 10^{-4} u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + 10^{-4} v' \frac{\partial v'}{\partial y'} + 5 \times 10^{-5} w' \frac{\partial v'}{\partial z'} = -10^{-3} \frac{\partial p'}{\partial y'} - 10^{-3} u' + 5(10^{-7} \div 10^{-8}) \frac{\partial^2 v'}{\partial x'^2} + 5(10^{-7} \div 10^{-8}) \frac{\partial^2 v'}{\partial y'^2} + \left\{ \begin{array}{l} 10^{-8} \div 10^{-9} \\ (10^{-3} \div 10^{-4}) \end{array} \right\} \frac{\partial^2 v'}{\partial z'^2}; \quad (1.10)$$

$$5 \times 10^{-7} \frac{\partial w'}{\partial t'} + 5 \times 10^{-7} u' \frac{\partial w'}{\partial x'} + 5 \times 10^{-7} v' \frac{\partial w'}{\partial y'} + 2,5 \times 10^{-7} w' \frac{\partial w'}{\partial z'} = -10 \frac{\partial p'}{\partial z'} - 10 - 10^{-6} u' + 5 \times (10^{-9} \div 10^{-10}) \frac{\partial^2 w'}{\partial x'^2} + 5 \times (10^{-9} \div 10^{-10}) \frac{\partial^2 w'}{\partial y'^2} + \left\{ \begin{array}{l} 10^{-8} \div 10^{-9} \\ (10^{-4} \div 10^{-5}) \end{array} \right\} \frac{\partial^2 w'}{\partial z'^2}; \quad (1.11)$$

აქ ფიგურულ ფრჩხილებში მოთავსებული რიცხვები შეესაბამება მნიშვნელობებს თავისუფალ ატმოსფეროში (ზედა სიდიდე) და ატმოსფეროს პლანეტარულ სასაზღვრო ფენაში (ქვედა სიდიდე). (1.9)–(1.11) განტოლებიდან ჩანს, რომ საშუალო მასშტაბის პროცესის აღწერისას, მოძრაობის პირველ და მეორე განტოლებებში ძირითადი როლი ეკუთვნის: გეოსტროფიულ თანაფარდობას, არაწრფივ გადატანას და მეტეოლოგიკური დროში ლოკალურ ცვლილებას. განტოლებებში მათ შესაბამის წევრთა „წონითი“ სიდიდეები ერთი და მეტი რიგით აღემატება დანარჩენი წევრების „წონით“ სიდიდეებს. განსაკუთრებით დიდი სიზუსტით სრულდება კვაზი-სტატისტიკური თანაფარდობა მოძრაობის მესამე განტოლებაში.

განვიხილოთ სითბოს მოდენის განტოლება. მივიღებთ:

$$\frac{\delta_t \bar{T}}{\tau} \frac{\partial T'}{\partial t'} + \frac{U \delta_x \bar{T}}{X} u' \frac{\partial T'}{\partial x'} + \frac{V \delta_y \bar{T}}{Y} v' \frac{\partial T'}{\partial y'} + \frac{W \delta_z \bar{T}}{Z} w' \frac{\partial T'}{\partial z'} - \frac{\gamma_a}{g \bar{\rho} \rho'} \left(\frac{\delta_t P}{\tau} \frac{\partial p'}{\partial t'} + \frac{U \delta_x P}{X} u' \frac{\partial p'}{\partial x'} + \frac{V \delta_y P}{Y} v' \frac{\partial p'}{\partial y'} + \frac{W \delta_z P}{Z} w' \frac{\partial p'}{\partial z'} \right) = +\mu \frac{\bar{T}}{X^2} \frac{\partial^2 T'}{\partial x'^2} + \mu \frac{\bar{T}}{Y^2} \frac{\partial^2 T'}{\partial y'^2} + \frac{\bar{T}}{Z^2} v' \frac{\partial}{\partial z'} \frac{\partial T'}{\partial z'} + \bar{L}_1 L'_1;$$

სადაც გვაქვს:

$$10^{-4} \frac{\partial T'}{\partial t'} + 10^{-4} u' \frac{\partial T'}{\partial x'} + 10^{-4} v' \frac{\partial T'}{\partial y'} + 1,5 \times 10^{-4} w' \frac{\partial T'}{\partial z'} - 10^{-3} (5 \times 10^{-3} \frac{\partial p'}{\partial t'} + 5 \times 10^{-3} u' \frac{\partial p'}{\partial x'} + 5 \times 10^{-3} v' \frac{\partial p'}{\partial y'} + 2 \times 10^{-1} w' \frac{\partial p'}{\partial z'}) = + (10^{-6} \div 10^{-7}) \frac{\partial^2 T'}{\partial x'^2} + (10^{-6} \div 10^{-7}) \frac{\partial^2 T'}{\partial y'^2} + \left\{ \begin{array}{l} 10^{-8} \div 10^{-9} \\ (10^{-3} \div 10^{-4}) \end{array} \right\} \frac{\partial}{\partial z'} \frac{\partial T'}{\partial z'} + \left\{ \begin{array}{l} 0 \\ 10^{-3} \div 10^{-4} \end{array} \right\} L'. \quad (1.12)$$

უკანასკნელ წევრში ფიგურულ ფრჩხილებში მნიშვნელობა 0 შეესაბამება არანაჯერ გარემოს, მეორე - ნაჯერ გარემოს.

უწყვეტობის განტოლების მასშტაბური ანალიზი გვამღებს:

$$\frac{1}{\tau \bar{\rho}} \frac{\delta_t \bar{\rho}}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial t'} + \frac{U}{X} \frac{\delta_x \bar{\rho}}{\bar{\rho}} \frac{u'}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial x'} + \frac{V}{Y} \frac{\delta_y \bar{\rho}}{\bar{\rho}} \frac{v'}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial y'} + \frac{W}{Z} \frac{\delta_z \bar{\rho}}{\bar{\rho}} \frac{w'}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial z'} = 0.$$

მახასიათებელი სიდიდეების ჩასმით მივიღებთ:

$$5 \times 10^{-8} \frac{1}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial t'} + 10^{-5} \frac{\delta u'}{\delta x'} + 10^{-5} \frac{\delta v'}{\delta y'} + 5 \times 10^{-7} \frac{\delta w'}{\delta z'} + 5 \times 10^{-8} \frac{u'}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial x'} + 5 \times 10^{-8} \frac{v'}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial y'} + 5 \times 10^{-7} \frac{w'}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial z'} = 0. \quad (1.13)$$

ჩავატაროთ ანალოგიური შეფასებები (1.5)–(1.7) განტოლებებისათვის. შემოვიღოთ აღნიშვნები $q = Qq'$; $m = Mm'$; $C_0 = \bar{C}_0 C_0'$;

$$A = \begin{vmatrix} Q \\ M \\ \bar{C}_0 \end{vmatrix}, \quad \Psi = \begin{vmatrix} q' \\ m' \\ C_0' \end{vmatrix}, \quad B = \begin{vmatrix} 0 \\ 0 \\ W_s \end{vmatrix}, \quad F = \begin{vmatrix} -\phi_c \\ \phi_c \\ S_0 \end{vmatrix}.$$

ჩასმით მივიღებთ:

$$A \left(\frac{1}{\tau} \frac{\partial \Psi}{\partial t'} + \frac{U}{X} u' \frac{\partial \Psi}{\partial x'} + \frac{V}{Y} v' \frac{\partial \Psi}{\partial y'} + \frac{W}{Z} (w' - b) \frac{\partial \Psi}{\partial z'} \right) = A \left(\frac{\mu}{X^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x'^2} + \mu \frac{\mu}{Y^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y'^2} + \frac{v}{Z^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z'^2} \right) + F,$$

საიდანაც გვექნება:

$$10^{-4} \frac{\partial \Psi}{\partial t'} + 10^{-4} u' \frac{\partial \Psi}{\partial x'} + 10^{-4} v' \frac{\partial \Psi}{\partial y'} + 5 \times 10^{-5} \frac{W}{Z} (w' - b) \frac{\partial \Psi}{\partial z'} = 5(10^{-7} \div 10^{-8}) \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x'^2} + 5(10^{-7} \div 10^{-8}) \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y'^2} + \frac{v}{Z^2} \left\{ \frac{10^{-8} \div 10^{-9}}{(10^{-3} \div 10^{-4})} \right\} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z'^2} + F/A \quad (1.14)$$

შემოვისაზღვროთ მიღებულ ტოლობებში ორი უმაღლესი რიგის „წონითი“ მამრავლის მქონე წევრებით. უგულვებელვყოთ $\frac{\partial \rho'}{\partial t'}$, როგორც სწრაფი ბგერითი ტალღების აღმწერი ფუნქცია, რომელსაც არ გააჩნია განსახილველი ამოცანის ფარგლებში მეტეოროლოგიური მნიშვნელობა. ცნობილია, რომ რომ $\rho = \bar{\rho}(z)$ ნოტიო ატმოსფერული ჰაერის სიმკვრივის ვერტიკალური სტანდარტული განაწილებაა და სრულდება დიდი სიზუსტით. ვიხელმძღვანელოთ იმით, რომ რიცხვითი ინტეგრირებისას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მათემატიკურად კორექტული სასაზღვრო პირობების გამოყენებას. მაშინ დასაშვებია მცირე „წონითი“ წვლილის, მაგრამ რიცხვითი ინტეგრირების „კარგი“ თვისების მქონე, ჰორიზონტარული და ვერტიკალური ტურბულენტობის შესაბამისი წევრების გათვალისწინება განტოლებათა სისტემაში. შედეგად, თუ (1.9)–(1.14)–ის შესაბამისად, (1.1)–(1.7) განტოლებათა სისტემაში დავტოვებთ „დიდი“ წვლილის მქონე და ტურბულენტობის შემცველ წევრებს თავისუფალ ატმოსფეროს შემთხვევაში, მივიღებთ განტოლებათა სისტემას, რომელიც აღწერს ნოტიო ატმოსფეროში მიმდინარე მეზომასშტაბის ატმოსფერულ პროცესებს:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + lv + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - lu + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial v}{\partial z}, \\ -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g &= 0, \\ p &= R\rho T \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} w &= 0, \\ \frac{dT}{dt} - \frac{\gamma_a}{g\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial T}{\partial z} + L_1, \end{aligned} \quad (1.15)$$

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dt} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial q}{\partial z} + \phi_c - L, \\ \frac{dm}{dt} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial m}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial m}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial m}{\partial z} - \phi_c - \frac{\partial N}{\partial t} \\ \frac{dCo}{dt} - w_s \frac{\partial Co}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial Co}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial Co}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial Co}{\partial z} + So(t, x, y, z). \end{aligned}$$

(1.15) განტოლებათა სისტემის ინტეგრირება, შესაბამისი საწყისი და სასაზღვრო პირობებით, რთული პრობლემაა, როგორც მათემატიკური ინტეგრირების, ისე გეოფიზიკური ველებისა განსაზღვრის თვალსაზრისით. სისტემა არის არაწრფივი და სამგანზომილებიანი. მასში შედის მეტეოროლოგიური ველები, რომლებიც ფორმირებულია როგორც მეზომასშტაბის, უფრო დიდი - დედამიწაზე მიმდინარე პლანეტური მასშტაბის ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესებით: მზის და დედამიწის ურთიერთქმედების შედეგად ფორმირებული პლანეტური მასშტაბის მეტეოროლოგიური ველების ვერტიკალური განაწილება და ცირკულაციური სისტემები; ოკეანის და ხმელეთის ზედაპირის გეოფიზიკური ველები და სხვ. არსებობს პრობლემის დაძლევის შემდეგი ორი გზა: პირველი - დიდმასშტაბიანი ან პლანეტური მასშტაბის პროცესების შესაბამისი ჰიდრომეტეოროლოგიური ველები განისაზღვროს ატმოსფერული პროცესების ზოგადი ცირკულაციური მოდელების საშუალებით, ან მეორე - მათ მნიშვნელობებად მიღებულ იქნეს ველები, რომლებიც განსაზღვრული და ცნობილია არსებული მეტეოროლოგიური, აეროლოგიური და თანამგზავრული დაკვირვების მასალების ანალიზის საშუალებით. მეორე გზა უფრო მარტივია, ვინაიდან არ მოითხოვს მეტად რთულ გამოთვლებს მძლავრ სუპერკომპიუტერებზე.

1.3. განტოლებათა სისტემის გამარტივება

1.3.1. თავისუფალი კონვექციის მეთოდი

მოვახდინოთ (1.15) სისტემის გამარტივება. ამ მიზნით გამოვიყენოთ თავისუფალი კონვექციის გამარტივების მეთოდი [99] და მეტეოროლოგიური სიდიდეები p, T, ρ, q, m წარმოვადგინოთ როგორც ჯამი ფონური (დიდმასშტაბიანი) და ფონური მნიშვნელობიდან გადახრის ჯამის სახით შემდეგი ფორმულებით:

$$p = \bar{P}(z) + p'; \quad T = \bar{T} - \gamma z + T'; \quad \rho = \bar{\rho}(z) + \rho', \quad (1.16)$$

სადაც $\bar{P}, \bar{T} - \gamma z, \bar{\rho}$ - ცნობილი სტანდარტული მნიშვნელობებია, P', T', ρ' - გადახრებია სტანდარტული მნიშვნელობებიდან. $\gamma = \text{const}; \bar{T} = \text{const};$

თანაც $p = R\rho T; \bar{P} = R\bar{\rho}\bar{T}; \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \ll 1, \frac{p'}{\bar{P}} \ll 1, \frac{T'}{\bar{T}} \ll 1.$

შემოვიტანოთ ფარდობითი სიდიდეები: $\varphi = \frac{p'}{\bar{P}}, \vartheta = \frac{T'}{\bar{T}}, \varphi - \vartheta = \frac{\rho'}{\bar{\rho}}.$

მივიღებთ სისტემას (დანართი 1);

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - lu + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial v}{\partial z}, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \varphi}{\partial z} &= \frac{g}{RT} \vartheta, \\
\bar{P} &= R\bar{T}\bar{p}, \\
\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= \sigma w, \\
\frac{d\vartheta}{dt} + S w &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + L_1 / \bar{T}, \\
\frac{dm}{dt} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial m}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial m}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial m}{\partial z} - \phi_c - \frac{\partial N}{\partial t}, \\
\frac{dC_o}{dt} - w_s \frac{\partial C_o}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial C_o}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial C_o}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial C_o}{\partial z} + S_o(t, x, y, z),
\end{aligned}
\tag{1.17}$$

სადაც $S = (\gamma_a - \gamma) / \bar{T}$; $\sigma = -\frac{1}{\bar{p}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = \text{const}$, R არის უნივერსალური მუდმივა მშრალი

ჰაერისათვის.

სისტემა (1.17), შესაბამისი საწყისი და სასაზღვრო პირობებით, გამოიყენება როგორც ამინდის მოკლევადიანი პროგნოზის, ისე მეზომასშტაბის პროგნოსტიკული და ეკოლოგიური პრობლემების გადაწყვეტისას. დედამიწის რთული რელიეფისა და მასთან დაკავშირებული მოვლენებით გამოწვეული მეტეოროლოგიური პროცესების მოდელირებისას, რიცხვითი ინტეგრირების დროს, წარმოიშვებიან რელიეფის კორექტულ აღწერასთან დაკავშირებული პრობლემები. სირთულეების დაძლევის მიზნით მიზანშეწონილია (t, X, Y, Z) კოორდინატთა სისტემიდან გადავიდეთ „ σ “ ტიპის კოორდინატთა სისტემაში.

1.3.2. მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების განტოლებები ζ კოორდინატთა სისტემაში

მართკუთხა (t, X, Y, Z) კოორდინატთა სისტემის რიცხვითი ინტეგრირება მოსახერხებელია ისეთი მეზომეტეოროლოგიური ამოცანების ამოხსნისთვის, როდესაც ქვეფენილ ზედაპირს არ აქვს რთული ფორმა და საკოორდინატო ღერძები არ კვეთენ რელიეფს. რთული რელიეფის შემთხვევებში, ხშირად გამოიყენება კოორდინატთა სისტემები, რომელთა ვერტიკალურ კოორდინატს წარმოადგენს ან ატმოსფერული წნევა (p სისტემა), ან ფარდობითი წნევა (ფილიპსის σ სისტემა), ან პოტენციური ტემპერატურა ($\vartheta -$ სისტემა), ან რელიეფთან დაკავშირებული ξ და ζ სისტემები. ამ სისტემების უპირატესობაა ის, რომ ვერტიკალური კოორდინატა არის დედამიწის ზედაპირზე არსებული მეტეოროლოგიური ველის მნიშვნელობა ან თვით დედამიწის რელიეფი [67, 75].

ζ ტიპის სისტემაში [67, 58, 59, 76, 77, 78], როგორც ქვედა (დროში ფიქსირებული), ასევე ზედა (დროში ცვლადი ან მუდმივი) საზღვრები წარმოადგენს საკოორდინატო სიბრტყეებს. შედეგად, ამოცანის განსაზღვრის რთული ფორმის პრიზმული არე ცვლადი ზედა და ქვედა სასაზღვრო ზედაპირებით გარდაიქმნება მართკუთხა პრიზმის არედ, რომლის ზედა და ქვედა სიბრტყეები დროში მუდმივი ჰორიზონტალური ზედაპირებია. აღნიშნული გარდაქმნა იძლევა საშუალებას მარტივად და მაქსიმალურად კორექტულად იქნეს დასმული ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები.

განვიხილოთ ტროპოსფერო, რომელიც ქვევიდან შემოსაზღვრულია დროში ფიქსირებული დედამიწის რელიეფით $z = \delta(x, y)$, ხოლო ზევიდან – დროსა და სივრცეში ცვლადი ტროპოპაუზით $z = H(t, x, y)$ (ნახ.1.1). გადავიდეთ (t, x, y, z) კოორდინატთა სისტემიდან (t', x', y', ζ) სისტემაზე შემდეგი გარდაქმნით:

$$t' = t; \quad x' = x; \quad y' = y; \quad \zeta = \frac{z - \delta}{H - \delta} = \frac{z - \delta}{h(t, x, y)}, \quad \text{როცა, } \delta \leq z \leq H, \quad (1.18)$$

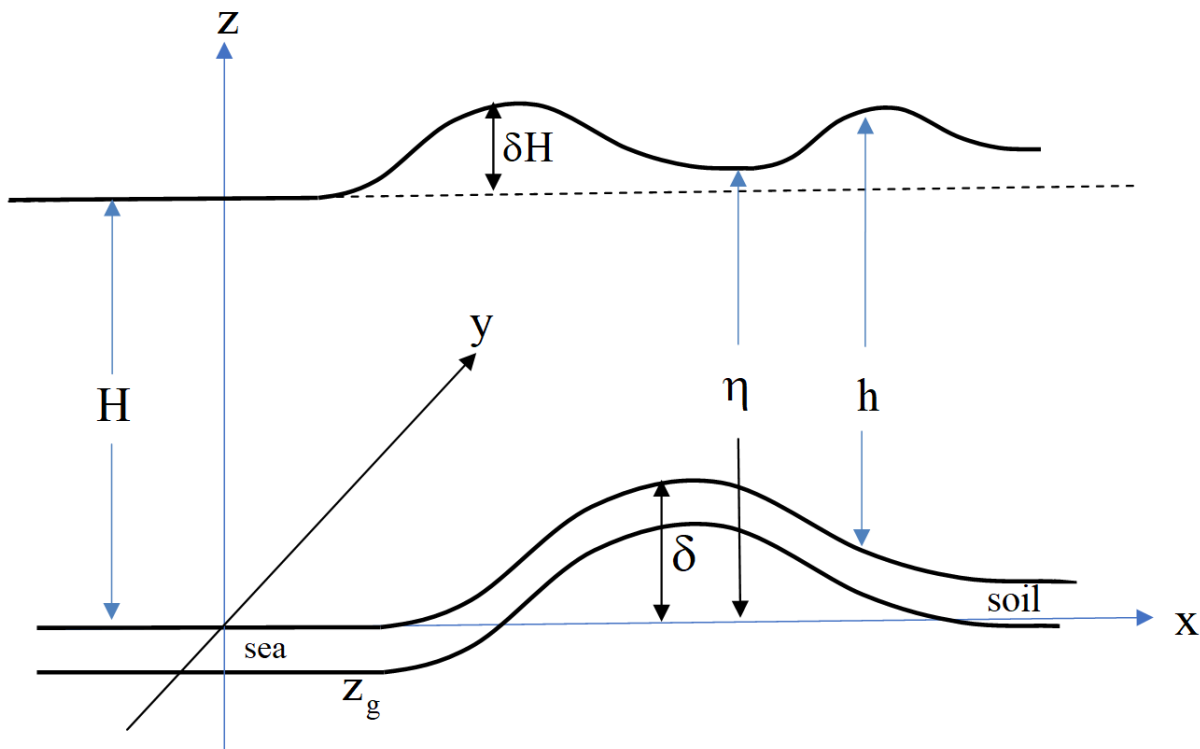
სადაც $h(t, x, y)$ - ტროპოსფეროს ჰაერის ფენის სისქეა. მაშინ, კავშირი ძველ და ახალ სისტემებში დროით და სივრცით კერძო წარმოებულებს შორის შემდეგია:

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t'} - \frac{1}{h} \frac{\partial z}{\partial t'} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x'} - \frac{1}{h} \frac{\partial z}{\partial x'} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y'} - \frac{1}{h} \frac{\partial z}{\partial y'} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \frac{\partial}{\partial z} = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial \zeta}. \quad (1.19)$$

დროით სრული წარმოებული და ლაპლასის ოპერატორები გამოსახება შემდეგი სახით:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t'} + u \frac{\partial}{\partial x'} + v \frac{\partial}{\partial y'} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \tilde{w} = w - \frac{1}{h} \left(\frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} \right), \quad (1.20)$$

სადაც \tilde{w} ვერტიკალური სიჩქარის ანალოგია ζ სისტემაში.



ნახ. 1.1. მოდელირების არის სქემა

ჩაწერის გამარტივების მიზნით უგულებელვყოთ შტრიხები ζ სისტემის ჰორიზონტალურ კოორდინატებთან. არ გავითვალისწინოთ განტოლებათა გარდაქმნისას ჰორიზონტალური ტურბულენტური დიფუზიის წევრებთან წარმოშობილი შედარებით მცირე სიდიდეები, გამოვიყენოთ კავშირი მშრალი და ნოტიო ჰაერის კუთრ გაზურ მუდმივებს შორის $R = R_m / (1 + 0.6q)$, წარმოვადგინოთ ტემპერატურის ანალოგი, სინოტივე და წყლიანობა დიდმასშტაბიანი პროცესის დამახასიათებელი სიდიდისა და მეზომასშტაბის პროცესის შედეგად გამოწვეული შეშფოთების ჯამის სახით. $\vartheta = \theta + \vartheta'$, $q = Q + q'$, $m = M + m'$, მაშინ (1.17) სიტემა (1.18)–(1.20)–ის გათვალისწინებით ჩაიწერება შემდეგი სახით:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + g(1 + 0.6q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + lv + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \nu \frac{\partial u}{\partial \zeta},$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial y} + g(1 + 0.6q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y} - lu + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \nu \frac{\partial v}{\partial \zeta}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} &= \frac{g}{R_m \bar{T}} (1 + 0.6q) \vartheta h \\
\bar{P} &= R \bar{T} \bar{\rho} \\
\frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial h}{\partial \zeta} - \sigma w h &= 0 \\
\frac{\partial \vartheta'}{\partial t} + u \frac{\partial \vartheta'}{\partial x} + v \frac{\partial \vartheta'}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial \vartheta'}{\partial \zeta} + S w &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \vartheta'}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \vartheta'}{\partial y} + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \nu \frac{\partial \vartheta'}{\partial \zeta} + L / \rho c_p \bar{T} - \frac{\partial \theta}{\partial t} \\
\frac{\partial q'}{\partial t} + u \frac{\partial q'}{\partial x} + v \frac{\partial q'}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial q'}{\partial \zeta} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial q'}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial q'}{\partial y} + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \nu \frac{\partial q'}{\partial \zeta} - L + \phi_c - \frac{\partial Q}{\partial t} \\
\frac{\partial m'}{\partial t} + u \frac{\partial m'}{\partial x} + v \frac{\partial m'}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial m'}{\partial \zeta} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial m'}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial m'}{\partial y} + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \nu \frac{\partial m'}{\partial \zeta} - \phi_c - \frac{\partial N}{\partial t} - \frac{\partial M}{\partial t} \\
\frac{dCo}{dt} - \frac{w_s}{h} \frac{\partial Co}{\partial \zeta} &= \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial Co}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial Co}{\partial y} + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \nu \frac{\partial Co}{\partial \zeta} + So(t, x, y, \zeta) \\
w &= \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \tilde{w} h, \quad z = \zeta h(t, x, y) + \delta(x, y), \quad \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}.
\end{aligned}
\tag{1.21}$$

(1.21)-ში R_m ნოტიო ჰაერის კუთრი გაზური მუდმივაა; θ , Q , M - ფონური მდგომარეობის ფარდობითი ტემპერატურის, სინოტივის და წყლიანობის მასური წილებია, ϑ' , q' , m' - მეზომასშტაბის პროცესის შესაბამისი ფარდობითი ტემპერატურა, სინოტივისა და წყლიანობის მასური წილებია. ვთვლით, რომ θ , Q , M დროსა და სივრცეში ცვლადი ცნობილი სიდიდეებია.

კონდენსაციის სიჩქარისა და სტატიკური მდგრადობის კოეფიციენტები განისაზღვრება ცნობილი ფორმულებით [78-80]:

$$\begin{aligned}
S &= (\gamma_a - \gamma) / \bar{T}, \quad \text{როცა } q < q_{\text{sat}} \quad \text{და} \quad S = (\gamma_{\text{ma}} - \gamma) / \bar{T}, \quad \text{როცა } q \geq q_{\text{sat}}; \\
\phi_c &= 0 \quad \text{როცა } q < q_{\text{sat}} \quad \text{და} \quad \phi_c = \rho C_p (\gamma_a - \gamma_{\text{ma}}) / L \quad \text{როცა } q \geq q_{\text{sat}},
\end{aligned}$$

სადაც, γ_{ma} ტემპერატურის ნოტიო ადიაბატური გრადიენტია; q_{sat} ნაჯერი ორთქლის მასური წილია, რომელიც გამოისახება ფორმულით [229]:

$$q_{\text{sat}} = 0.622(\exp(17.5/(T - 273.2)/(T - 31.8)))/P$$

ნალექების ინტენსივობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$\partial N / \partial t = (m - m_{\text{max}}) / \delta t \quad \text{როცა } m \geq m_{\text{max}} \quad \text{და} \quad \partial N / \partial t = 0 \quad \text{როცა } m < m_{\text{max}}.$$

სადაც m_{max} წყლის მაქსიმალური მასური წილია ღრუბელში; δt - ნალექის მოსვლის დროითი ინტერვალია.

ამრიგად, (1.21) წარმოადგენს განტოლებათა სრულ სისტემას, რომელიც აღწერს α და β - მეზომასშტაბის [68, 69], ხოლო [70, 71, 74] მიხედვით საშუალო მასშტაბის ატმოსფერულ ჰიდროთერმოდინამიკურ პროცესებს და მინარევის გავრცელებას ატმოსფეროში. მიღებული სისტემა უფრო რთულია, ვიდრე ის იყო (t, x, y, z) სისტემაში. ეს ნაკლი კომპენსირებულია იმით, რომ მისი ვერტიკალური საზღვრები წარმოადგენენ $\zeta = 0$ და $\zeta = 1$ სიბრტყეებს, რაც გამორიცხავს საკოორდინატო ღერძების მიერ რელიეფის გადაკვეთას და იძლევა საშუალებას რიცხვითი ინტეგრირების დროს ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები დედამიწის ზედაპირზე და ტროპოპაუზაზე გავითვალისწინოთ დიდი სიზუსტით.

1.3.3. საწყისი და სასაზღვრო პირობები

სისტემისათვის (1.21) ჩამოვყალიბოთ საწყისი და სასაზღვრო პირობები. დავუშვათ, რომ დროის საწყის მომენტში ცნობილია ტემპერატურა, წყლის ორთქლის შემცველობა, წვიმის წყლის მოცულობითი შემცველობა, დამაბინძურებელი ნივთიერების კონცენტრაცია და ჰაერის ფენის სისქე. ქარის სიჩქარის მდგენელები განისაზღვრება გეოსტროფული ქარის სიჩქარის ფორმულით. მაშინ საწყისი და სასაზღვრო პირობები ჩაიწერება შემდეგი სახით:

1. საწყისი პირობები: საწყის მომენტში ცნობილია მეტეოროლოგიურ სიდიდეთა მნიშვნელობები, ხოლო ქარის სიჩქარის ჰორიზონტალური მდგენელები განისაზღვრება გეოსტროფული ქარის ფორმულით:

$$\begin{aligned} \psi' &= \psi_0(x, y, \zeta), \quad h = h_0(x, y), \quad C_0 = C_{0_0}(x, y, \zeta), \\ u(0, x, y, \zeta) &= (-R\bar{T} \frac{\partial \varphi}{\partial y} + g(1 + 0.65q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y}) / 1, & \text{როცა } t = 0, \\ v(0, x, y, \zeta) &= (R\bar{T} \frac{\partial \varphi}{\partial x} - g(1 + 0.65q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x}) / 1, \end{aligned} \quad (1.22)$$

სადაც $\psi' = \psi'(\vartheta', q', m')$ მეტეოროლოგიური სიდიდეების გადახრაა ფონური მნიშვნელობიდან.

2. გვერდითი სასაზღვრო პირობები: ავირჩიოთ ისე, რომ საძიებელი ფუნქციები საზღვარზე ტოლი იყოს ფონური მნიშვნელობის, ან იძლეოდეს წარმოქმნილი ტალღური შემფოთების განსაზღვრის არიდან გასვლის.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \psi'}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial C_0}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial x} &= 0, & \text{როცა } x = 0, X, \\ \frac{\partial \psi'}{\partial y} = \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial C_0}{\partial y} = \frac{\partial h}{\partial y} &= 0, & \text{როცა } y = 0, Y. \end{aligned} \quad (1.23)$$

3. ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები: ბუნებრივი პირობებია:

$$w = \frac{dz}{dt}, \quad \text{როცა } \zeta = 0, 1, \quad (1.24)$$

$$\varphi = \varphi'(t, x, y, 1) \quad \text{როცა } \zeta = 1. \quad (1.25)$$

(1.24) წარმოადგენს ჰაერის ნაწილაკების მიერ განუქოლვადი ზედაპირის გარსდენის კინემატიკურ პირობას. ადვილი საჩვენებელია, რომ (1.24) ζ სისტემაში (1.18) და (1.19) გარდაქმნის ფორმულების გამოყენებით მიიღებს მარტივ სახეს

$$\tilde{w} = 0, \quad \text{როცა } \zeta = 0 \text{ და } 1. \quad (1.26)$$

განვსაზღვროთ (1.25)-ში ფუნქციის სახე [67]. ამისათვის წარმოვადგინოთ ტემპერატურების განაწილება ტროპოსფეროსა და ქვედა სტრატოსფეროში წრფივი სახით.

$$T(z) = T(H) - (z - H)\gamma \quad \text{როცა } 0 \leq z \leq H \quad (1.27)$$

$$T(z) = T(H) + \Delta T - (z - H)\gamma_s, \quad \text{ოცა } z \geq H, \quad (1.28)$$

სადაც ΔT ტემპერატურის ნაზრდია ტროპოპაუზაზე, H_0 -ტროპოპაუზის სიმაღლეა საწყის მომენტში (ნახ.1.1), γ_s - ტემპერატურის გრადიენტი ქვედა სტრატოსფეროში. მაშინ პოლი-ტროპული ატმოსფეროსთვის ბარომეტრული ფორმულის გამოყენებით მივიღებთ:

$$p(\eta) = p(H) \left(1 - \frac{\gamma_s \delta H}{T(H) + \Delta T}\right)^{\frac{g}{R\gamma_s}}, \quad \text{როცა } z \rightarrow H_+,$$

$$P(\eta) = P(H) \left(1 - \frac{\gamma \delta H}{T(H)}\right)^{\frac{g}{R\gamma}}, \quad \text{როცა } z \rightarrow H_- \quad (1.29)$$

ამასთან $p(H) = P(H)$, $\delta H = H(t, x, y) - H(0, x, y)$, $p'(\eta) = p(\eta) - p(H)$.

(1.29) წარმოდგენის გათვალისწინებით მივიღებთ:

$$\varphi(t, x, y, l) = \frac{p'(\eta)}{P(\eta)} = \frac{p(\eta) - p(H)}{P(\eta)} = \frac{p(H) \left(1 - \frac{\gamma_s \delta H}{T(H) + \Delta T}\right)^{\frac{g}{R\gamma_s}} - p(H)}{P(H) \left(1 - \frac{\gamma \delta H}{T(H)}\right)^{\frac{g}{R\gamma}}} \approx \frac{\left(1 - \frac{\gamma_s \delta H}{T(H) + \Delta T}\right)^{\frac{g}{R\gamma_s}}}{\left(1 - \frac{\gamma \delta H}{T(H)}\right)^{\frac{g}{R\gamma}}} - 1,$$

საიდანაც, როდესაც $\delta H < H$, $\frac{\gamma_s \delta H}{T(H) + \Delta T} \ll 1$, $\frac{\gamma \delta H}{T(H)} \ll 1$, $\frac{g}{R} \left(\frac{\Delta T}{T(H) + \Delta T}\right)^2 \ll \gamma_s - \gamma_t$,

მაშინ მწკრივად გაშლის, მეორე და უფრო მაღალი რიგის მცირე წევრების უგულვებლევყოფით მივიღებთ:

$$\varphi' \approx \frac{g}{RT_0^2} \delta H \Delta T \quad \text{როცა } \zeta = 1. \quad (1.30)$$

მაშინ, წნევის ანალოგი ტროპოპაუზაზე ჩაიწერება ამ სახით:

$$\varphi = \bar{\phi}(t, x, y, \zeta) + \frac{g}{RT} \Delta \theta(h(1, x, y) - h(0, x, y)) \quad \text{როცა } \zeta = 1, \quad (1.31)$$

სადაც $\bar{\phi}$ წნევის ანალოგის ფონური მნიშვნელობაა, $\Delta \theta$ - ტროპოპაუზაზე ტემპერატურის ანალოგის გრადიენტი.

სასაზღვრო პირობა (1.30) და (1.31) წარმოდგენს წნევის ანალოგის მნიშვნელობას ტროპოპაუზაზე სტრატოსფეროსა და ტროპოსფეროს დინამიკური ურთიერთქმედების გათვალისწინებით. სხვა სასაზღვრო პირობები ტროპოპაუზაზე არის:

$$\frac{\partial u}{\partial \zeta} = \frac{\partial v}{\partial \zeta} = \frac{\partial \vartheta'}{\partial \zeta} = \frac{\partial q'}{\partial \zeta} = \frac{\partial m'}{\partial \zeta} = \tilde{w} = Co' = 0 \quad \text{როცა } \zeta = 1. \quad (1.32)$$

ქვედა სასაზღვრო პირობებისათვის გავითვალისწინოთ ატმოსფეროსა და ქვეფენილ ზედაპირებს (წყალი, ნიადაგი) შორის ურთიერთქმედება, სითბოსა და სინოტივის ნაკადებს შორის ბალანსის არსებობა. შესაბამისად ქვეფენილ ზედაპირზე სასაზღვრო პირობები შემდეგია:

$$v \frac{\partial u}{\partial \zeta} = A|v_0|u / \Delta \zeta_0, \quad v \frac{\partial v}{\partial \zeta} = A|v_0|v / \Delta \zeta_0,$$

$$v \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} = A|v_0|(\vartheta - (T_\delta - \bar{T} - \gamma\delta) / \bar{T}) / \Delta \zeta_0, \quad \text{როცა } \zeta = 0, \quad (1.33)$$

$$v \frac{\partial q}{\partial \zeta} = A|v_0|(q - q_0) / \Delta \zeta_0, \quad v \frac{\partial m}{\partial \zeta} = A|v_0|m / \Delta \zeta_0$$

$$v \frac{\partial Co}{\partial \zeta} = 0,$$

სადაც T_δ - ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურა; $|v_0| = \sqrt{u_0^2 + v_0^2}$; u_0 და v_0 ქარის სიჩქარის კორიზონტალური მდგენელებია $\zeta = 0$ დონეზე. A და $\Delta\zeta_0$ მუდმივი კოეფიციენტებია; q_δ - წყლის ორთქლის მასური წილია ქვეფენილ ზედაპირზე.

ამ პირობების დასაკმაყოფილებლად გამოვიყენოთ ნიადაგსა და წყალში ტემპერატურისა და სინოტივის ცვლილების განტოლებები [81-84]:

ნიადაგში:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(c) \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial E(c)}{\partial z}, \quad \text{როცა } \delta_1 > z > Z_{\text{soil}};$$

$$\frac{\partial T_{\text{soil}}}{\partial t} = K_{\text{soil}} \frac{\partial^2 T_{\text{soil}}}{\partial z^2}, \quad (1.34)$$

ზღვის ან ზედაპირულ წყლებში:

$$\frac{\partial T_{\text{sea}}}{\partial t} = K_{\text{sea}} \frac{\partial^2 T_{\text{sea}}}{\partial z^2} + \frac{1}{c\rho_{\text{sea}}} \frac{\partial I_{\text{sum}}}{\partial z}, \quad \text{როცა } \delta_1 > z > Z_{\text{sea}}, \quad (1.35)$$

სადაც C - ნიადაგის მოცულობითი წყლიანობა; I_{sum} - ქვეფენილ ზედაპირზე მოკლეტალღური ჯამური რადიაციის ნაკადია; T_{soil} , T_{sea} ნიადაგისა და ზღვის წყლის ტემპერატურა, D , E - ნიადაგში წყლის დიფუზიისა და ფილტრაციის კოეფიციენტებია; K_{sea} , K_{soil} - ნიადაგისა და ზღვის წყლის ტემპერატურის გამტარობის კოეფიციენტებია; c , ρ_{sea} - ზღვის წყლის კუთრი სითბოტევადობა და სიმკვრივეა. ნიადაგში დიფუზიისა და ფილტრაციის კოეფიციენტები განისაზღვრება ცნობილი ფორმულებით [84]:

$$D(C) = D_{\text{max}} \left(\frac{C - C_{\text{con}}}{C_{\text{por}} - C_{\text{con}}} \right)^{3,5}, \quad E(C) = E_{\text{max}} \left(\frac{C - C_{\text{con}}}{C_{\text{por}} - C_{\text{con}}} \right)^{3,5},$$

სადაც D_{max} , E_{max} დიფუზიისა და ფილტრაციის კოეფიციენტების ცნობილი მაქსიმალური მნიშვნელობებია; C_{con} , C_{por} - ნიადაგში ბმული წყლის მოცულობითი შემცველობა და ნიადაგის ფორიანობა.

(1.34) და (1.35) განტოლებათა სისტემისათვის საწყისი და ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები $z = \delta(x, y)$ ზედაპირზე და $z = Z_g$ დონეზე, შემდეგია:

$$C = C(0, x, y, z), \quad T_{\text{soil}} = T_{\text{soil}}(0, x, y, z), \quad T_{\text{sea}} = T_{\text{stf}}(0, x, y, z) \quad \text{როცა } t = 0, \quad (1.36)$$

$$\rho_{\text{soil}} c_{\text{soil}} K_{\text{soil}} \frac{\partial T_{\text{soil}}}{\partial z} - \rho c_p A |v_0| (T - (T_\delta - \bar{T} - \gamma \delta_{k,1})) / h \Delta\zeta -$$

$$\rho c_p A |v_0|_{k,l,1} (q - q_0) / h \Delta\zeta = I_g$$

$$C = C_{\text{por}} \quad \text{როცა } \int_0^1 \partial N / \partial t d\zeta > 0, \quad \text{როცა } z = \delta(x, y) \quad (1.37)$$

$$v \frac{\partial C}{\partial \zeta} = A |v_0| (q - q_0) / \Delta\zeta_0 \quad \text{როცა } \int_0^1 \partial N / \partial t d\zeta \leq 0.$$

$$\frac{\partial T_g}{\partial z} = \frac{\partial C}{\partial z} = 0, \quad \text{როცა } z = Z_g,$$

სადაც ინდექსი „ g ” აღნიშნავს „sea“-ს ზღვის ზედაპირს და „soil“-ს – ხმელეთის ზედაპირს; $I_g = I_{sum} - J$; I_{sum} არის ქვეფენილ ზედაპირზე ჯამური რადიაციის ნაკადი, რომელიც გამოითვლება ფორმულით:

$$I_{sum} = r(1 - A_\lambda)I \quad \text{ნიადაგის და } I_{sum} = r(1 - A_\lambda)I(\exp(\text{rad} \times z)) \quad \text{წყლის შემთხვევაში.} \quad (1.38)$$

r არის ატმოსფეროში ღრუბლიანობით გამოწვეული ჯამური რადიაციის ნაკადის შემცირების კოეფიციენტი; I - მოკლელტალური რადიაციის ნაკადი; J - დედამიწის ეფექტური გამოსხივების ნაკადი; rad - ჯამური რადიაციის ზღვის წყალში შთანთქმის კოეფიციენტი.

r გამოითვლება ფორმულით [81]:

$$r = 1 - 0,08H_c - 0,05(L_c - H_c),$$

სადაც H_c და L_c არის მაღალი და დაბალი ღრუბლიანობის ბალი. I ნაკადის გამოსათვლელად გამოიყენება ალბრეხტის ფორმულა, რომელიც დახრილი ზედაპირისათვის ჩაიწერება შემდეგი სახით [66]:

$$I = a_0 \cos \alpha - b_0 \sqrt{\cos \alpha},$$

$$\cos \alpha = \sinh_s \cos \alpha_g + \cos \Psi_a (\sin \chi \cos \Omega - \sin \Psi \cos \Psi_a \cos \psi) \times$$

$$\sin \alpha_g + \sin \Psi_a \cos \Psi \sin \Omega \sin \alpha_g,$$

$$\sinh_s = \sin \chi \sin \psi + \cos \chi \cos \psi \cos \Omega,$$

სადაც, h_s არის მზის ზენიტური კუთხე, ψ - მზის მიხრილობა, χ - გეოგრაფიული განედი,

$\Omega = (1 - 12)\pi/12$ - მზის საათობრივი კუთხე, $\psi_a = \arctg(\frac{\partial \delta}{\partial x} / \frac{\partial \delta}{\partial y}) + k\pi$ არის რელიეფის ნორმალის

ჰორიზონტალურ ზედაპირზე პროექციის აზიმუტი, რომელიც აითვლება მერიდიანის ზედაპირიდან (ის ითვლება დადებითად სამხრეთის მიმართულებიდან საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით ათვლისას). $\alpha_g = \arctg((\frac{\partial \delta}{\partial x})^2 + (\frac{\partial \delta}{\partial y})^2)^{1/2}$ ზედაპირზე მზის სხივის დაცემის კუ-

თხეა, a_0 და b_0 ცნობილი მუდმივი სიდიდეებია.

J გამოითვლება ბრენტის ცნობილი ფორმულით [66], რომელშიც გათვალისწინებულია ეფექტური გამოსხივების დამოკიდებულება რელიეფის სიმაღლისაგან კავკასიის რეგიონისათვის:

$$J = (1 + \beta(\delta))\sigma_{\text{stbol}} f_g T_g (A_c - B_c q^{0,5}),$$

სადაც A_c და B_c არის ემპირიული მუდმივები, σ_{stbol} სტეფან - ბოლცმანის მუდმივა, f_g პარამეტრით განისაზღვრება, თუ რამდენადაა ნიადაგის ზედაპირი რუხი, პარამეტრი $\beta(\delta)$ ასახავს ეფექტური რადიაციის ცვლილებას რელიეფის სიმაღლის მიხედვით. ის გამოითვლება

ნაშრომში [66] მოცემული ცხრილების გამოყენებით მიღებული კვადრატული ინტერპოლაციური ფორმულის საშუალებით.

ამრიგად, ამოცანა მდგომარეობს (1.21), (1.34) და (1.35) სისტემის ინტეგრირებაში (1.22), (1.23), (1.33), (1.36), (1.37), (1.38) საწყისი და სასაზღვრო პირობების გამოყენებით. ინტეგრირების ალგორითმი, საწყისი და სასაზღვრო პირობების აპროქსიმაცია იხილე დანართი 2-ში.

1.4. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მეტეოროლოგიური ველებისა და კონცენტრაციების განსაზღვრის მეთოდი

რეგიონული და ლოკალური მეზომასშტაბის ეკოლოგიური ატმოსფერული პროცესების მოდელირებისას განსაკუთრებული ყურადღება ექცევა მიწისპირა 50-100 მ სისქის ფენაში აეროზოლის კონცენტრაციების განსაზღვრას. ამ მიზნით ინტეგრირდება აეროზოლის გადატანა-დიფუზიის განტოლება ჩაწერილი (x, y, z) კოორდინატთა სისტემაში:

$$\frac{dCo}{dt} - w_s \frac{\partial Co}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial Co}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial Co}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial Co}{\partial z} + So(t, x, y, z) . \quad (1.39)$$

განტოლებაში შემავალი u, v და w განისაზღვრება ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის პარამეტრიზაციული მოდელის საშუალებით [66, 95]. რომელშიც ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის სტრუქტურის აღწერისათვის გამოიყენება მონინ-ობუხოვის მსგავსების თეორია და ბუნსინგერის ემპირიული ფორმულები. მოდელი ჩაიწერება შემდეგი სახით [95]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= \frac{u_*}{\chi z} \varphi_u(\zeta), \quad \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{p_*}{z} \varphi_p(\zeta), \quad (p = \vartheta, q), \quad \zeta = \frac{z}{L}, \quad L = \frac{u_*^2}{\lambda \chi^2 g_*^2} \\ \bar{u} &= \frac{u_*}{\chi} f_u(\zeta, \zeta_u), \quad p - p_0 = p_* f_p(\zeta, \zeta_0), \quad \zeta_u = \frac{z_u}{L}, \quad \zeta_0 = \frac{z_0}{L}, \quad \text{if } z \leq z_{sur}, \end{aligned} \quad (1.40)$$

სადაც Z_u - ხორკლიანობა; Z_g - ცნობილი პარამეტრია, რომელიც ახასიათებს ქვეფენილი ზედაპირის თერმულ თვისებას; z_{sur} და z_0 ცნობილი მუდმივებია; u_* - ხახუნის სიჩქარე; g_* - ტემპერატურის ანალოგია; $\varphi_u(\zeta), \varphi_p(\zeta), f_u(\zeta, \zeta_u), f_p(\zeta, \zeta_0)$ მსგავსების თეორიის უნივერსალური ფუნქციებია; λ და χ – ტივტივების პარამეტრი და ფონ-კარმანის მუდმივაა. ქარის სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი განისაზღვრება უწყვეტობის განტოლებიდან.

(1.39) და (1.40) განტოლებების საწყისი და სასაზღვრო პირობები შემდეგია:

$$\begin{aligned} Co &= Co(0, x, y, z), \quad u = u(0, x, y, z), \quad v = v(0, x, y, z) \quad p = Co(0, x, y, z) \quad \text{როცა } t = 0, \\ \frac{\partial Co}{\partial x} &= 0 \quad \text{როცა } x = 0, X; \quad \frac{\partial Co}{\partial y} = 0 \quad \text{როცა } y = 0, Y, \\ Co &= Co(t, x, y, \delta_0), \quad p = p(t, x, y, \delta_0), \\ u &= u(t, x, y, \delta_0), \quad v = v(t, x, y, \delta_0), \quad \text{როცა } z = \delta_0 = \delta + 100\text{მ}. \end{aligned} \quad (1.41)$$

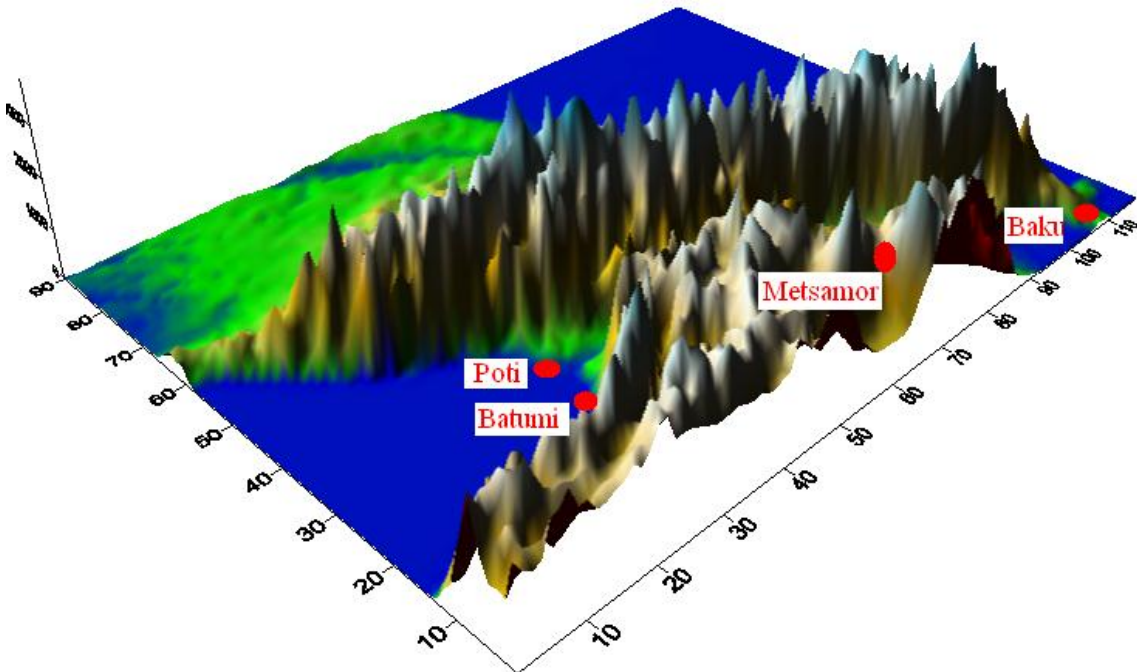
განტოლება (1.39) საწყისი და სასაზღვრო პირობებით (1.41) რიცხობრივად ინტეგრირდება კრანკლ-ნიკოლსონის სქემით და კოორდინატების მიხედვით გახლეჩის მეთოდის გამოყენებით [66, 95].

თავი 2

კავკასიის რეგიონში ჰიპოთეტური წყაროდან ავარიულად ამოფრქვეული პასიური აეროზოლის ტრანსსასაზღვრო გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

სამხრეთ კავკასია წარმოადგენს ევროპისა და აზიის დამაკავშირებელი დიდი აბრეშუმის გზის ერთ-ერთ ძირითად სატრანსპორტო კვანძს. მისი საშუალებით ხდება დიდი მოცულობის ტვირთის, მათ შორის ატმოსფეროს დამაბინძურებელი და ტოქსიკური ნივთიერებების გადაზიდვა ევროპიდან აზიაში, და პირიქით. ქალაქები ბაქო, ბათუმი და ფოთი ის პუნქტებია, სადაც ხდება ტვირთის გადატანა გემებიდან სარკინიგზო და საავტომობილო ტრანსპორტზე. გადატვირთვის პროცესს, ცალკეულ ავარიულ სიტუაციებში, თან სდევს აეროზოლების შესაძლო გაჟონვა ატმოსფეროში და ეკოლოგიური საშიშროების წარმოშობა. ქ. მეწამორში მდებარეობს სომხეთის ატომური ელექტროსადგური, საიდანაც, ავარიული სიტუაციის დროს, შესაძლებელია რადიოაქტიური ნუკლიდის გაჟონვა და გარემოს რადიოაქტიური დაბინძურება. ამის დასტურია ავარიები ქ. ჩერნობილის (1986) და ფუკუშიმას (2013) ატომურ ელექტროსადგურებზე [87–91].

კავკასიაში ჰიპოთეტური ავარიის შედეგად ატმოსფეროში მოხვედრილი დამაბინძურებელი აეროზოლის გავრცელების კინემატიკა შეისწავლება კავკასიის რეგიონის 900x1000 კმ² ფართობის მქონე ტერიტორიაზე (ნახ. 2.1). რეგიონის რელიეფი მეტად რთულია. მის აღმოსავლეთით მდებარეობს კასპიის ზღვა, დასავლეთით - აზოვისა და შავი ზღვები, ჩრდილოეთით კრასნოდარისა და სტავროპოლის დაბლობი ტერიტორიები. რეგიონის ცენტრალურ და სამხრეთ ნაწილებში მდებარეობს მთავარი კავკასიონისა და მცირე კავკასიონის ქედები და მათი განშტოებები. რელიეფის სიმაღლე იცვლება -28 მ-დან 5 კმ-მდე.



ნახ. 2.1. კავკასიის მოდელირების არის რელიეფის სივრცული სურათი

კავკასიის რეგიონის ტერიტორიაზე ატმოსფეროში, აეროზოლის გავრცელების თავისებურებების შესწავლის მიზნით რიცხობრივად მოდელირებულია, ქალაქებში ფოთი, ბაქო და მეწამორში მდებარე ობიექტებიდან ამოფრქვეული აეროზოლების გავრცელების პროცესი.

2.1. ქ. ფოთში ჰიპოთეტური ავარიის შედეგად ამოფრქვეული აეროზოლის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

მოდელირებულია ქ. ფოთის ტერიტორიაზე ივნისის თვეში, მშრალი ამინდის პირობებში $10 \times 10 \times 0.8$ კმ³ მოცულობის არეში ამოფრქვეული პასიური დამაბინძურებელი ნივთიერების გავრცელება ფონური სუსტი დასავლეთის ქარის დროს. პრაქტიკულად ასეთ სიტუაცია შეიძლება შეიქმნას ნავთობტერმინალებზე ხანძრის, ბუნებრივი გაზის გაჟონვის ან ნავთობის გადამზიდავ ტანკერებზე ავარიის შემთხვევებში და ა. შ.

ამოცანის რიცხვითი ინტეგრირებისათვის საჭირო მეტეოროლოგიური ველების ფონური და საწყისი მნიშვნელობები განსაზღვრულია შემდეგი სახით:

$$h(t, x, y) = 12000 - \delta(x, y); \quad \theta' = q' = m' = 0; \quad \phi(t, x, y, z) = -25,3 \cdot 10^{-4} y / RT + \frac{gh}{RT} \int_0^z \theta d\zeta;$$

$$\theta(t, x, y, \zeta) = [12 + 0,25(600 - y)/1200] / \bar{T}; \quad T_{sea}(0, x, y, z) = 288 + 0,1(600 - y)/1200$$

$$M(t, x, y, \zeta) = 0; \quad T_{soil}(0, x, y, z) = 288 + 0,25(600 - y)/1200;$$

$$C(0, x, y, z) = \begin{cases} C_{por}, & \text{if } z = \delta \\ C_1, & \text{if } z < \delta \end{cases}; \quad C(z_1) = 0,001 + 0,299 \cos(1,57z_1 / H);$$

$$Q = 0,50 \times 6,22E / \bar{P}; \quad E = 100 \times 6,11 \times 10^{7,62 \frac{t-273,2}{t-31,1}}; \quad Co'(x, y, z) = \begin{cases} 100 & \text{if } (t, x, y, z) \in \Omega \\ 0 & \text{if } (t, x, y, z) \notin \Omega \end{cases}$$

$$\{\Omega = \{0 \leq t \leq 6 \text{ h}; z \leq 1 \text{ km}, 400 \text{ km} \leq x \leq 410 \text{ km}; 420 \text{ km} \leq y \leq 430 \text{ km}\}$$

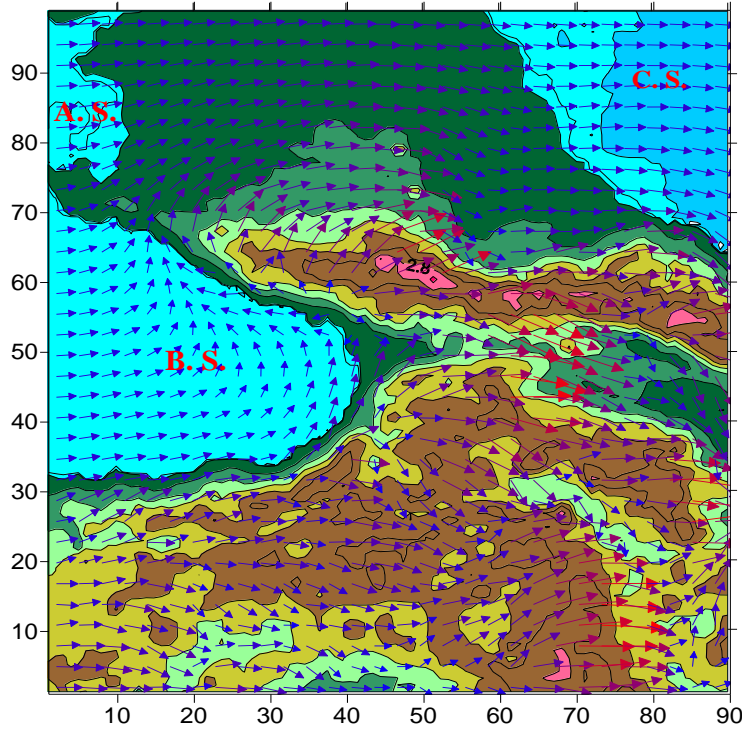
ველების მოცემული მნიშვნელობებისათვის ფონური ქარის სიჩქარე, განსაზღვრული გეოსტროფული ქარის ფორმულებით ბრტყელი რელიეფის შემთხვევაში, წარმოადგენს დასავლეთის ქარს, რომლის სიდიდე წრფივად იზრდება 1 მ/წმ-დან (ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის დონეზე $z = \delta = \delta(x, y) + 100$ მ) 20 მ/წმ-დე (ტროპოპაუზის დონეზე $z = H = 12$ კმ). აეროზოლის ამოფრქვევა უწყვეტად გრძელდება 6 სთ განმავლობაში. დროის ამ ინტერვალში ამოფრქვევის არეში აეროზოლის კონცენტრაცია უდრის 100 პირობით ერთეულს (პ.ე.). 6 სთ-ის შემდეგ ამოფრქვევა წყდება.

გამოთვლები ჩატარებულია $90 \times 100 \times 16$ წერტილისაგან შემდგარ რიცხვით ბადეზე. ბადის ჰორიზონტალური ბიჯები 10 კმ-ია. ვერტიკალური უგანზომილებო ბიჯი ტოლია 1/16. მისი შესაბამისი ბიჯი z ღერძის გასწვრივ დაახლოებით 0,8 კმ-ია. დროითი ბიჯი 1 წთ-ია. გამოთვლები ჩატარებულია 144 სთ-ის დროის ინტერვალისთვის.

ნახ. 2.2-ზე ნაჩვენებია რეგიონის რელიეფი და რელიეფის გავლენით ფორმირებული ქარის სიჩქარის ველი. ნახ. 2.2-დან ჩანს, რომ რელიეფის ფონურ დასავლეთის ქარზე ზემოქმედების შედეგად მყარდება კვაზისტაციონალური დინება. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის დონეზე ფორმირებულია ქარი, რომელიც ცდილობს გარს შემოუაროს კავკასიონს სამხრეთ-დასავლეთის მხრიდან და გავრცელდეს ჩრდილოეთ კავკასიაში. კოლხეთის დაბლობზე ჰაერის ნაკადი რიკოტის უღელტეხილის გავლით გადაედინება აღმოსავლეთ საქართველოში. სამხრეთ კავკასიის სხვა მთიან ტერიტორიაზე ქარი არის დასავლეთის, რომლის მიმართულება იცლება რელიეფის გავლენით. სიმაღლის ზრდასთან ერთად იზრდება ქარის სიჩქარე და ტროპოსფეროს მიმდებარე ფენაში ის სიდიდით და მიმართულებით უახლოვდება ფონურ ქარს.

ნახ. 2.3-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ქარის სიჩქარის ველი და აეროზოლის კონცენტრაციების მნიშვნელობები, როცა $t=0, 24$ და 36 სთ მიწის ზედაპირიდან 100 მ და ზღვის დონიდან $z=1$ და 3 კმ სიმაღლეებზე. ნახ. 2.3-დან ჩანს, რომ პირველი 24 საათის განმავლობაში ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ქვედა ნაწილში ნივთიერება ძირითადად გადაიტანება დასავლეთის, ჩრდილო დასავლეთისა და აღმოსავლეთის მიმართულებით ისე, რომ მისი მასის ძირითადი ნაწილი გარს უვლის კავკასიონს სამხრეთ-დასავლეთის მხრიდან და იწყებს გავრცელებას ჩრდილო კავკასიაში.

გაცილებით მცირე რაოდენობის დამაბინძურებელი ნივთიერება გადაიტანება აღმოსავლეთით. ის გადაედინება რიკოთის უღელტეხილზე და ვიწრო ზოლის სახით ვრცელდება ქართლის ვაკის მიდამოებში და აღმოსავლეთ საქართველოში. ზღვის დონიდან 2 კმ და უფრო მაღალ დონეებზე დამაბინძურებელი ნივთიერება ვრცელდება აღმოსავლეთით მეტი სიჩქარით, ვიდრე მიწისპირა ფენაში, ერთდროულად ფართოვდება ნაკადი სივრცეში და იკავებს დიდ სივრცეს როგორც კავკასიონის ქედის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ ნაწილის თავზე, ისე მცირე კავკასიონის ქედის, მუგამისა და შირვანის სტეპების თავზე (ნახ. 2. 3).



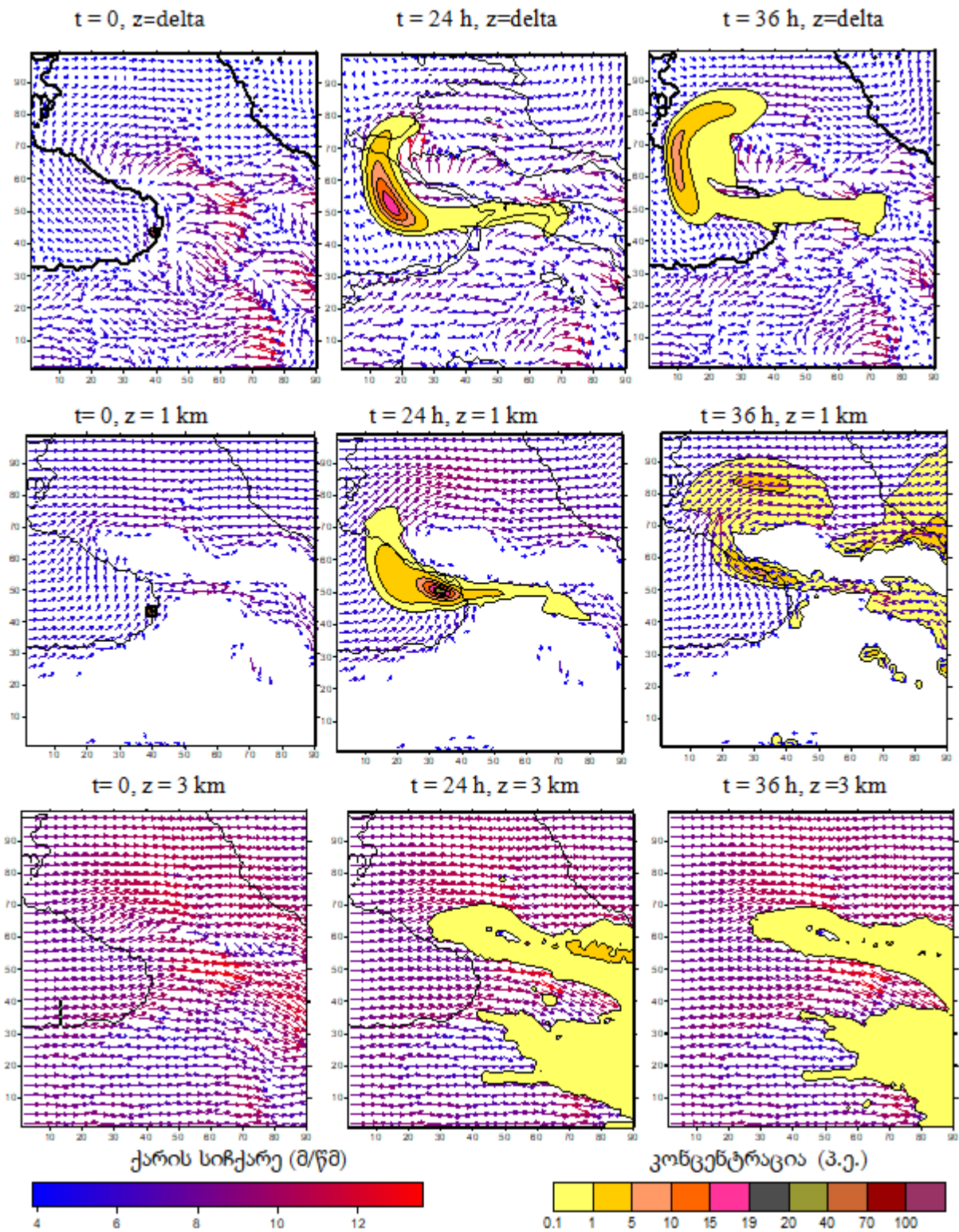
ნახ. 2.2. მოდელირებისას გამოყენებული რელიეფი და ფორმირებული ქარის ველი ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის დონეზე

დამაბინძურებელი ნივთიერების მაქსიმალური კონცენტრაცია 24 სთ-ის განმავლობაში მცირდება საწყისი 100 პ. ე-დან 20-21 პ. ე-მდე. მაქსიმალური კონცენტრაცია მიღებულია შავი ზღვის თავზე 1 კმ სიმაღლეზე. მისი მდებარეობა ამოფრქვევის წყაროდან დაშორებულია დაახლოებით 50-60 კმ მანძილზე ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით. ამავე მიმართულებითაა გადაადგილებული მაქსიმალური კონცენტრაციის ზონაც (15 -19 პ. ე.).

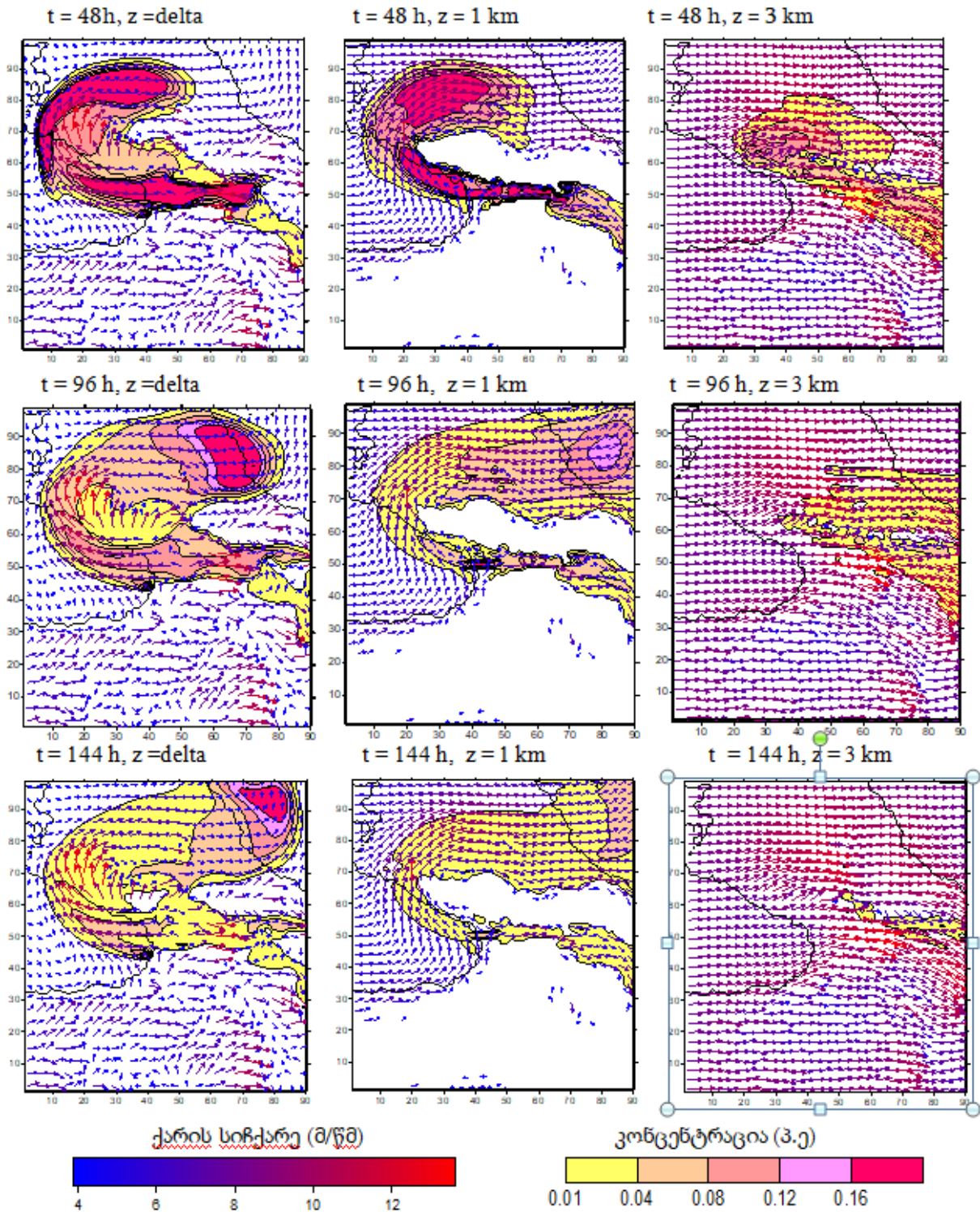
ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის დონეზე, ოღონდ მნიშვნელოვნად მეტ მანძილზე (150კმ - 200კმ). $z = 3$ კმ სიმაღლეზე დამაბინძურებელი ნივთიერების კონცენტრაცია არ აღემატება 5 პ. ე-ს. ეს მნიშვნელობა მიღებულია წყაროდან ჩრდილო აღმოსავლეთით 400-500 კმ-ის დაშორებით. 3 კმ სიმაღლეზე ნივთიერების კონცენტრაცია ძირითადად 0.1-1 პ. ე. ფარგლებშია. მისი გავრცელების არე თანდათანობით იზრდება ჰორიზონტალურ სიბრტყეში და როცა $t \geq 48$ სთ კონცენტრაციის 0-ზე მეტი მნიშვნელობები მიღებულია ფართო სივრცეში როგორც ჩრდილოეთ კავკასიის, ისე სამხრეთ კავკასიის თავზე (ნახ. 2.4). გავრცელების არეალის ზრდასთან ერთად მცირდება კონცენტრაციის სიდიდე. როცა $t=48$ სთ კონცენტრაციის მაქსიმალური სიდიდე დაახლოებით 200-ჯერ ნაკლებია, ვიდრე მისი საწყისი მნიშვნელობა. ამასთან, მაქსიმალური დაბინძურების ზონები მიღებულია, როგორც კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის, ისე ჩრდილოეთ კავკასიაში სტავროპოლის მხარის მიდამოებში.

დროის შემდგომ მომენტებში დამაბინძურებელი ნივთიერება ძირითადად ვრცელდება კავკასიონის სამხრეთი კალთის, აღმოსავლეთ საქართველოს, აზერბაიჯანის ტერიტორიისა და ჩრდილოეთ კავკასიის მიდამოების თავზე არსებულ სივრცეში (ნახ. 2.4). ამოფრქვევის დაწყები-

დან 6 დღე-ღამის შემდეგ საქართველოს ტერიტორიაზე ნივთიერების კონცენტრაცია შემცირებულია დაახლოებით 500-ჯერ. მიწისპირა ფენის დონეზე მაქსიმალური დაბინძურების ზონა მდებარეობს კავკასიონის ქედის ჩრდილოეთით კასპიის ზღვის დასავლეთ სანაპიროს მიდამოებში, სადაც აეროზოლის კონცენტრაცია 0.08 - 0.12 პ. ე-ის ფარგლებშია.



ნახ. 2.3 . ქარის სიჩქარისა და აეროზოლის კონცენტრაციის სივრცული განაწილება, როცა $t = 0, 24$ და 36 სთ-ს ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის დონეზე და ზღვის დონიდან $z = 1$ და 3 კმ სიმაღლეზე



ნახ. 2.4 . ქარის სიჩქარისა და დამაბინძურებელი ნივთიერების კონცენტრაციის სივრცული განაწილება, როცა $t = 48, 96$ და 144 სთ-ს ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის დონეზე და ზღვის დონიდან $z = 1$ და 3 კმ სიმაღლეზე

ჩატარებულმა ანალოგიურმა რიცხვითმა ექსპერიმენტმა აჩვენა, რომ როდესაც დამაბინძურებელი ნივთიერების ემისიას ადგილი აქვს ქ. ბათუმის მიდამოებში, მაშინ პირველი 5-6 საათის განმავლობაში დამაბინძურებელი ღრუბელი გადადგილდება ჩრდილოეთით შავი ზღვის სანაპიროს გასწვრივ, ხოლო შემდეგ ნივთიერების გადატანა-დიფუზიის პროცესი გრძელდება ისევე, როგორც ის იყო აღწერილი ზევით.

ამრიგად, გამოთვლებით მიღებულია, რომ 6 დღე და ღამეა საჭირო იმისათვის, რომ შავი ზღვის საქართველოს სანაპიროზე მძლავრი ამოფრქვევებისა და დასავლეთის სუსტი სინოპტიკური პროცესის დროს დამაბინძურებელი ნივთიერება გაიფანტოს ატმოსფეროში და მისი მაქსიმალური კონცენტრაცია შემცირდეს დაახლოებით 1000-ჯერ. ამასთან, ნივთიერება გავრცელდება არა მარტო სამხრეთ კავკასიაში, არამედ მისი უმეტესი ნაწილი გადაიტანება და გაიფანტება ჩრდილოეთ კავკასიის ტერიტორიაზე.

2.2. ქ. ბაქოს მიდამოებში ჰიპოთეტური ავარიის შედეგად ამოფრქვეული აეროზოლის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

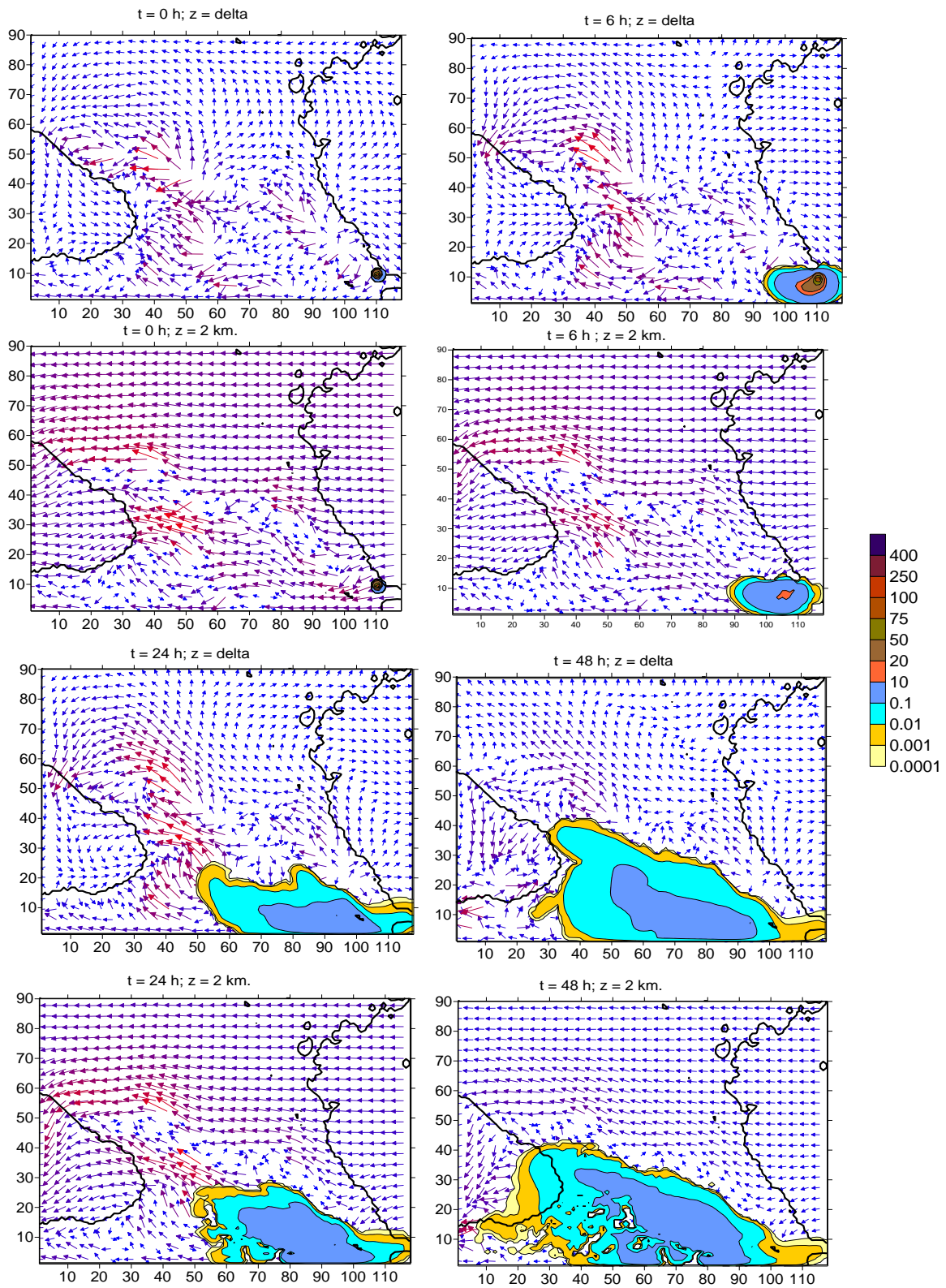
ქ. ბაქოში ატმოსფეროში ამოფრქვეულმა ინგრედიენტმა კავკასიის რეგიონის დაბინძურება შეიძლება გამოიწვიოს ფონური აღმოსავლეთის ან სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარების დროს. ამიტომ, მოდელირებულია ატმოსფერულ ჰაერში პასიური აეროზოლის გავრცელება ფონური სუსტი აღმოსავლეთის ქარის დროს, როდესაც აეროზოლი 6 სთ-ის განმავლობაში უწყვეტად ამოიფრქვევა ქ. ბაქოს მიდამოებში მდებარე $10 \times 10 \times 0.8$ კმ³ მოცულობის არეში. ნახ. 2.5-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული დამაბინძურებელი ნივთიერების გავრცელების პროცესი ფონური სუსტი აღმოსავლეთის ქარის დროს. ნახ. 2.5-დან ჩანს, რომ პირველი 6 საათის განმავლობაში ამოფრქვეული აეროზოლი გადაიტანება აფშერონის ნახევარკუნძულზე 150 კმ სიგანისა და 300 კმ სიგრძის არეში. შემდეგ დაბინძურება ვრცელდება დასავლეთის მიმართულებით მცირე კავკასიონის სამხრეთ ნაწილში და $t=24$ სთ-ისთვის იკავებს აზერბაიჯანის, სომხეთისა და თურქეთის აღმოსავლეთი ნაწილების ტერიტორიებს. დროის შემდგომ მომენტებში, ქარის სიჩქარის გაზრდის გამო, აეროზოლი ვრცელდება ხდება უფრო სწრაფად და $t=48$ სთ-ისთვის აეროზოლის ღრუბელი იკავებს სამხრეთ კავკასიის დიდ ტერიტორიას კასპიის ზღვიდან შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილის ჩათვლით. აღნიშნული ტერიტორიების თავზე კონცენტრაციების სიდიდეები იცვლება 0.01–10 პ.ე-მდე.

ფონური სუსტი სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარის დროს (ნახ. 2.6) ამოფრქვეული აეროზოლი არ იწვევს სამხრეთ კავკასიის დაბინძურებას. რელიეფის გავლენით ფორმირებული ლოკალური ქარი, მთავარი კავკასიონის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში, გარს უვლის ქედს კასპიის ზღვის დასავლეთ სანაპირო ზოლის გასწვრივ, წარიტაცებს აეროზოლის ნაწილაკებს და ქმნის ატმოსფეროს დაბინძურების ერთიან ღრუბელს. როცა $t=24$ სთ აეროზოლის ღრუბელი ტოვებს სამხრეთ კავკასიას და იკავებს დაახლოებით 500 კმ სიგრძისა 100 კმ სიგანის ელიფსის მაგვარ არეს კავკასიონის ჩრდილოეთი კალთისა და სტავროპოლის სტეპის სამხრეთ ნაწილის თავზე. ღრუბელში აეროზოლის მაქსიმალური კონცენტრაცია 24 სთ-ის განმავლობაში მცირდება 10 პ.ე-მდე. 24 სთ-ის შემდეგ ღრუბელი ძირითადად გადაადგილდება ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით და $t=48$ სთ-ისთვის ის მთლიანად ლოკალიზირებულია სტავროპოლის სტეპის მიდამოებში.

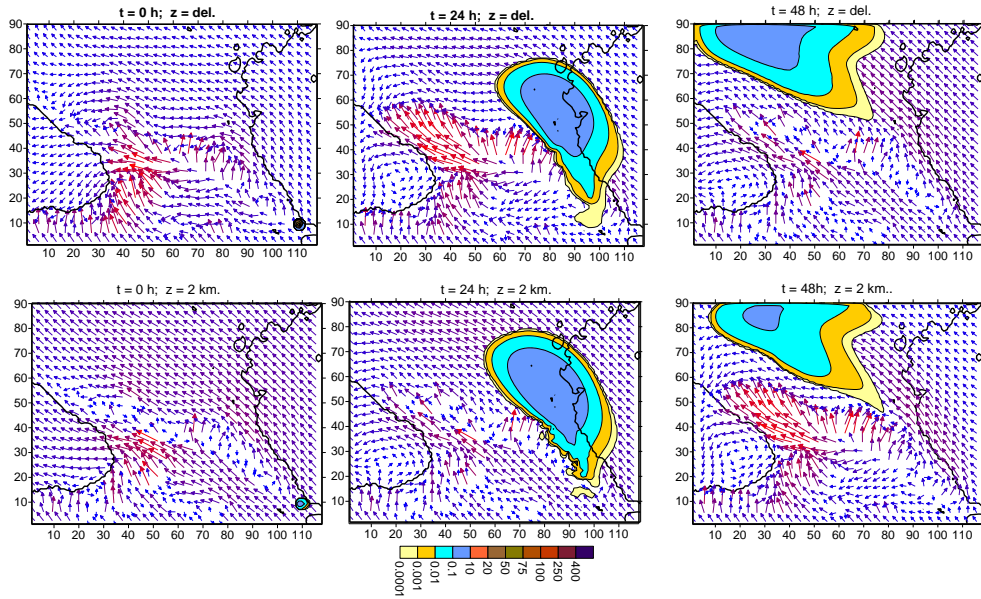
2.3. ქ. მეწამორში ჰიპოთეტური ავარიის შედეგად ამოფრქვეული რადიოაქტიური აეროზოლის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

მეწამორის ატომური ელექტროსადგურიდან რადიოაქტიური აეროზოლის იოდ (I^{131}) ჰიპოთეტური ავარიული ამოფრქვევის მოდელირებისას დაშვებულია, რომ ამოფრქვევა მიმდინარეობს პირველი 6 საათის განმავლობაში $10 \times 10 \times 1.5$ კმ³ მოცულობის არეში ფონური სტაციონარული სუსტი სამხრეთის, სამხრეთ-აღმოსავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარების დროს. საწყისი კონცენტრაცია ამოფრქვევის არეში 100 პ. ე-ია, აეროზოლის ზომა–10 მკმ, რადიოაქტიური აეროზოლის ნახევარდაშლის პერიოდი – 8.02 დღე, ხოლო დალექვის სიჩქარე 0.1–სმ/წმ.

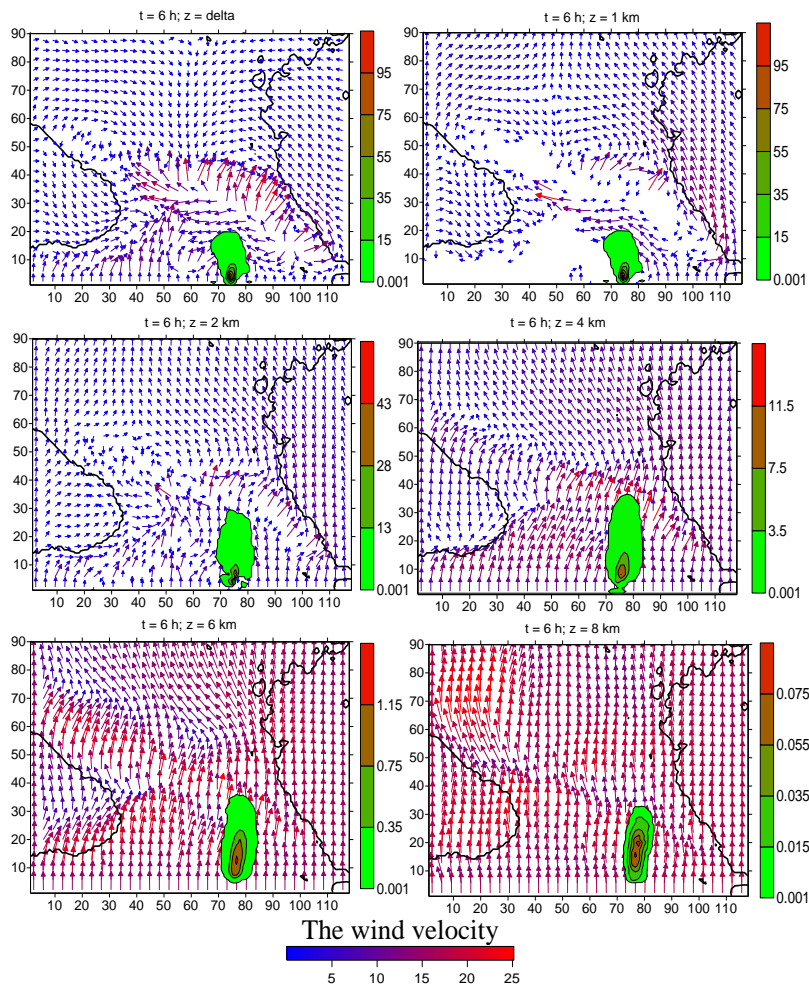
ნახ. 2.7–2.9-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ქარის სიჩქარის ველი და I^{131} –ის კონცენტრაციის განაწილება ფონური სუსტი სამხრეთის ქარის დროს ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის დონეზე და ზღვის დონიდან $z = 1, 2, 4, 6, 8$ კმ სიმაღლეზე, როცა $t = 6, 24$ და 48 სთ-ს.



ნახ. 2. 5. ქარის სიჩქარისა და აეროზოლის კონცენტრაციის ველები (პ. ე.) მიწის ზედაპირზე და ზღვის დონიდან 2 კმ სიმაღლეზე ფონური სუსტი აღმოსავლეთის ქარის დროს, როცა $t = 0, 6, 24$ და 48 სთ



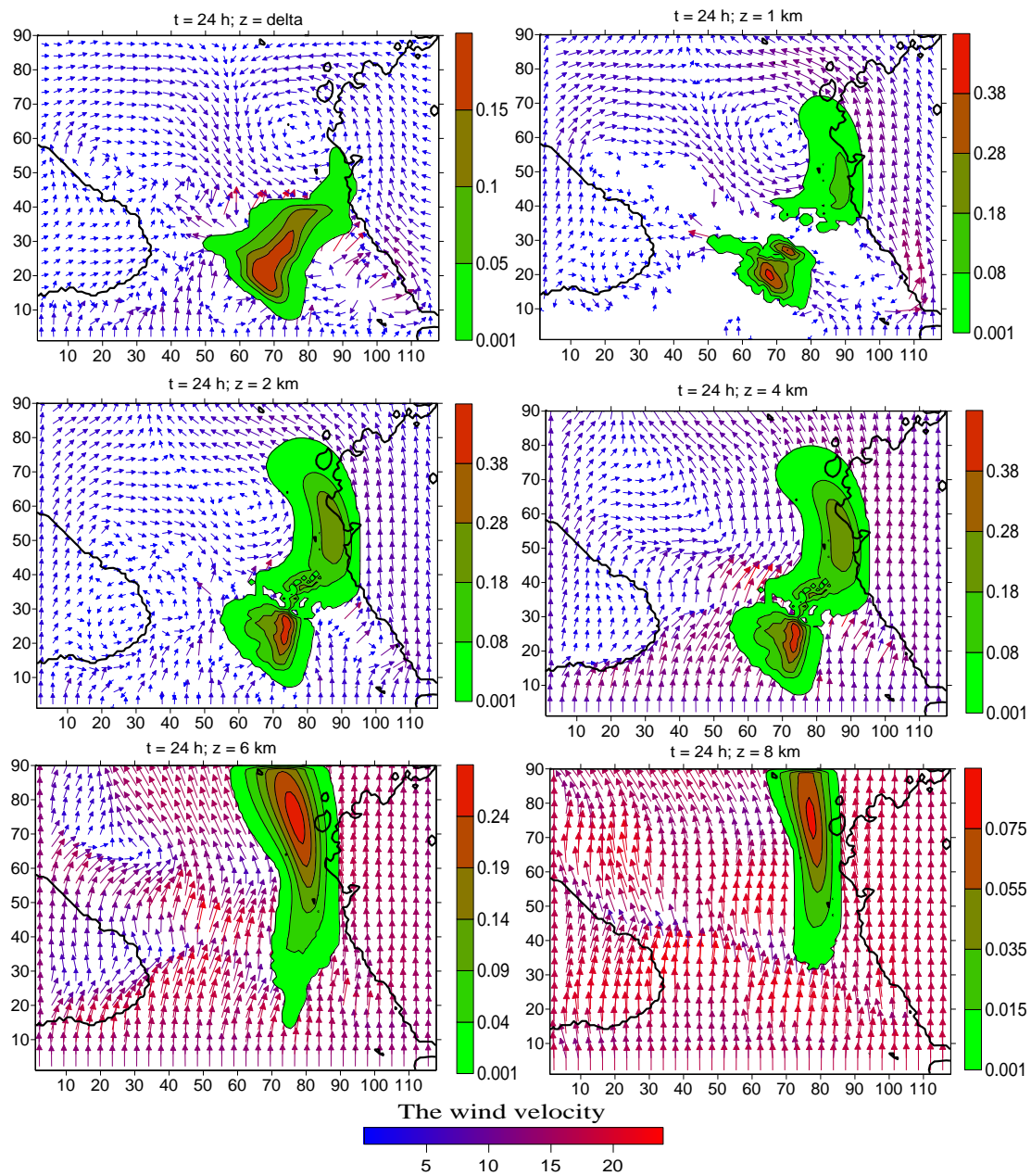
ნახ. 2.6. ქარის სიჩქარის აეროზოლის კონცენტრაციის ველები (პ. ე.) მიწის ზედაპირზე და 2 კმ სიმაღლეზე ფონური სუსტი სამხრეთის-აღმოსავლეთის ქარის დროს, როცა $t = 0, 6, 24$ და 48 სთ



ნახ. 2.7. ქარის სიჩქარის (მ/წმ) და რადიოაქტური აეროზოლის კონცენტრაციის ველები (პ. ე.) ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში 1, 2, 4, 6 და 8 კმ სიმაღლეზე ფონური სამხრეთის ქარის დროს, როცა $t = 6$ სთ

ნახ. 2.7-დან ჩანს რომ 6 სთ-ის განმავლობაში ამოფრქვეული აეროზოლი ქმნის რადიაციულ ღრუბელს ატომური ელექტროსადგურის მიდამოებში, რომელიც ქარის სიჩქარისა და ტურბულენტობის გავლენით გავრცელებულია ფონური ქარის მიმართულებით ჩრდილოეთით. რადიოაქტიური ღრუბელი ლოკალიზირებულია ელიფსის ფორმის სივრცეში, რომლის მაქსიმალური სიგრძე, სიგანე და სიმაღლე 170, 100 და 9 კმ-ია, მერიდიანის, პარალელისა და ვერტიკალური ღერძების გასწვრივ. ამოფრქვევის დაწყებიდან 6 სთ-ის შემდეგ ადვექციური გადატანისა და ტურბულენტური დიფუზიის შედეგად, რადიოაქტიური ღრუბელი იზრდება ზომებში, ხოლო კონცენტრაცია მცირდება.

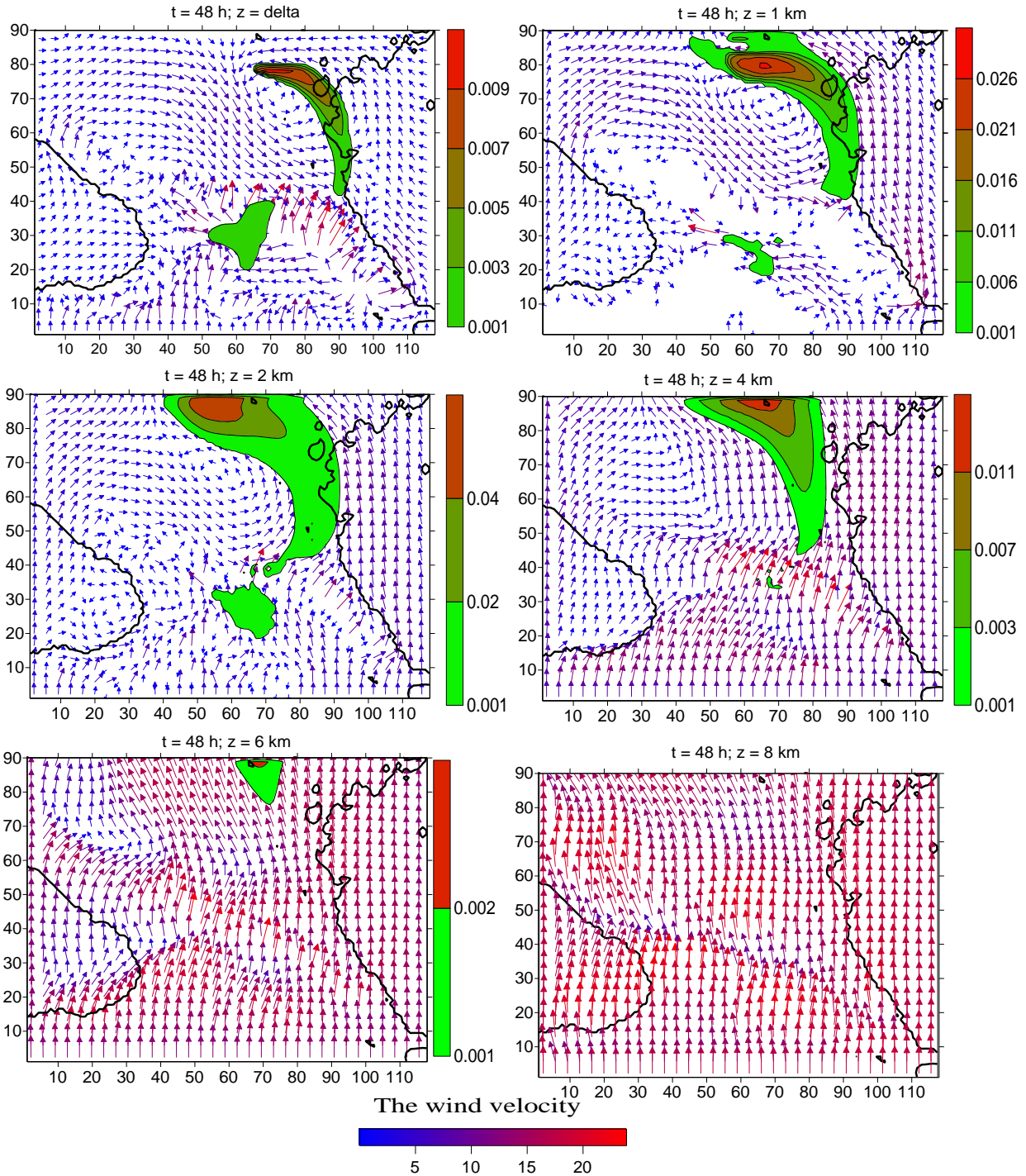
ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში რადიოაქტიური ღრუბელი, როცა $t=24$ სთ, მიღებულია სამხრეთ კავკასიონის ქედის მიდამოებში სომხეთის ჩრდილოეთ და საქართველოს აღმოსავლეთ ნაწილში (ნახ. 2.8). ამ არეებში ღრუბლის სისქე აღემატება 8 კმ-ს. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენა-



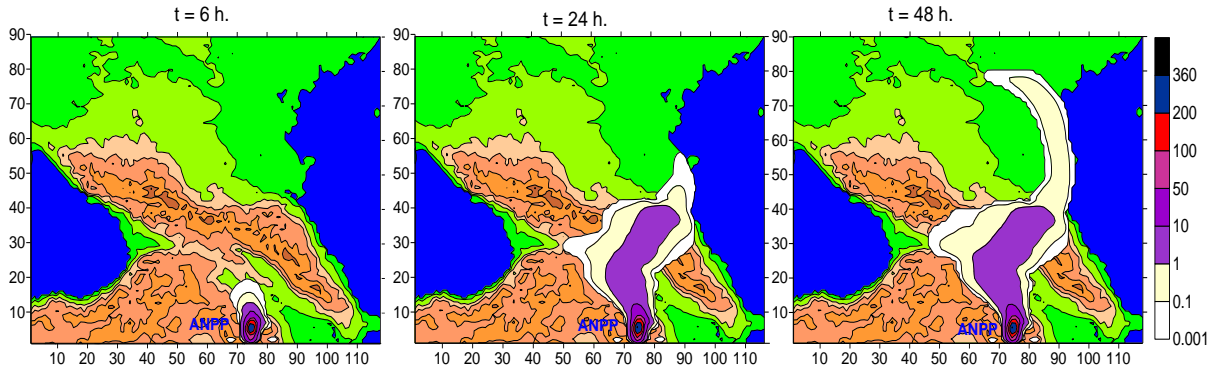
ნახ. 2.8. ქარის სიჩქარისა (მ/წმ) და რადიოაქტიური აეროზოლის კონცენტრაციის ველები (პ. ე.) ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში და მიწის ზედაპირიდან 1, 2, 4, 6 და 8 კმ სიმაღლეზე ფონური სამხრეთის ქარის დროს, როცა $t = 24$ სთ

ში მაღალი კონცენტრაციები მიღებულია სომხეთისა და ქვემო ქართლის თავზე. თავისუფალ ატმოსფეროში ($z > 5$ კმ) მაღალი კონცენტრაციების არეს გააჩნია წაგრძელებული ელიფსის ფორმა და ის ლოკალიზირებულია ჩრდილოეთ კავკასიის თავზე. კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა 24 სთ-ის განმავლობაში შემცირებულია 0.48 პ.ე.-მდე.

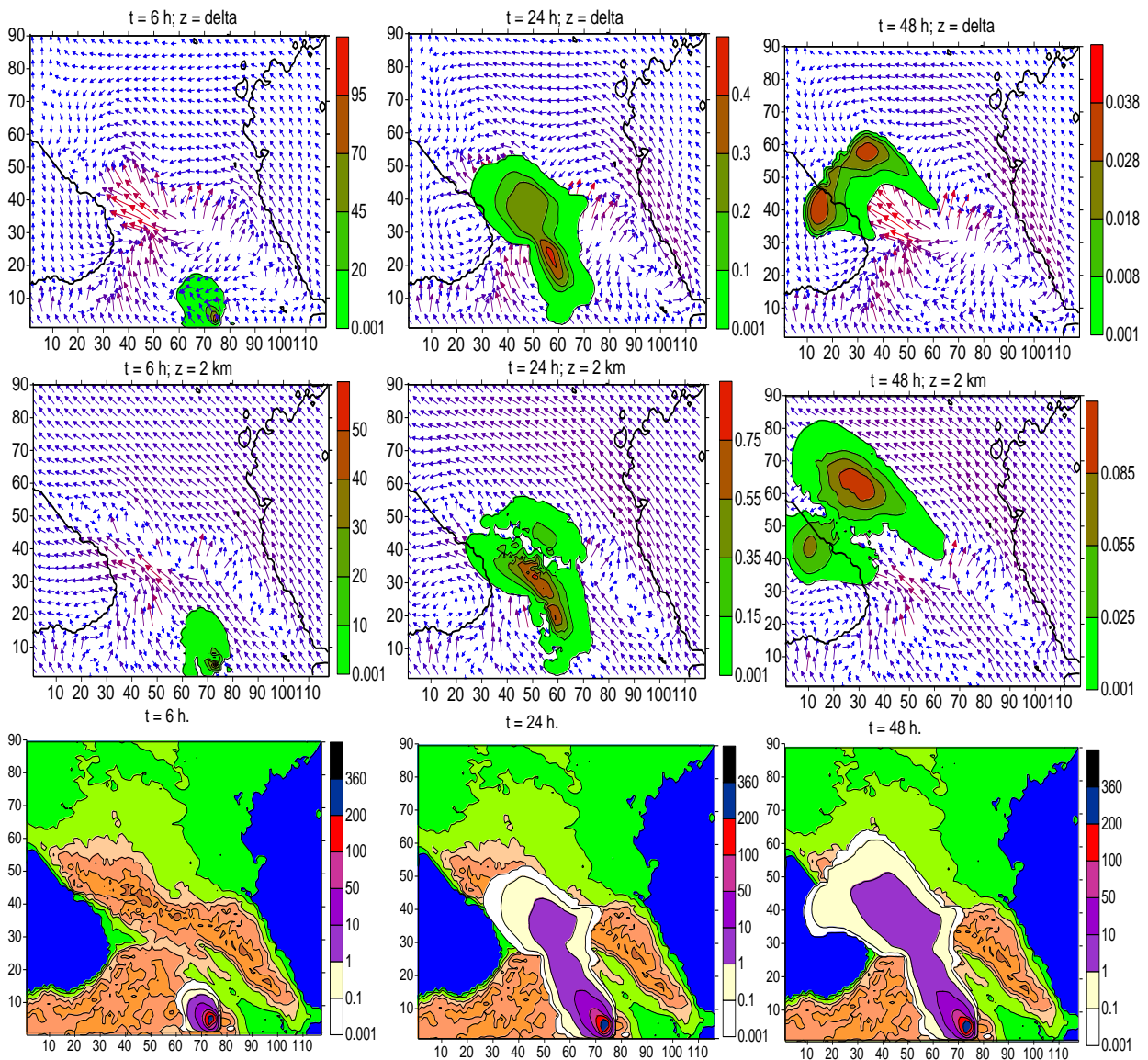
48 სთ-ის განმავლობაში რადიოაქტიური ღრუბელი ძირითადად გადაადგილდება ჩრდილოეთ კავკასიაში სტავროპოლის მხარის თავზე (ნახ. 2.9), ხოლო სამხრეთ კავკასიაში – საქართველოს ცენტრალური ნაწილის თავზე მდებარე მცირე მოცულობის არეში. ამ არეში მისი კონცენტრაცია არის 0.001–0.006 პ.ე-ის ფარგლებში.



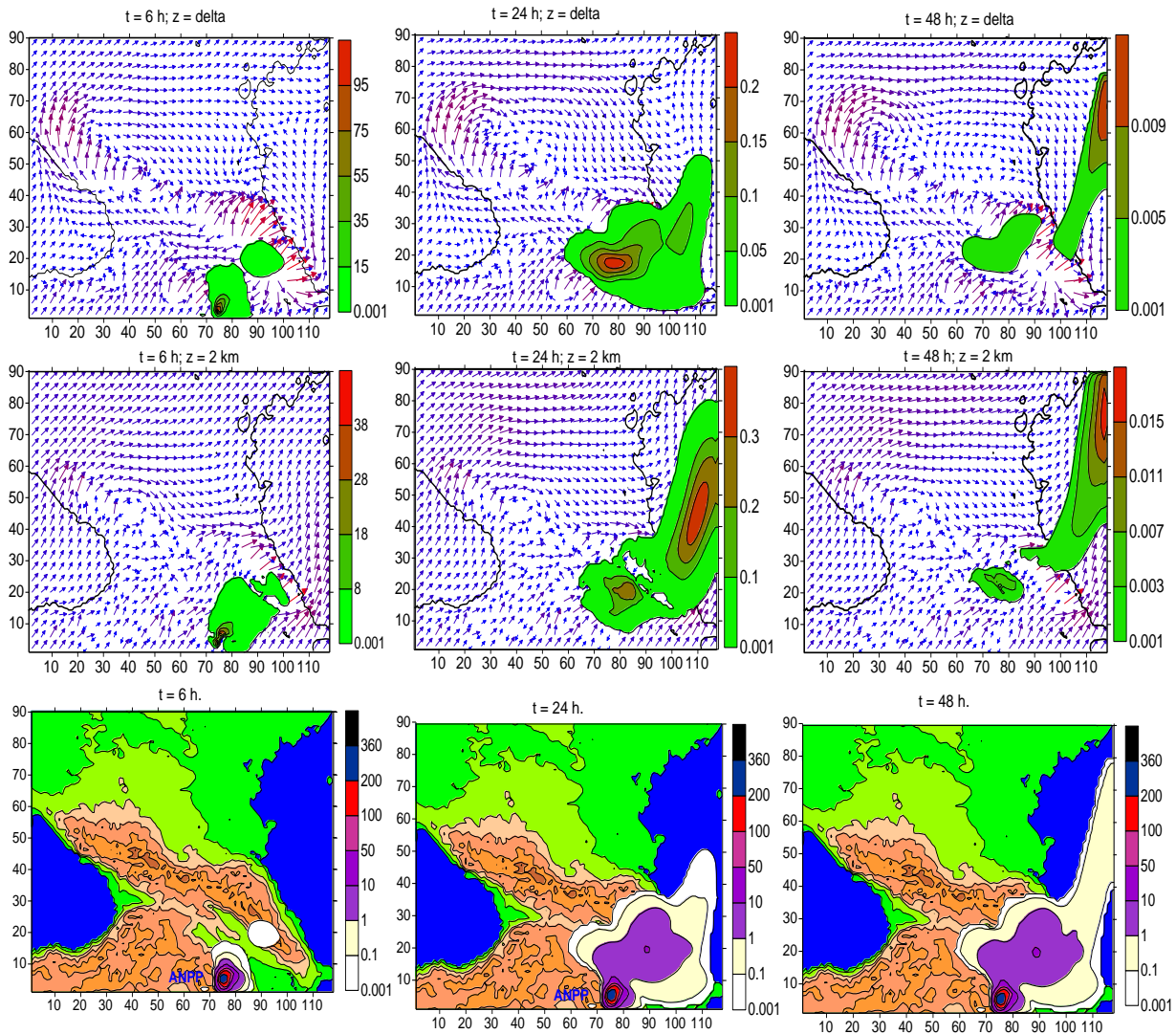
ნახ. 2.9. ქარის სიჩქარის (მ/წმ) და რადიოაქტიური აეროზოლის კონცენტრაციის (პ. ე.) ველები ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში და ზღვის დონიდან 1, 2, 4, 6 და 8 კმ სიმაღლეზე ფონური სუსტი სამხრეთის ქარის დროს, როცა $t = 48$ სთ



ნახ. 2.10. ნიადაგზე დაფენილი რადიოაქტიური აეროზოლის ზედაპირული კონცენტრაცია (პ. ე.) ფონური სუსტი სამხრეთის ქარის დროს, როცა $t = 6, 24$ და 48 სთ



ნახ.2.11. ქარის სიჩქარის (მ/წმ), რადიოაქტიური აეროზოლის კონცენტრაციის მნიშვნელობები (პ.ე.) ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, ზღვის დონიდან 2 კმ სიმაღლეზე და ნიადაგზე დაფენილი აეროზოლის ზედაპირული სიმკვრივის ველები (პ. ე.) ფონური სუსტი სამხრეთის-აღმოსავლეთის ქარის დროს, როცა $t = 6, 24$ და 48 სთ



ნახ.2.12. ქარის სიჩქარის (მ/წმ), რადიოაქტიური აეროზოლის კონცენტრაციის მნიშვნელობები (პ.ე.) ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, ზღვის დონიდან 2 კმ სიმაღლეზე და ნიადაგზე დაფენილი აეროზოლის ზედაპირული სიმკვრივის ველები (პ. ე.) ფონური სუსტი სამხრეთ-დასავლეთის ქარის დროს, როცა $t = 6, 24$ და 48 სთ

ნახ.2.10-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული 6, 24 და 48 საათის განმავლობაში ნიადაგზე დალექილი რადიოაქტიური მტვრის ზედაპირული სიმკვრივე. ნახაზიდან ჩანს, რომ რადიოაქტიური აეროზოლი ილექება ძირითადად სომხეთისა და საქართველოს ტერიტორიაზე 100 კმ სიგანისა და 400 კმ სიგრძის ზოლში. პირველი 12 საათის განმავლობაში აეროზოლი ეფინება მხოლოდ სამხრეთ კავკასიის ტერიტორიაზე. შემდგომ, რადიოაქტიური ნივთიერება იწყებს დაფენას ჩრდილოეთ კავკასიაში. 20 სთ-ის შემდეგ რადიაციის დაფენა ძირითადად მიმდინარეობს ჩრდილოეთ კავკასიის ტერიტორიაზე და $t=48$ სთ-თვის რადიოაქტიური ნივთიერება დალექილია მნიშვნელოვან ფართობზე.

ამოფრქვევის დაწყებიდან დაახლოებით 30 სთ-ის შემდეგ რადიოაქტიური ღრუბელი ფაქტიურად გადის სამხრეთ კავკასიის ტერიტორიიდან და შესაბამისად, წყდება რადიოაქტიური მტვრის დაფენა სამხრეთ კავკასიის ტერიტორიაზე.

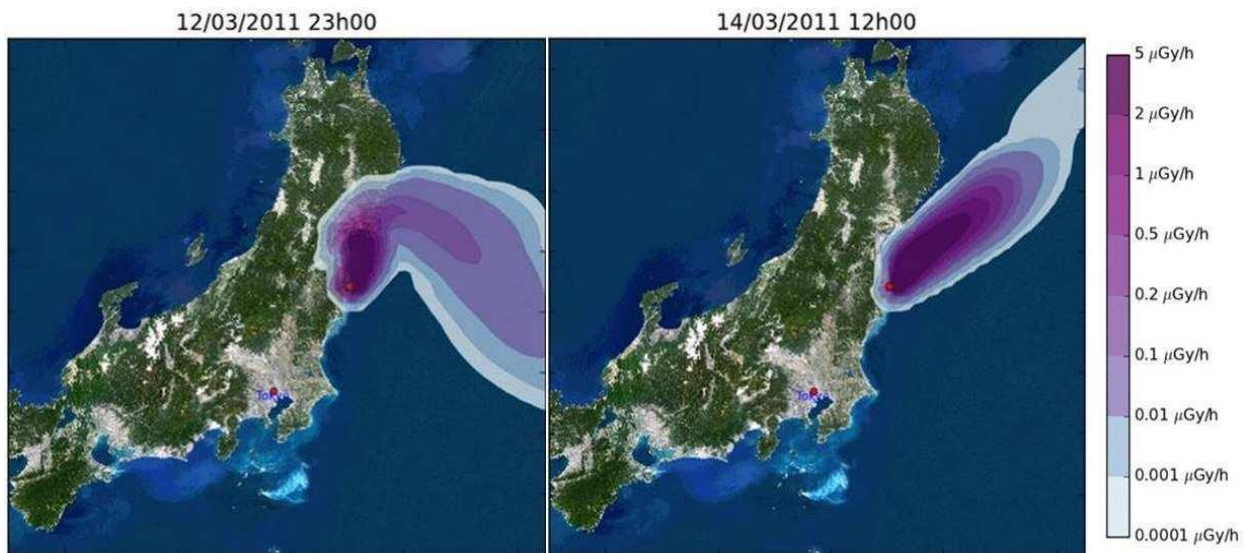
ნახ. 2.11-ზე ნაჩვენებია მოდელირებით მიღებული მეწამორის აეს-დან ამოფრქვეული რადიოაქტიური აეროზოლის გავრცელების პროცესი ფონური სუსტი სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარის დროს. ნახ. 2.11-დან ჩანს, რომ სამხრეთ აღმოსავლეთის ქარის დროს რადიოაქტიური ღრუ-

ბელი პირველი 24 სთ-ის განმავლობაში გადაადგილდება ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით ჯერ სომხეთის ტერიტორიის და შემდეგ კი - კავკასიის რეგიონის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილის თავზე. როცა $t=24$ სთ საქართველოს ატმოსფეროს ძირითადი ნაწილი არის დაბინძურებული რადიოაქტიური მტვრით. შემდგომ რადიოაქტიური ღრუბელი, ჯვრის უღელტეხილის გავლით გადაევლება მთავარი კავკასიონის ქედს, იშლება ორ ნაწილად. ერთი ნაწილი თავსდება შავი ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიდამოებში, მეორე კი - მთავარი კავკასიონის ქედის დასავლეთი ნაწილის ჩრდილოეთ ფერდობის თავზე.

დაბინძურებული აეროზოლი ძირითადად ილექება ქ. მეწამორიდან ჩრდილო-დასავლეთით ორიენტირებულ ფართო ზოლში სომხეთის, დასავლეთი და აღმოსავლეთი საქართველოს და თურქეთის მცირე ტერიტორიებზე. დალექვის ზონის სიგანე თანდათანობით ფართოვდება და ღრუბლის ჩრდილო დასავლეთ ნაწილში აღწევს 300 კმ-ს, ხოლო დალექილი აეროზოლის ზედაპირული სიმკვრივე იცვლება 1-200 კ.ე-ის ფარგლებში.

სამხრეთ-დასავლეთის სუსტი ფონური ქარის შემთხვევაში ამოფრქვეული რადიოაქტიური მტვერი ვრცელდება ჩრდილო-აღმოსავლეთით და ძირითადად იწვევს სომხეთის, აზერბაიჯანის და კასპიის ზღვის ატმოსფეროს დაბინძურებას (ნახ. 2.12). რაც შეეხება საქართველოს, რადიოაქტიური დაბინძურება მიღებულია მხოლოდ ქვემო ქართლისა და კახეთის მცირე ტერიტორიის ატმოსფეროში. რადიოაქტიური მტვრის დაფენა მიღებულია მხოლოდ სომხეთისა და აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე.

რიცხვითი მოდელირება ჩატარებულია რადიოაქტიური აეროზოლის ჰიპოთეტური ამოფრქვევის შემთხვევისათვის, ამიტომ შეუძლებელია მოდელირების შედეგების რაოდენობრივი შეფასება. მაგრამ თუ შევადარებთ ჩვენ მიერ მიღებული აეროზოლების სივრცული განაწილების სურათებს 1911 წ. ფუკუშიმას (ნახ. 2.13) და სხვა აეს-ის ავარიული ამოფრქვევის შემდეგ რეალური დაკვირვების მასალებზე დაყრდნობით მიღებულ რადიოაქტიური მტვრის კონცენტრაციების განაწილების სურათებს [92-92], ადვილად შევამჩნევთ მათ თვისებრივ მსგავსებას. შედეგად შეიძლება დავასკვნათ, რომ რიცხვითი მოდელი თვისებრივად სწორად აღწერს აეს-ავარიული ამოფრქვევების შედეგად წარმოშობილი რადიოაქტიური მტვრის გავრცელების პროცესს.



ნახ. 2.13. ფუკუშიმას აეს ავარიული ამოფრქვევის შედეგად წარმოშობილი რადიოაქტიური ცეზიუმ-137 -ის განაწილება მიწის ზედაპირზე 2011 წ 12 და 14 მარტს

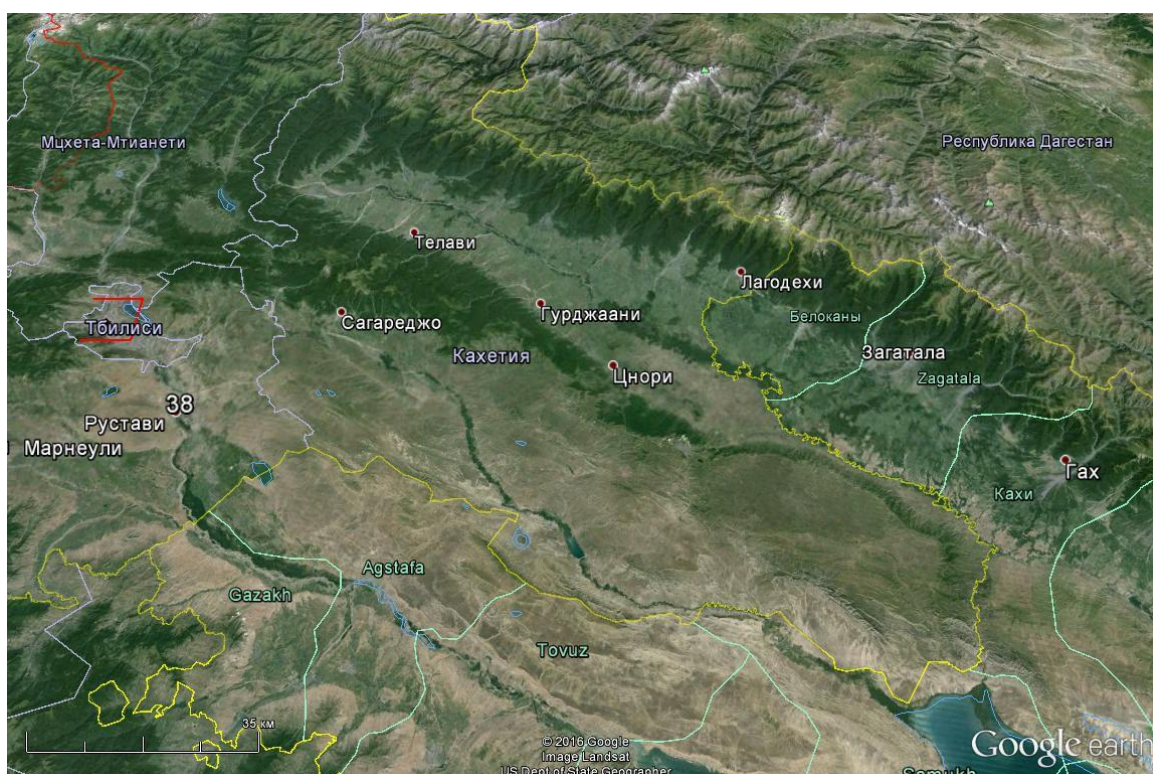
თავი 3

საქართველოში მტვრის რეგიონული გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

კახეთი, ქართლი, იმერეთი საქართველოს ის რეგიონებია, სადაც მდებარეობს ადმინისტრაციული ცენტრები, განლაგებულია ინდუსტრიული ობიექტები და სასოფლო სამეურნეო დანიშნულების სავარგულები. საქართველოში არსებული ინდუსტრიული და ენერგეტიკული ობიექტებიდან, რეგიონის ქალაქებიდან და ევროპა-აზიის დამაკავშირებელი დიდი აბრეშუმის გზაზე მოძრავი დიდი და მცირე ტვირთამწეობის ავტოტრანსპორტიდან ყოველწლიურად ამოიფრქვევა ათასობით ტონა მტვერი, რომელიც ვრცელდება ატმოსფეროში და იწვევს მის დაბინძურებას. ამავე დროს, საქართველოს რეგიონებს გააჩნიათ ეროვნული და საერთაშორისო კულტურულ-რეკრეაციული და ტურისტული დანიშნულება. ამიტომ რეგიონის ატმოსფერული ჰაერის დამტვერიანების შესწავლა და მისი დაცვა საქართველოს გარემოს დაცვის პრიორიტეტული მიმართულებაა.

3.1. კახეთის რეგიონში მტვრის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

კახეთი საქართველოს აღმოსავლეთ საზღვრისპირა რეგიონია. მისი ფართობი 11.3 ათასი კმ²-ია და შეადგენს მთელი საქართველოს ტერიტორიის 15.3%. კახეთის რეგიონში შედის 8 ადმინისტრაციული ერთეული: ახმეტის, გურჯაანის, დედოფლისწყაროს, ლაგოდეხის, თელავის, საგარეჯოს, სიღნაღის და ყვარლის რაიონები. ამჟამად ისტორიული კახეთ-ჰერეთის 3 რაიონი (ბელქანი, ზაქათალა და კახი) მოქცეულია აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე. კახეთის მოსახლეობა 407.2 ათასი ადამიანია.



ნახ. 3.1.1. კახეთის რეგიონისა და მიმდებარე ტერიტორიების რელიეფი

კახეთის აღმოსავლეთით მდებარეობს საქართველოს ქალაქები თბილისი და რუსთავი, ქვემო ქართლისა და მცხეთა-მთიანეთის მხარის რაიონები, ჩრდილოეთით - რუსეთის ფედერაციის, აღმოსავლეთითა და სამხრეთით - აზერბაიჯანის რესპუბლიკის ტერიტორიები.

კახეთი ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრული და გარკვეულ წილად დაცულია ჩრდილოეთის ცივი ჰაერის მასების შემოჭრისაგან მთავარი კავკასიონის ქედით, დასავლეთიდან - სამხრეთ საქართველოს მთიანეთით. იგი ჩრდილო დასავლეთის მხრიდან, მდ. მტკვრის ვიწრო ხეობით, უკავშირდება შიდა ქართლის ვაკეს. კახეთის სამხრეთით მდებარეობს შირვანის სტეპის ჩრდილოეთი ნაწილი (ნახ. 3.1.1).

თვით კახეთის ტერიტორია ხასიათდება მეტად რთული რელიეფით, სადაც მაღალ ქედებს ენაცვლება ქედთაშორისი ხეობები, მაღლობები, ვაკეები და დაბლობი ტერიტორიები. მთავარი კავკასიონისა და მცირე კავკასიონის ქედების შემდეგ, განსაკუთრებული ჰიდრომეტეოროლოგიური და კლიმატგანმსაზღვრელი როლი აქვთ ქართლის, კახეთისა და ცივგომბორის ქედებს. ქართლისა და კახეთის ქედები მთავარი კავკასიონის ქედიდან ეშვება სამხრეთით, მცირდება სიმაღლეში, უერთდება ცივ გომბორის ქედს და აღწევს ივრის ზეგანამდე. კავკასიონის ქედზე იწყება და ვაკეებისაკენ ეშვება მერიდიანულად და პარალელების გასწვრივ მიმართული უფრო მცირე სიგრძის დვალეთ-მთიულეთის, თუშ-ფშავ-ხევსურეთის, ჯავის, ლომის-ალევის, გუდამაყრის ქედები.

ცივგომბორის ქედი და ივრის ზეგანი არის მთავარი წყალგამყოფები კახეთის ძირითად მდინარებს - ალაზნს, იორსა და მტკვარს შორის. ალაზნის ვაკე სამკუთხედის სახით განფენილია მდ. ალაზნის ორივე ნაპირის გასწვრივ მთავარი კავკასიონის აღმოსავლეთ ნაწილის სამხრეთ ფერდობსა და ცივგომბორის ქედს შორის, მდ. ალაზნის ვაკის სამხრეთით. სამხრეთ-აღმოსავლეთით და დასავლეთით მდებარეობს შირაქის ვაკე, ელდარის დაბლობი და ქართლის ვაკე. მდინარეები ალაზანი და იორი შირაქის ვაკისა და ელდარის დაბლობის მიდამოებში ჩაედინება მინგეჩაურის წყალსაცავში. ამრიგად, თავისი ოროგრაფიით კახეთის ატმოსფერო დაცულია ჩრდილოეთიდან და დასავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრისაგან და ღიაა სამხრეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის დინებებისათვის, რაც მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს რეგიონის კლიმატს.

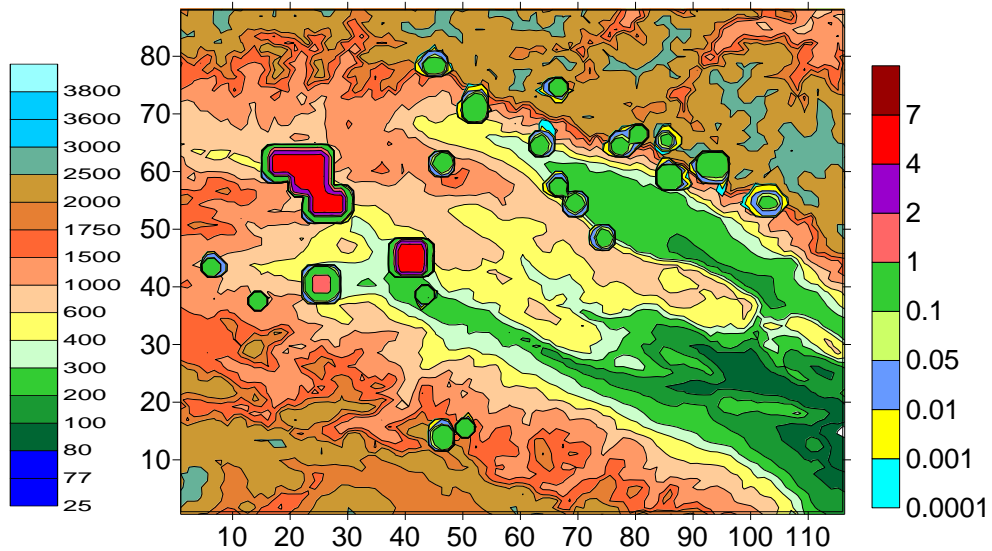
კახეთისა და მიმდებარე ტერიტორიის რელიეფი დაქანებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთისკენ. ყველაზე დაბალი ადგილია მინგეჩაურის წყალსაცავის მიმდებარე ტერიტორია. იქ რელიეფის სიმაღლე ზღვის დონიდან დაახლოებით 70 მ-ია. ყველაზე მაღალ რაიონს წარმოადგეს მთავარი კავკასიონის ქედი, სადაც ცალკეული მწვერვალის სიმაღლე ზღვის დონიდან 3.5კმ-ს აღწევს. ეს მწვერვალებია: დიდი ბორბალო - 3234 მ, ტინოვროსი - 3367 მ, შავი კლდე - 3570 მ. ამასთან, კახეთი შავი და კასპიის ზღვების მხრიდან დაშორებულია დაახლოებით 290 და 220 კმ-ით. ზღვებთან სიახლოვე, სამი მხრიდან ქედებით შემოსაზღვრულობა და გახსნილობა სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით განაპირობებს ტერიტორიის ჰიდრომეტეოროლოგიურ თავისებურებასა და ქმნის კახეთის რეგიონის დამახასიათებელ კლიმატს.

კახეთი მიეკუთვნება კონტინენტური სუბტროპიკულიდან ზღვის სუბტროპიკულ კლიმატზე გარდამავალ ოლქს, რომელიც ცალკეული კლიმატური ზონისაგან შედგება [96-98]. კახეთის რეგიონის რელიეფურ მრავალფეროვნებასთან დაკავშირებულია ჰიდრომეტეოროლოგიური ველების სივრცული განაწილების თავისებურებები.

კახეთის ვაკე არ გამოირჩევა ქარის სიჩქარის დიდი მნიშვნელობებით. იქ ქარის სიჩქარის მაქსიმალური საშუალო თვიური მნიშვნელობა არ აჭარბებს 3.1 მ/წმ-ს. 0-2 მ/წმ სიჩქარის ქარის ალბათობა 77-91%-ის ფარგლებშია. ქვემო ქართლის ვაკის ტერიტორიაზე ქარის მაქსიმალური საშუალო თვიური მნიშვნელობები 3.7-6.9 მ/წმ-ის ინტერვალშია. განსაკუთრებით ძლიერი ქარი დაიკვირვება ქ. თბილისის სამხრეთ ნაწილის მიდამოებში, სადაც 10-17 მ/წმ-ის ტოლი და მასზე მეტი სიჩქარის ქარის ალბათობა 7,1-14.4%-ის ფარგლებშია. ცივგომბორის ქედისათვის საკმაოდ ხშირია ძლიერი ქარი. 6-8 მ/წმ სიჩქარის ქარების ალბათობა 4.7-7.6%-ია. 18 მ/წმ-ზე მეტი სიჩქარის ალბათობა პროცენტის მეათედის რიგისაა. ძლიერი ქარები ძირითადად ჩრდილოეთის მიმართულებისაა. იშვიათ შემთხვევებში დაიკვირვება ძლიერი აღმოსავლეთის ქარი [98].

კახეთის ვაკისათვის დამახასიათებელია მთა-ბარის ცირკულაციები. აღმოსავლეთის ქარების შემთხვევებში ალაზნის ვაკისათვის დაიკვირვება ბარის აღმავალი დინებები, ხოლო დასავლეთის ქარის დროს - დასავლეთის მთის დაღმავალი დინებები. ამასთან განმეორადობით მთის დაღმავალი დინებები ჭარბობს ბარის აღმავალ დინებებს.

როგორც ჩანს, კახეთის რეგიონის ჰორიზონტალური ზომები 100 კმ-ის რიგისაა და ხასიათდება მეტად რთული ოროგრაფიით და ცვლადი მეტეოროლოგიური ველებით. ამიტომ, რეგიონებში მეტეოროლოგიური ველებისა და დამტვერიანების დროსა და სივრცეში ცვლილება მოდელირებული უნდა იქნეს β -მეზომასშტაბის და რელიეფის მიმყოლი განტოლებათა სისტემით (1.21), (1.39), (1.40), რომელიც ითვალისწინებს რთული რელიეფის გავლენას დინამიკაზე და შეუძლია აღწეროს ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მიმდინარე დიფუზიის პროცესები. ამავე დროს ინტეგრირებისათვის საჭირო საწყისი და სასაზღვრო პირობები, მეტეოროლოგიური ველების ფონური მნიშვნელობები და პარამეტრები შეირჩევა ისე, რომ მოდელირებული იყოს კონკრეტული ფონური მეტეოროლოგიური სიტუაცია.



ნახ. 3.1.2. რიცხვითი მოდელირების არე, რეგიონის რელიეფი და მტვრის კონცენტრაციები (ზღვრულად დასაშვები კონცენტრაციის ერთეულში $\rho_{d,0} = 0.15$ მგ/მ³) რეგიონის ქალაქებსა და ძირითად დასახლებულ პუნქტებში მიწის ზედაპირიდან $z=2$ მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ

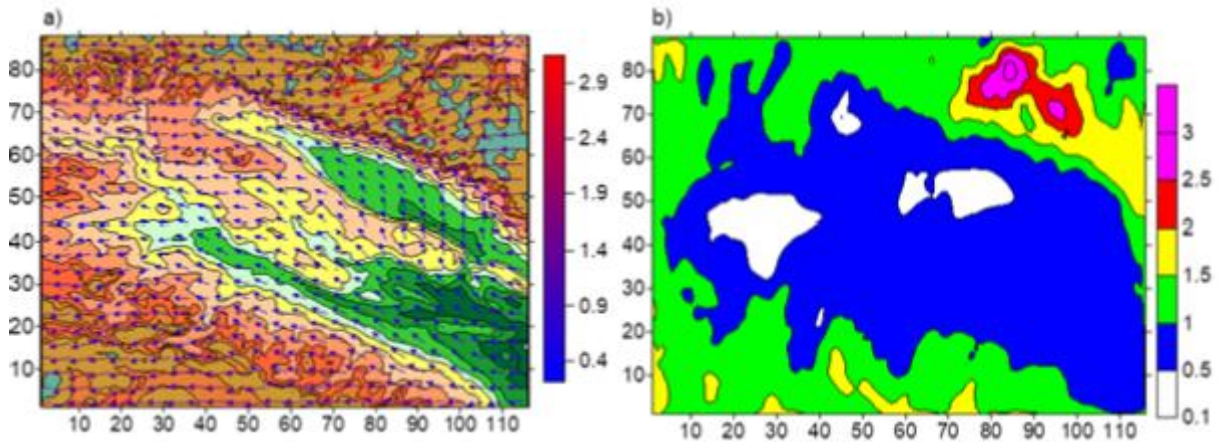
კახეთის რეგიონის შემთხვევაში რიცხვითი მოდელირება ჩატარებულია $118 \times 90 \times 31$ წერტილებისაგან შემდგარ მართკუთხა რიცხვით ბადეზე 2 კმ სიგრძის ჰორიზონტალური ბიჯებით (ნახ. 3.1.2). ვერტიკალური ბიჯი თავისუფალ ატმოსფეროში ტოლია $1/31$, ატმოსფეროს მიწისპირა 100 მ სისქის არეში ვერტიკალური ბიჯი იცვლება 2-დან 15 მ-მდე. რელიეფის სიმაღლე მოდელირების არეში იცვლება 70 მ-დან 4 კმ-მდე. განხილულია ივნისის თვეში მშრალი ამინდი, როდესაც ფარდობითი ტენიანობა 50%-ია და ქრის სტაციონალური ან არასტაციონალური ფონური ქარი.

დაშვებულია, რომ ატმოსფეროს აბინძურებს მტვერი, რომელიც წარმოიშვება რეგიონში განლაგებულ ქალაქებსა და დასახლებულ პუნქტებში. ქალაქებში, თბილისსა და რუსთავეში, სადაც წარმოებს მტვერზე რეგულარული დაკვირვება, მტვრის საწყისი მნიშვნელობა ტოლია ივნისის თვის საშუალო თვიური მნიშვნელობის [99], ხოლო სხვა ქალაქის ტერიტორიებზე მტვრის საწყისი განაწილება სხვადასხვაა და განსაზღვრულია მცხოვრებთა რაოდენობის მიხედვით [100]-ში მოცემული მეთოდიკის შესაბამისად. რიცხვითი გამოთვლები ჩატარებულია 5 წმ - დროითი ბიჯით 3 დღე-ღამის განმავლობაში.

3.1.1. ატმოსფეროში მტვრის განაწილება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს

მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქებში არსებული მტვრის გავრცელება დიდმასშტაბიანი (ფონური) აღმოსავლეთის სუსტი ქარის დროს. დიდმასშტაბიანი ქარის სიჩქარე იზრდება ვერტიკალურად ზევით 1 მ/წმ-დან 25 მ/წმ-დე, როცა $z=0.1$ და 9კმ, შესაბამისად.

ნახ. 3.1.3 - 3.1.8-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მეტეოროლოგიური ველების სივრცითი და დროითი განაწილების სურათები, როცა $t=0$ სთ .



ნახ. 3.1.3. მიწისპირა ქარის სიჩქარის ვექტორი a) და მოდული b), როცა $t=0$ სთ

ნახ. 3.1.3 a) და b) –ზე მოცემულია ქარის სიჩქარის ვექტორის და სიჩქარის მოდულის განაწილება მიწის ზედაპირიდან $z=10$ მ სიმაღლეზე. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მიწისპირა ქარის სიჩქარე მთელ ტერიტორიაზე იცვლება 0-დან 3 მ/წმ-მდე. ელდარის დაბლობზე, შირაქის, ალაზნის, ქართლის, ჯეირანის ვაკეებზე ქარის სიჩქარე არ აღემატება 1 მ/წმ-ს. 2–3 მ/წმ სიჩქარე მიღებულია კავკასიონისა და თრიალეთის ქედების და მათ მიმდებარე ტერიტორიებზე. შტილს ადგილი აქვს სამ რაიონში - ალაზნის ვაკის ჩრდილოეთ ნაწილში, პანკისის ქედისა და ქართლის ვაკეზე, ლოჭინის ხეობის მიმდებარე ტერიტორიებზე.

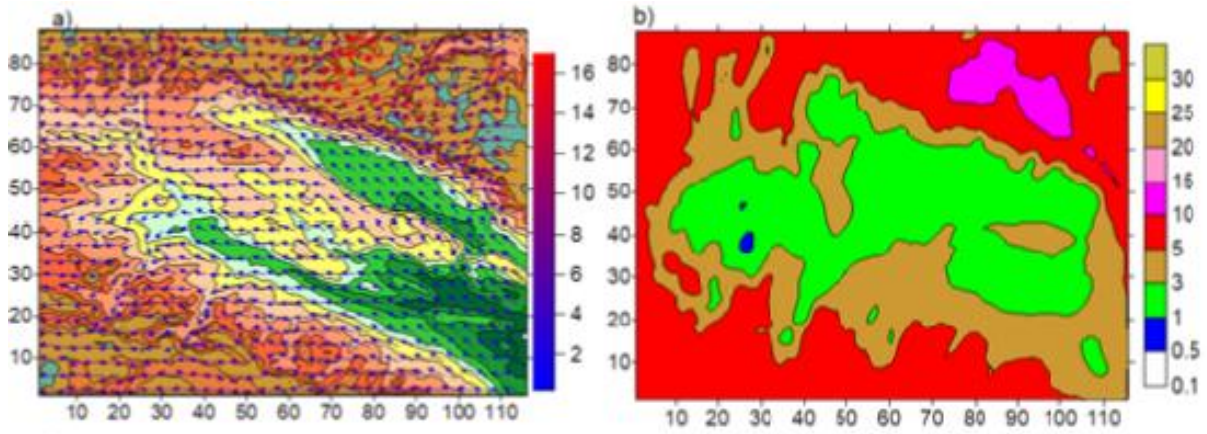
ლოკალური რელიეფის გავლენა გამოხატულია ქარის მიმართულების ცვლილებაშიც. რეგიონის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში ელდარის დაბლობის და შირაქის ვაკის ტერიტორიებზე არსებული აღმოსავლეთის ქარის მიმართულება თანდათანობით იცვლება და მდ. ალაზნის ქვედა წელში, მინგეჩაურის წყალსაცავის მიმდებარე ტერიტორიაზე, გადაიქცევა სამხრეთის ქარად. შემდგომ, აღნიშნული ნაკადი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობის გავლენით კვლავ იცვლის მიმართულებას და გადაიქცევა სამხრეთ-აღმოსავლეთის სუსტ ქარად. რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში დომინირებს ფონური აღმოსავლეთის ქარი. რეგიონის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, თრიალეთის ქედის ლოკალური ოროგრაფიის გავლენით ფორმირებულია ჰაერის ცალკეული მცირე ნაკადები, რომლებიც მიუყვება შედარებით ვიწრო ხეობებს.

ნახ. 3.1.4 a) და b) –ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის განაწილება მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე $t=0$ მომენტისათვის. როგორც ნახაზიდან ჩანს, დინების მიმართულება მინგეჩაურის წყალსაცავის მიდამოებში, მდინარეების ალაზნისა და მტკვრის გასწვრივ ემთხვევა დაბლობი ტერიტორიების ორიენტაციებს. ამ ტერიტორიებზე სიჩქარის მოდული იცვლება 0.5-3 მ/წმ ინტერვალის ფარგლებში. ანალოგიური სურათია მიღებული თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში არსებულ განიერ ხეობებშიც. მაღლობ ტერიტორიებზე ქარის სიჩქარე რელიეფის სიმაღლის ზრდასთან ერთად იზრდება და მთავარ კავკასიონის ქედზე მდებარე 3 კმ სიმაღლის მწვერვალის მიდამოებში, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, მისი მოდული აღწევს 10-15 მ/წმ-ს.

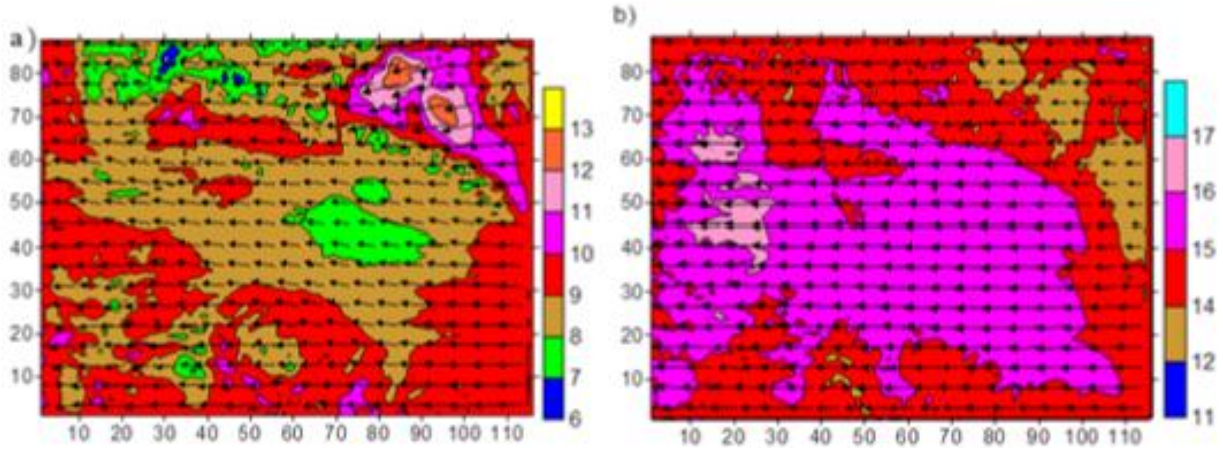
გამოთვლებით მიღებულია, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზევით, თავისუფალ ატმოსფეროში რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარის სივრცულ განაწილებაზე მნიშვნელოვნად მცირდება. მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას სიჩქარის სიდიდე იზრდება, მიმართულება კი უახლოვდება ფონურ მიმართულებას. ზღვის დონიდან 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე 6-12 მ/წმ-ის, 6 კმ-ის ზევით - 11-17 მ/წმ-ის ფარგლებშია (ნახ. 3.1.5 a) და b). ერთსა და იმავე დონეზე ქარის ზედაპირული განაწილება არაერთგვაროვანია. მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობზე მდებარე ზოგიერთი მწვერვალის მიდამოებში ქარის სიჩქარე მცირეა, ხოლო როგორც ვაკე, ასევე მთიანი ტერიტორიების თავზე - დიდია.

ნახ. 3.1.6 – 3.1.7 ნაჩვენებია ატმოსფეროში რიცხვითი მოდელირებით მიღებული მტკვრის

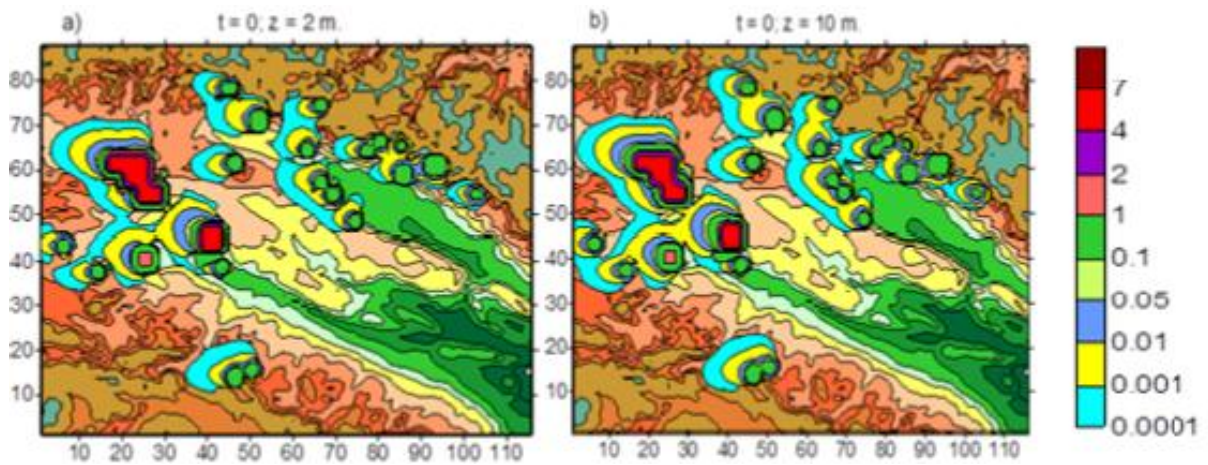
სივრცული განაწილების სურათები, როცა $t=0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ატმოსფეროს მიწის-პირა ფენის ქვედა დონეებზე ($z = 2, 10$ მ) მტვერი კონცენტრირებულია უშუალოდ დაბინურების



ნახ. 3.1.4. ქარის სიჩქარის ვექტორი a) და მოდული b) მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ

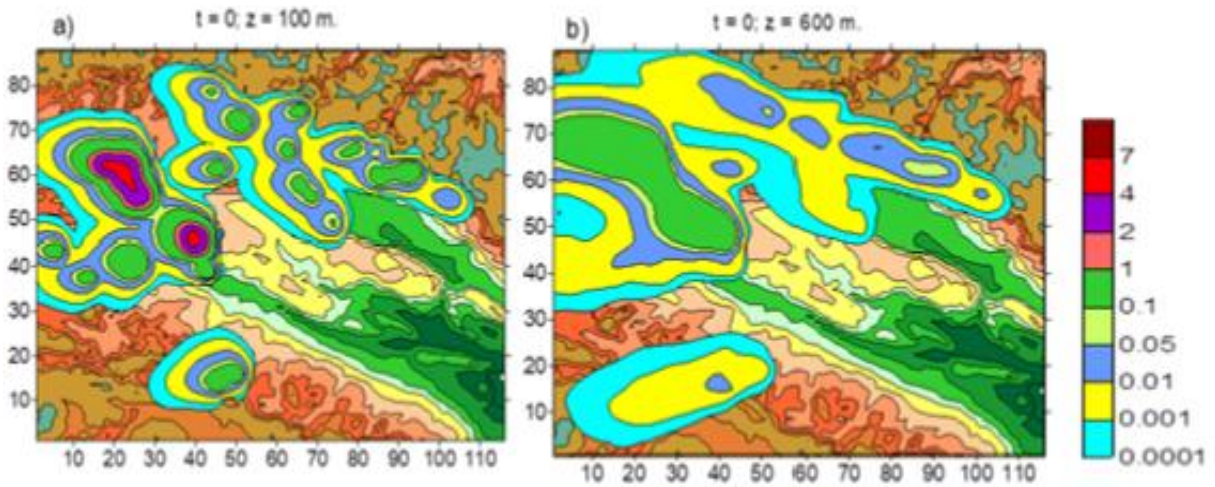


ნახ. 3.1.5 ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული b) მიწის ზედაპირიდან 3 კმ -a) და 6 კმ -b) სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



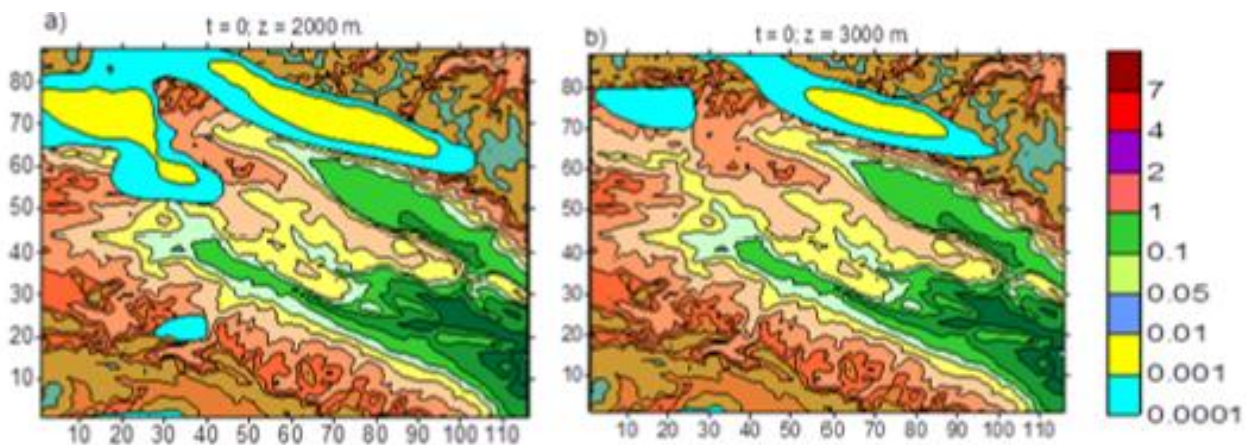
ნახ. 3.1.6. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2$ მ -a) და $z=10$ მ - b) სიმაღლეებზე, როცა $t=0$ სთ

პუნქტის მიდამოებში და დასახლებული პუნქტიდან მცირე მანძილზე არის გავრცელებული. დაბინძურების პუნქტიდან 2-4 კმ მანძილზე მისი კონცენტრაცია დაახლოებით 10 ჯერ მცირდება, ხოლო უფრო დაშორებით 20-30 კმ მანძილზე - 10^2 - 10^3 - ჯერ არის შემცირებული.



ნახ. 3.1.7. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ -ში) მიწის ზედაპირიდან $z = 100$ მ -a) და $z = 600$ მ - b) სიმაღლეებზე, როცა $t=0$ სთ

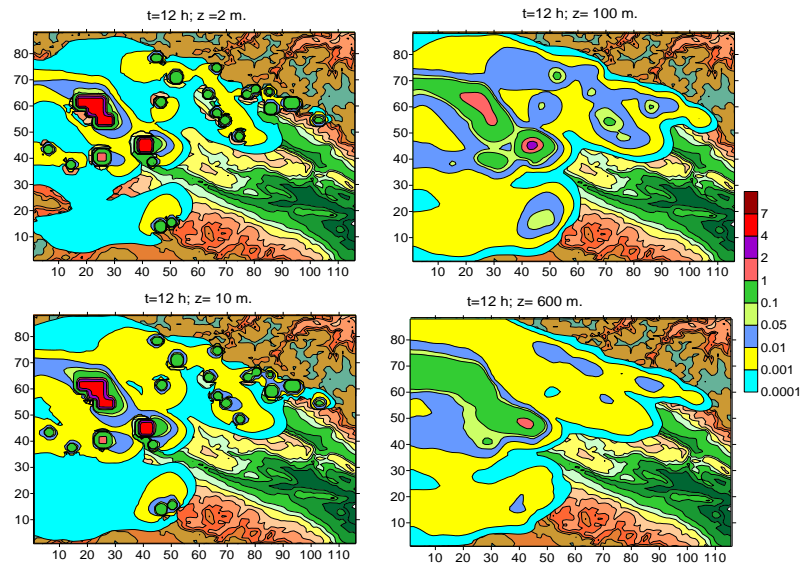
დამაბინძურებელი ნივთიერების ვერტიკალური ტურბულენტური გადატანა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში არის უპირატესი ჰორიზონტალურ გადატანასთან შედარებით. ამიტომ, ატმოსფეროს მიწისპირა 100 მ ფენაში მტვრით დაბინძურებული არის ვერტიკალური სტრუქტურა ფაქტიურად უცვლელია. ის ჰორიზონტალური მიმართულებით მხოლოდ მცირედით არის გაფართოებული. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ($z = 600$ მ - 1000 მ) დამტვერიანებული ზონის ჰორიზონტალური ზომები მნიშვნელოვნად იზრდება როგორც ჰაერის მოძრაობის, ისე მისი მართობული მიმართულებით. რაც, თავის მხრივ, მიუთითებს ჰორიზონტალური ტურბულენტობის დიდ მნიშვნელობაზე მტვრის გავრცელების პროცესში. სასაზღვრო ფენაში მიღებულია მომატებული დამტვერიანების სამი ზონა, რომლებიც შექმნილია გარე კახეთის, ქვემო ქართლისა და აზერბაიჯანის ტერიტორიებზე არსებული წყაროების მიერ. უფრო მაღალ დონეებზე - ზღვის დონიდან 1500 მეტრის ზევით კონცენტრაციის სიდიდე ძლიერ (10^3 -ჯერ) მცირდება (ნახ. 3.1.8), დაბინძურების არე წარმოადგენს ორ ზონას, რომელიც გადაადგილდება ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით, და მათში შეუძლებელია გამოიკვეთოს ცალკეული დამაბინძურებელი ობიექტის გავლენა კონცენტრაციის ველის ფორმირებაზე.



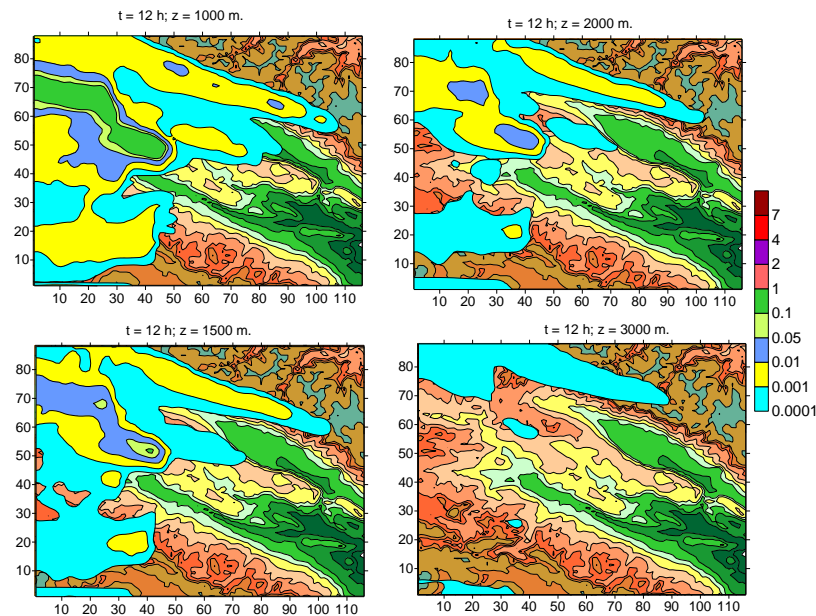
ნახ. 3.1.8. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2000$ მ -a) და $z = 3000$ მ - b) სიმაღლეებზე, როცა $t=0$ სთ

როცა $t=12$ სთ მნიშვნელოვნად იზრდება დამტვერიანების ზონა როგორც მიწისპირა ფენაში, ისე ქვედა და შუა ტროპოსფეროში. ამ დროისათვის დამტვერიანებული ზონა მოიცავს

რეგიონის ტერიტორიის მნიშვნელოვან ნაწილს (ნახ. 3.1.9, 3.1.10). ზონის გაზრდა გამოწვეულია ქარის სიჩქარის დღელამური ვარიაციებით და ტურბულენტური აღრევით. დამტკვერიანებული ზონის გაზრდა ხდება მტკვრის კონცენტრაციის შემცირების ხარჯზე. 0.1 ზდკ-ზე მეტი კონცენტრაციები მიღებულია მხოლოდ წყაროების უშუალო სიახლოვეს 10 მ სიმაღლეზე და ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მდ. მტკვრის ხეობის გასწვრივ ქალაქების. რუსთავისა და თბილისის მიმდებარე ტერიტორიებზე. დედამიწის ზედაპირიდან 1კმ-ზე და უფრო მაღალ დონეებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობა სწრაფად მცირდება და მისი სიდიდე ნაკლებია 0.01-0.001 ზდკ-ზე.



ნახ. 3.1.9. მტკვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t=12$ სთ

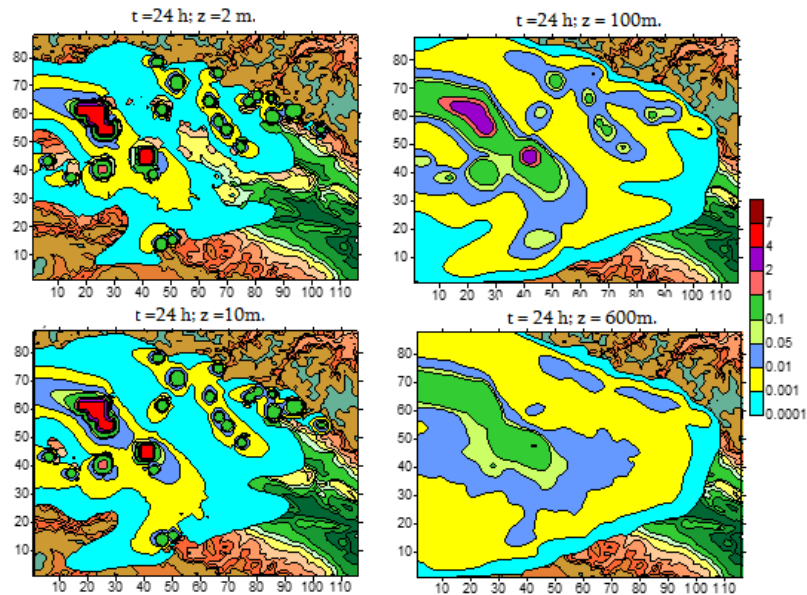


ნახ. 3.1.10. მტკვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 1, 1.5, 2$ და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ

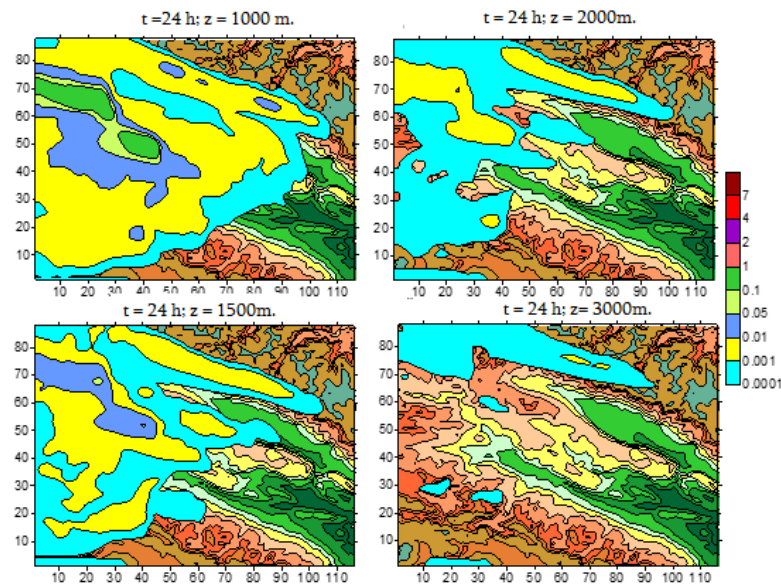
გამოთვლებით მიღებულია, რომ დღის მეორე ნახევარში რელიეფის თერმული და დინამიკური ზემოქმედება იწვევს ლოკალური ქარის დროით და სივრცულ ცვლილებას. კერძოდ, $t=24$ სთ-თვის მთავარი კავკასიონის და თრიალეთის ქედების აღმოსავლეთ კალთებზე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ჰაერის ნაკადის დინება აღმავალია. მის მიმართულებას განსაზღვრავს

რელიეფის დახრილობა. ამ ტერიტორიებზე ქარის სიჩქარე არ აღემატება 4 მ/წმ. ქედებს შორის არსებულ ვაკე ტერიტორიებზე რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარეზე სუსტია. ქარის სიჩქარის მნიშვნელობა 1-2 მ/წმ-ის ფარგლებშია. ამათან, იზრდება ჰორიზონტალური და ვერტიკალური ტურბულენტობა და ფართოვდება მტვრის გავრცელების არეალი (ნახ. 3.1.11, 3.1.12).

ამრიგად, ჩატარებულმა რიცხვითმა გამოთვლებმა აჩვენა, რომ ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში დამტვერიანების ზონა, რომელშიც კონცენტრაცია მეტია 0,1 ზდკ-ზე, არ აღემატება 10-20 კმ-ის სიგანის არეს ქალაქების. თბილისისა და და რუსთავის მიდამოებში, და 1-2 კმ-ის სისქის



ნახ. 3.1.11. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 24$ სთ



ნახ. 3.1.12. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 1, 1.5, 2$ და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t = 24$ სთ.

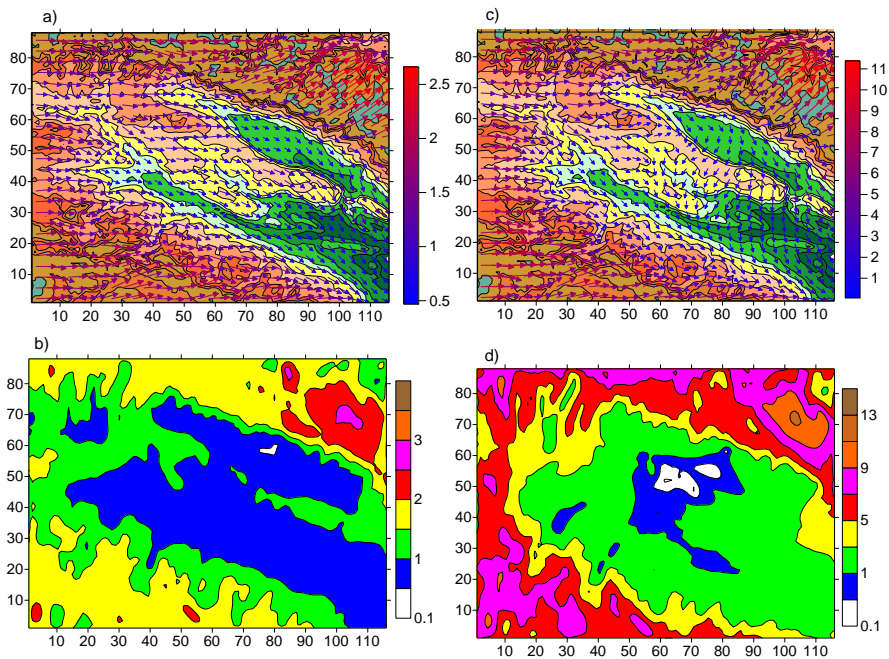
რგოლურ არეს - მცირე ქალაქების ირგვლივ. მტვრის დიფუზიური და ადვექციური გადატანით მიღებული დამტვერიანებული სივრცე წარმოადგენს დიდი ფართობის მქონე, დაახლოებით 3 კმ-მდე სისქის არეს კახეთის რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში. იგი ორიენტირებულია სამხრეთ-

აღმოსავლეთიდან ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ. ამ სივრცის უმეტეს ნაწილში მტვრის კონცენტრაცია 0.001 ზღვ-ზე ნაკლებია. მტვრის ვერტიკალური გავრცელება შემოსაზღვრულია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენით, მის ზევით თავისუფალ ატმოსფეროში დამტვერიანება მიღებულია ცალკეული ლაქების სახით.

3.1.2. ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური დასავლეთის ქარის დროს

მოდელირებულია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული დინამიკური პროცესები და ქალაქებში არსებული მტვრის გავრცელება მიმდებარე ტერიტორიებზე ფონური დასავლეთის ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. ფონური ქარის სიჩქარე იცვლება 1 მ/წმ-დან (100მ სიმაღლეზე) 25 მ/წმ-დე ტროპოპაუზაზე.

ნახ. 3.1.13 -ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული მიწის ზედაპირიდან $z=10$ მ –a), b) და $z=100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), როცა $t=0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ფონურ დინებაზე რეგიონის რელიეფის ზემოქმედებით ფორმირებული ქარის სიჩქარის ველი ფლუგერის დონეზე მთელ ტერიტორიაზე იცვლება 0-დან 3-4 მ/წმ-მდე. მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ ფერდობზე, ჯავახეთის ქედის აღმოსავლეთით მდებარე დაბლობ და ვაკე ტერიტორიებზე, ასევე ცივ გომბორის ქედის მიდამოებში ქარის სიჩქარე არ აღემატება 1.5 მ/წმს. ქედების თხემის მიდამოებში სიჩქარე 1,5-3 მ/წმ ის ინტერვალის ფარგლებშია. შტილს აქვს ადგილი მეტად მცირე ტერიტორიაზე ქ. ლაგოდეხის მიდამოებში.



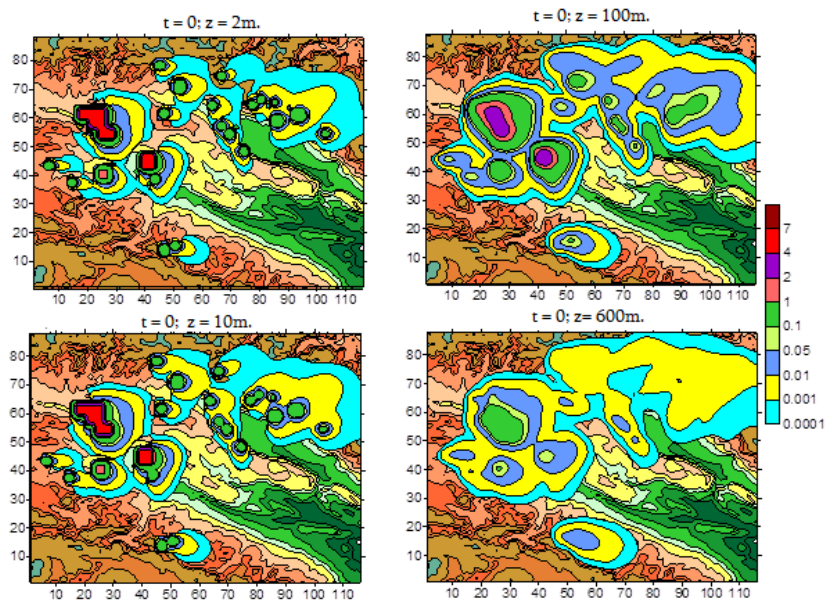
ნახ. 3.1.13. ქარის სიჩქარის ვექტორი a), c) და მოდული b), d), მიწის ზედაპირიდან 10 მ და 100 მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ

მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე რეგიონის დაბლობ და ვაკე ტერიტორიებზე ქარის სიჩქარე იზრდება და მისი სიდიდე აღწევს 3 მ/წმ-ს. გაზრდილია ასევე შტილის ზონა ქ. გურჯაანის მახლობელად. მაღალი ქედების თავზე ქარის სიჩქარე აღწევს 13 მ/წმ-მდე.

რეგიონის დასავლეთ ნაწილში მოდელირებით მიღებული ქარი ძირითადად დასავლეთისაა (ნახ.3.13 a) და c). აღმოსავლეთით ქარი იცვლის მიმართულებას. მდ. მტკვრისა და ალაზნის მიდამოებში ის მიუყვება მდინარეების გასწვრივ არსებულ დაბლობ ტერიტორიებს და გადაიქცევა ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარად. რეგიონის აღმოსავლეთ ნაწილში, მთავარი კავკასიონის ქედის გავლენით, ჰაერის დინება ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე იყოფა ორ ნაკადად-ჩრდილოეთის და სამხრეთ დასავლეთის ქარებად. რეგიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთით, მთავარი

კავკასიონისა და მასთან არსებული მცირე ქედების გავლენით, ქარი იშლება ცალკეული ვიწრო ხეობების გასწვრივ მიმართულ დინებებად.

ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზევით, მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას, სიჩქარის ზრდასთან ერთად მცირდება რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარეზე. ზღვის დონიდან 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე 6-8 მ/წმ-ის, 6 კმ-ის სიმაღლეზე – 14-18 მ/წმ-ის ფარგლებშია.



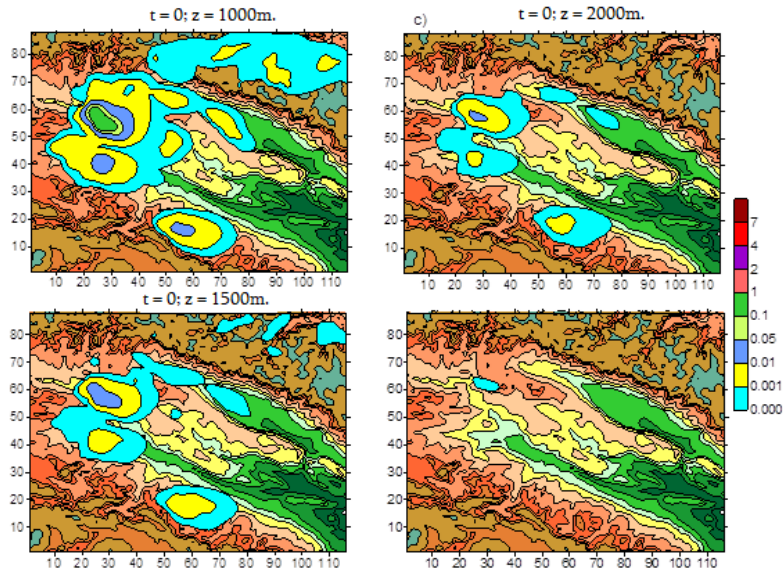
ნახ. 3.1.14. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2, 10, 100$ და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ

ქარის სიჩქარის ზონალური და მერიდიანული მდგენელების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ რელიეფი იწვევს ფონური მოძრაობის გასწვრივ მიმართული მეზომასშტაბის ტალღების წარმოშობას. ტალღის ამპლიტუდა დამოკიდებულია ოროგრაფიული წინაღობის სიმაღლეზე. ის მაქსიმალურია მთავარი კავკასიონისა და თრიალეთის ქედების მიდამოებში და მცირეა ცივ გომბორის და სხვა დაბალი ქედების თავზე. ფონური აღმოსავლეთის ქარის შემთხვევისაგან განსხვავებით, დასავლეთის ფონური ქარის დროს ჩაკეტილი გრიგალური მოძრაობა არაა მიღებული.

ნახ. 3.1.14 და 3.1.15-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში და ტროპოსფეროში. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მიღებულია დამტვერიანებული ოთხი არე. ისინი კონცენტრირებულნი არიან ატმოსფეროს ძირითადი დამაბინძურებელი ქალაქების ტერიტორიაზე და მათ მიდამოებში. განსაკუთრებით ძლიერი დამტვერიანებაა ქალაქებში. თბილისსა და რუსთავში. ადგეციისა და ჰორიზონტალური ტურბულენტობის გამო ატმოსფეროში გაფრქვეული მტვერი ძირითადად ვრცელდება აღმოსავლეთის მიმართულებით. ქ.თბილისიდან 10 კმ მანძილზე მტვრის კონცენტრაცია დაახლოებით 50-100 ჯერ ნაკლებია ზდკ-ზე. სიმაღლის ზრდასთან ერთად კონცენტრაცია სწრაფად მცირდება. მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე მტვერი გავრცელებულია მნიშვნელოვნად მეტ არეში და შემცირებულია დამტვერიანების დონე. შესაბამისად, ქ. თბილისიდან 30 კმ და ქ. რუსთავიდან 20 კმ მანძილზე კონცენტრაციის სიდიდე 100 ჯერ ნაკლებია ქალაქებში არსებულ კონცენტრაციებზე. მიწის ზედაპირიდან 600 მ–1 კმ სიმაღლეზე მიღებული კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები აღწევენ 1 ზდკ-ს, ისიც მეტად მცირე არეში. დანარჩენ ტერიტორიაზე კონცენტრაციის მნიშვნელობები 100 ჯერ ნაკლებია ზდკ-ზე. მიწის ზედაპირიდან 3 კმ სიმაღლეზე კონცენტრაცია 1000 ჯერ და უფრო მეტად ნაკლებია ზღვრულად დასაშვებ მნიშვნელობაზე.

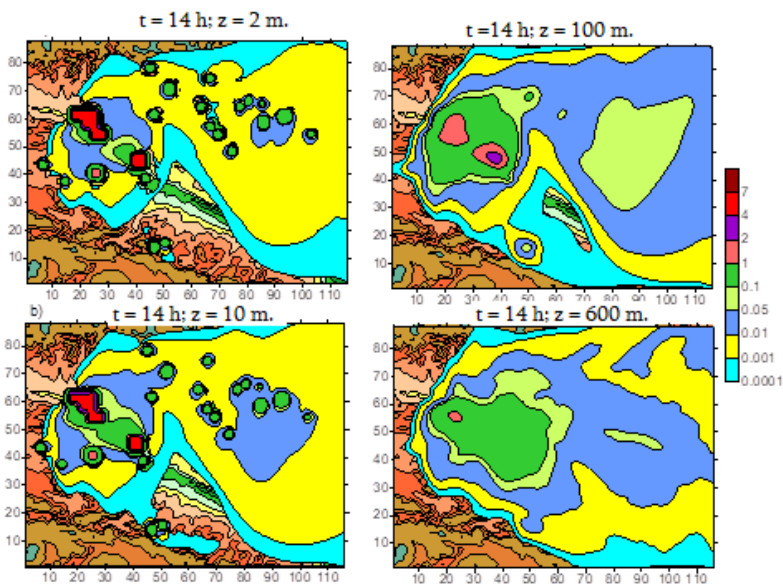
ნახ. 3.1.16 და ნახ 3.1.17-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში და ტროპოსფეროში, როცა $t=14$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ დამტვერიანება გავრცელებულია დიდ ტერიტორიაზე ერთიანი ღრუბლის სახით. ღრუბელში მაქსიმალური დამტვერიანების ზონა ლოკალიზებულია დამტვერიანების წყაროს თავზე

ატმოსფეროს სასაზღვრო ზონის ზედა ნაწილში და წაგრძელებულია ფონური ქარის მიმართულებით. მიწის ზედაპირიდან 2 სიმაღლეზე კონცენტრაცია 0.1–1 ზღვ მიღებულია მხოლოდ ქალაქების ტერიტორიებზე და მათ უშუალო სიახლოვეს. 0.1 ზღვ-ის საზღვარი ქ. თბილისის შემთხვევაში გადის ქალაქის ტერიტორიიდან 2–4 კმ მანძილზე, ქ. რუსთავის შემთხვევაში კი – 8 კმ მანძილზე. დანარჩენ ტერიტორიაზე გამოთვლებით მიღებული კონცენტრაციები ნაკლებია 0.1 ზღვ-ზე. 2 მ-ზე ზევით, ქალაქების თბილისისა და რუსთავის თავზე, 0.1

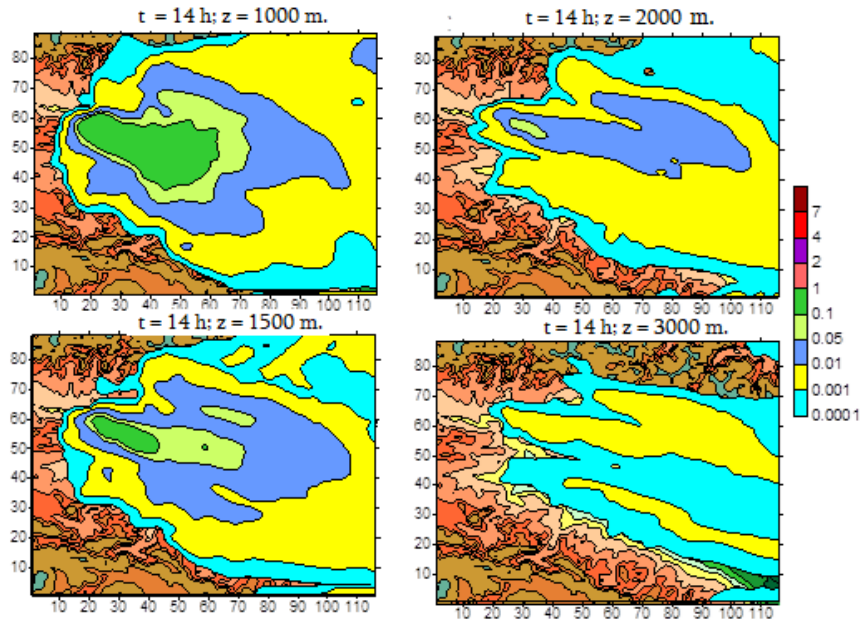


ნახ. 3.1.15. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან z = 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა t=0 სთ

ზღვ-ზე მეტი მნიშვნელობა მიღებულია გაცილებით მეტ ფართობზე. აღნიშნული ეფექტი გამოწვეულია ქალაქების თავზე მიწისპირა ფენაში არსებული მტვრის დიდი რაოდენობით გადატანასთან ვერტიკალური ტურბულენტობით და შემდგომ მის გავრცელებასთან ჰორიზონტალური ადვექციური დატურბულენტური მოძრაობებით. 0.1 ზღვ-ზე მეტი კონცენტრაციის დაბინძურების ზონის მოცულობა მაქსიმალურია მიწის ზედაპირიდან 100–700 მ-იან ფენაში. ამ ფენის ზემოთ მაქსიმალური კონცენტრაციის მნიშვნელობა იწყებს კლებას და 3 კმ-ის სიმაღლეზე მისი სიდიდე არ აღემატება 0.01 ზღვ-ს.



ნახ. 3.1.16. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან z = 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა t=14 სთ.



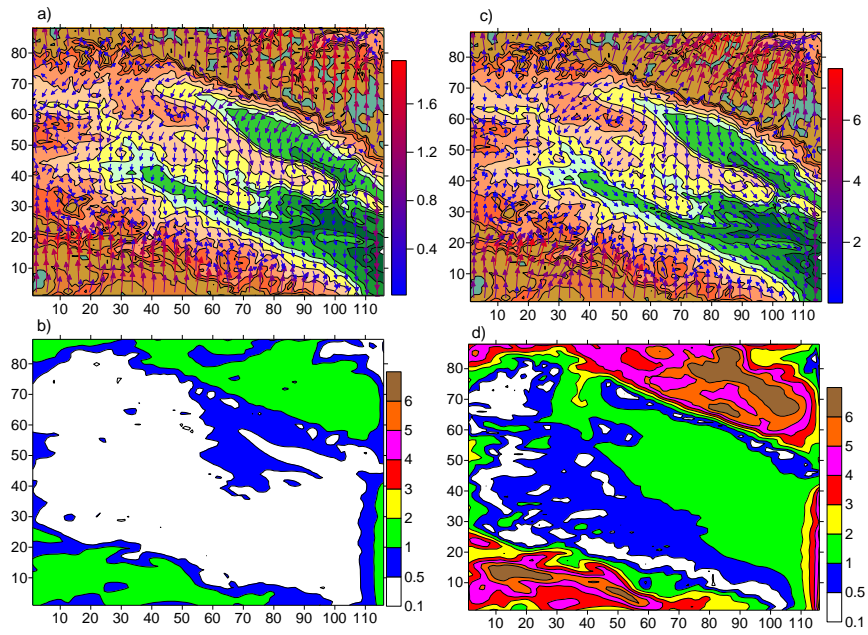
3.1.17. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ-ში) მიწის ზედაპირიდან $z = 1, 1.5, 2$ და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=14$ სთ

3.1.3. ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური სამხრეთის ქარის დროს

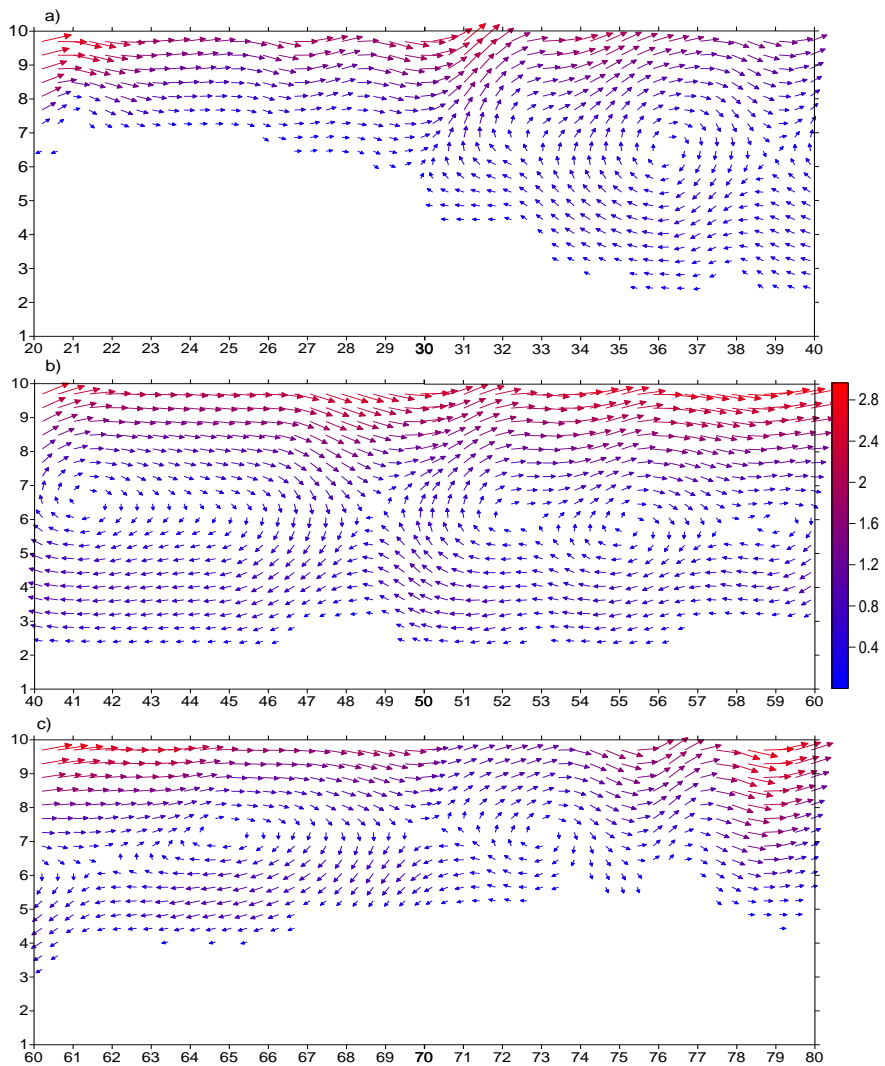
მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქებში არსებული მტვრის გავრცელება სამხრეთის ფონური სტაციონალური ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. ფონური ქარის სიდიდე იცვლება 1 მ/წმ-დან 100 მ სიმაღლეზე - 20 მ/წმ-მდე, ტროპოპაუზაზე.

მტვრის სივრცეში და დროში ცვლილებას განსაზღვრავს ატმოსფეროს ქარის სიჩქარის და ტურბულენტობის ველები. ნახ. 3.18-ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული მიწის ზედაპირიდან 10 და 100 მ სიმაღლეებზე, როცა $t=0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ ქარის სიჩქარის სივრცული განაწილება მიწისპირა ფენაში თვისობრივად განსხვავდება სივრცული განაწილებებისაგან, რომლებიც მიღებულია ფონური აღმოსავლეთისა და დასავლეთის ქარების შემთხვევებში. მთავარი კავკასიონის და თრიალეთის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ კალთაზე მიღებულია სამხრეთის ქარი, რომლის სიდიდე ფლუგერის დონეზე აღწევს 2 მ/წმ-ს, ხოლო 100 მ სიმაღლეზე 8 მ/წმ-ს. ქედებს შორის არსებულ ივრის ზეგანსა, ცივ გომბორის ქედსა და მიმდებარე ტერიტორიებზე მიღებულია ფონური ქარის საწინააღმდეგო მიმართულების ჩრდილოეთის ქარი, რომელიც 100 მ სიმაღლეზე, ალაზნის ვაკესა და ჯეირანის ველზე გადადის ჩრდილო-დასავლეთის ქარში. ამ ტერიტორიებზე ქარი სუსტია ისე, რომ ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ადგილი აქვს შტილს. შტილი მიღებულია ოროგრაფიული წინააღმდეგობის ქარზურგა მხარეს და ზოგიერთ ქედს შორის არსებულ ხეობებში (ქალაქების, თბილისისა და რუსთავის მიდამოებში).

ქარის სიჩქარის მერიდიანული და ზონალური მდგენელების (ნახ. 3.1.19, 3.1.20). ანალიზი გვიჩვენებს, რომ რეგიონის რელიეფის გარსდენის პროცესისათვის დამახასიათებელია მეზომასშტაბური ტალღებისა და ვერტიკალური მერიდიანული და ზონალური გრიგალების წარმოშობა. მეზომასშტაბური ტალღები განსაკუთრებით გამოხატულია თავისუფალ ატმოსფეროში, ვერტიკალური გრიგალები კი - ფონური დინების მართობულ სიბრტყეში როგორც ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, ისე თავისუფალ ატმოსფეროში.

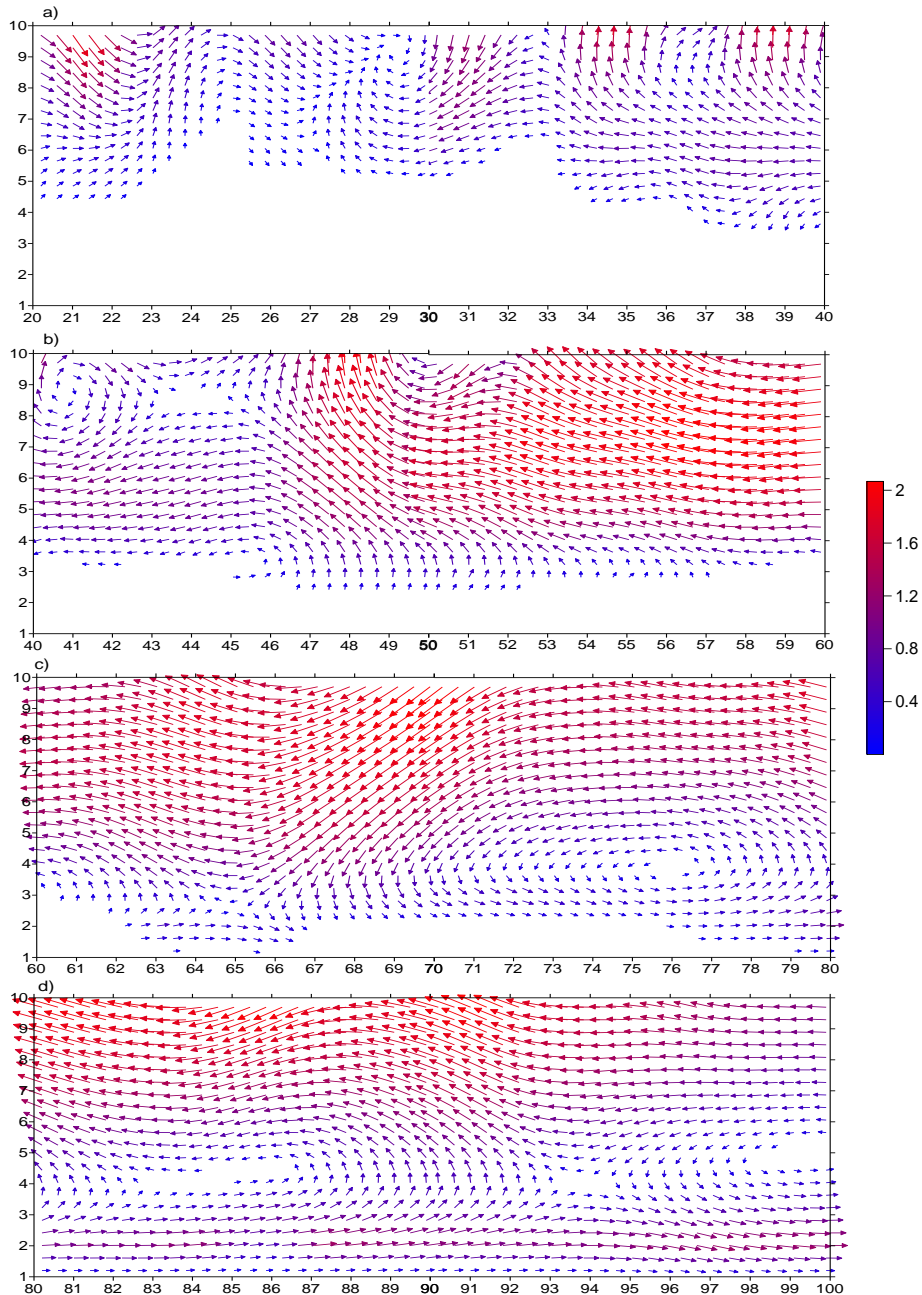


ნახ. 3.1.18. ქარის სიჩქარის ვექტორი a), c) და მოდული b), d), მიწის ზედაპირიდან 10 მ და 100 მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



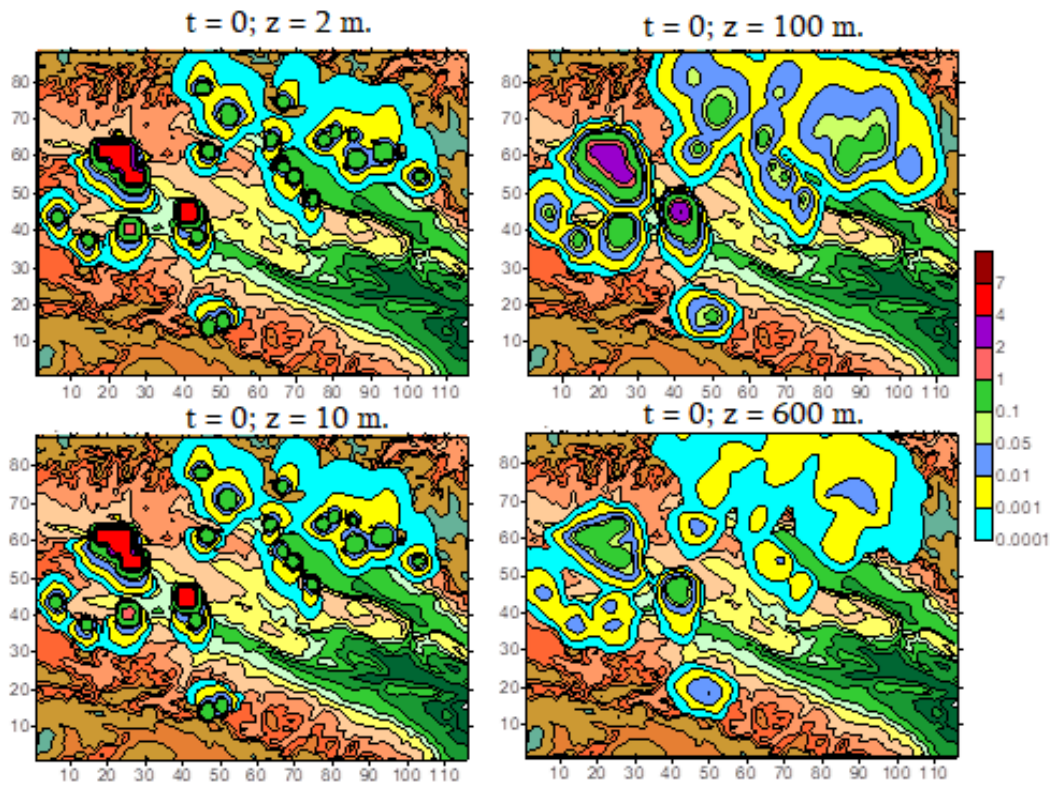
ნახ. 3.1.19. ქარის სიჩქარის ვექტორის მერიდიანული გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, როცა $x = 30$, $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b), $60 \leq y \leq 80$ – c და $t=0$ სთ

ნახ. 3.1.21 და ნახ. 3.1.22 ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილების სურათები ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და ტროპოსფეროში. მტვრის გავრცელების სურათები თვისობრივად განსხვავდება აღმოსავლეთისა და დასავლეთის ფონური ქარის შემთ-

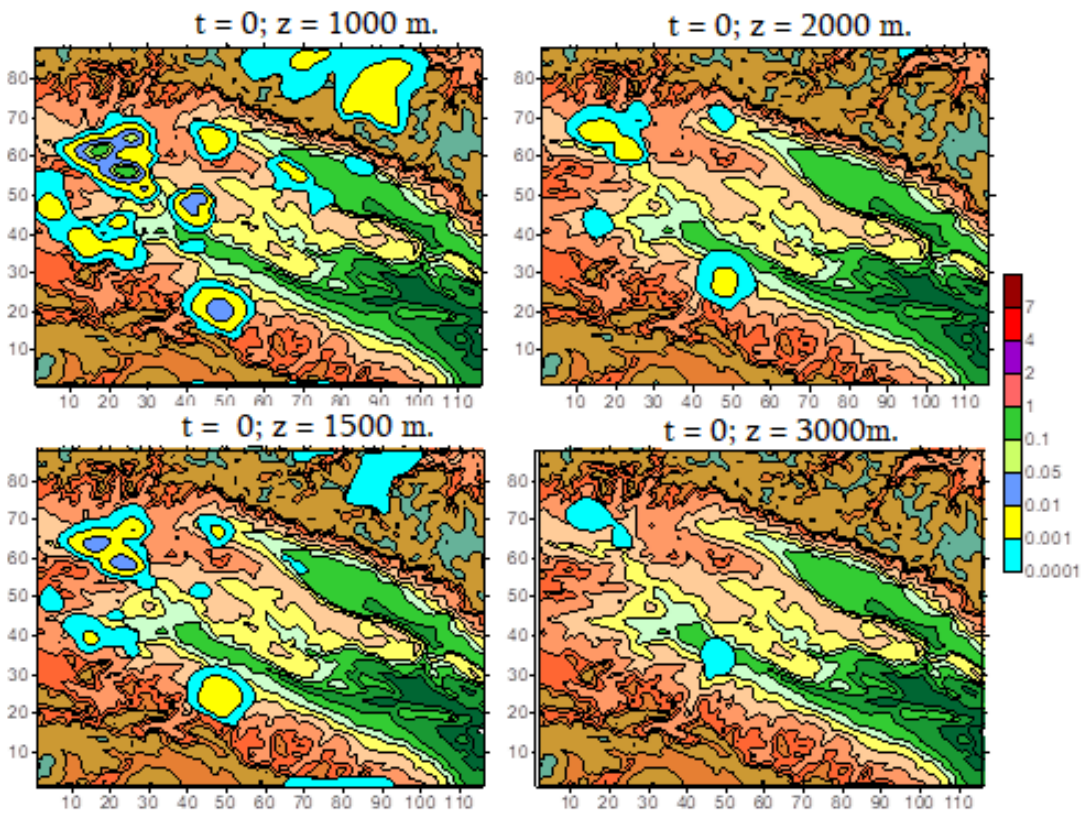


ნახ. 3.1.20. ქარის სიჩქარის ვექტორის პარალელის გასწვრივი გეგმილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, როცა $y = 30$, $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b), $60 \leq x \leq 80$ – c), $80 \leq x \leq 100$ – d) და $t=0$ სთ

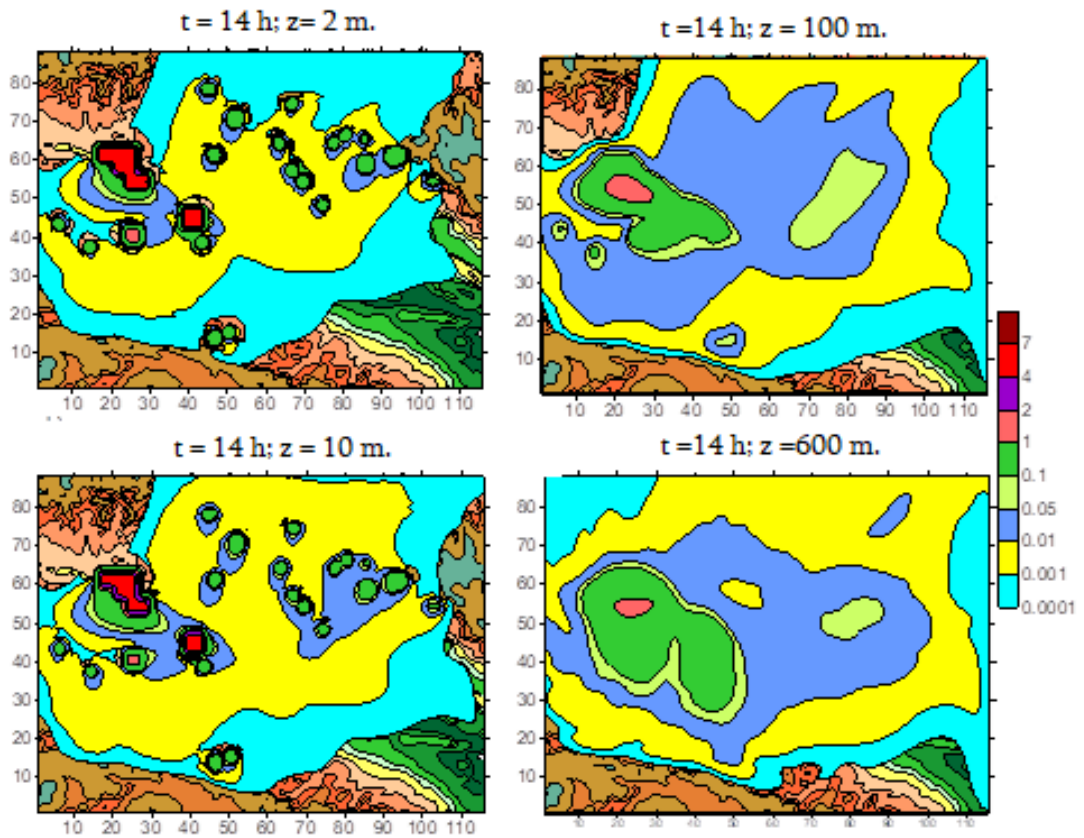
ვებში მიღებული სურათებისაგან. კერძოდ, ქვ. თბილისის, რუსთავის, მარნეულის და ბოლნისის მიდამოებში მტვრის ჰორიზონტალური განაწილებები 2 და 10 მეტრის სიმაღლეებზე საკმაოდ დიდი სიზუსტით ემთხვევა ერთმანეთს. 100 მ სიმაღლეზე მტვერი გავრცელებულია მხოლოდ მცირე არეზე. აღნიშნული ეფექტი გამოწვეულია იმით, რომ ქალაქების განლაგების არეში მიღებულია შტილური სიტუაცია და მტვრის გადატანა ხორციელდება მხოლოდ ტურბულენტური დიფუზიის მექანიზმით. გარე კახეთის მიდამოებში მტვერი გავრცელებულია ქალაქების მიმდებარე საკმაოდ დიდ არეში, რაც უმეტესწილად განპირობებულია ადვექტიური გადატანის პროცესით.



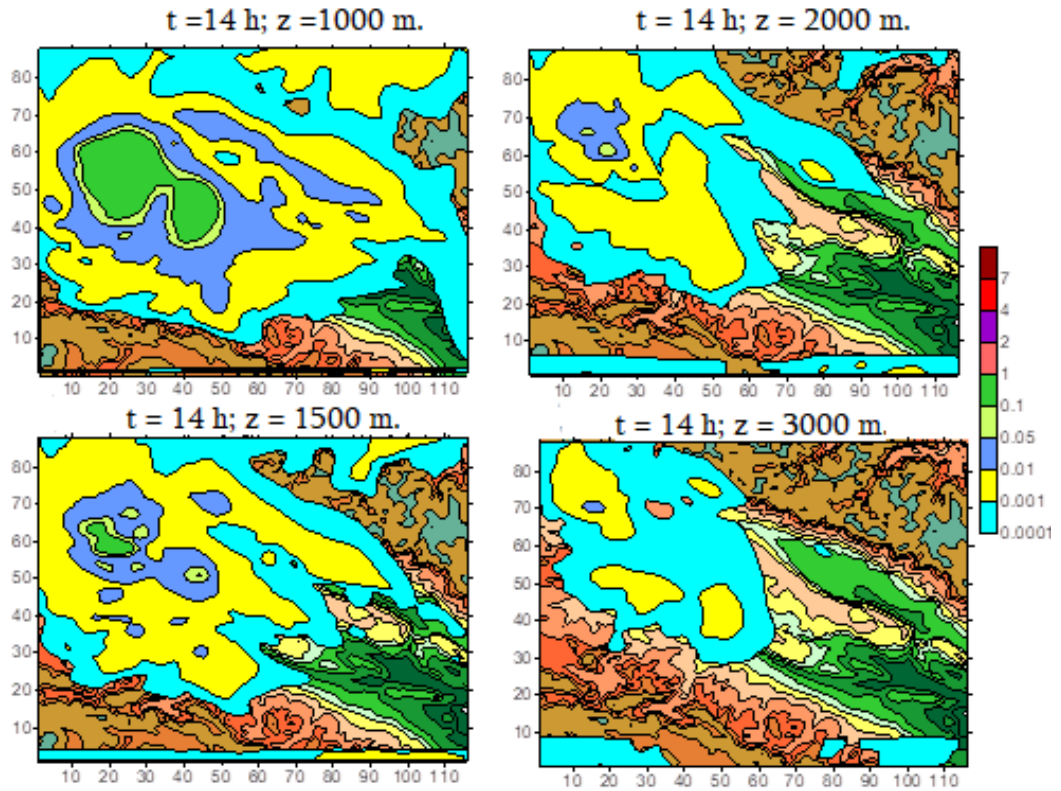
ნახ. 3.1.21 მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



ნახ. 3.1.22. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



ნახ. 3.1.23 მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ -ში) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=14$ სთ



ნახ. 3.1.24. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=14$ სთ

ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მტვერი გავრცელებულია წყაროებიდან მცირე მანძილებზე (ნახ. 3.1.21), რაც გამოწვეულია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ძლიერ მდგრადი სტრატოფიკაციის მქონე ჰაერის ფენის ფორმირებით. აღნიშნული მეტეოროლოგიური სიტუაციისათვის დამახასიათებელია სუსტი ვერტიკალური ტურბულიზაცია და ინვერსიული ფენის წარმოშობა, რომელიც ხელს უშლის ჰაერში გაფრქვეული ნივთიერების ვერტიკალურ დიფუზიას.

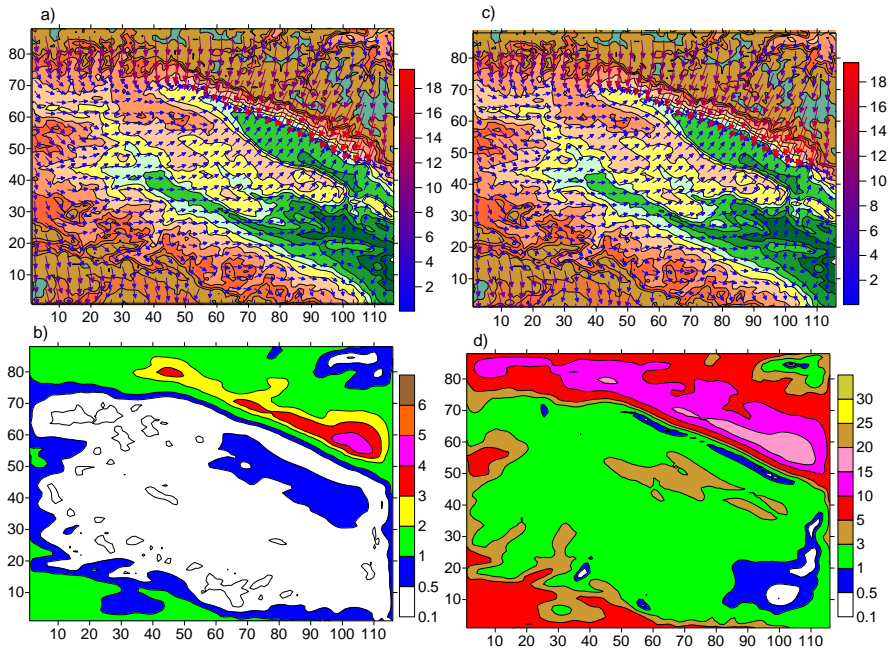
გამოთვლებმა აჩვენა, რომ ატმოსფეროში მიმდინარე დღეღამურმა თერმიულმა და დინამიკურმა ცვლილებამ დღის პირველ ნახევარში გამოიწვია კინემატიკური ეფექტები, რამაც მნიშვნელოვანი გავლენა მოახდინა მტვერის გავრცელებაზე დროის შემდგომ მომენტებში (ნახ. 3.23, ნახ. 3.24). კერძოდ, $t=14$ სთ-თვის მიწისპირა ტემპერატურის ცვლილებამ გამოიწვია არამდგრადი დინამიკური წონასწორობა, β მასშტაბის გრიგალების წარმოშობა და მტვერის ვერტიკალური და ჰორიზონტალური გადატანის ინტენსიფიკაცია. დღის 14 საათისათვის ქალაქებიდან ატმოსფეროში მოხვედრილი მტვერი გავრცელებულია გაცილებით დიდ ტერიტორიაზე. დამტვერიანების არე მოიცავს კახეთის ატმოსფეროს უმეტეს ნაწილს. პროცესს თან სდევს კონცენტრაციის სიდიდის შემცირება. კონცენტრაციები 0.01 ზდკ-ზე მეტი მიღებულია მხოლოდ უშუალოდ ქალაქების ტერიტორიაზე და ქალაქების თბილისისა და რუსთავის სიახლოვეს.

3.1.4. ატმოსფეროში მტვერის გავრცელება ფონური ჩრდილოეთის ქარის დროს

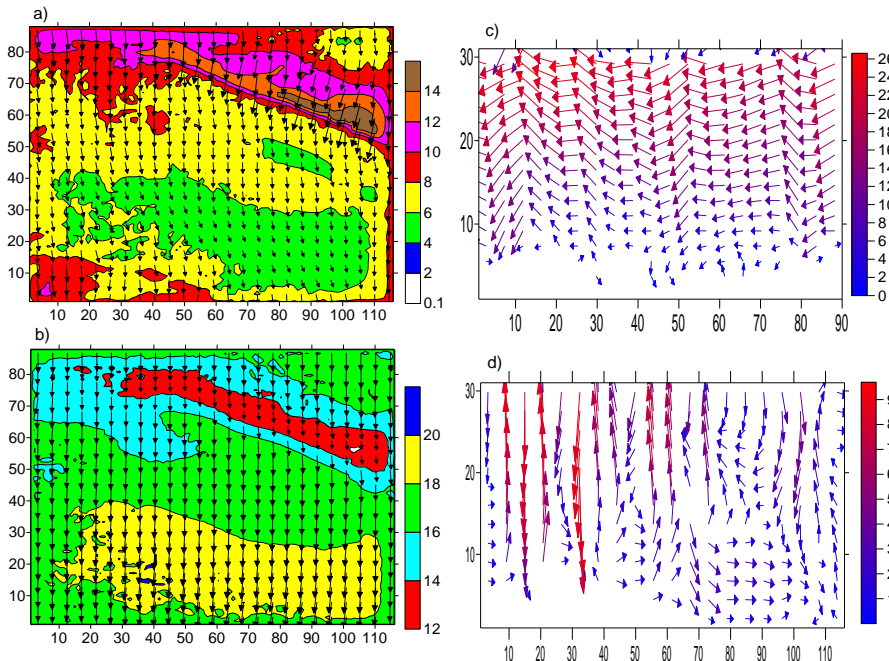
მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქებში არსებული მტვერის გავრცელება ფონური სტაციონალური ჩრდილოეთის სუსტი ქარის დროს ზაფხულის სეზონში.

ნახ. 3.1.25 - 3.1.32-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული ლოკალური მეტეოროლოგიური ველების სივრცითი და დროითი განაწილებების სურათები შუალამეს ($t=0$ სთ). ნახ. 3.1.24-ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z=10$ მ – a), b) და $z=100$ მ – c), d) სიმაღლეებზე. ნახაზებიდან ჩანს, რომ რელიეფის ზემოქმედებამ ფონური ჩრდილოეთის ქარზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, გამოიწვია სიჩქარის ველის მნიშვნელოვანი ცვლილება მთავარი კავკასიონისა და თრიალეთის ქედებს შორის არსებულ ტერიტორიაზე. ჩრდილოეთის ქარი მიღებულია მხოლოდ მთავარი კავკასიონის ქედის ჩრდილოეთ კალთებზე და თრიალეთის ქედის ნაწილზე, რომელიც მდებარეობს მოდელირების არის სამხრეთ აღმოსავლეთ ნაწილში. დანარჩენ ტერიტორიაზე მიღებულია ჩრდილო-დასავლეთის, დასავლეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის სუსტი ქარები. აღსანიშნავია, მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ კალთის გასწვრივ, მკვეთრად გამოყოფილი ჰაერის კონვერგენციის ზოლის წარმოშობა. ზოლი თან მისდევს მდ. ალაზნის ვაკეს. აღნიშნულ ტერიტორიაზე ქარის სიჩქარე არაა დიდი. 10 მ სიმაღლეზე ძირითადად ადგილი აქვს შტილს. მიწის ზედაპირიდან 10 და 100 მ სიმაღლეზე (ნახ. 3.24 c) და d) ქარის სიჩქარის სივრცული განაწილება ერთმანეთის მსგავსია. მიწისპირა ფენაში ქარის მიმართულებისა და სიდიდის ცვლილება ანალოგიურია პლანეტური სასაზღვრო ზონისათვის დამახასიათებელი ცვლილების. მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე შტილური სიტუაცია მიღებულია მხოლოდ მცირე ტერიტორიაზე შირაქის ველისა და ელდარის დაბლობის მახლობლად.

თავისუფალ ატმოსფეროში ქარი ინარჩუნებს ფონური ქარის მიმართულებას (ნახ. 3.1.26). სიმაღლის ზრდასთან ერთად იცვლება ქარის სიჩქარის მოდულის ზედაპირული განაწილება. 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე, რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში, ნაკლებია სიჩქარეზე, რომელიც მიღებულია ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნაწილებში. 6 კმ სიმაღლეზე კი პირიქით – ქარის სიჩქარე მთავარი კავკასიონის ქედის გასწვრივ ნაკლებია დაბლობი და ვაკე ტერიტორიების თავზე არსებულ სიჩქარეებზე.

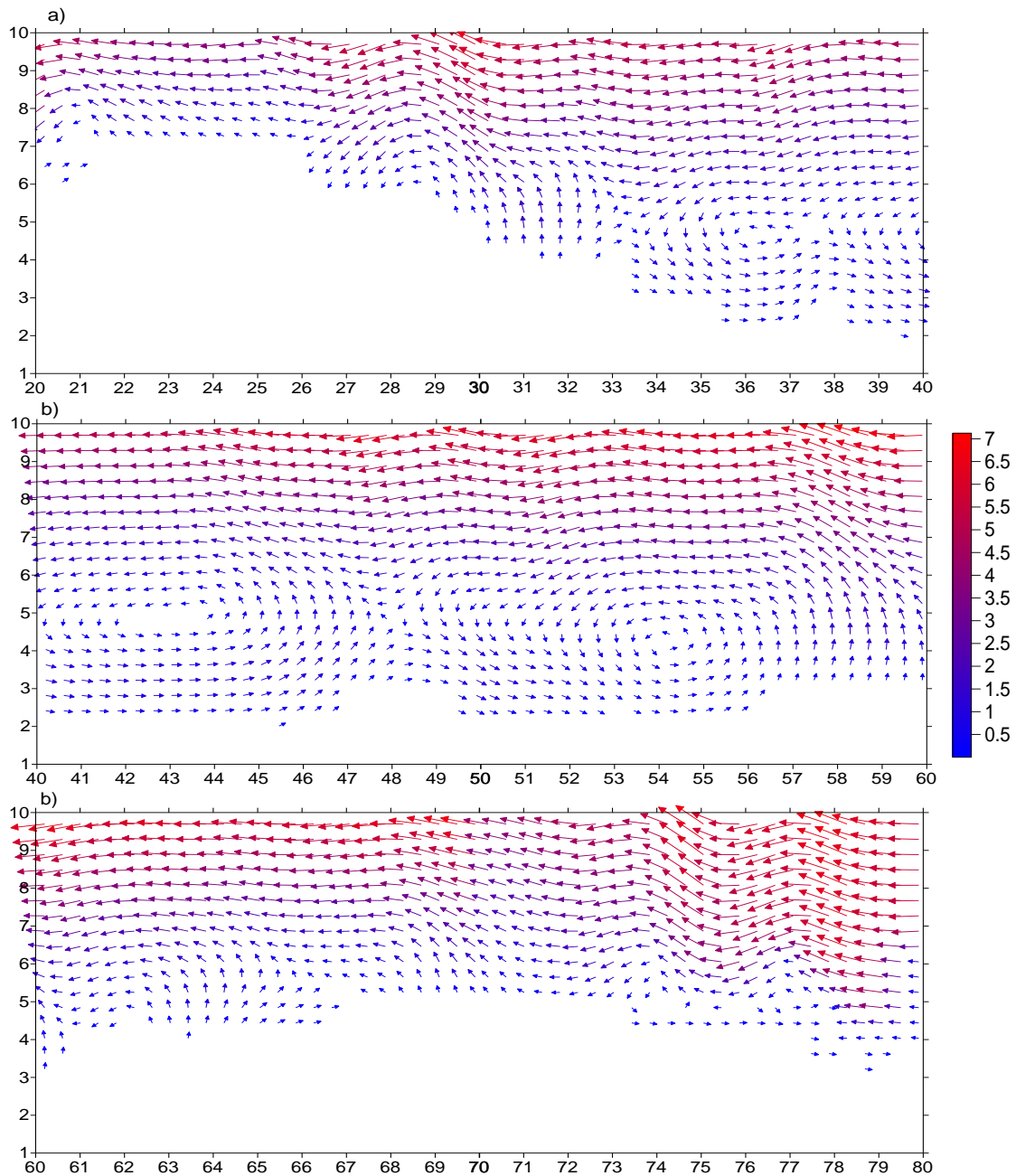


ნახ. 3.1.25. ქარის სიჩქარის ვექტორი a), c) და მოდული b), d), მიწის ზედაპირიდან 10 მ და 100 მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



ნახ. 3.1.26. ქარის სიჩქარის ვექტორის და მოდულის ველები $z = 3$ კმ – a) და 6 კმ -b) სიმაღლეზე. ქარის სიჩქარის ვექტორის პარალელის გასწვრივი მდგენელი xoz სიბრტყეში , როცა $y = 20$ – c) და მერიდიანული მდგენელი yoz სიბრტყეში როცა $x=20$ – დ), როცა $t=0$ სთ

ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში და თავისუფალ ატმოსფეროში (ნახ. 3.1.26 c), დ), ნახ. 3.1.27 – ნახ. 3.1.28) მიღებულია ოროგრაფიის გარსდენის მოვლენისათვის დამახასიათებელი ტალღები და გრიგალები. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ვერტიკალური გრიგალები უფრო მკაფიოდ არიან გამოსახულნი, ვიდრე ტალღები თავისუფალ ატმოსფეროში. ფონური დინების გასწვრივ მიმართულ (მერიდიანულ) სიბრტყეში მიღებულია ანტიციკლონური გრიგალები. ისინი ფორმირებულნი არიან არა მარტო დაბლობ ტერიტორიებზე, არამედ საკმარისი სიგრძის მქონე ქედებისა და მაღლობების ფერდობებზეც. გრიგალების ჰორიზონტალური მასშტაბი დამოკიდებულია ოროგრაფის არაერთგვაროვნების ზომებზე. ფონური დინების მართობულ

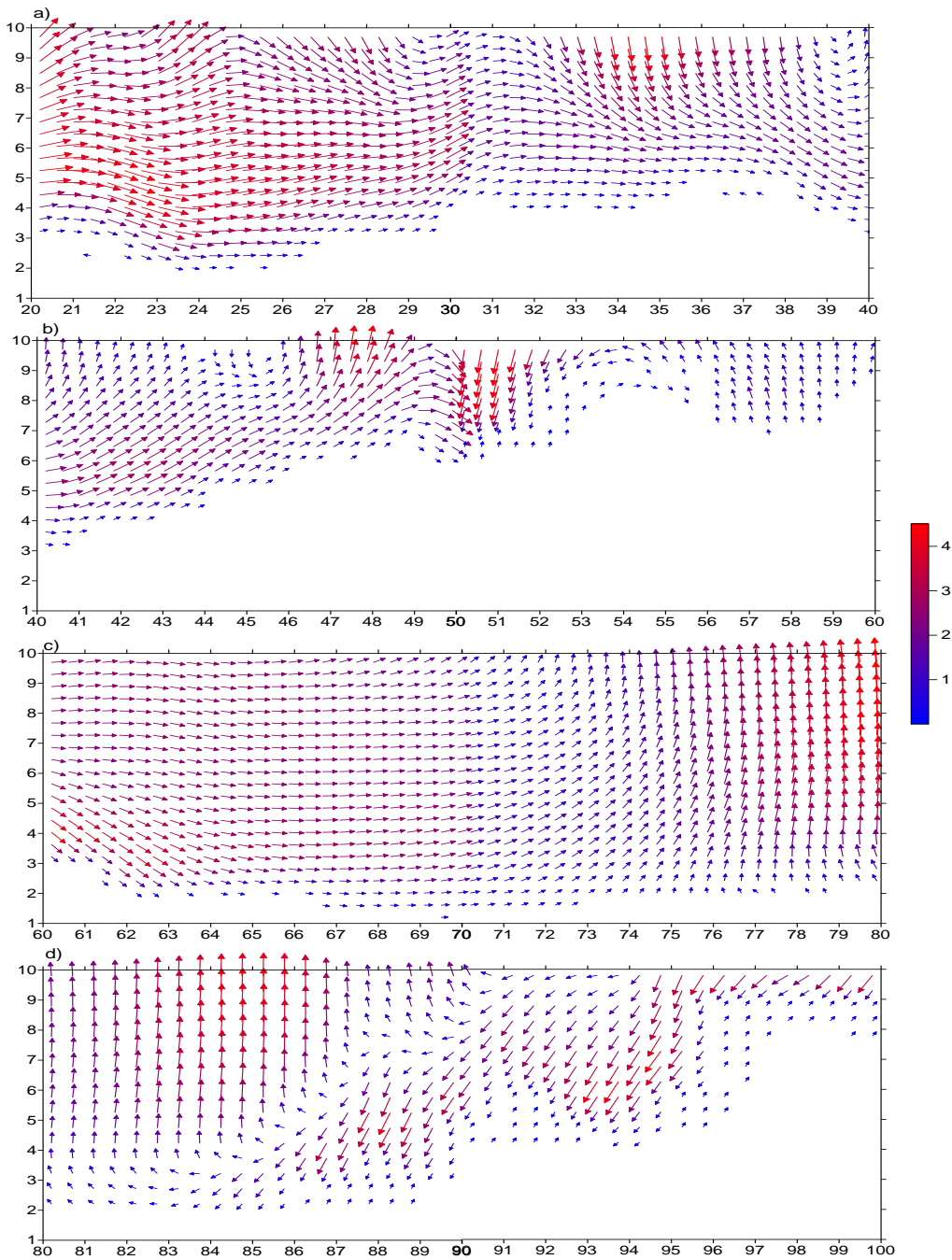


ნახ. 3.1.27. ქარის სიჩქარის ვექტორის გეგმილი yoz მერიდიანულ სიბრტყეში ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ($z \leq 3$ კმ) $y = 30$ და $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) და $60 \leq x \leq 80$ – c), როცა $t=0$ სთ

(პარალელის გასწვრივ) სიბრტყეში ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში გრიგალური სტრუქტურები არაა მკაფიოდ გამოხატული. დაბლობ და ვაკე ტერიტორიების თავზე დედამიწის ზედაპირიდან დაშორებისას ქარის მიმართულება არ იცვლება.

ნახ. 3.1.29, 3.1.30-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს მიწისპირა და სასაზღვრო ფენებში. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მტვრის გავრცელების სურათები თვისობრივად ანალოგიურია ფონური სამხრეთის ქარის დროს მიღებული მტვრის გავრცელების სურათების. ქალაქების: თბილისის, რუსთავის, მარნეულის და ბოლნისის მიდამოებში მტვრის ჰორიზონტალური განაწილება 2 და 10 მ სიმაღლეებზე პრაქტიკულადერთნაირია და ქმნიან ქალაქების ირგვლივ წრიული ფორმის არეებს. აღნიშნული განაწილება გამოწვეულია

დამაბინძურებელი წყაროების მიდამოებში, შტილური და შტილურთან ახლო მყოფი მეტეოროლოგიური სიტუაციით. 100 მ სიმაღლეზე, სხვადასხვა წყაროდან ამოფრქვეული

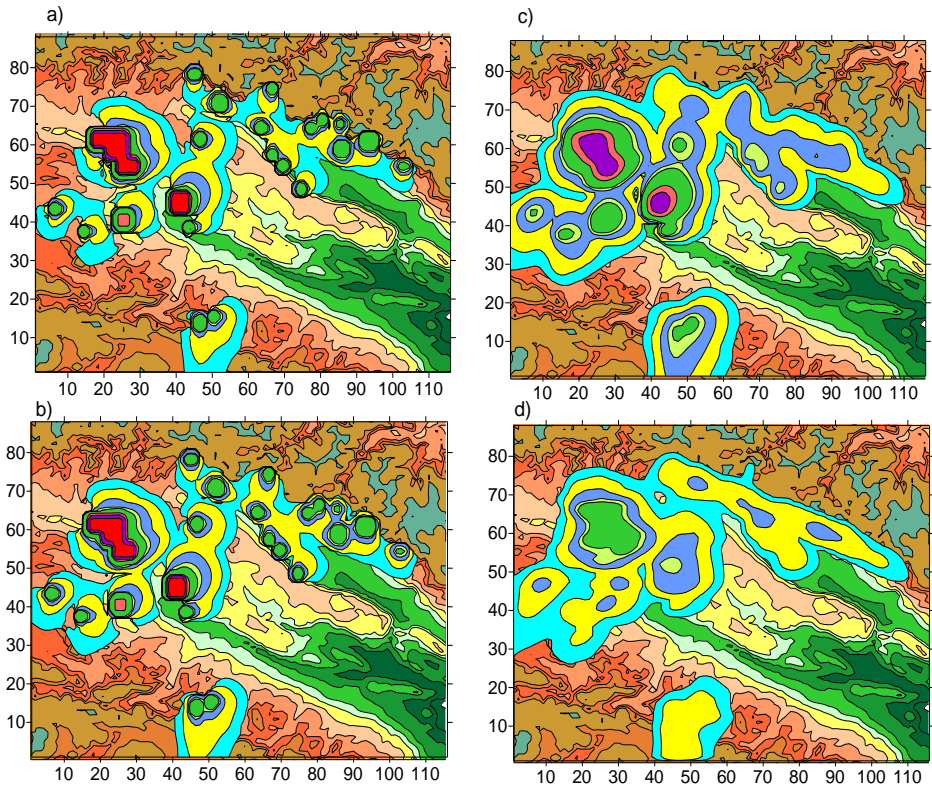


ნახ. 3.1.28. ქარის სიჩქარის ვექტორის გეგმილი ზონალურ xoz სიბრტყეში ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში ($z \leq 3$ კმ) როცა $y = 60$ და $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b), $60 \leq x \leq 80$ – c), $80 \leq x \leq 100$ – d), როცა $t=0$ სთ

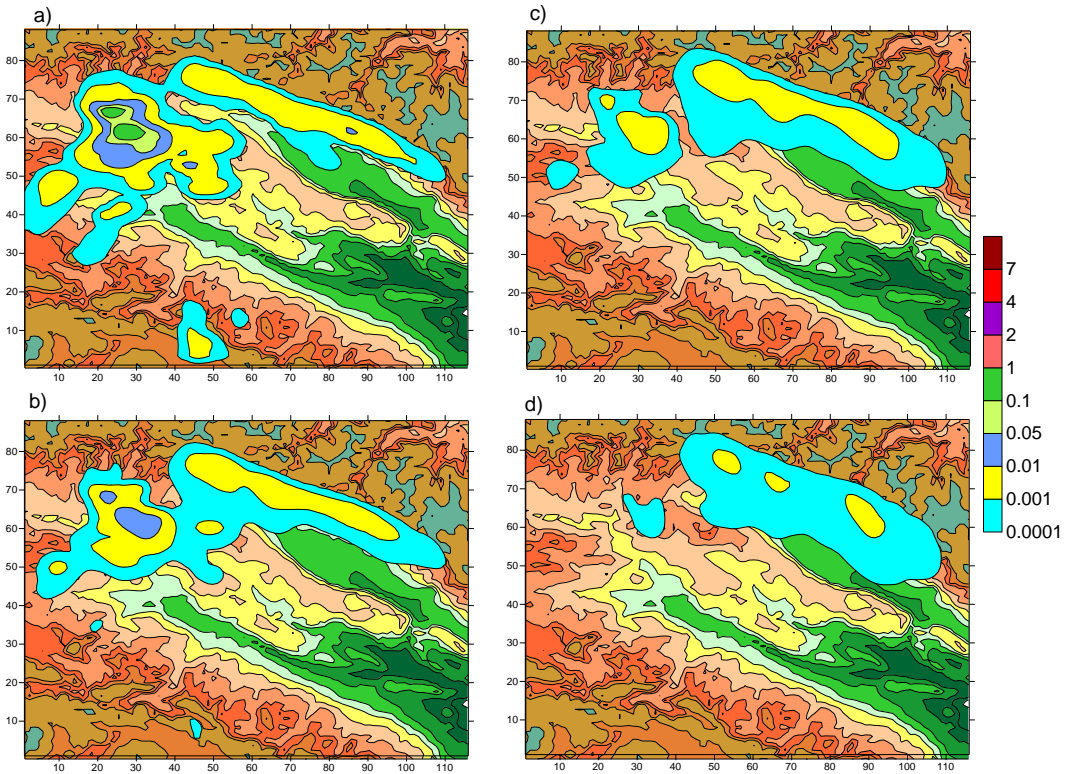
მტვრის ჰორიზონტალური დიფუზიით ხდება მათი ზედდება და დაბინძურების არე წარმოადგენს მტვრის ერთიან ღრუბელს, მკაფიოდ გამოსახული ორი ცენტრით ქ. თბილისისა და ქ. რუსთავის მიდამოებში. ქ. საგარეჯოსა და ქ. გურჯაანის მტვერი გავრცელებულია საკმაოდ დიდ მანძილზე, რაც უმეტეს წილად განპირობებულია ადვექციური გადატანის პროცესით.

დღის 14 სთ-თვის, მეტეოროლოგიური ველების ლოკალური დღე-ღამური სვლის შედეგად მკვეთრად იცვლება მტვრის გავრცელების მიმართულება. მიწის ზედაპირიდან 2-10 მეტრიან ფენაში ქალაქების თბილისისა და რუსთავის მიდამოებში მტვერი გადაიტანება

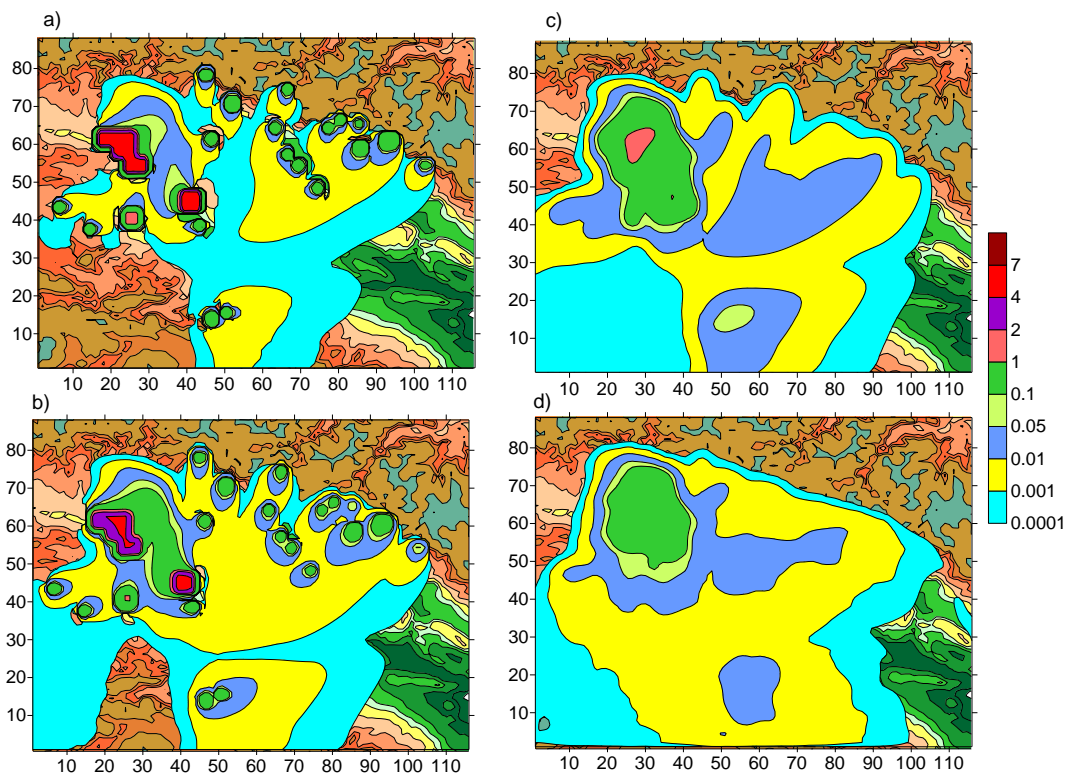
ჩრდილი-აღმოსავლეთის მიმართულებით. დანარჩენ არეში - სამხრეთის მიმართულებით (ნახ. 3.1.31,



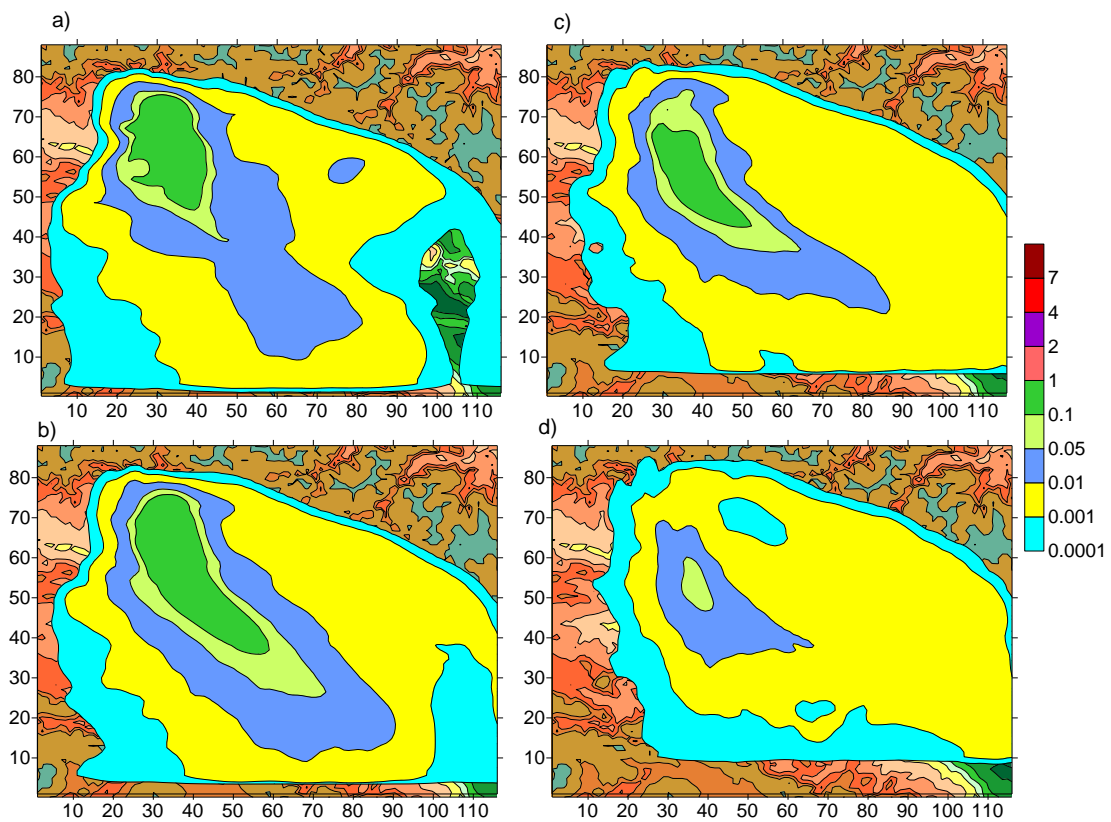
ნახ. 3.1.29. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან 2 -a), 10 -b), 100 -c) და 600მ -d) სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



ნახ. 3.1.30. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 100$ -a), 1500- ბ), 2000- c) და 3000 მ -d) სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



ნახ. 3.1.31. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან 2 -a), 10 -b), 100 -c) და 600მ -d) სიმაღლეზე, როცა $t=14$ სთ



ნახ. 3.1.32. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 100$ -a), 1500- ბ), 2000-ც) და 3000 მ -დ) სიმაღლეზე, როცა $t=14$ სთ

ნახ. 3.1.32). ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში მტვერი ვრცელდება სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით. დროის შემდგომ მომენტებში მტვრის დიფუზიის პროცესი მიმდინარეობს კვაზიპერიოდულად.

3.1.5. ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება არასტაციონალური ემისიის და ფონური დასავლეთის ქარის დროს

მოდელირებული და შესწავლილია კახეთის ტერიტორიაზე მტვრის გავრცელება დასავლეთის სუსტი ფონური ქარის დროს არასტაციონალური დამაბინძურებელი წყაროების შემთხვევაში. ამისათვის, კონცენტრაციის მნიშვნელობა ჰაერის დამაბინძურებელი ქალაქების ტერიტორიაზე 2 მ სიმაღლეზე გამოითვლება შედეგი გამოსახულებით:

$$C_0 = C_{\min}(x, y, 2 \text{ მ}) \quad , \quad \text{როცა } 24n < t < 24n+6 \text{ სთ};$$

$$C_0 = C_{\min}(x, y, 2 \text{ მ}) + (C_{\max}(x, y, 2 \text{ მ}) - C_{\min}(x, y, 2 \text{ მ})) \sin(0.5 * 3.141593 * (t-6 \text{ სთ}) / 3 \text{ სთ}) \quad \text{როცა } 24n+6 \text{ სთ} < t < 24n+9 \text{ სთ};$$

$$C_0 = C_{\max}(x, y, 2 \text{ მ}) \quad \text{როცა } 24n+9 \text{ სთ} < t < 24n+21 \text{ სთ};$$

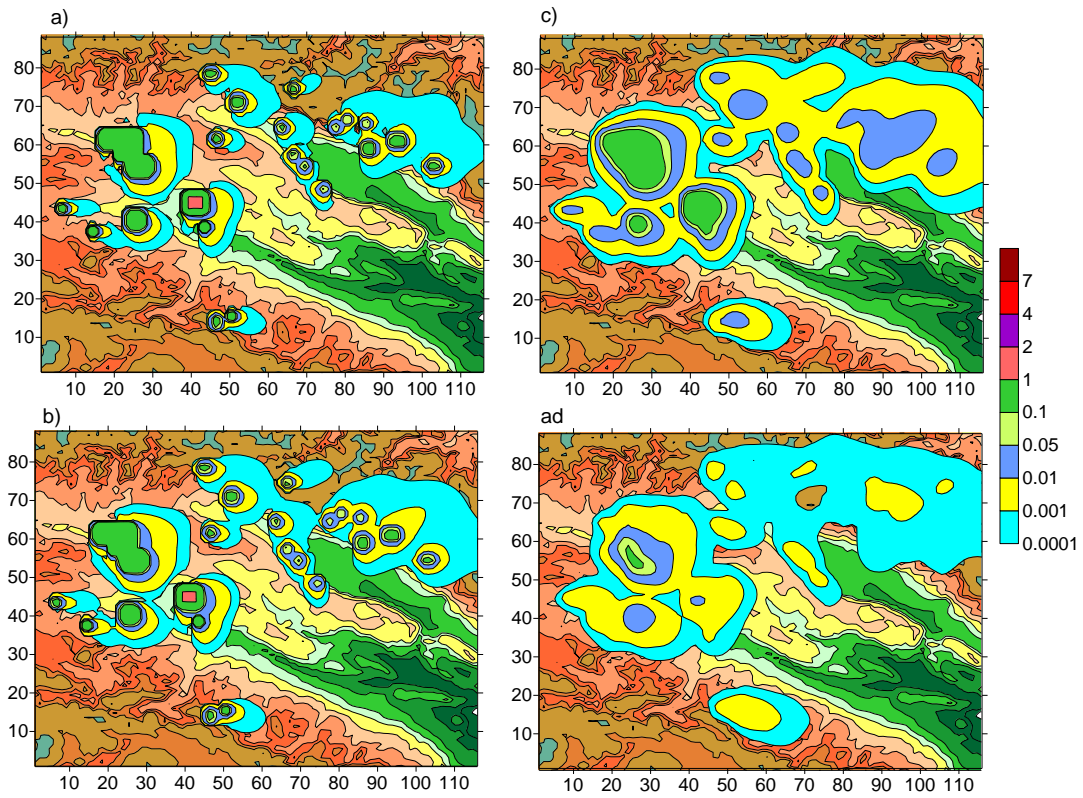
$$C_0 = C_{\min}(x, y, 2 \text{ მ}) - (C_{\max}(x, y, 2 \text{ მ}) - C_{\min}(x, y, 2 \text{ მ})) \sin(0.5 * 3.141593 * (t-21 \text{ სთ}) / 3 \text{ სთ}) \quad \text{როცა } 24n+21 \text{ სთ} < t < 24(n+1) \text{ სთ},$$

სადაც, $C_{\min}(x, y, 2 \text{ მ})$, $C_{\max}(x, y, 2 \text{ მ})$ ქალაქების ტერიტორიებზე, 2 მ სიმაღლეზე, კონცენტრაციების მინიმალური და მაქსიმალური მნიშვნელობა ებია, $n = 0, 1, 2, \dots, N$ დღეების რაოდენობაა.

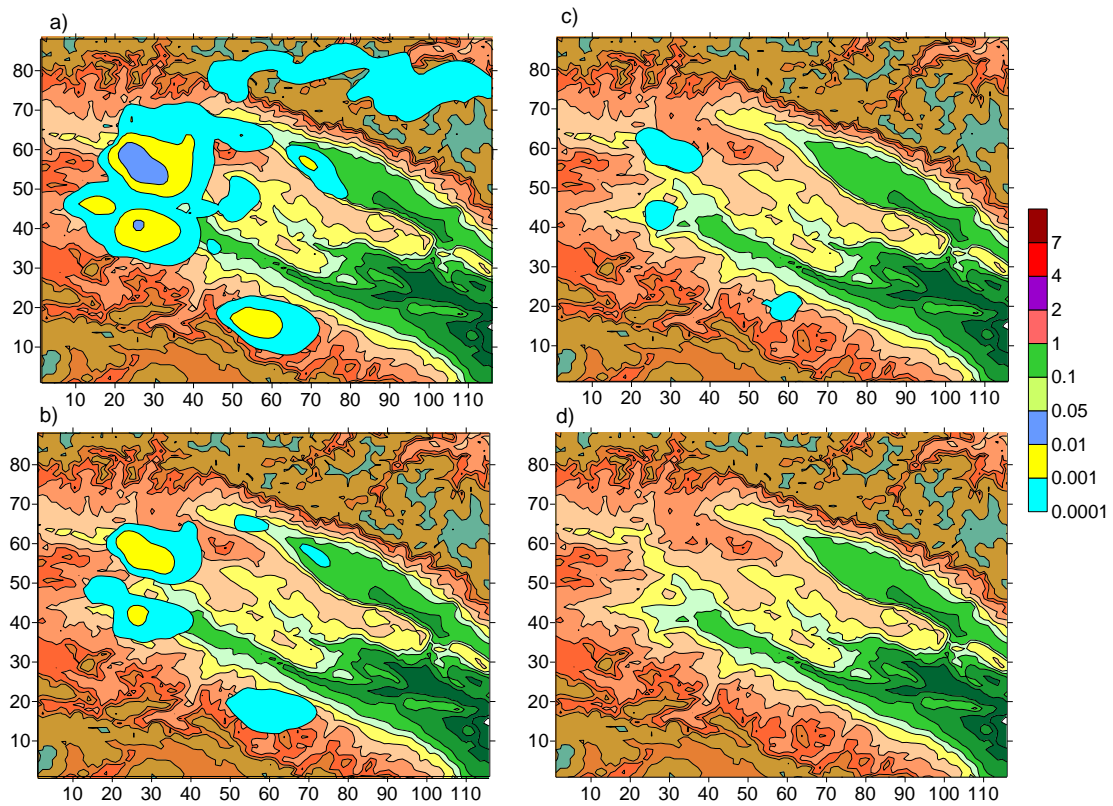
ნახ. 3.1.33 და ნახ. 3.1.34-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის კონცენტრაციის ველების განაწილება დედამიწიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ. ნახაზებიდან ჩანს, რომ გარემოს დამტვერიანების დაწყებიდან 4 სთ-ის შემდეგ, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში 2 და 10 მ სიმაღლეებზე, მტვრის კონცენტრაციები პრაქტიკულად ერთნაირია. მტვერი ძირითადად კონცენტრირებულია ქალაქების ტერიტორიაზე და სწრაფად მცირდება ქალაქებიდან დაშორებისას. ქ. თბილისიდან აღმოსავლეთით, მისგან დაახლოებით 2-15 კმ მანძილზე, მტვრის კონცენტრაცია მაქსიმალური 5 ზდკ მნიშვნელობიდან მცირდება 0.01-0.001 ზდკ-მდე. ქ. რუსთავის შემთხვევაში კი ანალოგიური მცირდება 2-10 კმ მანძილზე. სიმაღლის ზრდასთან ერთად მტვრის გავრცელების არე მნიშვნელოვნად იზრდება. 100 მ სიმაღლეზე დამტვერიანებული არე ქმნის ორ ძირითად და ერთ შედარებით მომცრო ღრუბელს ქალაქების. თბილისის და რუსთავის, მთავარი კავკასიონის ქედის საქართველოს მონაკვეთის, და ქქ. აღსტაფისა და კაზახის თავეზე. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენიდან დაშორებისას მტვრის კონცენტრაცია მცირდება და 2 კმ სიმაღლეზე კონცენტრაცია უმნიშვნელოა (ნახ. 3.1.34).

დღის 12 საათისათვის, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში კონცენტრაცია მაქსიმალურია (ნახ. 3.1.35, ნახ.3.1.36). გამოთვლებით მიღებული მტვრის ველი მოიცავს კახეთის მნიშვნელოვან ტერიტორიას, როგორც მაღალ დონეებზე, ასევე მიწის ზედაპირიდან 10 და 2 მ სიმაღლეებზე. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მტვერი გავრცელებულია რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში. იგი ქმნის რთული ფორმის ერთიან ღრუბელს, რომელშიც კონცენტრაცია მცირდება მაქსიმალური 5.4 ზდკ-დან 0.0001 ზდკ-მდე. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზევით, მტვერი, როგორც ერთიანი ღრუბელი, გავრცელებულია წყაროებიდან სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით და განლაგებულია კახეთის ცენტრალური ნაწილის თავზე.

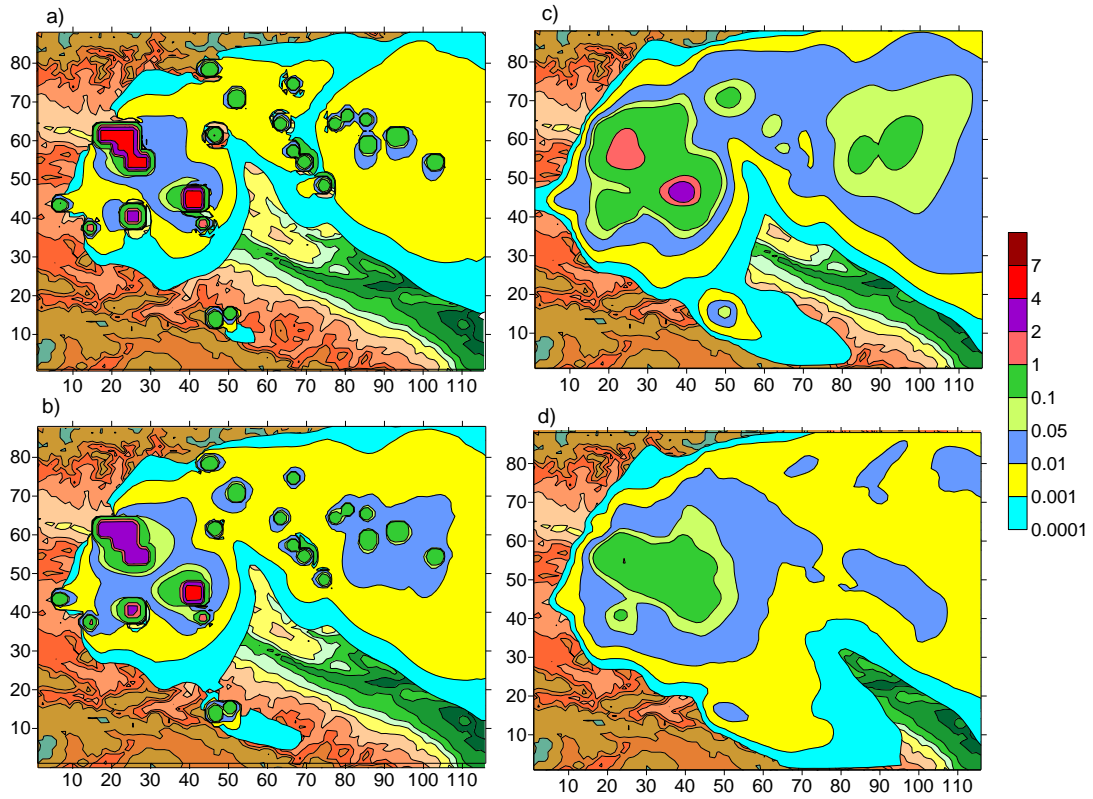
ნახ. 3.37 და 3.38-ზე ნაჩვენებია მტვრის კონცენტრაციები მიღებული ატმოსფეროს ქვედა 600 მ ფენაში, როცა $t=21$ სთ. ამ მომენტისათვის ქალაქების ტერიტორიებზე 2 მ სიმაღლეზე მტვრის კონცენტრაცია მაქსიმალურია და იწყებს სინუსოიდალურ კლებას მინიმალურ მნიშვნელობამდე. თუ შევადარებთ ამ ნახაზებს ნახ. 3.34 და 3.35-ს ვნახავთ, რომ მიუხედავად მსგავსებისა, არსებობს ცალკეული განსხვავებები კონცენტრაციის სივრცულ განაწილებაში. კერძოდ, შემცირებულია კონცენტრაციების მნიშვნელობები



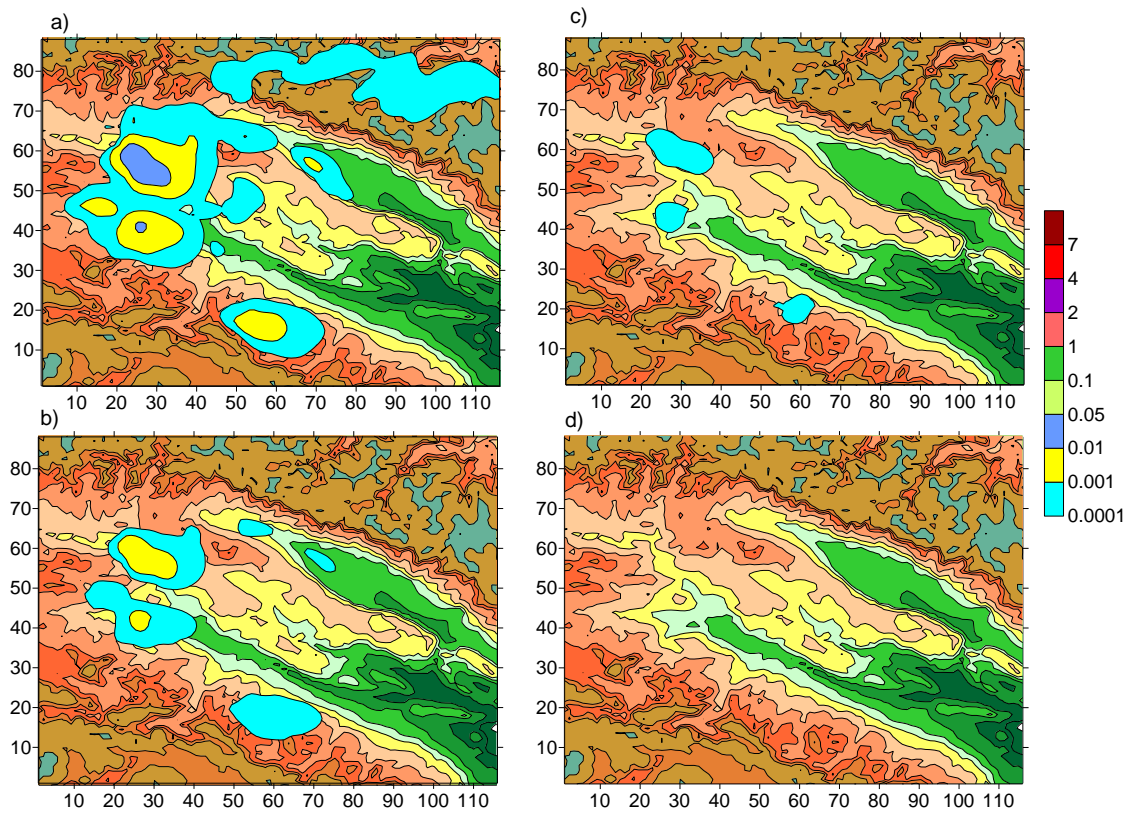
ნახ. 3.1.33 მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ-ში) მიწის ზედაპირიდან 2 მ, 10 მ, 100 მ და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



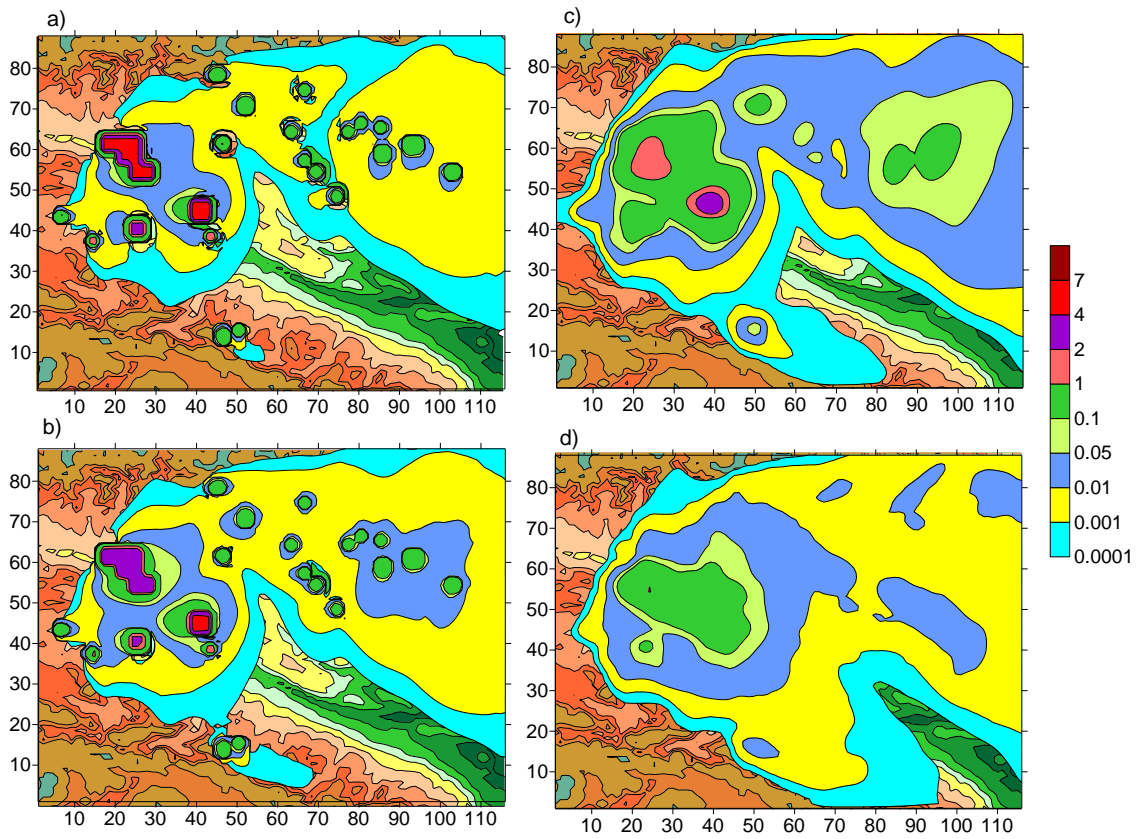
ნახ. 3.1.34 მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=0$ სთ



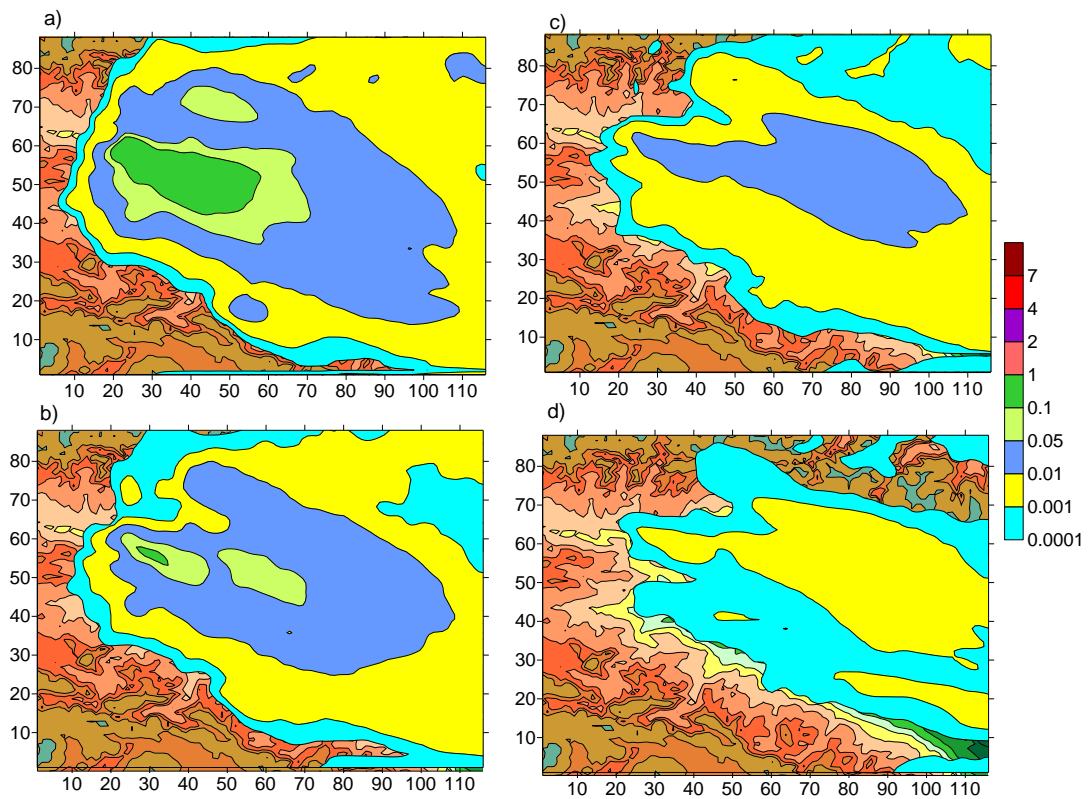
ნახ. 3.1.35. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ



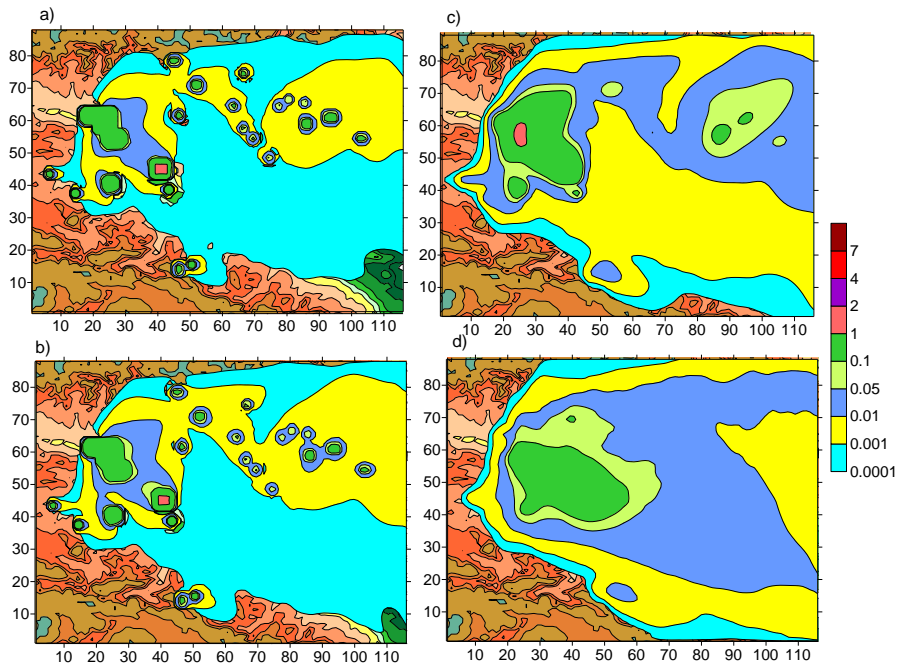
ნახ. 3.1.36. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ



ნახ. 3.1.37. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=21$ სთ



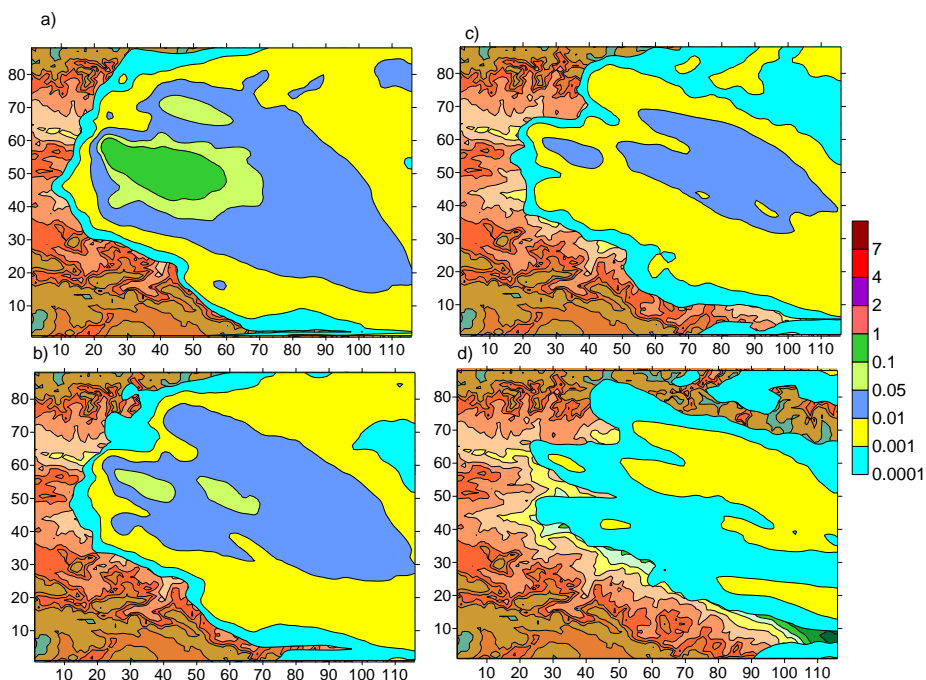
ნახ. 3.1.38. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=21$ სთ



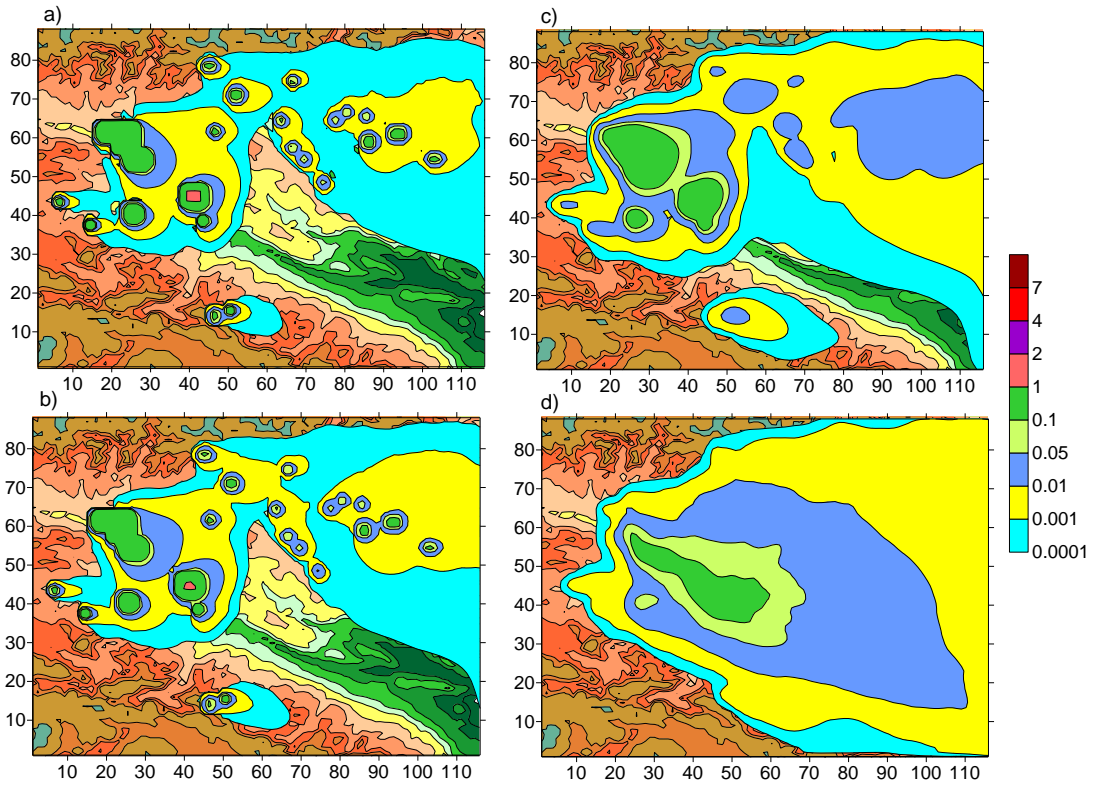
ნახ. 3.1.39. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=24$ სთ

2 და 10 მ სიმაღლეებზე ქვ. თბილისისა და რუსთავის მიმდებარე ტერიტორიებზე. შეცვლილია მტვრიანი ღრუბლის ფორმა და მისი გავრცელების არეალი. აღნიშნული ეფექტი გამოწვეულია 12 - 21 სთ დროის ინტერვალში ქარის სიჩქარის ველის ცვლილებით.

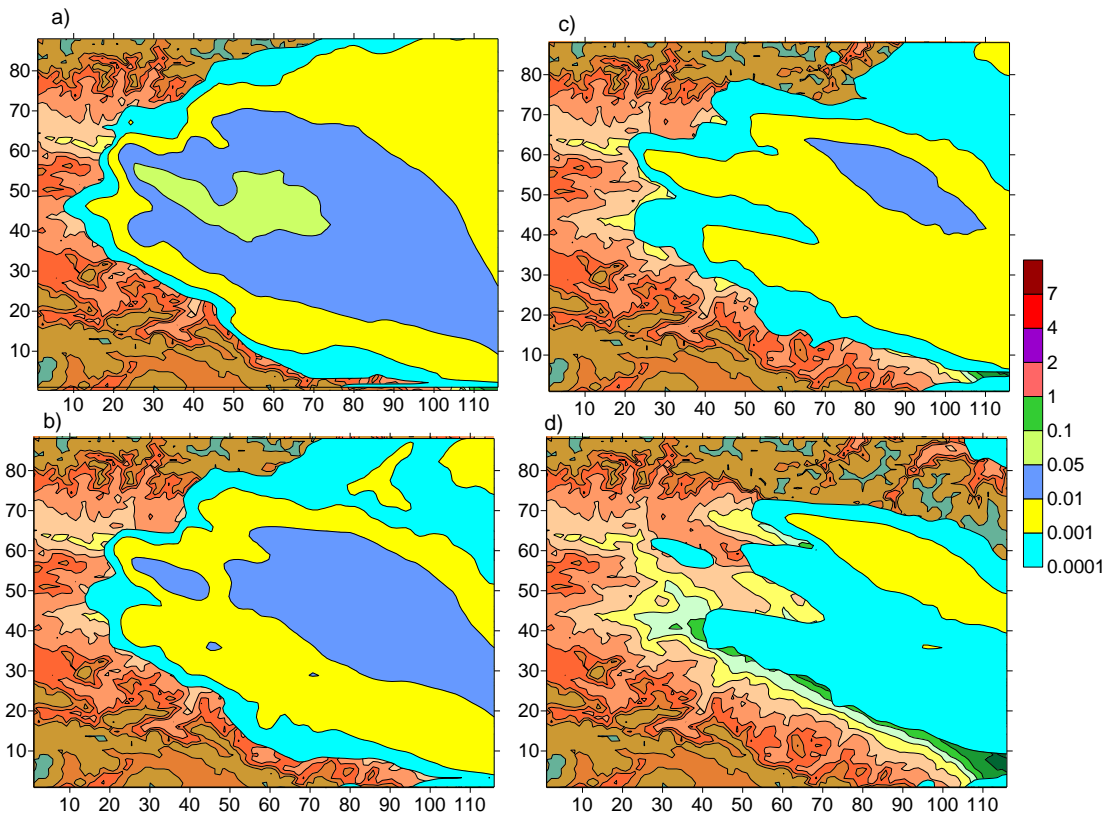
ნახ. 3.1.39 - 3.1.46-ზე ნაჩვენებია მტვრის კონცენტრაციის ცვლილება მეორე დღე-ღამის განმავლობაში 24-დან 48 საათამდე. ნახაზებიდან ჩანს, რომ მყარდება მტვრის კონცენტრაციის კვაზიპერიოდული ცვლილება. მტვრის მასა კონცენტრირებულია კახეთის რეგიონის ცენტრალურ ნაწილში და მოიცავს რეგიონის უმეტეს ტერიტორიას. მაგრამ, 1 ზდკ-ს ტოლი კონცენტრაცია მიღებულია მხოლოდ დაბინძურებული ქალაქების ტერიტორიაზე და ქვ. რუსთავისა და თბილისის მიდამოებში დაახლოებით 300 - 400 კმ² ფართობის ტერიტორიაზე.



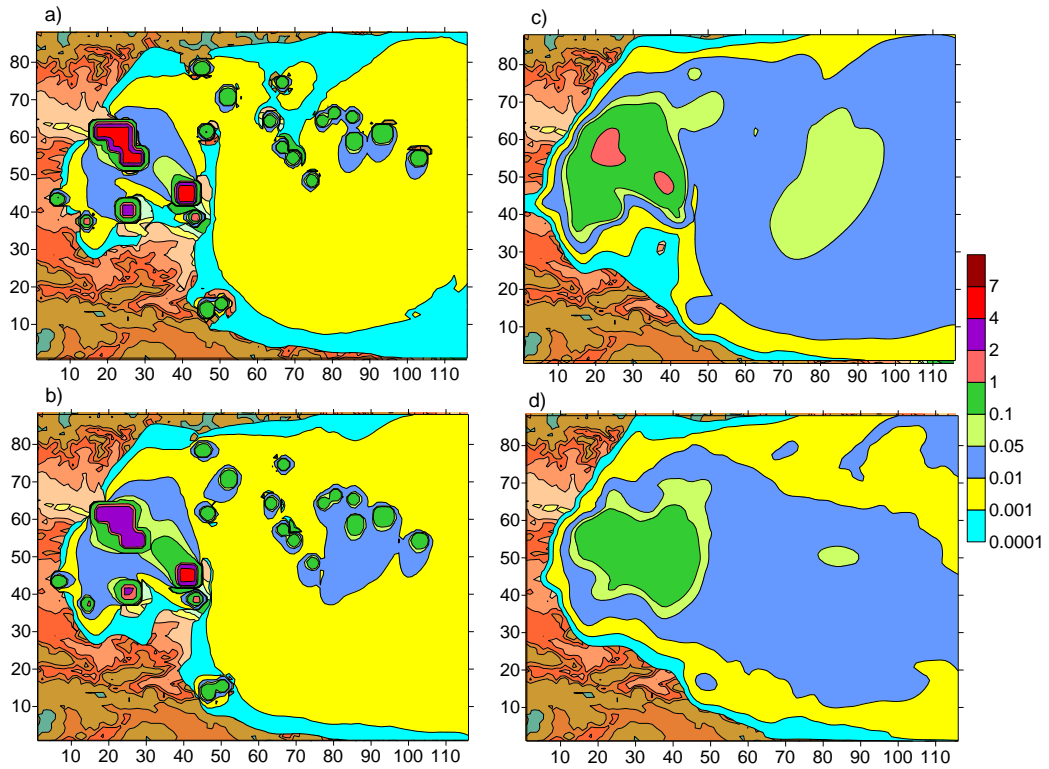
ნახ. 3.1.40. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=24$ სთ



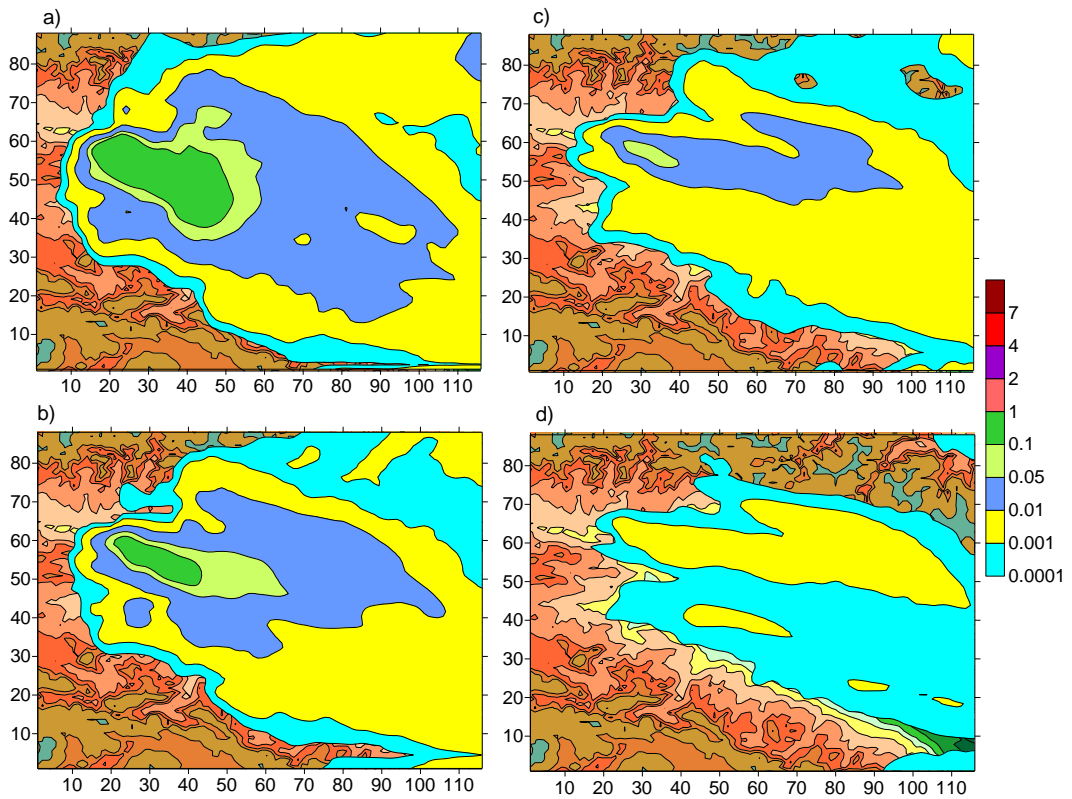
ნახ. 3.1.41. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=30$ სთ



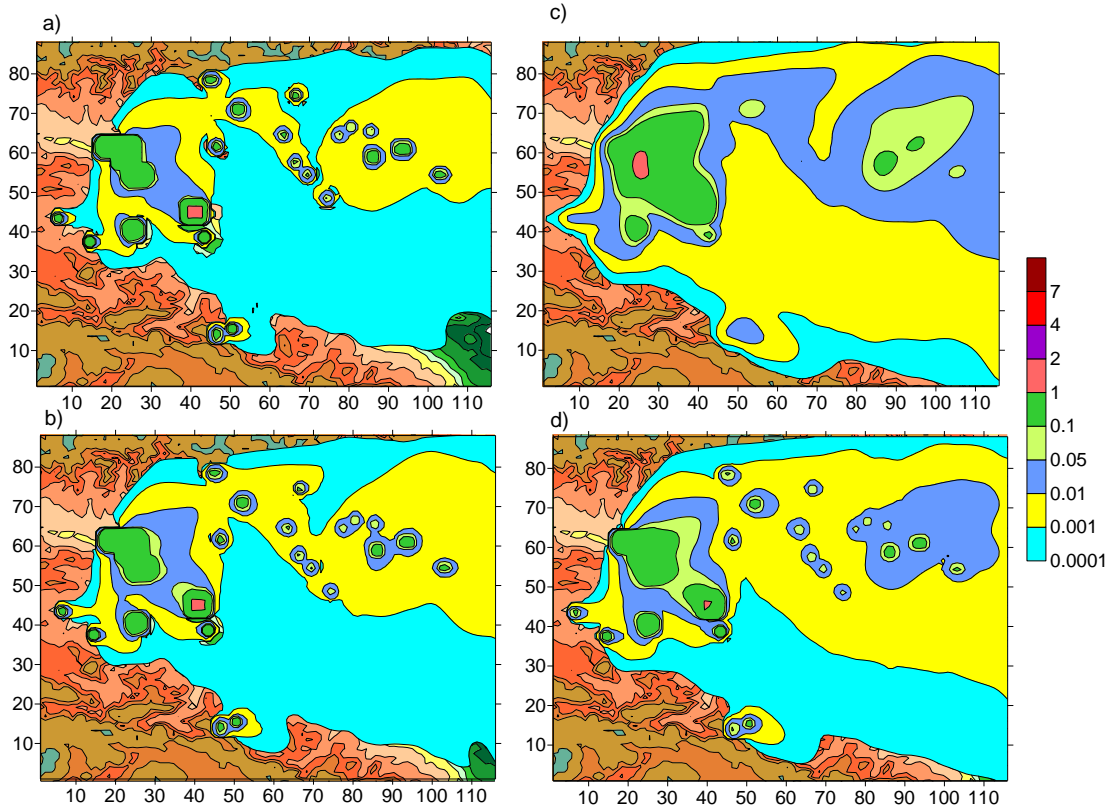
ნახ. 3.1.42. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=30$ სთ



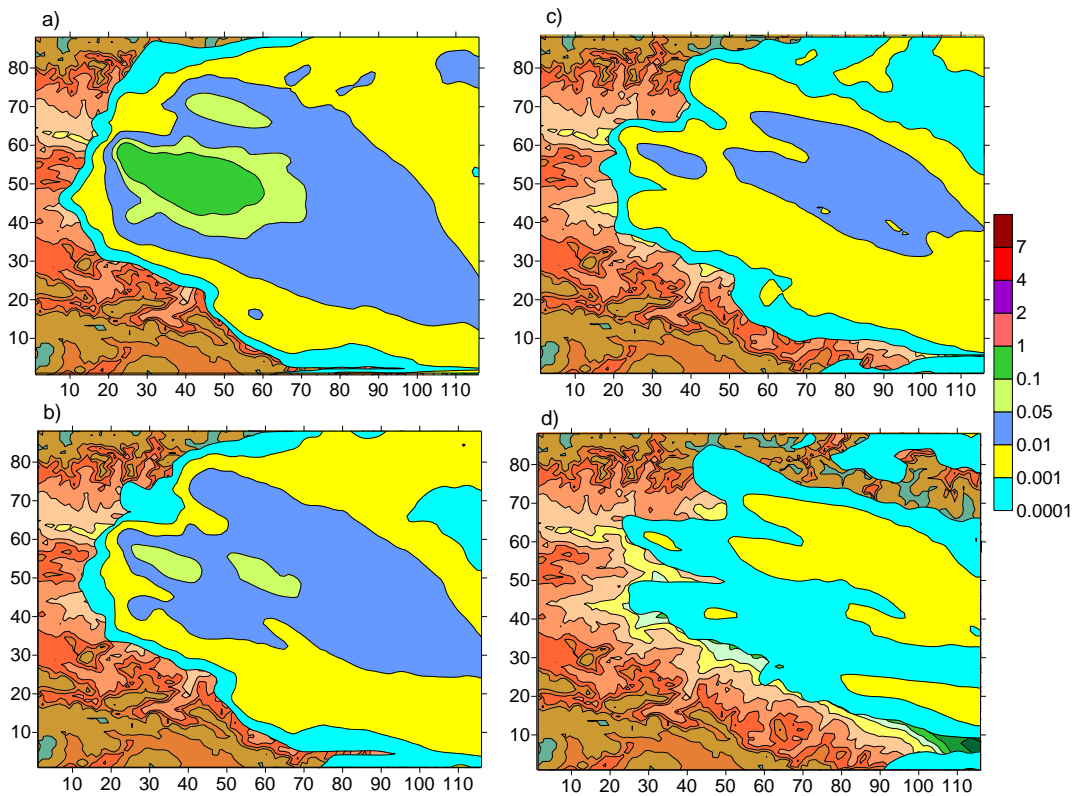
ნახ. 3.1.43. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=40$ სთ



ნახ. 3.1.44. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=40$ სთ



ნახ. 3.1.45. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან 2, 10, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t=48$ სთ



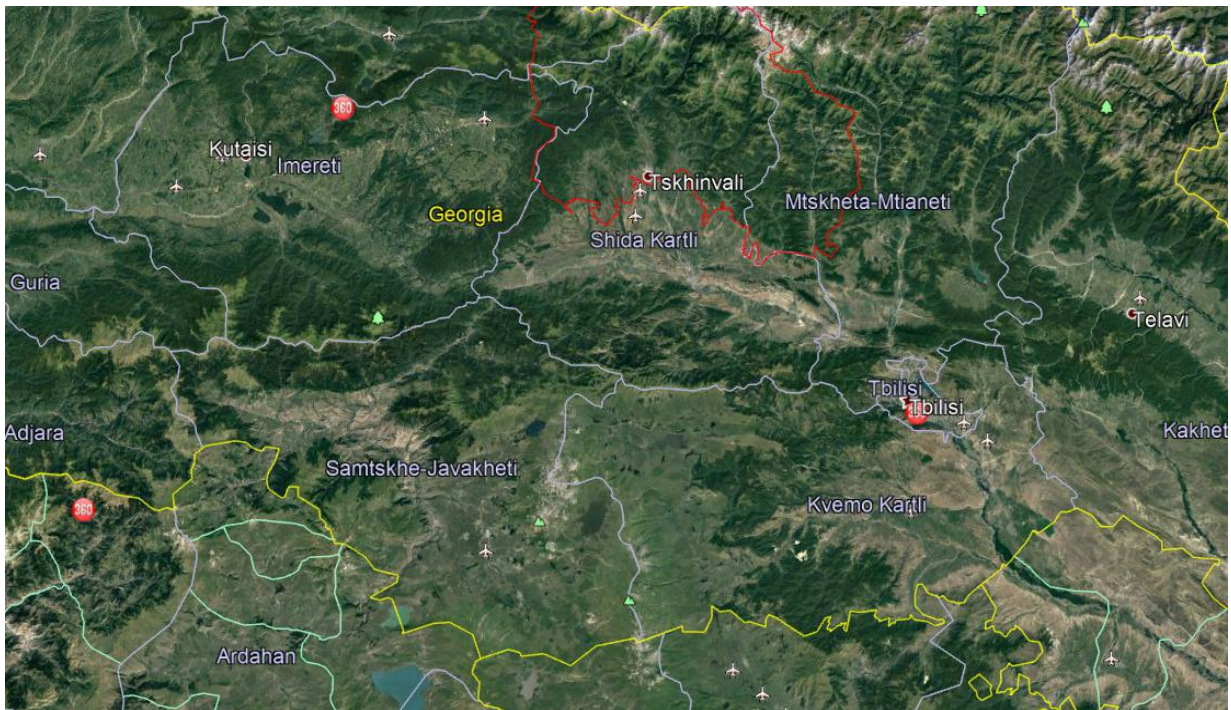
ნახ. 3.1.46. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან 1, 1.5, 2 და 3 კმ სიმაღლეზე, როცა $t=48$ სთ

ამრიგად, ჩატარებულმა რიცხვითმა მოდელირებამ აჩვენა, რომ კახეთის ქალაქებში არასტაციონალური დამტვერიანების პირობებში მყარდება მტვრის დროში კვაზიპერიოდული განაწილება. ატმოსფეროში მოხვედრილი მტვრის მასა ქმნის მტვრის ღრუბელს, რომელიც იკავებს რეგიონის უმეტეს ცენტრალურ ნაწილს. მაგრამ 0,1 ზდკ-ზე მეტი მნიშვნელობები ფორმირდება მხოლოდ ქალაქების თბილისისა და რუსთავის მიმდებარე ტერიტორიების თავზე.

3.2. აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ ნაწილში მტვრის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

ქვემო ქართლი, მცხეთა-მთიანეთი და სამცხე-ჯავახეთი აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ ნაწილში მდებარე რეგიონებია. (ნახ. 3.2.1). მათი ჯამური ფართობი 26.2 კმ², ხოლო მოსახლეობა 829 ათასი კაცია. რეგიონში მდებარეობს ქალაქები: თბილისი, რუსთავი და 20 ადმინისტრაციული ერთეული: ხაშური, გორი, ქარელი, კასპი, გარდაბანი, მარნეული, ბოლნისი, დმანისი, თეთრი წყარო, წალკა, დუშეთი, თიანეთი, მცხეთა, ყაზბეგი, ახალციხე, ახალქალაქი, ადიგენი, ასპინძა, ბორჯომი და ნინოწმინდა.

აღმოსავლეთ საქართველოს აღნიშნულ რეგიონებს ჩრდილოეთით ესაზღვრება რუსეთის ფედერაციის ავტონომური რესპუბლიკები, სამხრეთით – აზერბაიჯანი, სომხეთი და თურქეთი, დასავლეთით – იმერეთი, გურია და აჭარის ავტონომიური რესპუბლიკა, აღმოსავლეთით კახეთი.

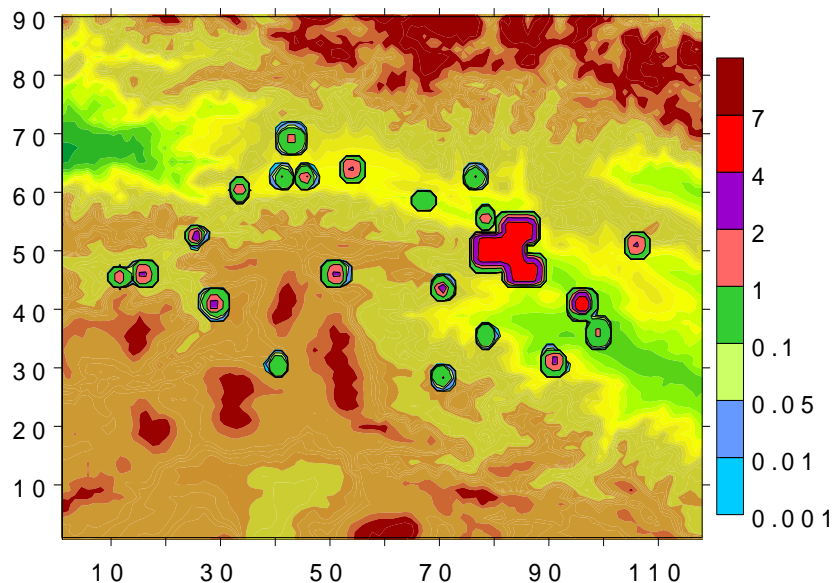


ნახ. 3.2.1. აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ ნაწილის და მიმდებარე ტერიტორიების რელიეფი

რეგიონს კარგად გამოკვეთილი ბუნებრივი საზღვარი გააჩნია. ჩრდილოეთ საზღვარი იწყება კავკასიონის მწვერვალ ზეკარასთან და გასდევს მთავარი კავკასიონის ქედის წყალგამყოფ თხემს კახეთის კავკასიონამდე. სამხრეთი საზღვარი მდებარეობს მცირე კავკასიონის წვრილმთიან ვაკე-დაბლობ ტერიტორიაზე. ის იწყება ქვემო ქართლის ვაკიდან და გადის სამსარის, არსიანის და აჭარა-იმერეთის ქედებზე. დასავლეთი საზღვარი კვეთს თრიალეთის ქედს, ვრცელდება ბორჯომის ხეობამდე და მისდევს ლიხის ქედს. ლიხის ქედი აღმოსავლეთ საქართველოს ბუნებრივ დასავლეთ საზღვარს წარმოადგენს. აღმოსავლეთი საზღვარი გასდევს თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილს, მდ. მტკვრის გასწვრივ მდებარე ელდარის დაბლობს

და ქართლის ვაკის აღმოსვლეთ ნაწილს. ამრიგად, თავისი ოროგრაფიით აღმოსავლეთ საქართველოს ქართლის რეგიონი ატმოსფეროს ქვედა ფენებში დაცულია ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრისაგან, და ღიაა სამხრეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის დინებებისათვის. ამასთან, ის შავი და კასპიის ზღვების მხრიდან დამორებულია დაახლოებით 150 და 200 კმ-ით. რთული რელიეფი, ზღვებთან სიახლოვე, მისი ქედებით შემოსაზღვრულობა ქართლს, მცხეთა-მთიანეთს, სამცხე-ჯავახეთს მრავალფეროვან მეტეოროლოგიურ ველებსა და მახასიათებელ რეგიონულ კლიმატს უქმნის.

რეგიონში არსებულ ქალაქებში თბილისში, რუსთავში და სხვა 20 მსხვილ ურბანულ პუნ-ქტში ავტომობილის მოძრაობის და საწარმოების მიერ ატმოსფეროში ამოფრქვეული მტვერი ქმნის რეგიონისათვის დამახასიათებელ დამტვერიანების სივრცულ განაწილებას. ნახ. 3.2.2 ნაჩვენებია დამტვერიანების წყაროების განლაგება და მათში მტვრის საშუალო კონცენტრაციების მნიშვნელობები, რომლებიც განსაზღვრულია დაკვირვების მონაცემებისა და ნორმატიული შეფასების შედეგად [137, 138].



ნახ. 3.2.2. რეგიონის ქალაქებში და რაიონულ ცენტრებში ატმოსფეროში მტვრის საწყისი კონცენტრაციის (ზდკ-ში) მნიშვნელობები

რეგიონის ტერიტორიაზე მტვრის გავრცელების რიცხვითი მოდელირება ჩატარებულია $118^{\circ}90'31''$ წერტილებისაგან შემდგარ მართკუთხა რიხვით ბადეზე 2 კმ სიგრძის ჰორიზონტალური ბიჯებით (ნახ. 3.2.2). ვერტიკალური ბიჯი თავისუფალ ატმოსფეროში ტოლია $1/31$, ატმოსფეროს მიწისპირა 100 მ სისქის არეში ვერტიკალური ბიჯი იცვლება 2 - დან 15 მ-მდე. რელიეფის სიმაღლე მოდელირების არეში იცვლება 70 მ-დან 4 კმ-მდე. განხილულია ივნისის თვეში მშრალი ამინდი, როდესაც ფარდობითი ტენიანობა 50%-ია და ქრის სტაციონალური ფონური ქარი.

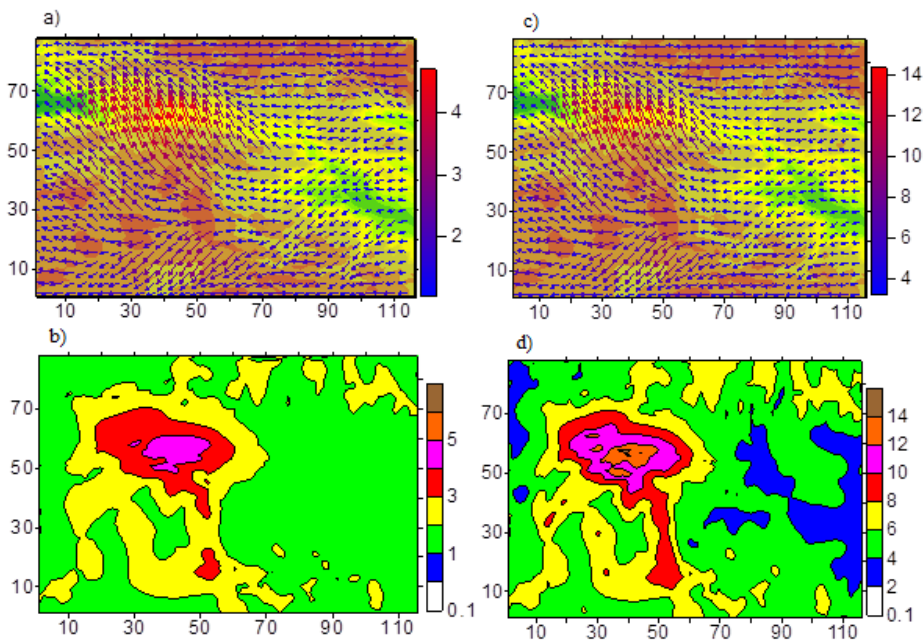
3.2.1. ატმოსფეროში მტვრის გვრცელება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს

რიცხოვრივად მოდელირებულია შიდა და ქვემო ქართლის, სამცხე-ჯავახეთის და მცხეთა-მთიანეთის რეგიონებში ქარის სიჩქარის და ქალაქებში არსებული მტვრის გავრცელება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. ფონური ქარის სიჩქარე გამოთვლილია გეოსტროფიული ქარის განტოლებებით და იცვლება 5 მ/წმ-დან (მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე) 25 მ/წმ-დე (ტროპოპაუზის დონეზე).

ნახ. 3.2.3-ზე მოცემულია ქარის სიჩქარის ვექტორის და სიჩქარის მოდულის განაწილება მიწის ზედაპირიდან $z=10$ მ სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ. ნახაზიდან ჩანს, რომ მიწისპირა ქარის სიჩქარე მთელ ტერიტორიაზე იცვლება 1-დან 5 მ/წმ-მდე. რელიეფის ზემოქმედება იწვევს

მეზომასშტაბის ტალღების წარმოშობასა და ჰაერის ნაკადის გაყოფას ორ ნაწილად - სამხრეთ-აღმოსავლეთისა და ჩრდილო-აღმოსავლეთის ნაკადებად. ჰაერის მასის ნაკადებად გაყოფა ხდება თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში. სამხრეთ აღმოსავლეთის ნაკადი შიდა ქართლის ვაკის გავლით გადაედინება ლიხის ქედს და ვრცელდება დასავლეთ საქართველოში. ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარი ვრცელდება ჯავახეთის ზეგანზე. მისი მოძრაობის მიმართულებას განსაზღვრავს სამსარისა და ჯავახეთის ქედები და მდ. მტკვრის ხეობის ორიენტაცია. ჭარმოიშვება, აგრეთვე, ორი ლოკალური ნაკადი რეგიონის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. ისინი იწყება ქვემო ქართლის ვაკის ტერიტორიაზე და მიემართება მდინარეების ხრამისა და არაქსის ხეობების გასწვრივ. 100 მ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარის სივრცული განაწილება თვისობრივად ანალოგიურია 10 მ სიმაღლეზე მიღებული განაწილების. განსხვავება რაოდენობრივია, განსაკუთრებით შიდა ქართლის ვაკის აღმოსავლეთ ნაწილის და ლიხის ქედის მიდამოებში. ამ ტერიტორიებზე ქარის სიჩქარე აღწევს 12-14 მ/წმ-ს და დაახლოებით 2-ჯერ და მეტად აღემატება 10 მ სიმაღლეზე მიღებულ სიჩქარეებს.

ნახ. 3.2.4 გვიჩვენებს რიცხვითი მოდელირებით მიღებული მტვრის კონცენტრაციის სივრცულ განაწილებას დღის 12 საათისათვის. ჩანს, რომ ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ქვედა დონეებზე ($z = 2, 10$ მ) დამტვერიანება კონცენტრირებულია უშუალოდ დაბინძურების პუნქტის მიდამოებში და დასახლებული პუნქტებიდან მცირე მანძილებზე. კონცენტრაცია 1 ზდკ მიღებულია ქ. თბილისიდან 2-4 და 8-10 კმ მანძილებზე. უფრო დიდ მანძილზე დამტვერიანების დონე მცირეა და კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა დაახლოებით 100-ჯერ ნაკლებია ზდკ-ზე.



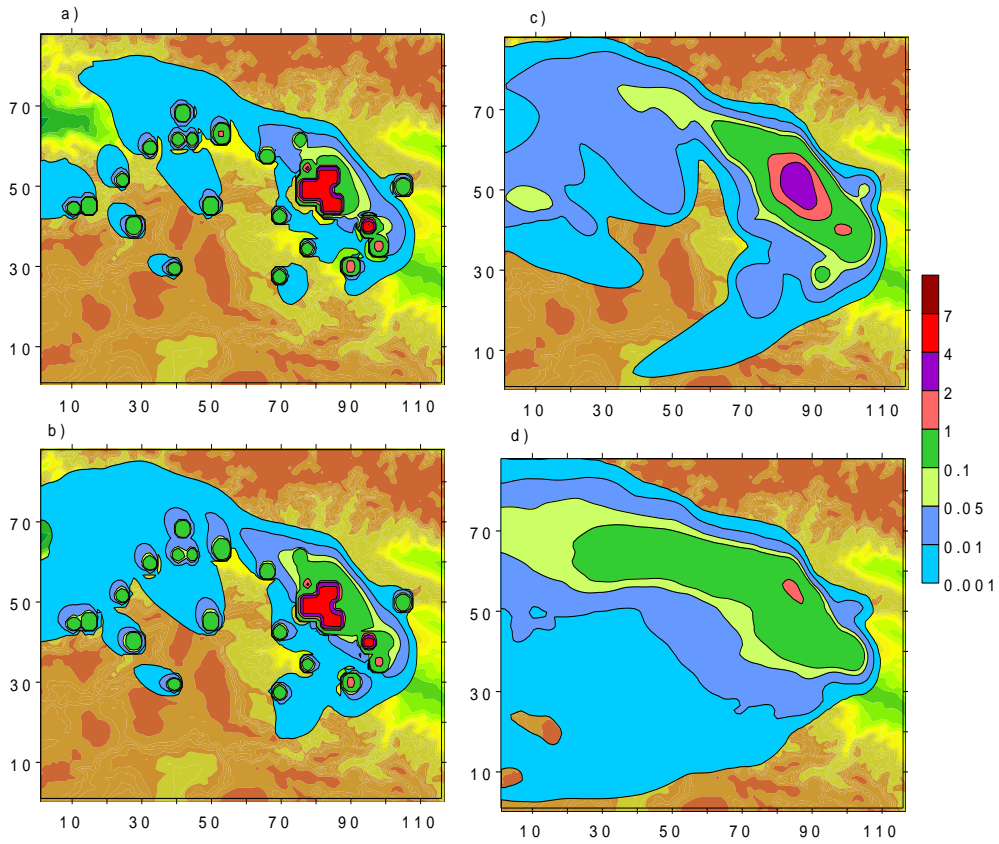
ნახ. 3.2.3. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული მიწის ზედაპირიდან $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეზე – c), d), შესაბამისად, როცა $t=12$ სთ

2 და 10 მ სიმაღლეებზე მტვერი უმეტესად გავრცელებულია ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით, ძირითადად მდ. მტკვრის ხეობის გასწვრივ. 100 მ და 600 მ სიმაღლეებზე მტვრის გავრცელება ხდება აღმოსავლეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით ფორმირებული ლოკალური ქარების გასწვრივ.

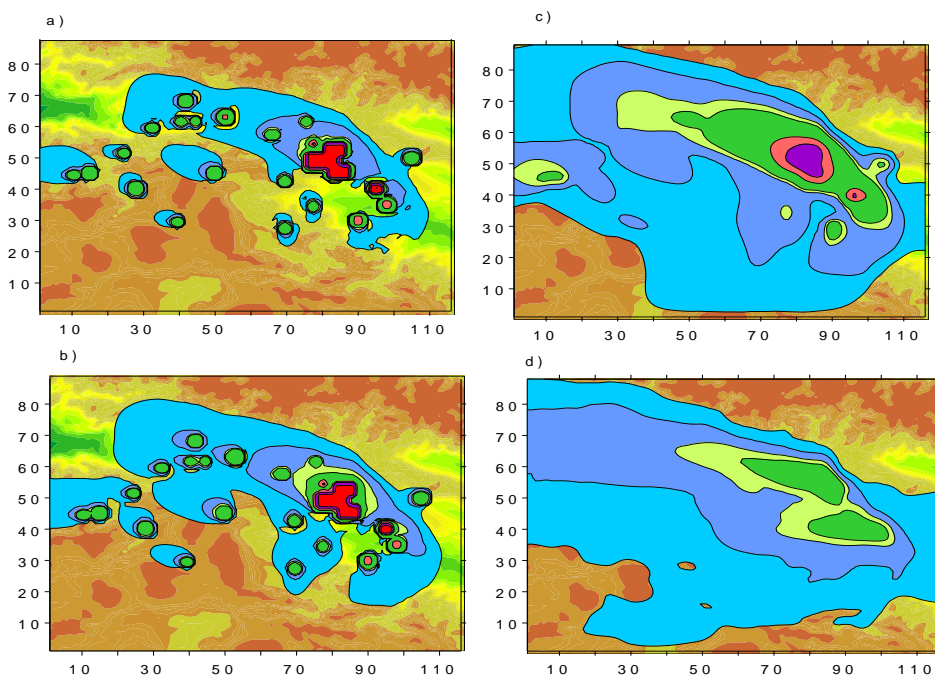
ატმოსფეროს დღელამური ტემპერატურული რეჟიმის ცვლილების შესაბამისად იცვლება მეტეოროლოგიური და ქარის სიჩქარის ველები, რაც იწვევს მტვრის გავრცელების ცვლილებასაც. როცა $t=24$ სთ მცირდება მისი ჰორიზონტალური გავრცელების არე როგორც ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, ასევე მის ზევით - მიწის ზედაპირიდან 600 მ სიმაღლეზე (ნახ. 3.2.5).

მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე მტვრის კონცენტრაციის მნიშვნელობა 0,1-ზღვ ფორმირებულია 45 კმ სიგრძის და 10 კმ სიგანის ელიფსის მსგავს არეში.

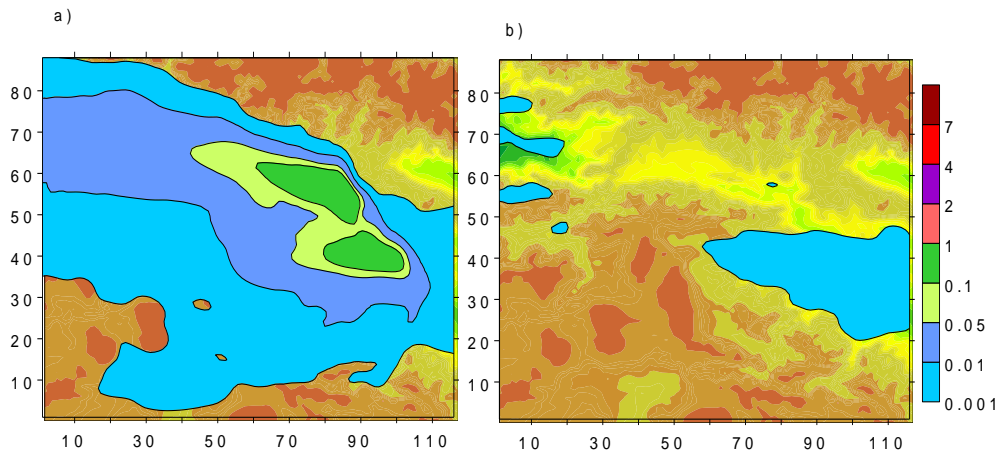
დედამიწის ზედაპირიდან 1 კმ-ზე და უფრო მაღალ დონეებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობა სწრაფად მცირდება და მისი მაქსიმალური სიდიდე ნაკლებია 0.01-0.001 ზღვ-ზე (ნახ. 3.2.6).



ნახ. 3.2.4. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2$ –a), 10 – b), 100 c) – და 600 მ – d) სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ



ნახ. 3.2.5. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2$ –a), 10 – b), 100 c) – და 600 მ – d) სიმაღლეზე, როცა $t=24$ სთ



ნახ. 3.2.6. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 1$ -a) და 3 -b) კმ სიმაღლეზე როცა $t=24$ სთ

3.2.2. ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური დასავლეთის ქარის დროს

მოდელირებულია აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ ნაწილში ატმოსფერული პროცესების განვითარება და ქალაქების მტვრის გავრცელება ფონური დასავლეთის საშუალო სიმძლავრის ქარის დროს ზაფხულის სეზონში. ფონური ქარის სიჩქარე იცვლება 5 მ/წმ-დან (100 მ სიმაღლეზე) 25 მ/წმ-დე ტროპოპაუზაზე. ნახ. 3.2.7 -ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z=10$ მ – a), b) და $z=100$ მ სიმაღლეებზე – c), d), როცა $t=12$ სთ. ნახაზიდან ჩანს, რომ ქარის სიჩქარე ფლუგერის დონეზე მთელ ტერიტორიაზე იცვლება 0 -დან $2-3$ მ/წმ-მდე. თრიალეთის ქედისა და ჯავახეთის ზეგანის აღმოსავლეთ ფერდობების მიდამოებში ქარის სიჩქარე დაახლოებით $1-1.5$ მ/წმ-ის ფარგლებშია. ამ ტერიტორიის ჩრდილო-აღმოსავლეთით და სამხრეთ-დასავლეთით ქარის სიჩქარე მეტია და შეადგენს დაახლოებით 3 მ/წმ-ს.

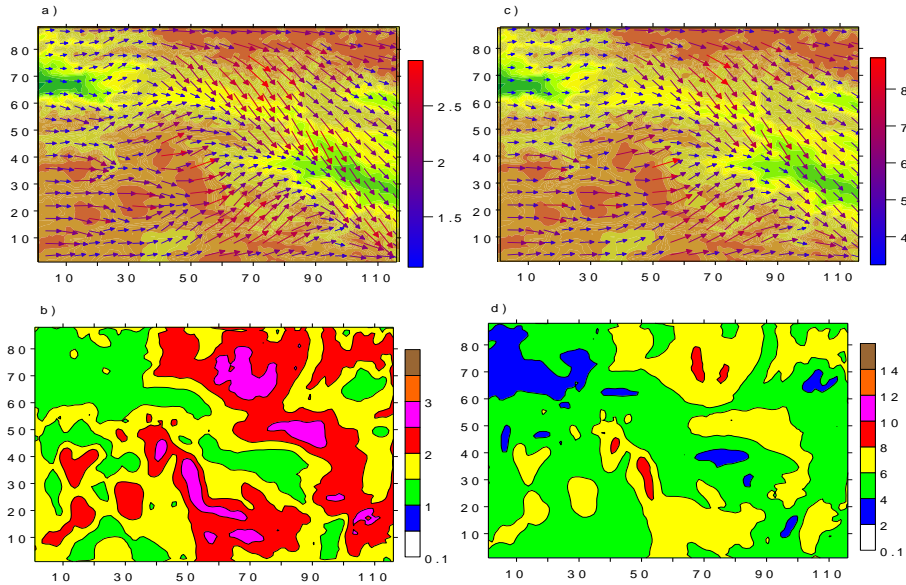
მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე ($z=100$ მ) რეგიონის ვაკე ტერიტორიებზე ქარის სიჩქარე იზრდება და მისი საშუალო მნიშვნელობა იცვლება $4-8$ მ/წმ ინტერვალში. რეგიონში მიღებულია ასევე მცირე არეები, სადაც ქარის სიჩქარე აღწევს მინიმალურ 2 მ/წმ, (კოლხეთის, ქვემო ქართლის დაბლობები) და მაქსიმალურ 10 მ/წმ (კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი, სამსარის ქედი) მნიშვნელობას.

რეგიონის დასავლეთ ნაწილში მოდელირებით მიღებული ქარი ძირითადად დასავლეთისაა (ნახ. 3.2.7 a), c). აღმოსავლეთით გადაადგილებისას ის იცვლის მიმართულებას. მდ. მტკვრის და მის მიმდებარე ტერიტორიაზე მიღებულია სიჩქარის კონვერგენცია და ჩრდილო-დასავლეთის ქარი, რომელიც მიუყვება მტკვრის ხეობას.

მოდელირებით მიღებულია, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზევით რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარის სივრცულ განაწილებაზე სუსტია. მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას სიჩქარის სიდიდე იზრდება და მიმართულება უახლოვდება ფონურ მიმართულებას. ზღვის დონიდან 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე $8-14$ მ/წმ-ის ფარგლებშია, 6 კმ-ის სიმაღლეზე კი – $10-16$ მ/წმ-ის ფარგლებში.

ქარის სიჩქარის ზონალური (ნახ. 3.2.8-a), b) და მერიდიანული (ნახ. 3.2.8-c), d) მდგენელების სივრცული განაწილების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ფონური ქარის რელიეფთან ურთიერთქმედება წარმოშობს ფონური ქარის გასწვრივ მიმართულ მეზომასშტაბურ ტალღებს. ტალღის ამპლიტუდა დამოკიდებულია ოროგრაფიული წინააღობის სიმაღლეზე. ის მაქსიმალურია მთავარი კავკასიონის, სამსარის, ჯავახეთისა და თრიალეთის ქედების მიდამოებში და მცირეა სხვა დაბალი ქედების თავზე. ასევე, ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში წარმოიშობა ქარის ჩაკეტილი გრიგალური სისტემა. ქარის სიჩქარის მერიდიანულ მდგენელს გააჩნია რთული ვერტიკალური

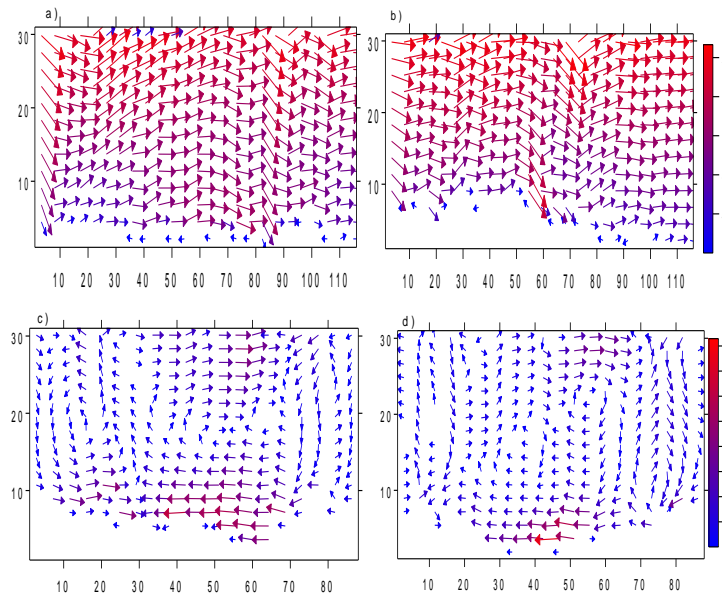
განაწილება, სადაც ერთმანეთს ენაცვლება აღმავალი და დაღმავალი ნაკადები. ქარის ზონალური მდგენელისგან განსხვავებით, ზედა ტროპოსფეროში ფორმირებულია ქარის სიჩქარის მერიდიანული გრიგალები.



ნახ. 3.2.7. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული მიწის ზედაპირიდან $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ სიმაღლეზე – c), d), როცა $t=12$ სთ

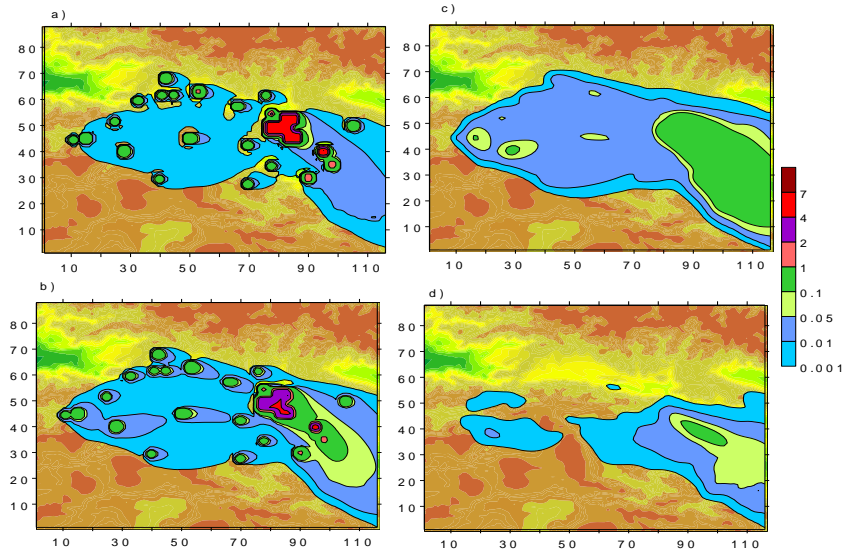
ნახ. 3.2.9 და 3.2.10-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და ტროპოსფეროში, როცა $t=12$ სთ. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მიღებულია დამტვერიანების ერთიანი ღრუბელი, რომელშიც ატმოსფეროს დამაბინძურებელ ურბანული ტერიტორიების თავზე კონცენტრაციები საკმაოდ მაღალია.

განსაკუთრებით ძლიერი დამტვერიანებაა ქალაქების თბილისისა რუსთავის მიდამოებში. ადვექციისა და ჰორიზონტალური ტურბულენტობის გამო მცირე ქალაქების ატმოსფეროში გაფრქვეული მტვერი გადატანილია აღმოსავლეთის მიმართულებით, ხოლო რუსთავისა და თბილისის მტვერი – სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით. მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლე-

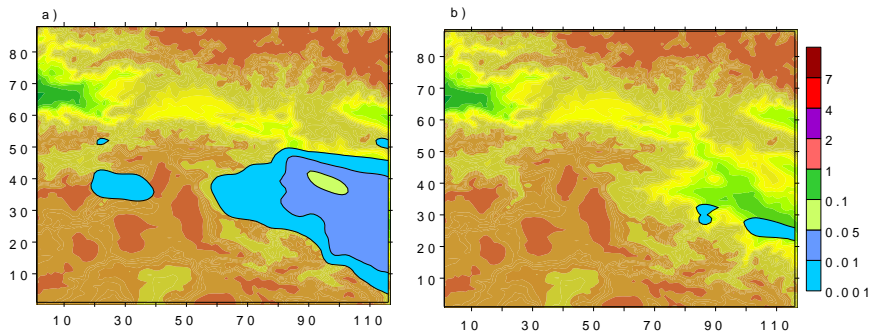


ნახ. 3.2.8. ქარის სიჩქარის ვექტორის პარალელის გასწვრივი მიმართული გეგმილი xoz სიბრტყეში როცა $y = 60$ –a) და 30-ბ), და მერიდიანული მდგენელი yoz სიბრტყეში, როცა $x= 60$ -c) და 90 -d), როცა $t=12$ სთ

ეზე მტვრის კონცენტრაცია ქალაქების. თბილისისა და რუსთავის მიდამოებში ქალაქის ტერიტორიებიდან 2 კმ მანძილზე დაშორებისას მცირდება 0.1 ზდკ-მდე, ხოლო 60-80 კმ- მანძილზე - 0.01 ზდკ-მდე. მიწის ზედაპირიდან 10 მ სიმაღლეზე მტვრის გავრცელების არეალი უფრო ფართოა. ამ დონეზე ქ. თბილისის მტვერი ვრცელდება მეზოპროცესებით ფორმირებული ლოკალური ქარის მიმართულებით და მისი კონცენტრაცია ქალაქიდან დაახლოებით 20 კმ მანძილზე არსებული 5 ზდკ-დან მცირდება 0.1 ზდკ-მდე.



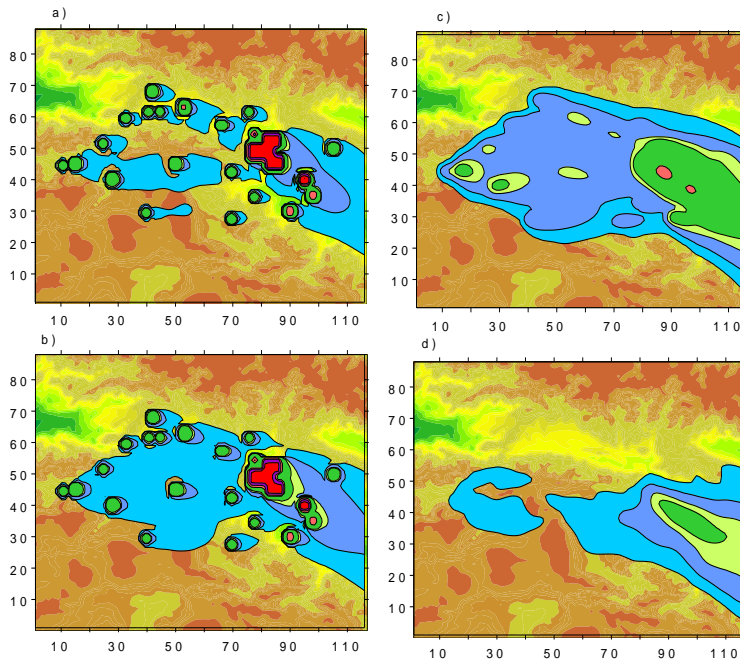
ნახ. 3.2.9. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2$ - a), 10 - b), 100 c) – და 600 მ - d) სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ



ნახ. 3.2.10. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 3$ - a) და 5 -b) კმ სიმაღლეებზე, როცა $t=12$ სთ

მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე მტვერი გავრცელებულია მნიშვნელოვნად მეტ არეზე. ამ დონეზე დამტვერიანება ქმნის ერთიან ღრუბელს, რომელიც ძირითადად გავრცელებულია აღმოსავლეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით. სიმაღლის ზრდასთან ერთად კონცენტრაცია სწრაფად მცირდება. ქალაქების თბილისისა და რუსთავის თავზე მიწის ზედაპირიდან 600 მ სიმაღლეზე გამოთვლილი კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები აღწევს 1 ზდკ-ს, ისიც მეტად მცირე არეში. მიწის ზედაპირიდან 3 და 5 კმ სიმაღლეზე მაქსიმალური კონცენტრაცია 500-1000 ჯერ ნაკლებია ზღვრულად დასაშვებ მნიშვნელობაზე.

მტვრის განაწილება სივრცეში შუალამეს ($t=24$ სთ) (ნახ. 3.2.11) მიწის ზედაპირიდან 10 მ სიმაღლეზე მნიშვნელოვნად განსხვავდება დღის 12 სთ-ზე მიღებული განაწილებისაგან. ამ დროს მტვრის ძირითადი მასა ლოკალიზირებულია დასახლებული პუნქტების მიდამოებში, ან მის უშუალო სიახლოვეს. რაც შეეხება ჰორიზონტალურ განაწილებას 100 და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t=24$ სთ, ის მსგავსია და მცირედ განსხვავდება $t=12$ სთ-ზე მიღებული განაწილებისაგან. აღნიშნული ეფექტი შეიძლება აიხსნას დღის განმავლობაში გამთბარი ჰაერის კონვექციური მოძრაობით და მტვრის შესაბამისი ვერტიკალური გადატანით.

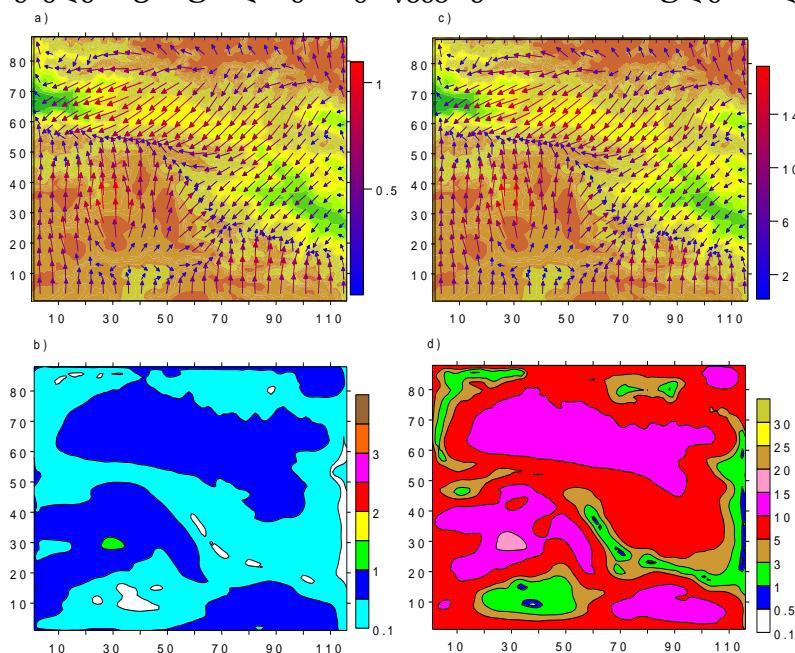


ნახ. 3.2.11. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2$ – a), 10 – b), 100 c) – და 600 მ – d) სიმაღლეზე, როცა $t=24$ სთ

3.2.3. ატმოსფეროში მტვრის განაწილება ფონური სამხრეთის ქარის დროს

მოდელირებული და შესწავლილია აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ ნაწილში ატმოსფერული ჰაერისა და ქალაქების ტერიტორიაზე არსებული მტვრის გავრცელება ფონური სამხრეთის საშუალო სიმძლავრის ქარის დროს ზაფხულის სეზონში.

ნახ. 3.2.12 -ზე ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z=10$ მ – a), b) და $z=100$ მ – c), d) სიმაღლეებზე, როცა $t=12$ სთ. ნახ. 3.2.12-დან ჩანს, რომ ქარის სიჩქარე ფლუგერის დონეზე მთელ ტერიტორიაზე იცვლება 0-დან 1 მ/წმ-მდე. 100 მ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე აღწევს 15 მ/წმ-ს. რელიეფის ზემოქმედება ფონურ დინებაზე იწვევს ქარის მიმართულების და სიდიდის



ნახ. 3.2.12. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ – c), d) სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ

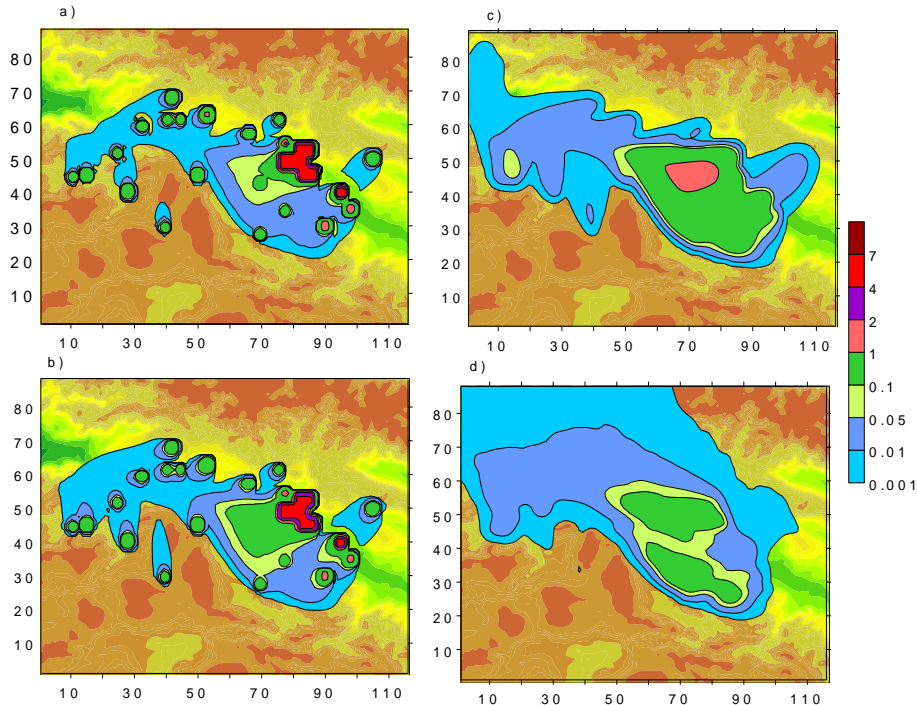
მნიშვნელოვან ცვლილებას. მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთით, კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთ ნაწილზე, ქართლის ვაკის, კახეთის ტერიტორიასა და თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობის მიდამოებში სამხრეთის ქარი იცვლის მიმართულებას და ფორმირდება ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარად. აღნიშნული ქარი ხვდება სამხრეთის ფონურ ქარს და თრიალეთის და გურიის ქედის ჩრდილოეთ კალთების მიდამოებში ქმნის ქარის სიჩქარის კონვერგენციის ვიწრო ზოლს, რომელიც გასდევს მცირე კავკასიონის ჩრდილო და აღმოსავლეთ ნაწილს.

რეგიონის ჩრდილოეთ ნაწილში, კავკასიონის ქედის სამხრეთ კალთაზე, ქარი ძირითადად აღმოსავლეთისაა. ქარის სიჩქარის მოდელირებით მიღებული რთული განაწილება დაკავშირებულია კავკასიონის ქედის დინამიკურ ზემოქმედებასთან. მაღალი ქედი ეწინააღმდეგება ჰაერის გავრცელებას ჩრდილოეთით და უცვლის მას მიმართულებას. დინამიკური წინააღმდეგობა იმდენად ძლიერია, რომ ის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში წარმოშობს ძლიერ აღმოსავლეთის ქარს.

გამოთვლებმა აჩვენა, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ზევით რელიეფის გავლენა ქარის სიჩქარის სივრცულ განაწილებაზე მცირეა. მიწის ზედაპირიდან დაშორებისას სიჩქარის სიდიდე იზრდება, მიმართულება კი უახლოვდება ფონურ მიმართულებას. ზღვის დონიდან 3 კმ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე 6-13 მ/წმ-ის, 6 კმ-ის სიმაღლეზე – 13-19 მ/წმ-ის ფარგლებშია.

ქარის სიჩქარის ზონალური და მერიდიანული მდგენელების სივრცული განაწილების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ფონური ქარის რელიეფთან ურთიერთქმედება წარმოშობს ფონური ქარის გასწვრივ მიმართულ მეზომასშტაბურ ტალღებს და ქარის გრიგალურ სისტემებს. ქარის სიჩქარის მერიდიანულ მდგენელს აქვს რთული ვერტიკალური განაწილება, რომელშიც ერთმანეთს ენაცვლება აღმავალი და დაღმავალი ნაკადები.

ნახ. 3.2.13 და 3.2.14-ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტვრის განაწილება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და ტროპოსფეროში. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, 2 მ სიმაღლეზე, დამტვერიანების ზონა ლოკალიზირებულია უშუალოდ ქალაქების მიმდებარედ.

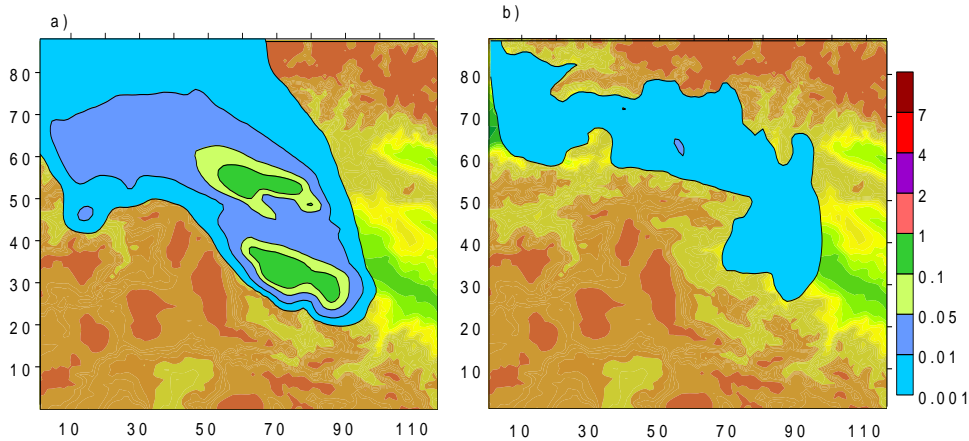


ნახ. 3.2.13. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 2$ -a), 10 - b), 100 c) - და 600 მ - d) სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ

დამტვერიანება მაღალია ქალაქების თბილისისა და რუსთავის მახლობელ ტერიტორიებზე. ქ. თბილისის შემთხვევაში კონცენტრაცია 0.1-1 ზდკ მიღებულია დაახლოებით 10 კმ მანძილზე, ქ. რუსთავის შემთხვევაში კი 2-4 კმ მანძილზე. კონცენტრაცია 0.1-0.01 ზდკ მიღებულია ქალაქების

თბილისის, რუთავის, გარდაბნის, მარნეულის, ბოლნისის და მცხეთის მიმდებარე 40 კმ სიგანისა და 60 კმ სიგრძის მართკუთხედის ფორმის ერთიან არეში. ქალაქების შემთხვევაში კონცენტრაცია 0.01 ზდკ მიღებულია ქალაქებიდან დაახლოებით 2 კმ მანძილზე.

10 მ სიმაღლეზე მტვრის გავრცელება თვისობრივად ანალოგიურია 2 მ სიმაღლეზე მიღებული სურათის (ნახ. 3.2.13 ბ), განსხვავება მხოლოდ დამტვერიანების ზონის ზომებშია. სიმაღლის ზრდასთან ერთად კონცენტრაცია მცირდება სწრაფად. მიწის ზედაპირიდან 100მ მანძილზე მიღებული კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა აღწევს 2 ზდკ-ს, 3 კმ-ზე - 1 ზდკ-ს.



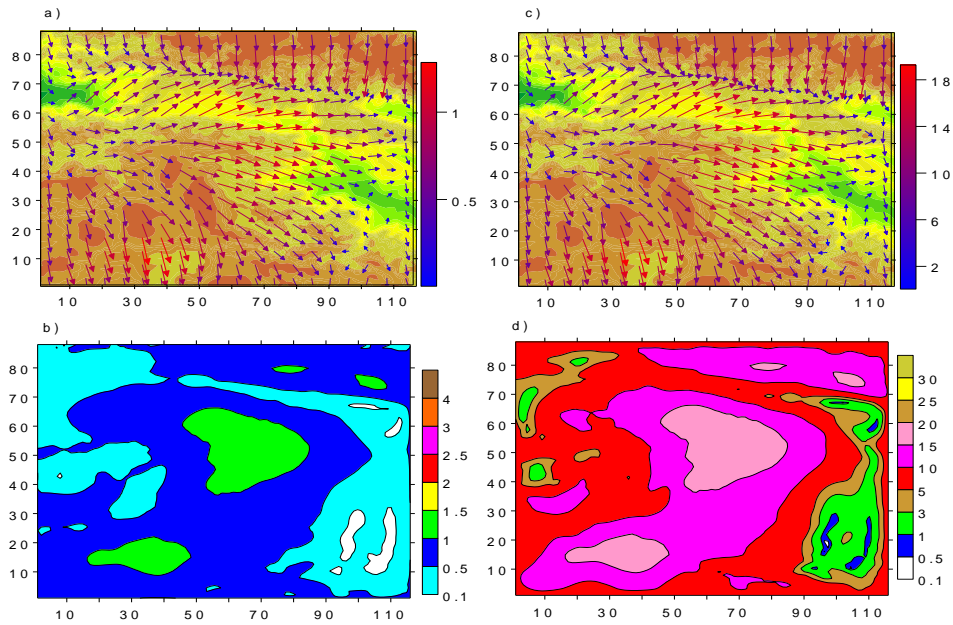
ნახ. 3.2.14. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 3$ -ა) და 6 -ბ) კმ სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ

ქარის სიჩქარის ველი განსაზღვრავს დამტვერიანების გავრცელების მიმართულებას. ქ. თბილისის მიმდებარედ არსებული მტვერი ატმოსფეროს ქვედა 100 მ ფენაში გადაიტანება სამხრეთ-დასავლეთისა და სამხრეთის მიმართულებით. მოდელირების რეგიონის დასავლეთ ნაწილში განლაგებული ქალაქების მტვერი გადაიტანება ჩრდილოეთის მიმართულებით. 100 მ-ის ზევით მტვრის გადატანა იცვლის მიმართულებას და როგორც ერთიანი ღრუბლი ვრცელდება ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით (ნახ. 3.2.14). 6 კმ სიმაღლეზე მიღებულია დამტვერიანების მეტად მცირე კონცენტრაცია - 0.001-ზდკ.

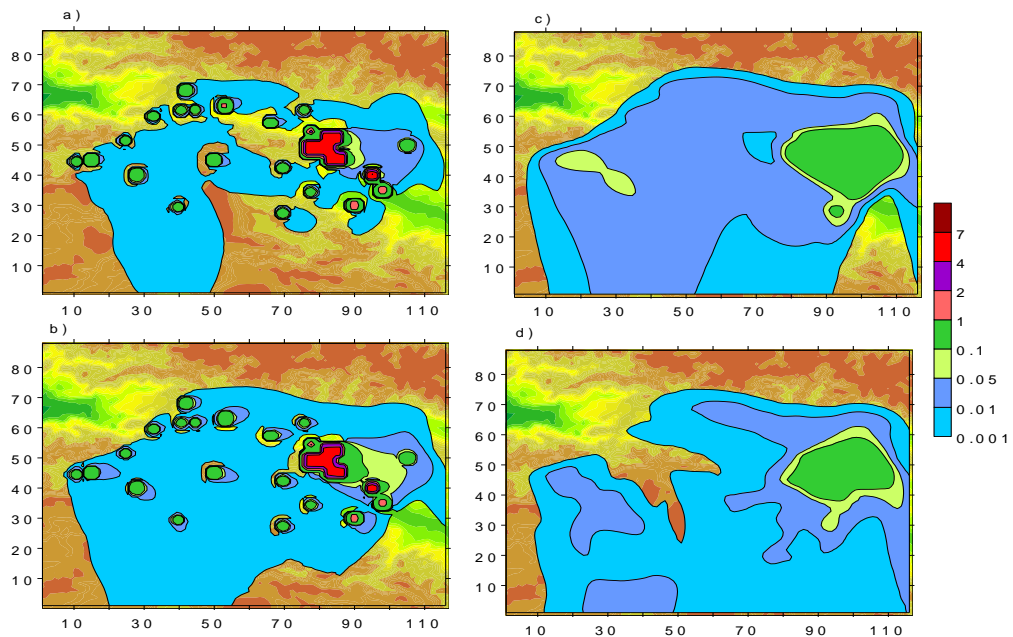
3.2.4. ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური ჩრდილოეთის ქარის დროს

ნახ. 3.2.15 ნაჩვენებია ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z=10$ მ - a), b) და $z=100$ მ სიმაღლეებზე - c), d) მიღებული ფონური ჩრდილოეთის საშუალო სიმძლავრის ქარის შემთხვევაში, როცა $t=12$ სთ. ნახ. 3.2.15-დან ჩანს, რომ რელიეფის ზემოქმედებამ ფონურ ჩრდილოეთის ქარზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, გამოიწვია სიჩქარის ველის მნიშვნელოვანი ცვლილება მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ კალთის და მცირე კავკასიონის ჩრდილოეთ კალთის ტერიტორიებზე. ჩრდილოეთის ქარი მიღებულია მხოლოდ მთავარი კავკასიონის ქედის ზედა ნაწილში და თრიალეთის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. დანარჩენ ტერიტორიაზე მიღებულია სამხრეთ-დასავლეთის, დასავლეთისა და ჩრდილო-დასავლეთის სუსტი ქარები. კავკასიონის სამხრეთ კალთაზე, მდ. მტკვრის ხეობის გასწვრივ, ფორმირებულია ქარის სიჩქარის კონვერგენციის არე. აღნიშნულ ტერიტორიაზე ქარის სიჩქარე არაა დიდი - 10 მ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე არ აღემატება 1 მ/წმ-ს. 100 მ სიმაღლეზე ქარის სიჩქარის მაქსიმალური მნიშვნელობა 15 მ/წმ-ია. მიწის ზედაპირიდან 10 და 100 მ სიმაღლეზე (ნახ. 3,2,15 c) და d) ქარის სიჩქარის სივრცული განაწილება ერთმანეთის მსგავსია. მიწისპირა ფენაში ქარის მიმართულების და სიდიდის ცვლილება ანალოგიურია პლანეტარული სასაზღვრო ზონისათვის დამახასიათებელი ცვლილებების.

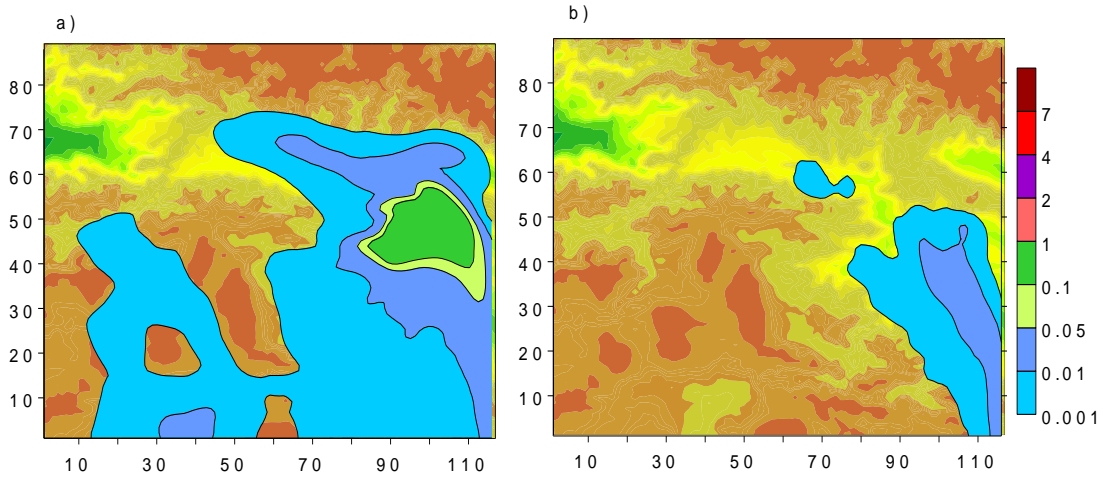
რეგიონის რთული ჰიდროდინამიკა გავლენას ახდენს ატმოსფეროში მტვრის გავრცელებაზე. მიწისპირა ფენაში 2 მ სიმაღლეზე მდ. მტკვრის გასწვრივ მდებარე ქალაქების: ხაშურის, გორის, კასპის, ცხინვალის, თბილისის და რუსთავის მტვერი ვრცელდება აღმოსავლეთის მიმართულებით, ხოლო სამცხე - ჯავახეთის ქალაქების მტვერი - აღმოსავლეთით და სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით (ნახ. 3.2.16). 100 და 600 მ სიმაღლეზე მტვრის ძირითადი მასა გადატანილია სამხრეთის მიმართულებით. ამავე დროს, აღსანიშნავია ქ.თბილისის მტვრის ინტენსიური ვერტიკალური დიფუზია, რომელიც ქალაქიდან აღმოსავლეთით ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზედა და სასაზღვრო ფენაში იწვევს 0.1-1 ზღვ დაბინძურების საკმაოდ დიდი მოცულობის არის ფორმირებას.



ნახ. 3.2.15. ქარის სიჩქარის ვექტორი და მოდული $z = 10$ მ – a), b) და $z = 100$ მ – c), და $z = 600$ მ - d) სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ



ნახ. 3.2.16. მტვრის კონცენტრაციები (ზღვ)მიწის ზედაპირიდან $z = 2$ –a), 10 – b), 100 c) - და 600 მ – d) სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ



ნახ. 3.2.17. მტვრის კონცენტრაციები (ზდკ) მიწის ზედაპირიდან $z = 3$ -a) და 6 -b) კმ სიმაღლეზე, როცა $t=12$ სთ

მიწის ზედაპირიდან 3 კმ-ის ზევით დამტვერიანების დონე მცირდება. შედეგად, მიწის ზედაპირიდან 6 კმ სიმაღლეზე მტვერი მიღებულია რეგიონის სამხრეთ-აღმოსავლეთით მდებარე მცირე ნაწილზე, სადაც მისი მაქსიმალური მნიშვნელობა 20-ჯერ ნაკლებია ზდკ-ზე.

თავი 4

ქ. თბილისში მტვრის ლოკალური გავრცელების რიცხვითი მოდელირება

თბილისი არის კავკასიის ერთ-ერთი უდიდესი ქალაქი და საქართველოს კულტურულ-ადმინისტრაციული ცენტრი. ის ევროპისა და აზიის დამაკავშირებელი დიდი აბრეშუმის გზის, რუსეთისა და მცირე აზიის დამაკავშირებელი ძირითადი საკვანძო პუნქტია. მისი გავლით ყოველდღიურად გადაადგილდება მრავალი ათასი მძიმე და მსუბუქი ავტოსატრანსპორტო საშუალება. ქალაქის ვიწრო და რთული ფორმის ქუჩებზე მოძრაობს ასობით ათასი ავტომობილი. ქალაქში არაა მსხვილი სამრეწველო ობიექტები, ამიტომ ავტომობილებიდან გამოყოფილი მიკრონაწილაკები, ქუჩებიდან ატაცებულ მტვერთან ერთად, წარმოადგენს ქალაქის დამტვერიანების ძირითად წყაროს.

ქ. თბილისში ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურებაზე რეგულარული დაკვირვება იწყება 20-ე საუკუნის სამოციანი წლებიდან. დაკვირვების მიზანი იყო ქალაქის ჰაერის დაბინძურების დონის შეფასება და ძირითადი სამრეწველო საწარმოების გამონაბოლქვებით ჰაერის დაბინძურების მონიტორინგის განხორციელება. მონიტორინგის ქსელმა თავის მაქსიმალურ განვითარებას მიაღწია 1989 წელს, როცა ქ. თბილისის სადამკვირვებლო ქსელი შედგებოდა 8 სტაციონალური ჯიხურისაგან და იზომებოდა როგორც ძირითადი, ასევე ზოგიერთი მსხვილი საწარმოდან ატმოსფეროში გაფრქვეული სპეციფიკური ინგრედიენტების კონცენტრაციები. 2017 წლიდან იწყება ახალი ეტაპი ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების მონიტორინგის სამსახურში - ხდება გადასვლა თანამედროვე გამოზომი აპარატურით აღჭურვილ ევროპული სტანდარტის შესაბამის ავტომატური დაკვირვების სისტემაზე. დღეისათვის ქ. თბილისში ხუთ სადამკვირვებლო პუნქტში უწყვეტ რეჟიმში იზომება ექვსი ინგრედიენტი: PM_{2.5} და PM₁₀, CO, NO₂, SO₂ და O₃.

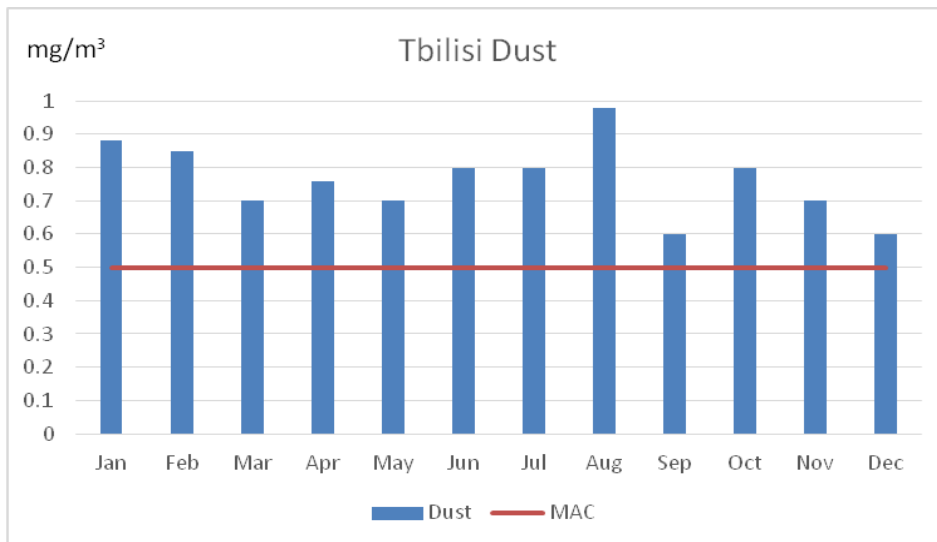
მტვერი არის ის ძირითადი დამაბინძურებელი ინგრედიენტი, რომლის კონცენტრაცია იზომებოდა ქ. თბილისში რეგულარული დაკვირვების დაწყებიდან 2016 წ. ოქტომბრის ჩათვლით.

ცხრილ 4.1-ში მოცემულია ქ. თბილისში მტვრის საშუალო წლიური კონცენტრაციების სიდიდეები 2011 - 2016 წლებში, ხოლო ნახ.4.1-ზე 2015 წ მტვრის საშუალო თვიური კონცენტრაციები. ცხრ. 4.1 და ნახ. 4.1-დან ჩანს, რომ 2011-2016 წლებში მტვრის საშუალო წლიური კონცენტრაციები მერყეობს 1.0-1.95 ზდკ ინტერვალში.

ცხრილი 4.1. მტვრის საშუალო წლიური კონცენტრაციების მნიშვნელობები (გარემოს ეროვნული სააგენტოს მონაცემების მიხედვით, www.nea.gov.ge, გარემოსდაბინძურება, ჰაერის წელიწადეული-2016).

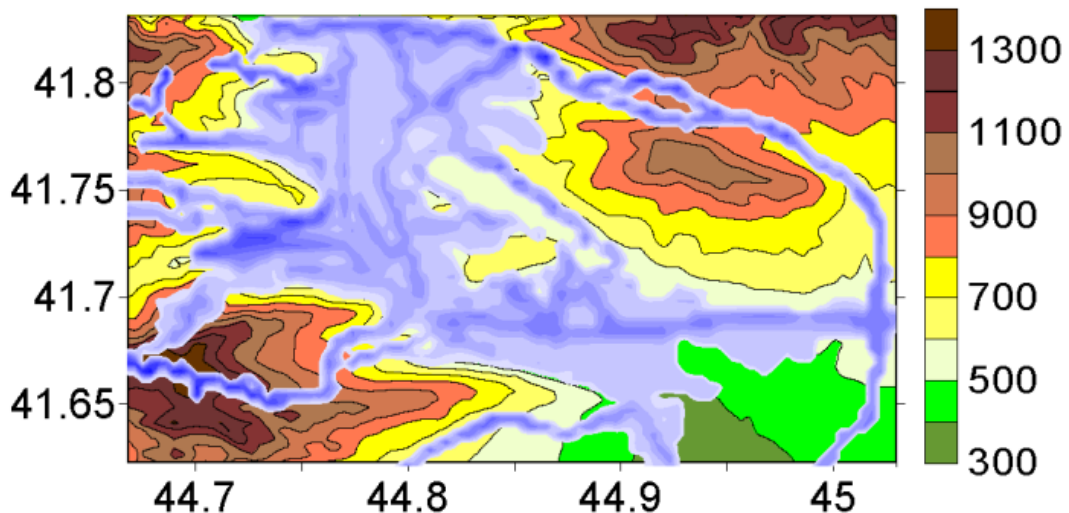
წელი	2011	2012	2013	2014	2015	2016
საშ. წლიური კონცენტრაცია, (მგ/მ ³)	0.50	0.50	0.70	0.90	0.77	0.6

ქ. თბილისის რელიეფი რთულია. ის აღმოსავლეთიდან, დასავლეთიდან და ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრულია ქედებით. ქალაქის სამხრეთით მდებარეობს დაბლობი ტერიტორია. თბილისის ცენტრში გადის მდ. მტკვარი. ასეთი რელიეფის პირობებში, არსებული სადამკვირვებლო სტაციონალური პუნქტების რაოდენობა არაა საკმარისი ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების რელევანტური აღწერისათვის. აღნიშნულ სიტუაციაში მეტად მნიშვნელოვანია ქ. თბილისის დამტვერიანების დონის შესწავლა თეორიულად, რიცხვითი მოდელირებით.



ნახ. 4.1. ქ. თბილისში მტვრის საშუალო თვიური კონცენტრაციები, 2015 წ. (www.nea.gov.ge, გარემოს დაბინძურება, ჰაერის წელიწადეული-2015)

მოდელირებისას დაშვებულია, რომ ატმოსფერული ჰაერის დამაბინძურებელი ინგრედიენტია ქალაქის მაგისტრალზე და ქუჩებში ავტოტრანსპორტის მოძრაობის შედეგად გაფრქვეული და ქვეფენილი ზედაპირიდან ატაცებული მტვერი. მტვრის წყაროს კონცენტრაცია იცვლება დროში ავტოტრანსპორტის მოძრაობის შესაბამისად. მისი მნიშვნელობა განისაზღვრება რეგულარული დაკვირვებების და ექსპერიმენტული გაზომვების მასალების ანალიზის საშუალებით [32-38]. ნახ. 4.2 ნაჩვენებია მტვრის წყაროს მდებარეობა და ქ. თბილისის რელიეფი. დამტვერიანების წყაროების მდებარეობა აღნიშნულია ლურჯად.



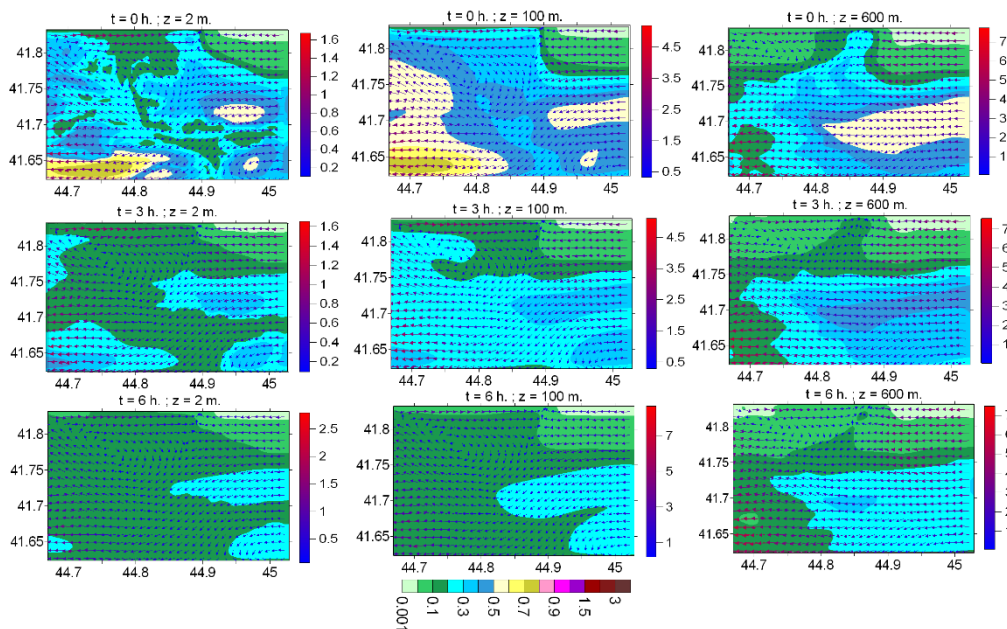
ნახ. 4.2. ქ. თბილისის ატმოსფერული ჰაერის დაბინძურების წყაროების მდებარეობა და რელიეფის სიმაღლეები (მ). ღერძებზე ნაჩვენებია გეოგრაფიული კოორდინატები.

გამოთვლები ჩატარებულია 30.6x24 კმ² ფართობის ტერიტორიაზე 400 და 300 მ ბიჯით მერიდიანისა და პარალელის გასწვრივ. თავისუფალ ატმოსფეროში ვერტიკალური ბიჯი ≈ 300 მ. მიწისპირა 100 მ სისქის ფენაში ვერტიკალური ბიჯი 2-15 მ-ის ფარგლებში იცვლება. მოდელირების არის ცენტრში განთავსებულია ქ. თბილისი. განხილულია ივნისში ფონური

სტაციონარული აღმოსავლეთისა და დასავლეთის ქარების შემთხვევა. ატმოსფერული ჰაერის ტენიანობა 50%-ია.

4.1. ქ. თბილისის ატმოსფეროში მტვრის გავრცელება ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს

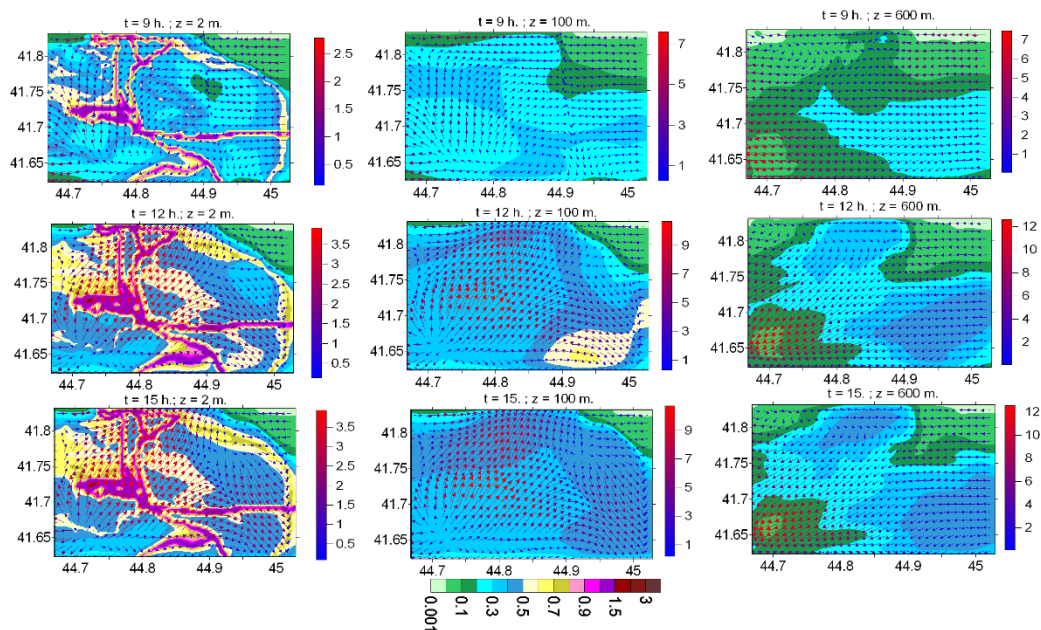
ნახ. 4.3 -ზე ნაჩვენებია რიცხვითი ინტეგრირებით მიღებული ქარის სიჩქარის და მტვრის კონცენტრაციის ველები მიწის ზედაპირიდან 2 მ, 100 მ და 600 მ სიმაღლეებზე პირველი დღის $t=0$, 3 და 6 საათზე. ფონური ქარის სიჩქარე იცვლება 1 მ/წმ-დან ($z=0.1$ კმ) 20 მ/წმ-მდე (9 კმ). კონცენტრაცია მოცემულია ზდკ ერთეულებში, ქარის სიჩქარე კი მ/წმ-ში. ნახ. 4.3-დან ჩანს, რომ 2 მ სიმაღლეზე დამტვერიანება ღამის 0 სთ-დან თანდათანობით მცირდება. კონცენტრაცია მინიმალური ხდება დილის 6 სთ-ისთვის. ამ დროს ქალაქისა და მის მიმდებარე ტერიტორიებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობა იცვლება 0.001 -დან 0.7 ზდკ-ს ინტერვალში. კონცენტრაცია 0.3-0.5 ზდკ მიღებულია ქალაქის დიდ ტერიტორიაზე როგორც ურბანულ, ასევე რეკრეაციულ ზონებში და დაუსახლებელ ნაწილებში. 100 და 600 მ სიმაღლეებზე კონცენტრაცია ნაკლებად ცვალებადია. მისი მნიშვნელობა ატმოსფეროს 600 მ სისქის ფენაში იცვლება 0.1-0.3 მგ/მ³ ფარგლებში.



ნახ. 4.3. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 0, 3$ და 6 სთ

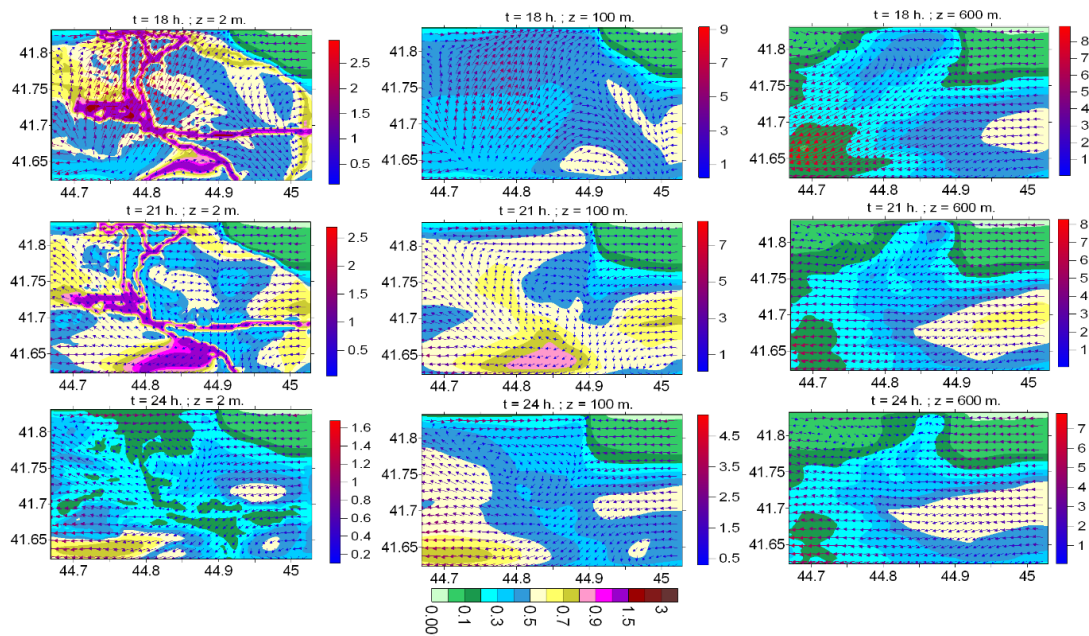
დღის 6-12 სთ ინტერვალში მტვრის კონცენტრაციის იზრდება, რაც დაკავშირებულია დილის საათებში მოძრავი ავტომობილების რაოდენობის მატებასთან. როცა $t=9$ სთ მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე მტვრის კონცენტრაცია იზრდება უშუალოდ დამაბინძურებელი წყაროს მიდამოებში და მის სიახლოვეს (ნახ. 4.4), ავტომაგისტრალების გასწვრივ. პარალელურად მიმდინარეობს მტვრის ადვექციური, კონვექციური და დიფუზიური გადატანა, რომელიც დამოკიდებულია მიწისპირა ლოკალური ქარის მიმართულებაზე.

მაქსიმალური დამტვერიანება მიღებულია დღის 12-დან 21 სთ-მდე (ნახ.4.4, 4.5). ძლიერი დამტვერიანების ზონებია ქალაქის ცენტრი, ვაკის, საბურთალოს და ორთაჭალის რაიონების ტერიტორიები, რომლებიც უშუალოდ ესაზღვრება საავტომობილო მაგისტრალებს. ამ ტერიტორიებზე კონცენტრაცია იცვლება 0.9-1.2 ზდკ-ის ფარგლებში. მაგისტრალებიდან მოშორებულ



ნახ. 4.4. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2 მ, 100 მ და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 9$ სთ, 12 სთ და 15 სთ

ურბანულ ნაწილებში მტვრის კონცენტრაცია იცვლება 0.5-0.9 ზდკ-ს ინტერვალში. რაც შეეხება რეკრეაციულ და დაუსახლებელ ტერიტორიებს, სადაც დამამტვერიანებელი წყაროები არ არის, დამტვერიანება ხორციელდება ადვექციური და დიფუზიური გადატანის მექანიზმით. შედეგად მიწისპირა კონცენტრაცია იცვლება 0.3-0.5 ზდკ-ს ფარგლებში. მიწის ზედაპირის სიახლოვეს წარმოშობილი მტვერი ვრცელდება სიმაღლეზე და 12 სთ-ზე მტვრის კონცენტრაცია 100 მ სიმაღლეზე აღწევს 0.7 ზდკ-ს.

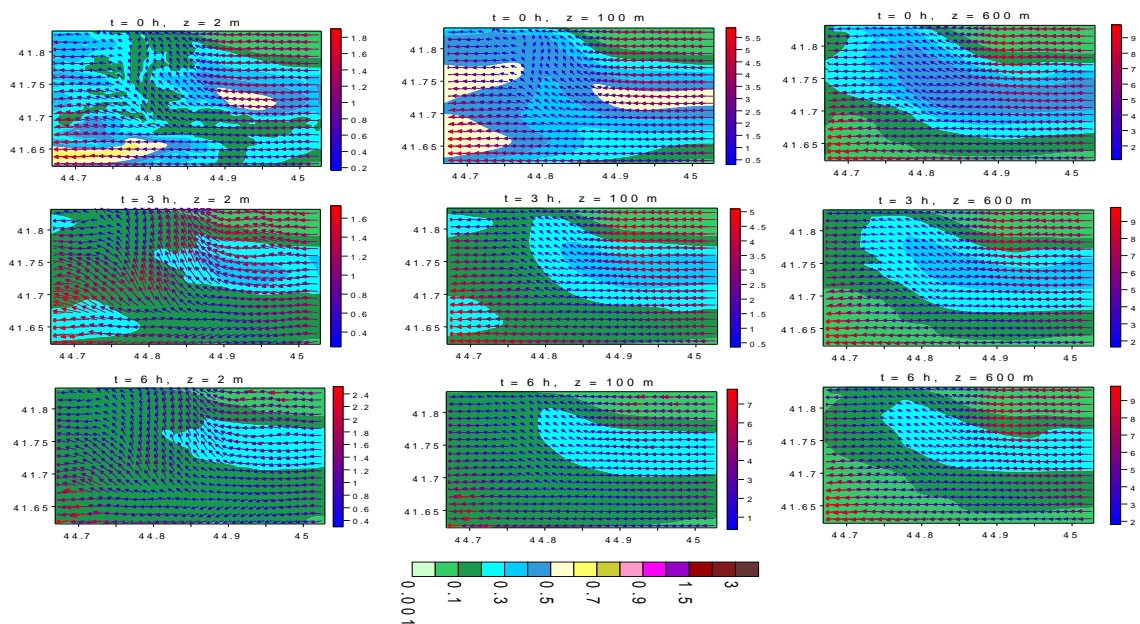


ნახ. 4.5. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 სიმაღლეზე, როცა $t = 18, 21$ და 24 სთ

დღის 15-დან 21 სთ-მდე კონცენტრაციის სივრცული განაწილების სურათი განიცდის მნიშვნელოვან თვისობრივ ცვლილებას. 2 მ სიმაღლეზე მცირდება მაღალი დამტვერიანების ზონის ფართობი ქალაქის ცენტრალურ ნაწილში, ვაკის, საბურთალოს რაიონებში და იზრდება ორთაჭალისა და ქალაქის სამხრეთ განაპირა ნაწილში. ასევე, იზრდება კონცენტრაცია ქ. თბილისის შემოვლითი გზისა და თბილისის ზღვის მიდამოებში. კონცენტრაციის იზოზოლების ფორმები რთულია და მიღებულია სივრცესა და დროში ლოკალური ქარის ცვლილებით. მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე ჰაერი მაქსიმალურად ბინძურდება როცა $t=21$ სთ და დაკავშირებულია რთული რელიეფის პირობებში დღედამური ტემპერატურული ცვლილებით გამოწვეულ მთა-ბარის ცირკულაციურ პროცესთან, რის შედეგადაც ადგილი აქვს დღის განმავლობაში გამთბარი ჰაერის მასის ინტენსიურ აღმასვლას და მტვრის მნიშვნელოვანი ნაწილის ვერტიკალურ გადატანას. ამ მომენტისათვის მიღებული კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა 0.5-0.7 ზდკ-ს ფარგლებშია.

21 სთ-ის შემდეგ მცირდება ავტოტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობა, მტვრის გაფრქვევა ატმოსფეროში და ატმოსფეროს დამტვერიანების დონე. როცა $t=24$ სთ მიიღება კონცენტრაციის განაწილება, რომელიც ახლოსაა $t=0$ მომენტისათვის არსებულ განაწილებასთან. ხდება ქალაქის ატმოსფეროში დაგროვილი მტვრის გატანა ტერიტორიიდან, ე. ი. ქალაქის ატმოსფეროს თვითდასუფთავება. გამოთვლებმა აჩვენა, რომ სტაციონალური ფონური ქარის შემთხვევაში ადგილი აქვს ქალაქის ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაციის კვაზიპერიოდულ ცვლილებას.

ნახ. 4.6 - ზე ნაჩვენებია ფონური საშუალო სიჩქარის ქარის დროს (5 მ/წმ) მიღებული ქარის სიჩქარისა და მტვრის კონცენტრაციის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეებზე პირველი დღის $t = 0, 3$ და 6 სთ. ნახ. 4.6-დან ჩანს, რომ ქვეფენილი ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე მტვრის კონცენტრაციის სივრცული განაწილება მსგავსია ფონური სუსტი ქარის დროს



ნახ. 4.6. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100მ და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 0, 3$ და 6 სთ

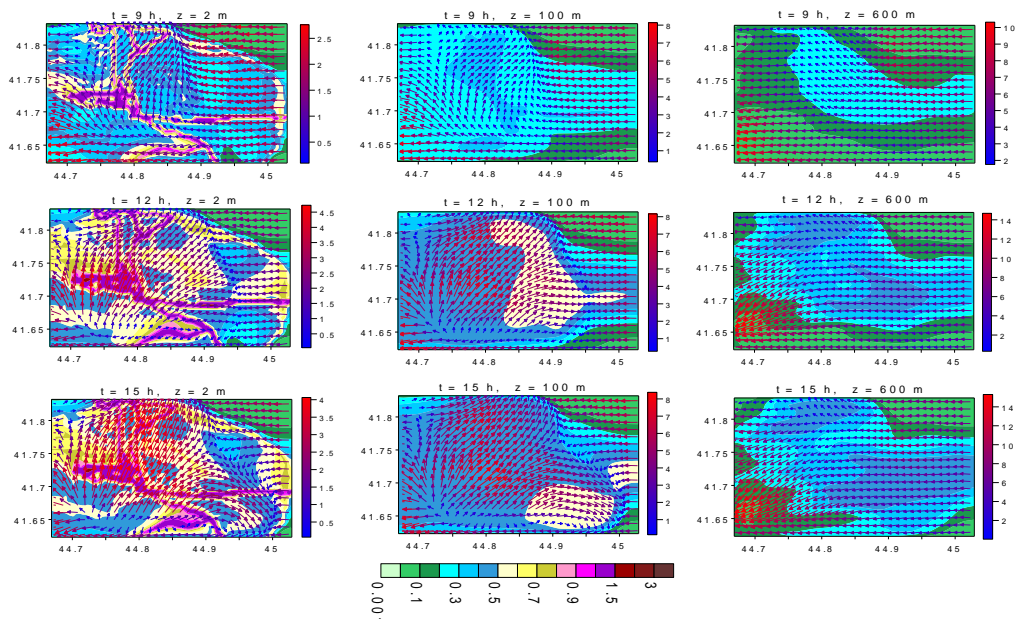
მიღებული განაწილებისა. არსებობს მცირე რაოდენობრივი განსხვავება. მაქსიმალური მნიშვნელობა 0.5-0.7 ზდკ მიღებულია მოდელირების ტერიტორიის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, ფონიჭალის დაბლობ ტერიტორიაზე ვიწრო და გრძელი ზოლის სახით, და თბილისის ზღვის მიდამოებში. დანარჩენ ტერიტორიაზე კონცენტრაციის სიდიდე 0.001-0,3 ზდკ-ს ფარგლებშია.

სიმაღლის ზრდასთან ერთად ფართოვდება მაქსიმალურად დამტვერიანებული არე. 100 მ სიმაღლეზე 0.5-0.7 ზდკ ფორმირებულია ქალაქის სამ ნაწილში. ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზევით მტვრის კონცენტრაცია მცირდება და მიწის ზედაპირიდან 600 მ სიმაღლეზე კონცენტრაცია 0.1-0.3 ზდკ-ს ფარგლებშია.

ჰაერის დამტვერიანების დონე დილის 6 სთ-ისთვის ხდება მინიმალური. ამ დროს ქალაქისა და მის მიმდებარე ტერიტორიებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობა იცვლება 0.001-დან 0.3 ზდკ-ფარგლებში.

$t=6$ სთ-ის შემდეგ, ავტოტრანსპორტის ინტენსივობის ზრდასთან ერთად, იზრდება ქალაქის ატმოსფეროს დამტვერიანება უშუალოდ დამაბინძურებელი წყაროების მიდამოებში - ავტომაგისტრალების გასწვრივ და მათ სიახლოვეს (ნახ.4.7). როცა $z=2$ მ და $t=9$ სთ მტვრის კონცენტრაცია განსაკუთრებით მაღალია მაგისტრალების გადაკვეთის უბნებსა და ჩაღრმავებულ ადგილებში. ასეთი ტერიტორიებია ვაკე - საბურთალოს, ორთაჭალისა და გლდანის რაიონები, სადაც კონცენტრაციის სიდიდეები 1 ზდკ-ს ფარგლებშია.

მაქსიმალური დამტვერიანება მიღებულია დღის 12-დან 21 სთ-მდე. ძლიერი დამტვერიანების ზონებია ქალაქის ცენტრი, ვაკე, საბურთალო და ორთაჭალა. ამ ტერიტორიებზე კონცენტრაცია იცვლება 1.0-1.5 ზდკ-ის ფარგლებში. მაგისტრალებიდან მოშორებულ ურბანულ ნაწილებში მტვრის კონცენტრაცია იცვლება 0.5-0.7 ზდკ-ს ინტერვალში. რაც შეეხება რეკრეაციულ და დაუსახლებლ ტერიტორიებს, სადაც დამამტვერიანებელი წყაროები არ მდებარეობს, დაბინძურება ხორციელდება ადვექციური და დიფუზიური გადატანის მექანიზმით. შედეგად, მიწისპირა კონცენტრაცია იცვლება 0.3-0.5 ზდკ-ს ფარგლებში.



ნახ. 4.7. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 9, 12$ და 15 სთ

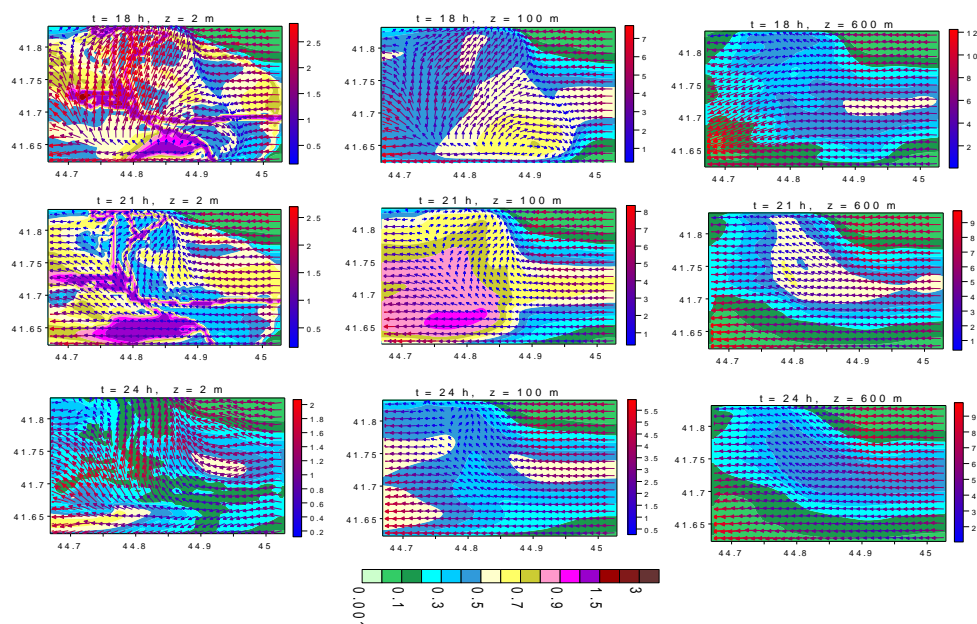
12.00 სთ-დან იწყება მტვრის ინტენსიური ვერტიკალური კონვექციური გადატანა. შედეგად, მიწის ზედაპირის სიახლოვეს წარმოშობილი მტვერი ვრცელდება სიმაღლეებზე და 12 სთ-ზე მტვრის კონცენტრაცია 100 მ დონეზე აღწევს 0.7 ზდკ-ს.

დღის 18-დან 21 სთ-მდე 2 მ სიმაღლეზე იზრდება მტვრის კონცენტრაციის და ძლიერად დამტვერიანებული არეების ზომები და მდებარეობა. შეცვლა, გამოწვეულია ქარის სიჩქარის ველის დროში ცვლილებით (ნახ. 4.8). დამტვერიანების ზონა გაზრდილია ქალაქის სამხრეთი ნაწილის ცენტრში, ფონიჭალის მიმდებარე ტერიტორიაზე, რუსთავისა და მარნეულის გზატკეცილების მიდამოებში. კონცენტრაცია შემცირებულია ქალაქის ცენტრალურ, ჩრდილოეთ ნაწილის, საქართველოს სამხედრო გზისა და გლდანის მაგისტრალის მახლობლობაში.

დღის 15-დან 21 სთ-მდე ინტერვალში განსაკუთრებით ძლიერია მტვრის ვერტიკალური ტურბულენტური და კონვექციური დიფუზია. შედეგად კონცენტრაციის სიდიდე 100 მ სიმაღლეზე ქალაქის დიდ ნაწილში 0.9-1.2 ზდკ-ს ფარგლებშია. 600 მ სიმაღლეზე კონცენტრაცია აღწევს 0.6 ზდკ-ს. 21.00-ის შემდეგ მიღებულია კონცენტრაციის სწრაფი შემცირება და 24.00-ზე მისი სივრცული განაწილება ანალოგიურია 0 სთ-ზე მიღებული განაწილებისა.

ნახ. 4.9 - ზე ნაჩვენებია მტვრის კონცენტრაციის ვერტიკალური განაწილება ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში პარალელის გასწვრივ გავლებულ სამ ვერტიკალურ კვეთაში, რომელთა განედებია 41,69° N, 41,69° N, 41,69° N. ნახაზიდან ჩანს, რომ სამივე კვეთაში კონცენტრაციის ვერტიკალური განაწილება იცვლება დღე-ღამის განმავლობაში. 0.00-დან 6.00 სთ-მდე მცირდება მტვრის კონცენტრაციის მიწისპირა ფენაში. შემცირება გამოწვეულია ავტოტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობის კლებით, რასაც თან სდევს გამონაფრქვევების კლება და მტვრის გატანა მოდელირების არედან გარეთ. დროის ამ ინტერვალში მტვრის კონცენტრაცია ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ქვედა ნაწილში ხდება ზედა ნაწილში მიღებულ კონცენტრაციაზე ნაკლები.

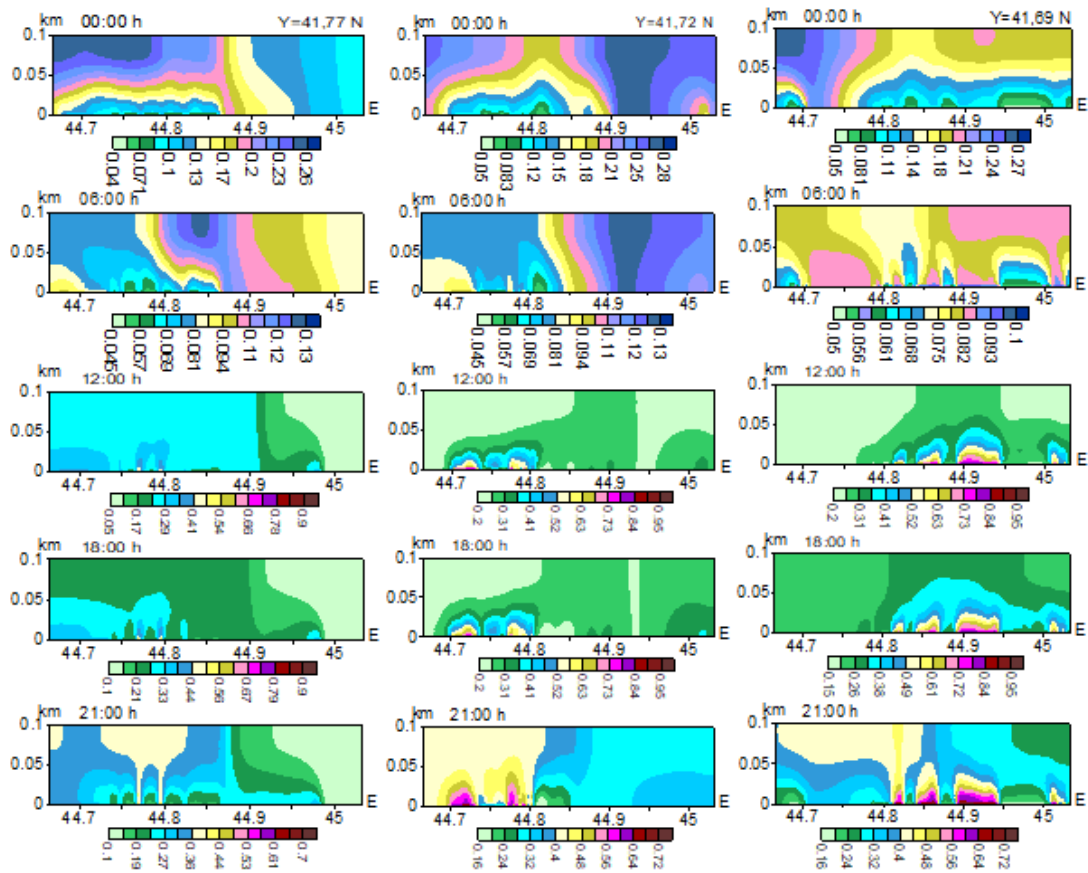
შემდგომ, დღის ნათელ ინტერვალში, მიწის სიახლოვეს სწრაფად იზრდება ავტომობილების მოძრაობის შედეგად წარმოშობილი მტვრის რაოდენობა. ამასთან ერთად, ატმოსფეროს მიწისპირა ტემპერატურის ცვლილება განაპირობებს ვერტიკალური ტურბულენტობის და კონვექციური პროცესების ინტენსიფიკაციას და მტვრის კონვექციური ღრუბლის უჯრედების წარმოშობას. კონვექციური უჯრედები წარიტაცებენ მტვრის ნაწილაკებს, იზრდება ზომებში და გადაადგილდება ვერტიკალურად ზევით. შედეგად იქმნება სიტუაცია, რომლის დროსაც ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზედა 50 მ არეში გადატანილი მტვრის რაოდენობა აღემატება ქვედა 50 მ არეში დარჩენილი მტვრის რაოდენობას და, შედეგად, მცირდება მტვრის მიწისპირა კონცენტრაცია.



ნახ. 4.8. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2 , 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 18, 21$ და 24 სთ

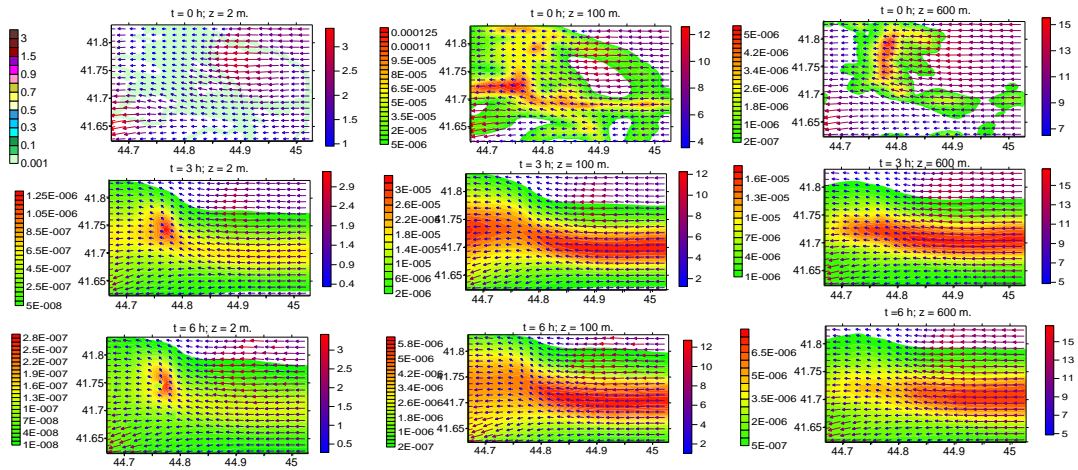
ნახ. 4.10 - ზე ნაჩვენებია მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2 მ, 100 მ და 600 მ სიმაღლეებზე პირველი დღის $t = 0, 3$ სთ და 6 სთ ფონური აღმოსავლეთის ძლიერი ქარის დროს (ფონური ქარის სიჩქარე 100 მ სიმაღლეზე 10 მ/წმ-ია). ნახ. 4.10-დან ჩანს, მიწის ზედაპირთან 2მ სიმაღლეზე მტვრის კონცენტრაციის მნიშვნელობა ნაკლებია 0.1 ზდკ-ზე. დაწყებული 0.00-დან 6.00 სთ-მდე ქალაქის ატმოსფეროში მტვრის გაფრქვევა ძლიერ მცირეა. ძლიერ ქარს მტვერი გააქვს ქალაქის ტერიტორიიდან, მიმდინარეობს ატმოსფეროს

თვითდასუფთავების პროცესი, კონცენტრაცია მცირდება და 06.00 საათისათვის მისი მნიშვნელობა ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში დაახლოებით 10^{-7} - 10^{-6} ზდკ-ს რიგისაა. ამ პერიოდში მტკვრის განაწილების თავისებურება ისაა, რომ კონცენტრაციის სიდიდე 600 მ სიმაღ-



ნახ. 4.9. მტკვრის კონცენტრაციის იზოზოლები ატმოსფეროს ქვედა 100 მ-იან ფენაში პარალელის გასწვრივ გამავალ სამ ვერტიკალური კვეთაში

ლეზე მეტია 2 და 100 მ სიმაღლეებზე მიღებულ სიდიდეზე. 06.00 სთ-იდან დაწყებული იზრდება ატმოსფეროს დამტვერიანების დონე ქალაქის ქუჩებში (ნახ. 4.10). კონცენტრაციის ზრდა დაკავშირებულია ავტოტრანსპორტის ინტენსიური მოძრაობის დაწყებასთან. რის შედეგად, 09.00 სთ-ისთვის მყარდება მდგომარეობა, როდესაც მტვერი გავრცელებულია მთელ ქალაქში. კონცენტრაციის დიდი მნიშვნელობები მიღებულია გლდანისა და თემქის რაიონების მაგისტრალზე, მათ გადაკვეთის პუნქტებში, გურამიშვილის გამზირზე, საბურთალოსა და ვაკის მაგისტრალზე, გმირთა მოედანზე, გორგასლის გამზირისა და კახეთის მაგისტრალის ცალკეულ მონაკვეთებზე. აღნიშნულ ტერიტორიებზე კონცენტრაცია 0.8-1.0 ზდკ-ს ფარგლებშია. მიუხედავად იმისა, რომ საქართველოს სამხედრო გზაზე, წერეთლის გამზირზე, მდ. მტკვრის სანაპიროს ორივე მხრეს მოძრავი ავტოტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობა დაახლოებით იგივეა, რაც არის ზემოთ აღნიშნულ მაღალი დამტვერიანების მაგისტრალზე, მათ სიახლოვეს კონცენტრაცია შედარებით ნაკლებია და იცვლება 0.5-0.8 ზდკ-ს ფარგლებში. ეფექტი მიღებულია ოროგრაფიის და ქვეფენილი ზედაპირის თერმული ზემოქმედების შედეგად. კონკრეტულად, მდ. მტკვრის გასწვრივ ხეობაში, დროის ზემოთ. აღნიშნულ ინტერვალში, ქარის სიჩქარის მიმარ-



ნახ. 4.10. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 სიმაღლეზე, როცა $t = 0, 3$ და 6 სთ

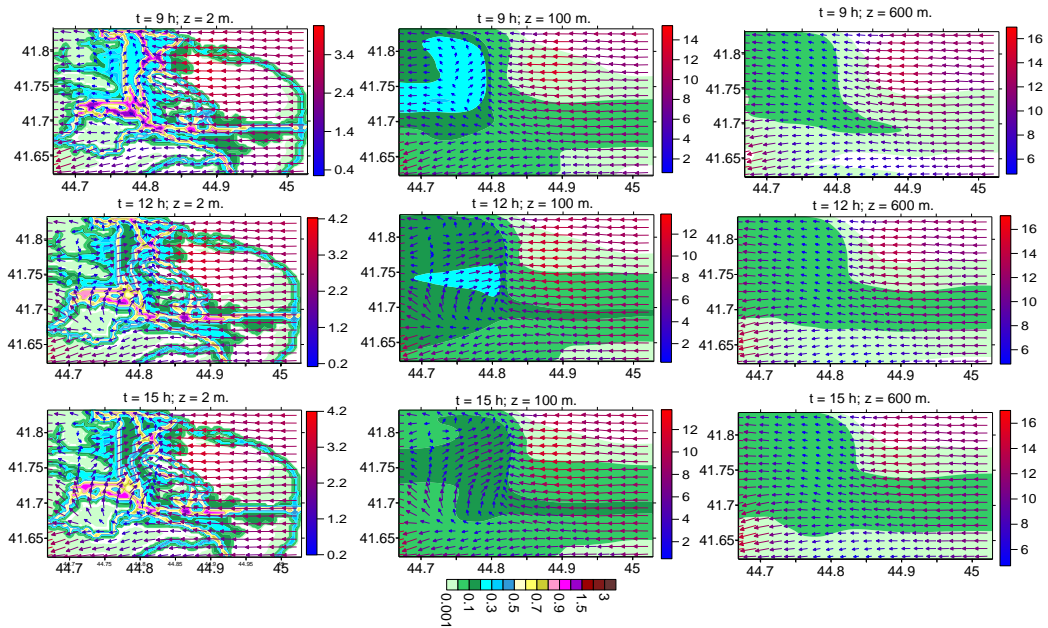
თულება იცვლება 90-180 გრადუსით და წარმოიშობა ჰაერის ნაკადის კონვერგენციის ზონა. ჰაერის შემხვედრ ნაკადს თან მოაქვს არსებული მტვერი და ზრდის კონცენტრაციას აღმოსავლეთის ნაკადით შემოტანილ მტვერს ხვდება დიდი სიმაღლის წინაღობა მამადავითის ქედის სახით, მტვერი ვერ ლახავს მას და ზრდის ქალაქის აღნიშნული უბნების დამტვერიანებას. მტვრის ჰორიზონტალური განაწილება ისეთია, რომ დიდი დაბინძურების არეებიდან 2-5 კმ მანძილებზე მტვრის კონცენტრაციები დაახლოებით 0.3-0.5 ზდკ ინტერვალის ფარგლებშია, ხოლო უფრო მოშორებით კონცენტრაციები ეცემა 0.1-0.001 ზდკ-მდე. უნდა აღინიშნოს, რომ დილის საათებში დამტვერიანება ხდება ძირითადად ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ქვედა 50 მ სისქის ფენაში. უფრო ზევით კონცენტრაცია მცირეა და არის 0.1-0.3 ზდკ-ს ფარგლებში.

09.00-დან 21.00-სთ-მდე არ იცვლება ატმოსფეროში გაფრქვეული მტვრის რაოდენობა. ამავ დროს, კონცენტრაციის ცვლილების მიხედვით დროის ეს მონაკვეთი შეიძლება დაიყოს ორ პერიოდად: პირველი 09.00-დან 18.00-სთ-მდე, როდესაც კონცენტრაციის მნიშვნელოვან ცვლილებას არა აქვს ადგილი. მეორე პერიოდში – 18.00-დან 21.00-მდე, როდესაც დამტვერიანება იზრდება ქალაქის ცენტრალურ და დასავლეთ ნაწილებში, და მცირდება – აღმოსავლეთ ნაწილში (ნახ. 4.11 და ნახ. 4.12). ამ პერიოდში მაღალი დამტვერიანების ზონებში მტვრის კონცენტრაცია 2 მ სიმაღლეზე აღწევს 1.5-2 ზდკ-ს. ორივე პერიოდში დამტვერიანების სურათის ცვლილება დაკავშირებულია ქარის სიჩქარის დღელამურ ცვლილებასთან. პირველი პერიოდის განმავლობაში ძლიერდება დასავლეთის ქარის რეგიონის დასავლეთ ნაწილში და კონვერგენციის ზოლი ინაცვლებს აღმოსავლეთით 1.5-2.0 კმ მანძილზე. 16.00 სთ-იდან იწყება დასავლეთის ქარის შესუსტება ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში, კონვერგენციის ზოლის დაშლა და აღმოსავლეთის ქარის ფორმირება რეგიონის დასავლეთ ნაწილში. შედეგად, ქალაქის დასავლეთით მდებარე მამადავითის მთისპირა ფერდობების მიმდებარე არეში ხდება ადგილობრივი და ადვექციით შემოტანილი მტვრის დაგროვება და კონცენტრაციის გაზრდა.

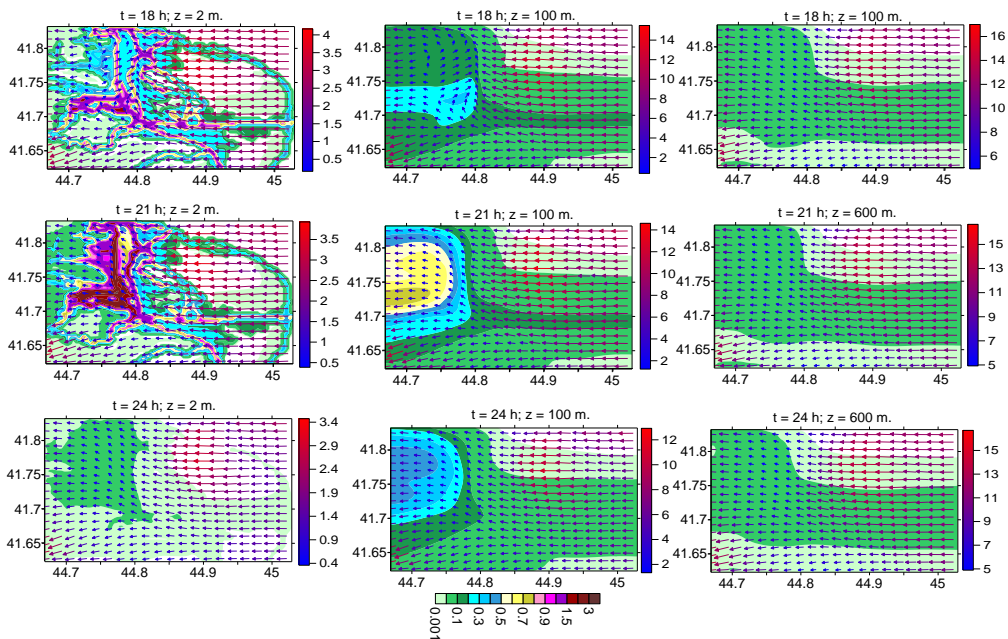
ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზედა ნაწილში და სასაზღვრო ფენაში მიმდინარეობს მტვრის ცვლილების ორი ურთიერთსაპირისპირო პროცესი: მიწისპირა 100 მ-იან ჰაერის ფენაში 9-დან 15 სთ-მდე ხდება მტვრის კონცენტრაციის შემცირება და შემდგომ, 15-დან 18 სთ -მდე კი - კონცენტრაციის ზრდა. აღნიშნული ეფექტი, უფრო ნაკლები სიციხადით, მიღებულია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაშიც 600 მ სიმაღლეზე.

21.00-დან 24.00 სთ-მდე ხდება ავტორანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობის მკვეთრი შემცირება. შესაბამისად, მცირდება გამოფრქვეული მტვრის რაოდენობა და კონცენტრაცია 2 მ სიმაღლეზე. ამ დროს დიდია ქარის სიჩქარე და ვერტიკალური ტურბულენტობა, შედეგად, მიწისპირა ფენის ქვედა ნაწილში ქვეფენილი ზედაპირიდან ხდება მტვრის მძლავრი ვერტიკალური დიფუზია და ადვექციური გადატანა. მყარდება მდგომარეობა, როცა მტვრის

მაქსიმალური კონცენტრაცია 100 მ სიმაღლეზე (0.7 ზდკ) აჭარბებს კონცენტრაციებს, რომლებიც მიღებულია 2 და 600 მ სიმაღლეებზე (0.1 ზდკ) (ნახ. 4.12).

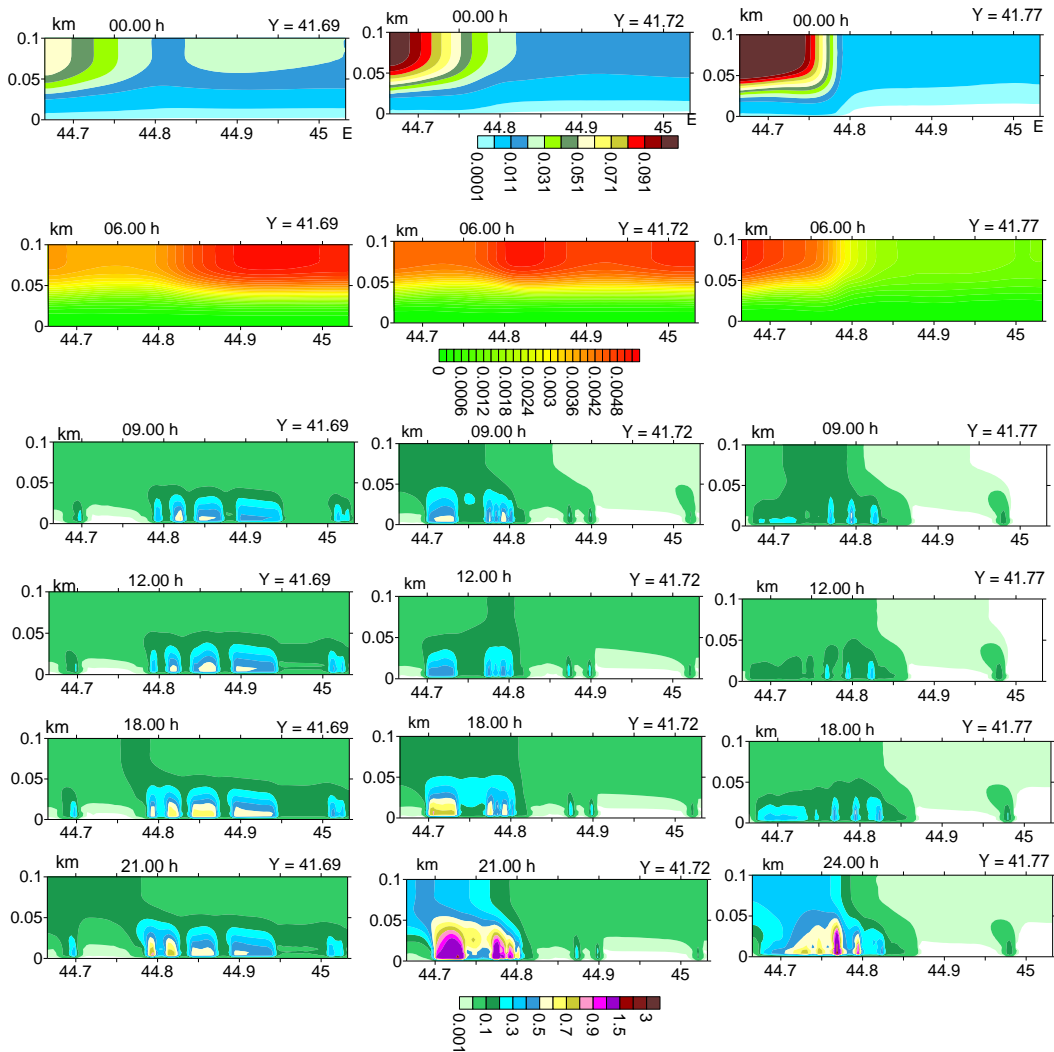


ნახ. 4.11. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 9, 12$ და 15 სთ



ნახ. 4.12. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 18, 21$ და 24 სთ

მტვრის ვერტიკალური განაწილება დროის სხვადასხვა მომენტში ნაჩვენებია ნახ. 4.13–ზე. მათზე ასახულია კონცენტრაციების იზოზოლები ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში პარალელის გასწვრივ გატარებულ სამ ჭრილში. ნახ. 4.13 –დან ჩანს, რომ დღის დასაწყისიდან $00.00 < t < 06.00$ –მდე პერიოდში მტვრის კონცენტრაცია ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ქვედა ნაწილში ნაკლებია მის ზევით არსებულ კონცენტრაციაზე. 06.00 სთ–ის შემდეგ, ავტოტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობის ზრდასთან ერთად წარმოიშობება კონვექციური ღრუბლის მსგავსი ფორმის



ნახ. 4.13. მტვრის კონცენტრაციის იზოზოლები ატმოსფეროს ქვედა 100 მ-იან ფენაში პარალელის გასწვრივ გამავალ სამ ვერტიკალურ კვეთაში

დამტვერიანებული არეები მიწისპირა ფენის ქვედა ნაწილში, დამტვერიანების წყაროების მიდამოებში. ამ მომენტიდან დაწყებული მტვრის კონცენტრაცია მიწისპირა ფენის ქვედა 50 მ ნაწილში მნიშვნელოვნად აღემატება მის ზემოთ მიღებულ კონცენტრაციების მნიშვნელობებს. შემდეგ ხდება დამტვერიანების პროცესის ინტენსიფიკაცია, რომელიც თავისი განვითარების მაქსიმუმს აღწევს 21.00-სთ-თვის. 21.00 სთ-ის შემდეგ მიმდინარეობს თვითდასუფთავების პროცესი – დამტვერიანების შემცირება. თვითდასუფთავების პროცესი გრძელდება 06.00 საათამდე. შემდეგ პროცესი მეორდება კვაზიპერიოდულად.

4.2. ქ. თბილისის ატმოსფეროში მტვრის განაწილება ფონური დასავლეთის ქარის დროს

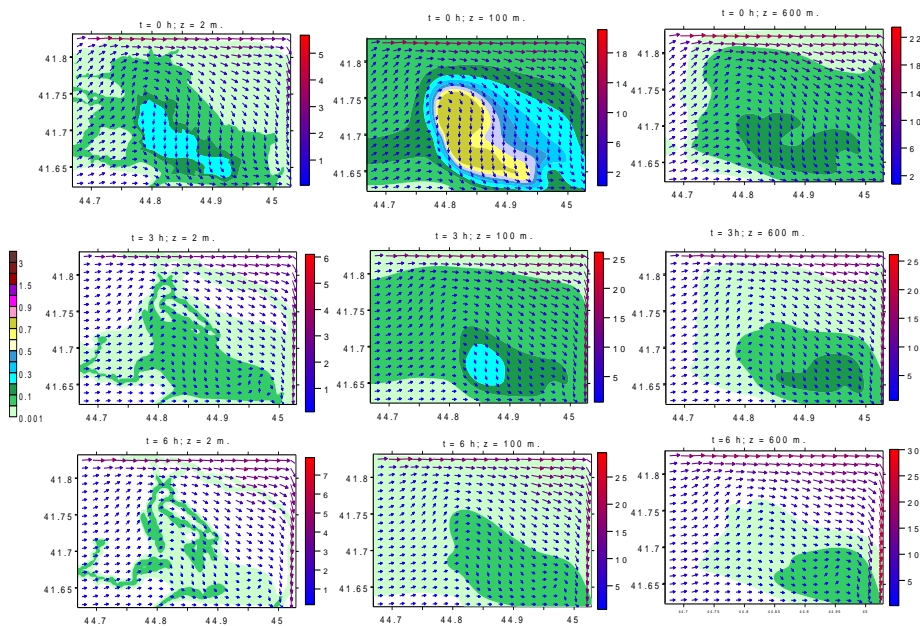
ნახ. 4.14 -ზე ნაჩვენებია რიცხვითი ინტეგრირებით მიღებული ქარის სიჩქარისა და მტვრის კონცენტრაციის ველები მიწის ზედაპირიდან 2 მ, 100 მ და 600 მ სიმაღლეებზე პირველი დღის 0, 3 სთ და 6 სთ-ზე დასავლეთის ფონური სუსტი ქარის დროს. ნახ. 4.14 ჩანს, რომ 0-სთ-ზე მიწისპირა კონცენტრაცია ქალაქის უმეტეს ნაწილში 0.3 - 0.4 ზდკ-ს ფარგლებშია და თანდათანობით მცირდება დროში ავტოტრანსპორტის მოძრაობის ინტენსივობის შემცირებასთან ერთად. დილის 6 სთ-ზე ქალაქის ზოგიერთ გამზირზე კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა ეცემა 0.1 ზდკ-მდე.

ღამის 0 სთ-ზე ატმოსფეროს დამტვერიანება მიწის ზედაპირიდან 100 მ სიმაღლეზე აღემატება მიწისპირა დამტვერიანების დონეს. ეფექტი დაკავშირებულია დღის განმავლობაში გამთბარი ჰაერის და მასთან ერთად მტვრის კონვექციურ გადატანასთან. შედეგად, ქალაქის ცენტრის მიდამოებში 100 მ სიმაღლეზე მტვრის კონცენტრაციის მნიშვნელობა საკმაოდ მაღალია და აღწევს 0.7 ზდკ-ს.

როცა $t=9$ სთ ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში დამტვერიანება იზრდება ავტომაგისტრალების გასწვრივ (ნახ. 4.15). მაღალი დამტვერიანების არეებია ქალაქის ცენტრი, ვაკის, საბურთალოს და ორთაჭალის რაიონები. მტვრის კონცენტრაციის ველების ფონური აღმოსავლეთის და დასავლეთის სუსტი ქარების დროს მნიშვნელოვნად განსხვავდება ერთმანეთისაგან. განსხვავება გამოწვეულია სხვადასხვა მიმართულების ჰაერის ნაკადებისა და რელიეფის ურთიერთქმედების განსხვავებული დინამიკური ეფექტით.

დილის 9 სთ-დან 15 სთ-მდე მაქსიმალური დამტვერიანება მიღებულია ორთაჭალის, ვაკე-საბურთალოსა და გლდანის რაიონების ცალკეული უბნებში. ამასთან 100 მ სიმაღლეზე კონცენტრაცია მაქსიმალურია დილის 9 სთ-ზე (0.6 ზდკ).

დღის 15 სთ-დან 21 სთ-მდე მკვთრად იზრდება ავტოტრანსპორტის მოძრაობის მეორე პიკურ საათის დადგომასთან დაკავშირებული დამტვერიანება (ნახ. 4.16). დამტვერიანება განსაკუთრებით მაღალია ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ქვედა ნაწილში ქალაქის ძირითადი მაგისტრალების მიდამოებში. გამონაკლისს წარმოადგენს თბილისის გარშემოვლის მაგისტრალი და საქართველოს სამხედრო გზა. როცა $t=21$ სთ ქალაქის ცენტრში 2 მ სიმაღლეზე კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა აჭარბებს 2 ზდკ-ს.

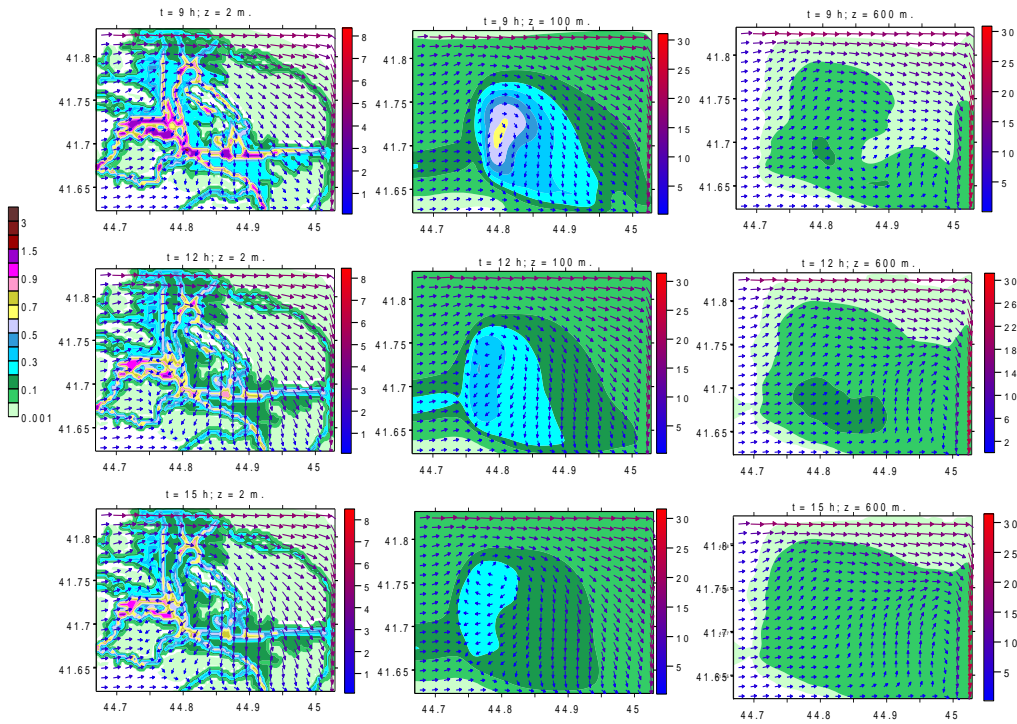


ნახ. 4.14. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 0, 3$ და 6 სთ

$t=21$ სთ შემდეგ მტვრის კონცენტრაცია იწყებს შემცირებას და დილის 6 სთ-ზე მიწისპირა კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა ხდება 0.1 ზდკ. მიწისპირა ფენის ზედა საზღვარზე (100 მ) მტვრის კონცენტრაციის ზრდის პროცესი გრძელდება $t=24$ სთ-მდე და ამ მომენტისათვის კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა ხდება 1.5 ზდკ- ს ტოლი.

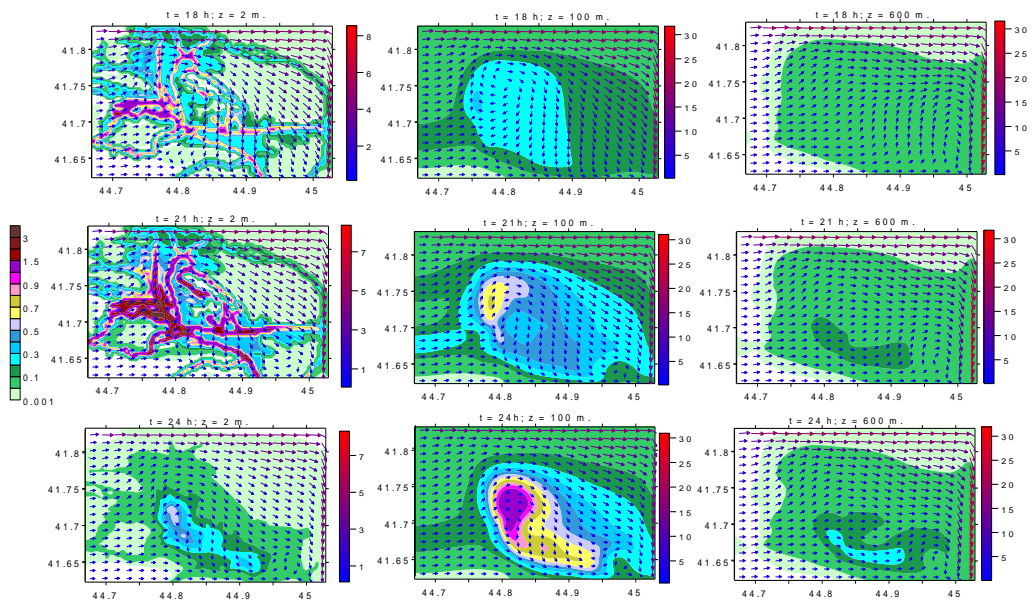
ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მტვრის ვერტიკალური განაწილების თავისებურება ნაჩვენებია ნახ. 4.17-ზე. ნახაზიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ მტვრის გადატანის პროცესს შეიძლება ჰქონდეს ტურბულენტური, კონვექციური ან ადვექციური ხასიათი. 0–50 მ ფენაში

უპირატესია მტვრის კონვექციური გადატანის პროცესი, ხოლო 50 მ-ს ზევით კი ადვექციური და ტურბულენტური გადატანა.



ნახ. 4.15. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 9, 12$ და 15 სთ

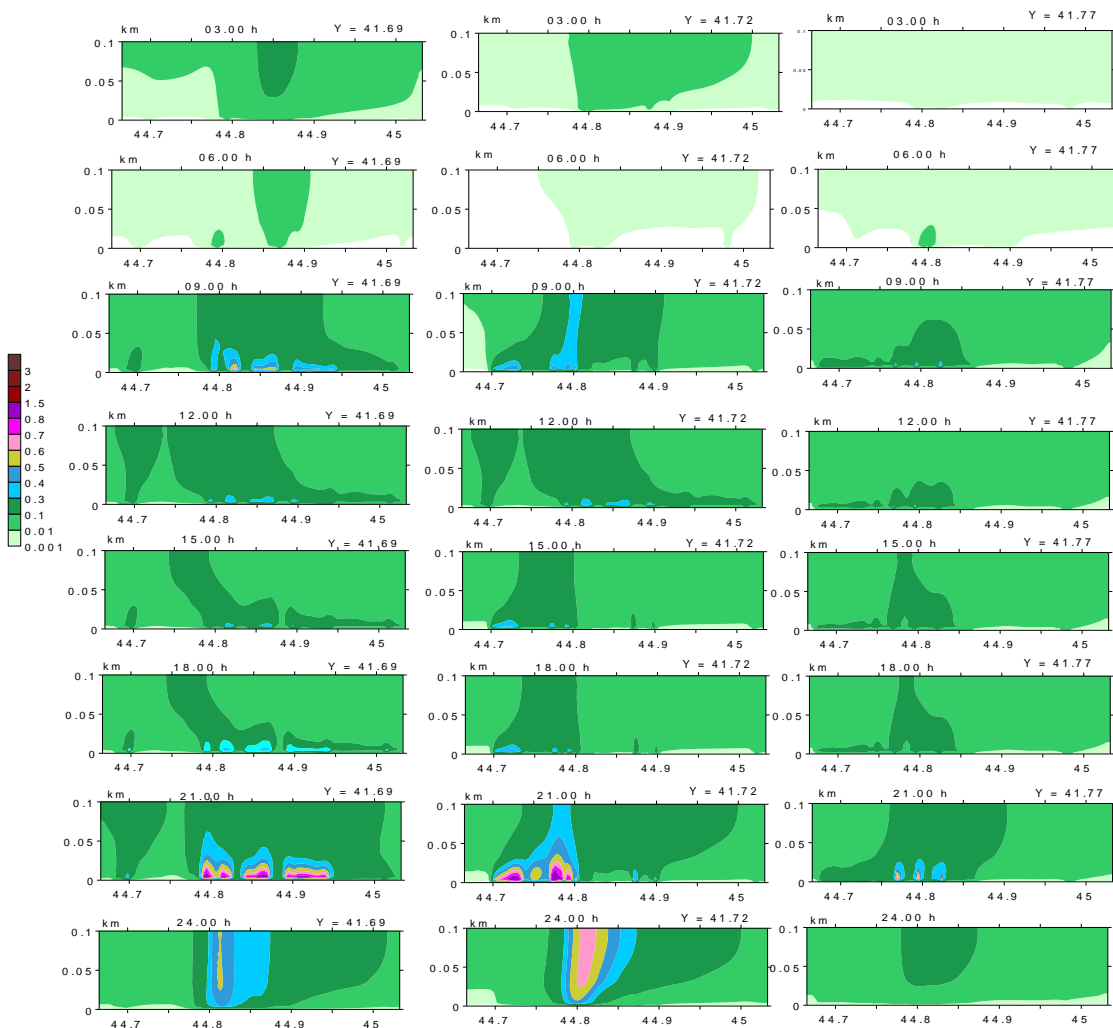
ნახ. 4.18-ზე ნაჩვენებია მოდელირებით მიღებული ქარის სიჩქარის და მტვრის კონცენტრაციის ველები ატმოსფეროა ქვედა 600 მ-იან ფენაში ნაწილში ფონური დასავლეთის



ნახ. 4.16. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლე

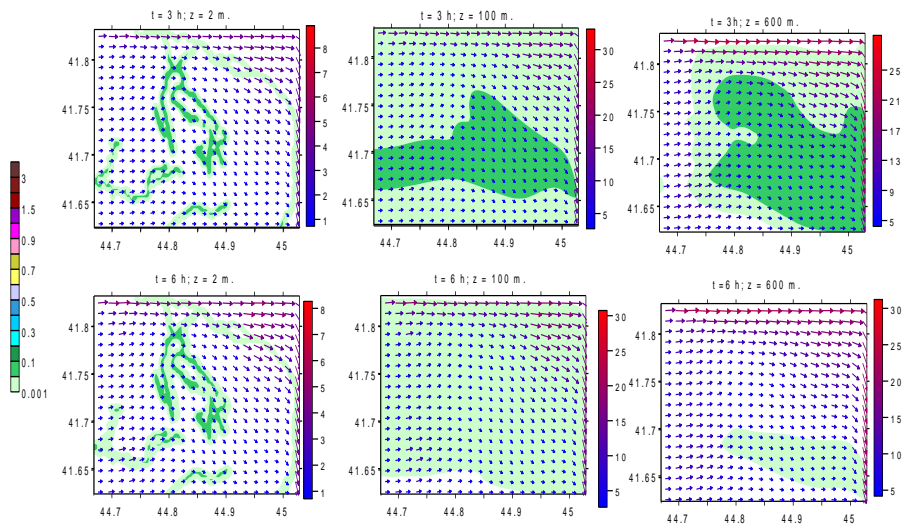
ქარის დროს 3 სთ-დან თანდათანობით მცირდება და ხდება მინიმალური დილის 6 სთ-ისთვის. ამ დროს ქალაქისა და მის მიმდებარე ტერიტორიებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობა იცვლება 0.001-0.1 ზღვ ინტერვალში. კონცენტრაცია 0.1 ზღვ მიღებულია ქალაქის ზოგიერთ მაგისტრალზე დიდუბისა და ორთაჭალის რაიონებში, თბილისის ზღვისა და თბილისის გარს-შემომავალი გზის ცალკეულ მონაკვეთებზე და სხვ. 100 მ და 600 მ სიმაღლეებზე კონცენტრაცია ნაკლებად ცვალებადია. მისი მნიშვნელობა ატმოსფეროს 600 მ სისქის ფენაში იცვლება 0.001-0.2 მგ/მ³ ფარგლებში.

დღის 3-6 სთ ინტერვალში მტვრის ვერტიკალური განაწილება ხასიათდება თავისებურებით – კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები 100 მ სიმაღლეზე მეტია, ვიდრე 2 მ და 600 მ სიმაღლეებზე მიღებული მნიშვნელობები. აღნიშნული ეფექტი გამოწვეულია დღის განმავლობაში გამთბარი ჰაერის კონვექციურ მოძრაობასთან.

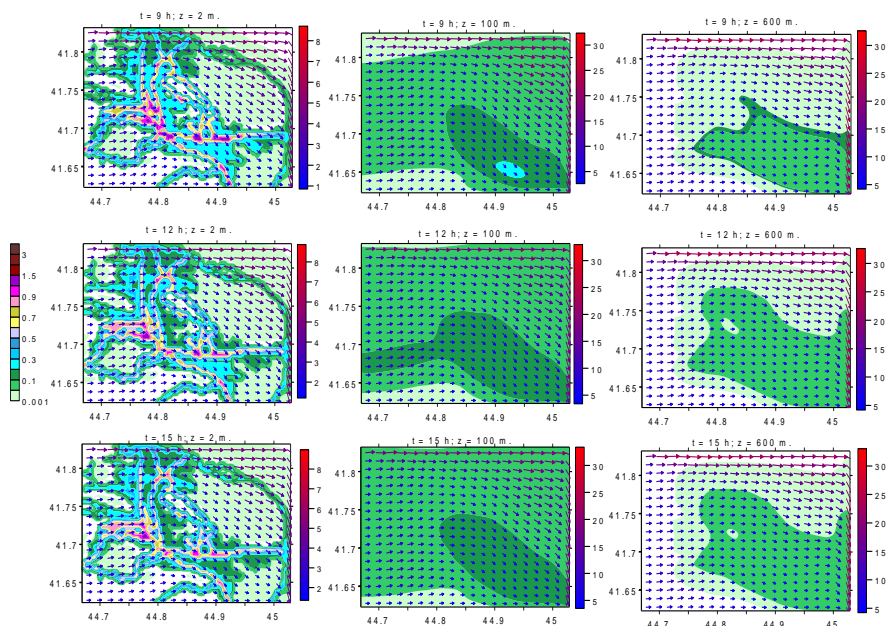


4.17. მტვრის კონცენტრაციის იზოზოლები ატმოსფეროს ქვედა 100 მ-იან ფენაში პარალელისგასწვრივ გამავალ სამ ვერტიკალურ კვეთაში

ნახ. 4.19-ზე ნაჩვენებია მტრის კონცენტრაციის განაწილება სივრცეში დილის 9 სთ-დან 15 სთ-მდე ინტერვალში. ჩანს, რომ მტვრის კონცენტრაცია დროში იცვლება დასავლეთის ფონური სუსტი ქარის დროს მიღებული ცვლილების ანალოგიურად. განსხვავდება მხოლოდ გაზრდილი კონცენტრაციების არეების მდებარეობა და ამ არეებში მტვრის კონცენტრაციის სიდიდეები. მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე $t=9$ სთ მტვრის კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები ზოგიერთი ავტომაგისტრალისა და მოედნის მიდამოებში მეტია 12 სთ და 15 სთ-ისთვის მიღებულ მნიშვნელობებზე (ნახ. 4.19).



ნახ. 4.18. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 3$ და 6 სთ

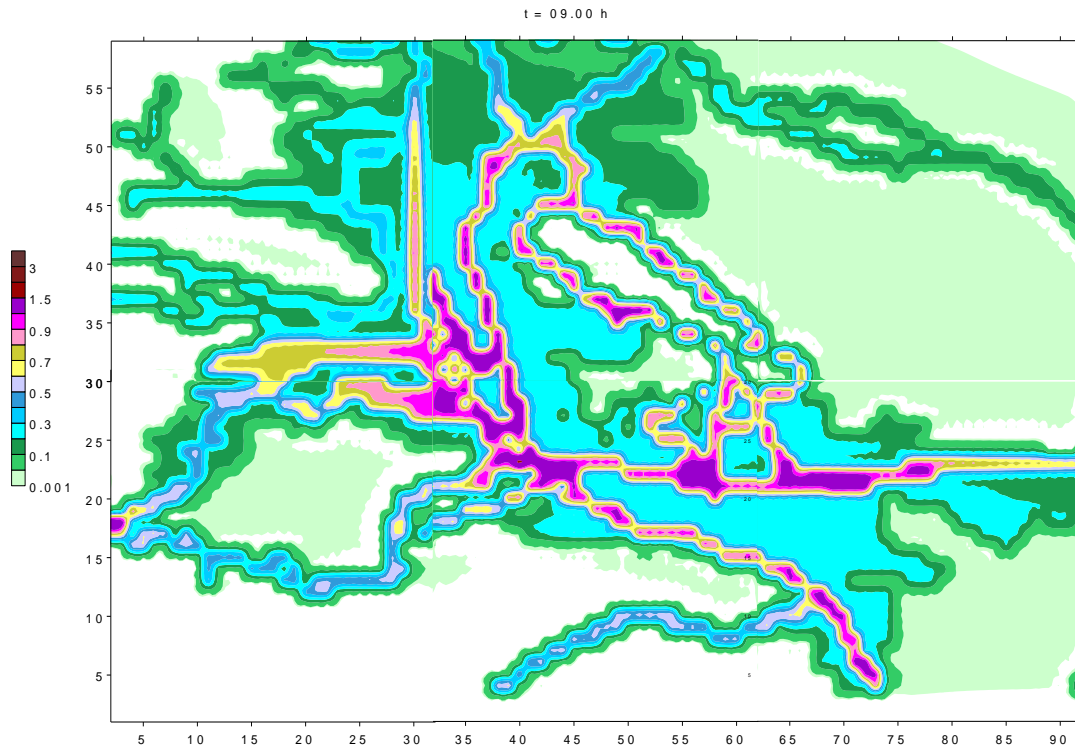


ნახ. 4.19. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 9, 12$ 15 სთ

ნახ. 4.20–ზე ნაჩვენებია მტვრის სივრცული განაწილება გაზრდილი დეტალიზაციით მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე, როცა, $t=9$ სთ. ნახ. 4.20–დან ჩანს, რომ კონცენტრაციის გაზრდილი მნიშვნელობები მიღებულია საბურთალოს (პეკინისა და კოსტავას ქუჩები), ვაკის (მელიქიშვილის გამზირი) ნაძალადევის (დ. გურამიშვილის გამზირი) რაიონის მიდამოებში, ორთაჭალაში (გორგასლის და მოსკოვის გამზირების ცალკეულ უბნებში), ნაძალადევაში (ქეთევან დედოფლის გამზირი), თბილისის ზღვის ირგვლივ მდებარე ქუჩებზე, ასევე მაგისტრალების გადაკვეთის მიდამოებში არსებულ მოედნებზე და სხვა წერტილებში. აღნიშნულ ტერიტორიებზე კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობები 1 ზდკ–ის ფარგლებშია.

9 სთ–ის შემდეგ ხდება მოძრაობის ინტენსივობის შემცირება, რასაც თან ახლავს მტვრის მიწისპირა კონცენტრაციის კლება მაღალი დამტვერიანების უბნებში და გაზრდა შედარებით ნაკლებად დამტვერიანებულ საბურთალოსა და ვაკის რაიონებში (ვაჯა. ფშაველას და ილია ჭავჭავაძის გამოზირები) (ნახ. 4. 19). ფონური საშუალო სიმძლავრის ქარის დროს მტვრის კონცენტრაციის მნიშვნელობები მიწის ზედაპირიდან 100 და 600 მ სიმაღლეებზე ნაკლებია, ფონური სუსტი ქარის დროს მიღებულ კონცენტრაციებზე.

დღის 15 სთ–ის შემდეგ, იწყება ავტოტრანსპორტის მოძრაობის პიკურ საათთან დაკავშირებული დამტვერიანების ზრდის მეორე ეტაპი, რომელიც გრძელდება 21 სთ–მდე. ამ დროს მყარდება ქალაქის ატმოსფეროს მაქსიმალური დამტვერიანების მდგომარეობა (ნახ. 4.21,



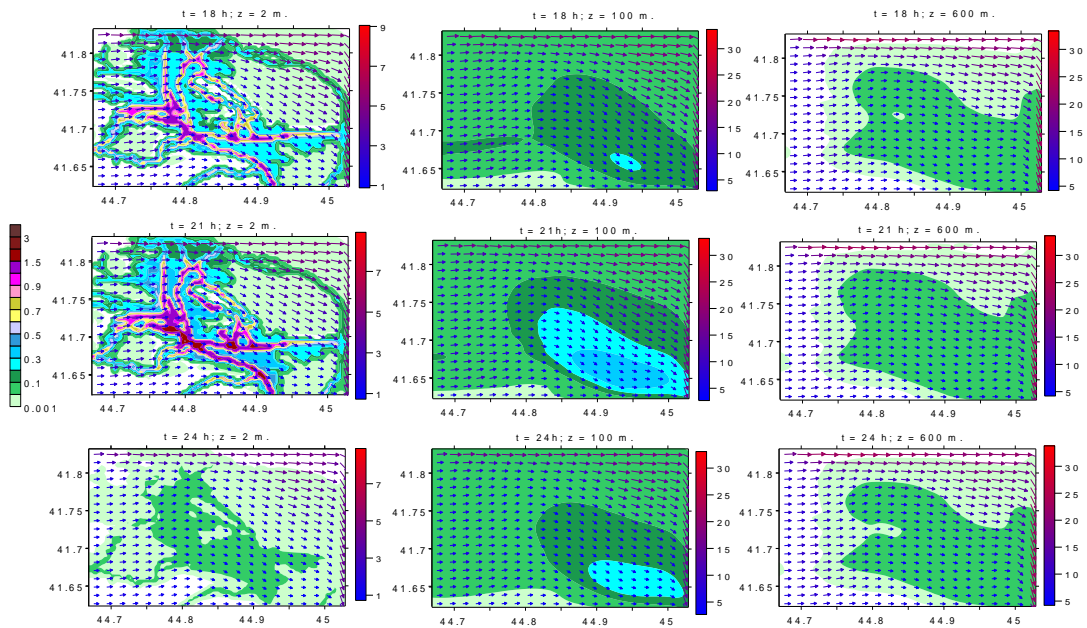
ნახ.4.20. მტვრის კონცენტრაციის ველი მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე, როცა $t=9$ სთ. ღერძებზე ნაჩვენებია რიცხვითი ბადის წერტილების მნიშვნელობები

ნახ. 4.22). დამტვერიანება იზრდება ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის 1 კმ სისქის ფენაში. დამტვერიანების მატება განსაკუთრებით შესამჩნევია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ქვედა ნაწილში, ქალაქის ცენტრის მიდამოებსა და პერიფერიებში გამავალ მაგისტრალების მიდამოებში. გამოწვეულია თბილისის გარშემოვლის მაგისტრალის მიმდებარე ტერიტორია. თბილისის ცენტრალურ ნაწილში და მაგისტრალებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობები 2 მ სიმაღლეზე 1–1.5 ზდკ–ს ფარგლებშია, ხოლო 100 მ სიმაღლეზე მოედნებზე და მაგისტრალების ზოგიერთ მონაკვეთში აჭარბებს კიდევ 2 ზდკ-ს (ნახ. 4.22).

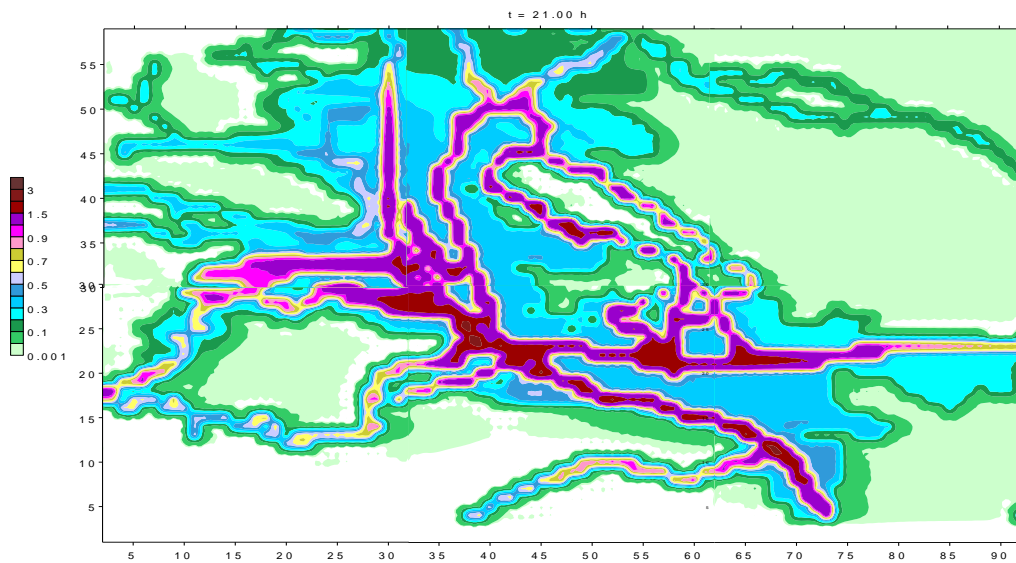
$t=21$ სთ შემდეგ იწყება მტვრის კონცენტრაციის შემცირების ეტაპი და გრძელდება მომდევნო დღის დილის 6 სთ–მდე. დასავლეთის სუსტი ფონური ქარისაგან განსხვავებით, შემცირება მიმდინარეობს ერთდროულად, როგორც უშუალოდ ქვეფენილი ზედაპირის სიახლოვეს, ასევე მთელი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში. ამ დროს, ქარის სიჩქარის მომატებული სიდიდის გამო, უფრო ინტენსიური ხდება მტვრის ადვექციური გადატანის, დიფუზიური გავრცელების და ქალაქის განიავების პროცესი. შედეგად, დამტვერიანების დონე სწრაფად მცირდება და კონცენტრაციის მნიშვნელობა არ აღემატება 0.3 ზდკ–ს, როცა $t=24$ სთ.

ნახ. 4.23-ზე მოცემულია მტვრის კონცენტრაციის ვერტიკალური განაწილება დროის სხვადასხვა მომენტში. ნახ. 4.23 – დან ჩანს, რომ ნაკლებად გამოხატული „მტვრის კონვექციური

ღრუბლის“ მსგავსი წარმონაქმნი. აღნიშნული შეიძლება აიხსნას ტურბულენტური დიფუზიის გაზრდილი წვლილით მტვრის გავრცელების პროცესში.

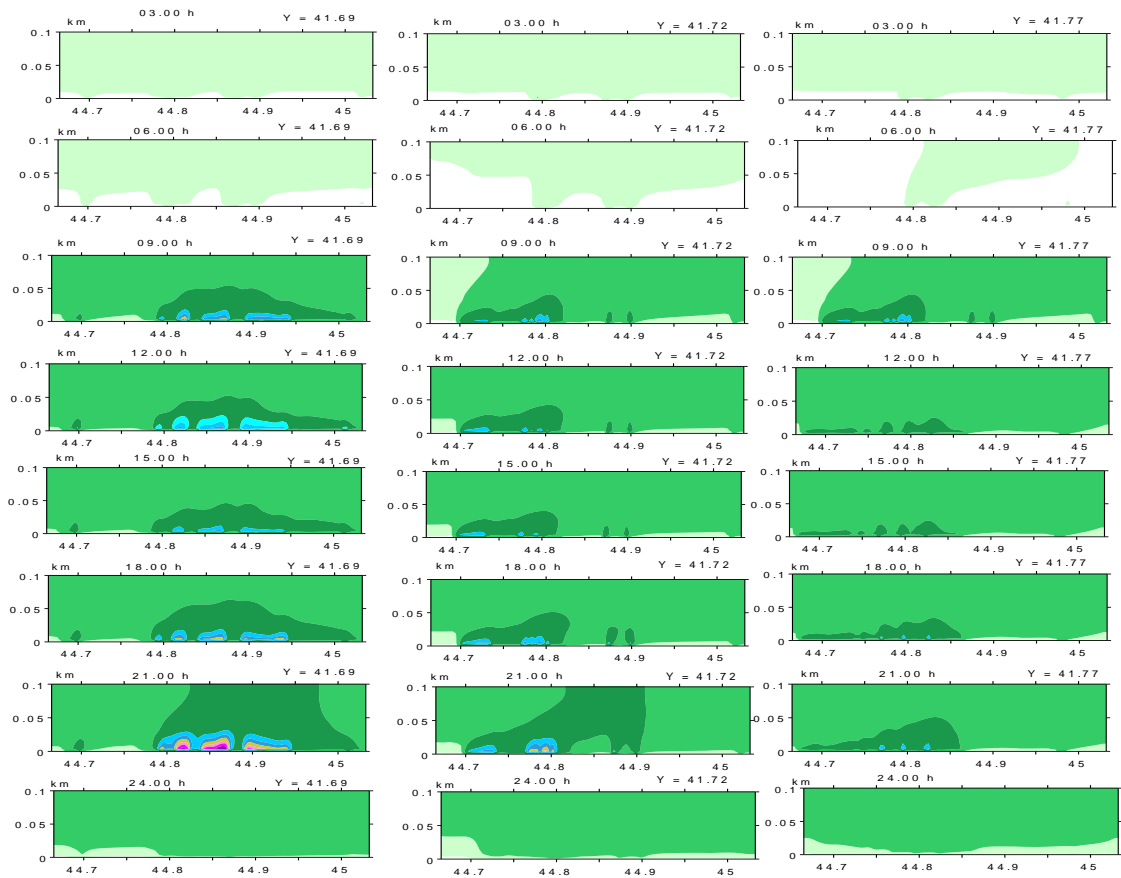


ნახ. 4.21. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეზე, როცა $t = 18, 21$ და 24 სთ



ნახ. 4.22. მტვრის კონცენტრაციის ველი მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე, როცა $t=21$ სთ.

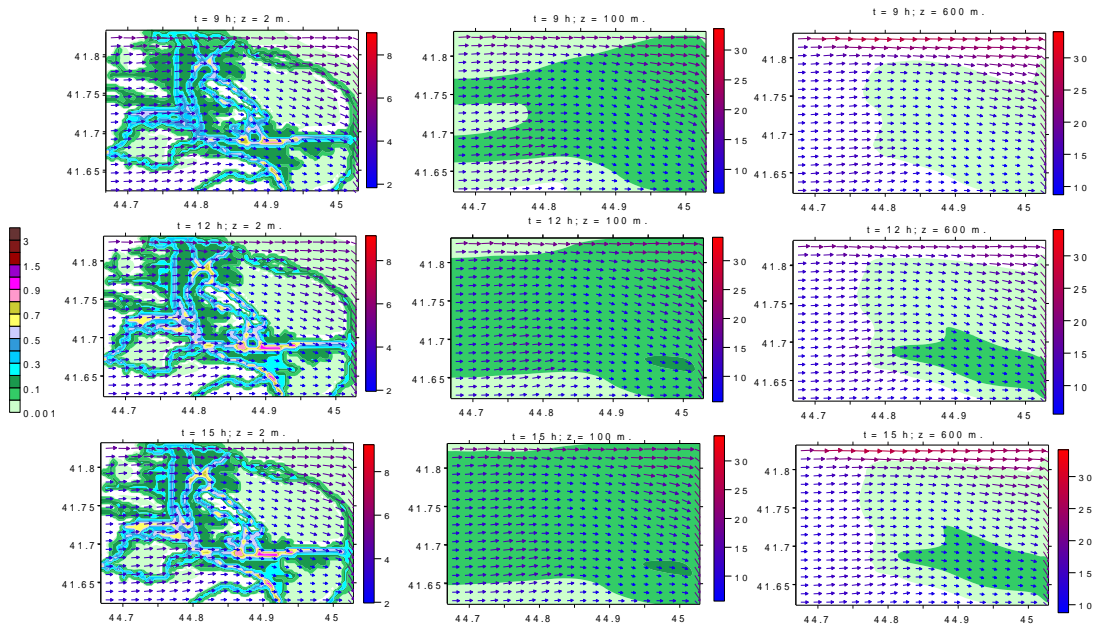
ჩატარებულია ქ. თბილისის ატმოსფეროში მტვრის გავრცელების მოდელირება ფონური დასავლეთის ძლიერი ქარის დროს. გამოთვლებმა აჩვენა, რომ დროის 0-6 სთ ინტერვალში ატმოსფეროში მტვრის სივრცული განაწილება თვისობრივად ემთხვევა ფონური დასავლეთის საშუალო ქარის დროს მიღებულ განაწილებას. ხოლო კონცენტრაციის მაქსიმალური მნიშვნელობა ≤ 0.1 ზდგ-ზე.



ნახ. 4.23. მტვრის კონცენტრაციის იზოზოლები ატმოსფეროს ქვედა 100 მ-იან ფენაში პარალელის გასწვრივ გამავალ სამ ვერტიკალურ კვეთაში

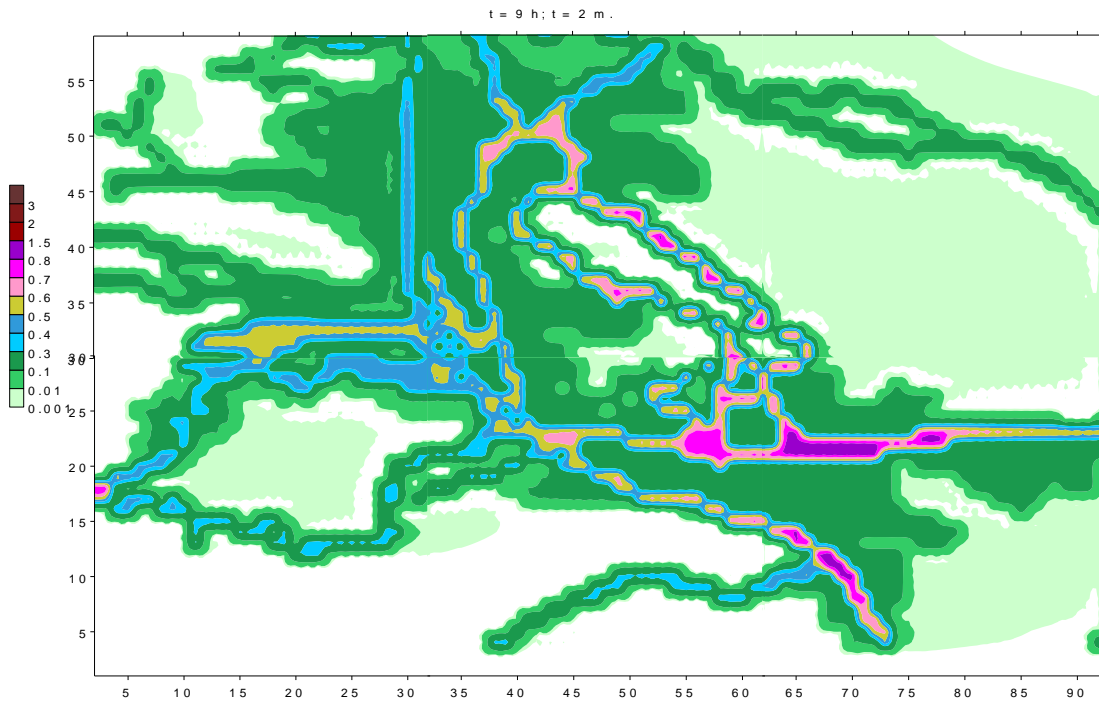
ნახ. 4.24–ზე ნაჩვენებია გამოთვლებით მიღებული მტრის კონცენტრაციის სივრცული განაწილება დილის 9–დან 15 სთ–მდე პერიოდში. ჩანს, რომ ჰაერის ძირითადად დამტვერიანებული ავტოტრასებისა მიმდებარე ტერიტორიების მიდამოებში. კონცენტრაციის განაწილების სურათი ანალოგიურია საშუალო ქარის დროს მიღებული განაწილების. ძირითადი განსხვავება რაოდენობრივია. მტვრის კონცენტრაციის მნიშვნელობები 2 – ჯერ ნაკლებია საშუალო ქარის დროს მიღებულ მნიშვნელობაზე. ქალაქის ცენტრსა და დასავლეთ ნაწილში დამტვერიანების დონე არ აჭარბებს 1 ზდკ–ს. შედარებით მაღალი კონცენტრაცია მიღებულია ქალაქის აღმოსავლეთ ნაწილში - კახეთის გზატკეცილის, თბილისის ზღვისა და ფონიჭალის მიდამოებში (ნახ. 4.25). ასეთი განაწილება დაკავშირებულია ქარის სიჩქარის გაზრდით ოროგრაფიული წინაღობის ქარზურგა მხარეს. ძლიერი ქარის დროს ჰაერის ნაკადი თავისუფლად გადაევლება ოროგრაფიულ წინაღობას და მტვერი ქალაქის ჩაღრმავებული ტერიტორიებიდან გააქვს აღმოსავლეთით, შედარებით მაღალ ტერიტორიებზე. 100 მ სიმაღლეზე მტვრის კონცენტრაცია არ აღემატება 0.3 ზდკ–ს. მიწის ზედაპირიდან 600 მ სიმაღლეზე - 0.1 ზდკს ქალაქის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში.

9 სთ–დან 15 სთ–მდე დროის ინტერვალში მიმდინარეობს დამტვერიანების დონის სუსტი ზრდა ქალაქის ცენტრალურ და დასავლეთ ნაწილებში (ნახ. 4.24, ნახ. 4.25). ამ ტერიტორიებზე კონცენტრაციის მნიშვნელობები ატმოსფეროში 2 მ სიმაღლეზე იცვლება 0.3-0.5 ზდკ-ს ფარგლებში. დამტვერიანების უფრო მეტ ზრდას ადგილი აქვს ქალაქის აღმოსავლეთ, სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილებში. გლდანის, თემქის რაიონებში და თბილისის ზღვის ირგვლივ არსებულ ტერიტორიებზე. 9 სთ–ზე კონცენტრაცია 1.5 ზდკ მიღებულია ქალაქის სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილებში ვახტანგ გორგასლის გამზირზე და თბილისისა და რუსთავის დამაკავშირებელი ავტოტრასის მიდამოებში.

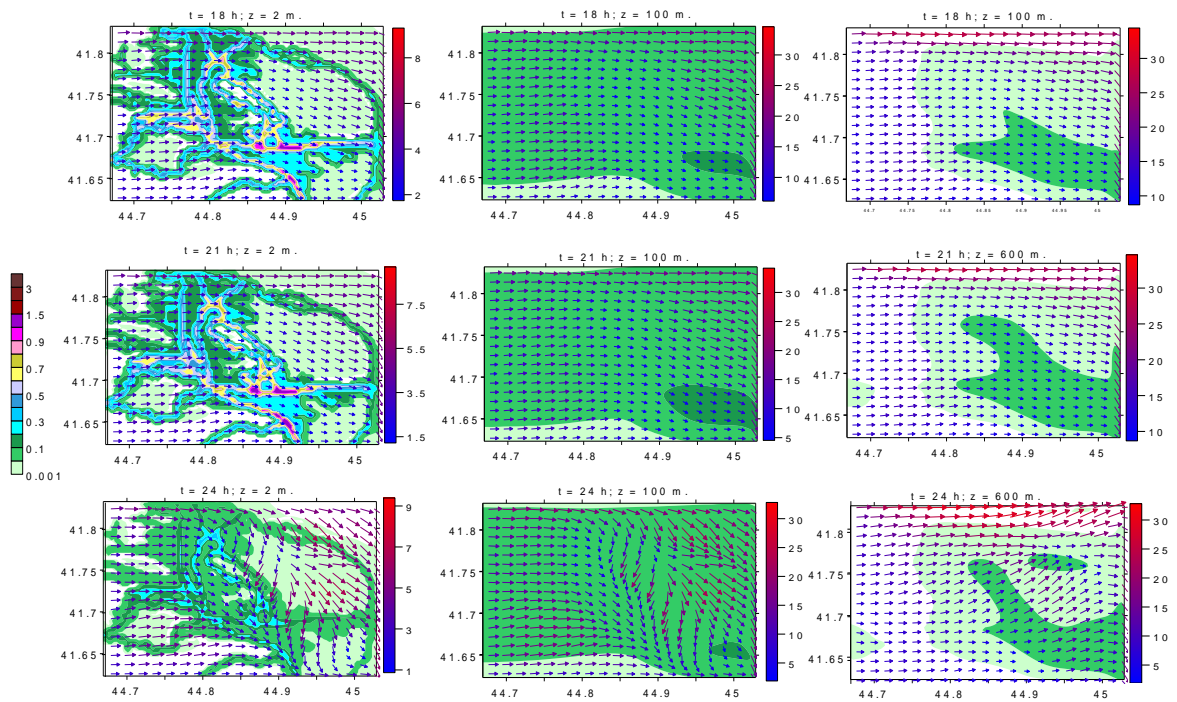


ნახ. 4.24. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 9, 12$ და 15 სთ

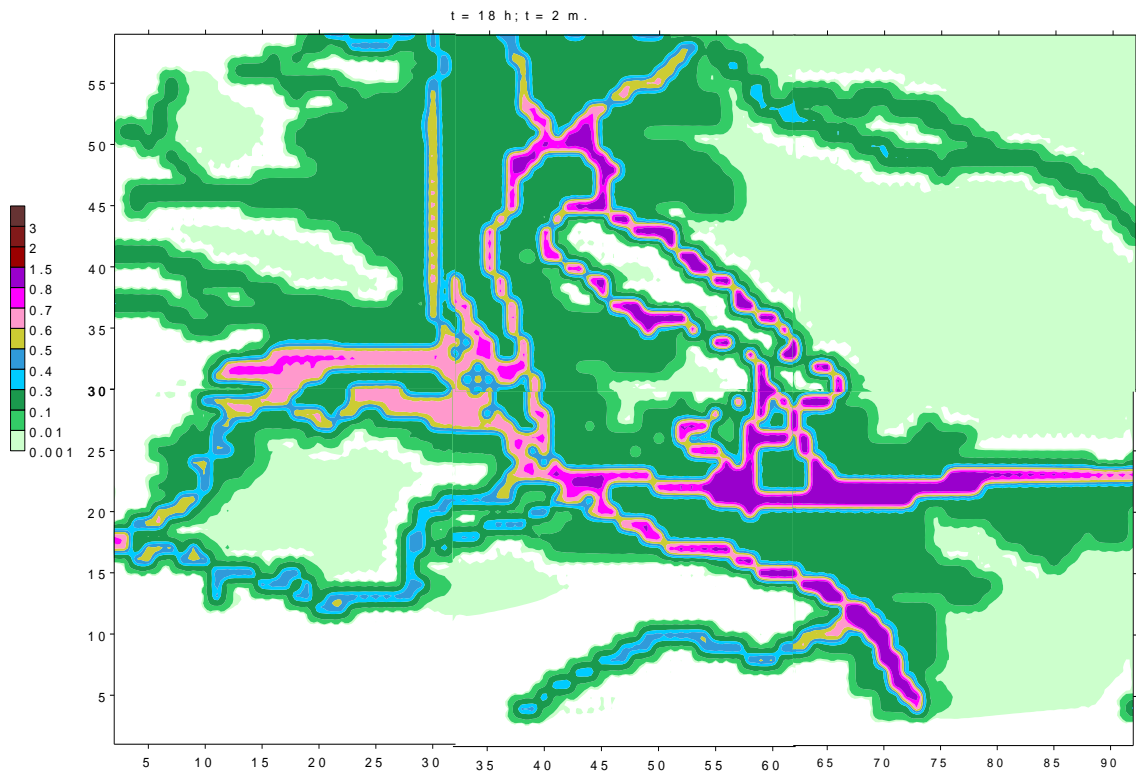
ატმოსფეროს ძლიერ დამტვერიანებას აქვს ადგილი 18 სთ-დან 21 სთ-მდე პერიოდში. ამ დროს ქალაქის ფაქტიურად ყველა ძირითადი მაგისტრალის მიმდებარე ტერიტორიებზე მტვრის კონცენტრაცია ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში 0.8 ზღვ-2 ზღვ-ს ფარგლებშია. გამონაკლისს წარმოადგენს საქართველოს სამხედრო გზა და წერეთლის გამზირი, სადაც კონცენტრაცია არ აღემატება 0.5 ზღვ-ს. როგორც გამოთვლებიდან ჩანს, ძლიერი ფონური ქარის დროს მიღებული მტვრის სივრცული განაწილება თვისებრივად და რაოდენობრივად განსხვავდება სუსტი და საშუალო სიძლიერის ქარების შესაბამისი განაწილებებისაგან.



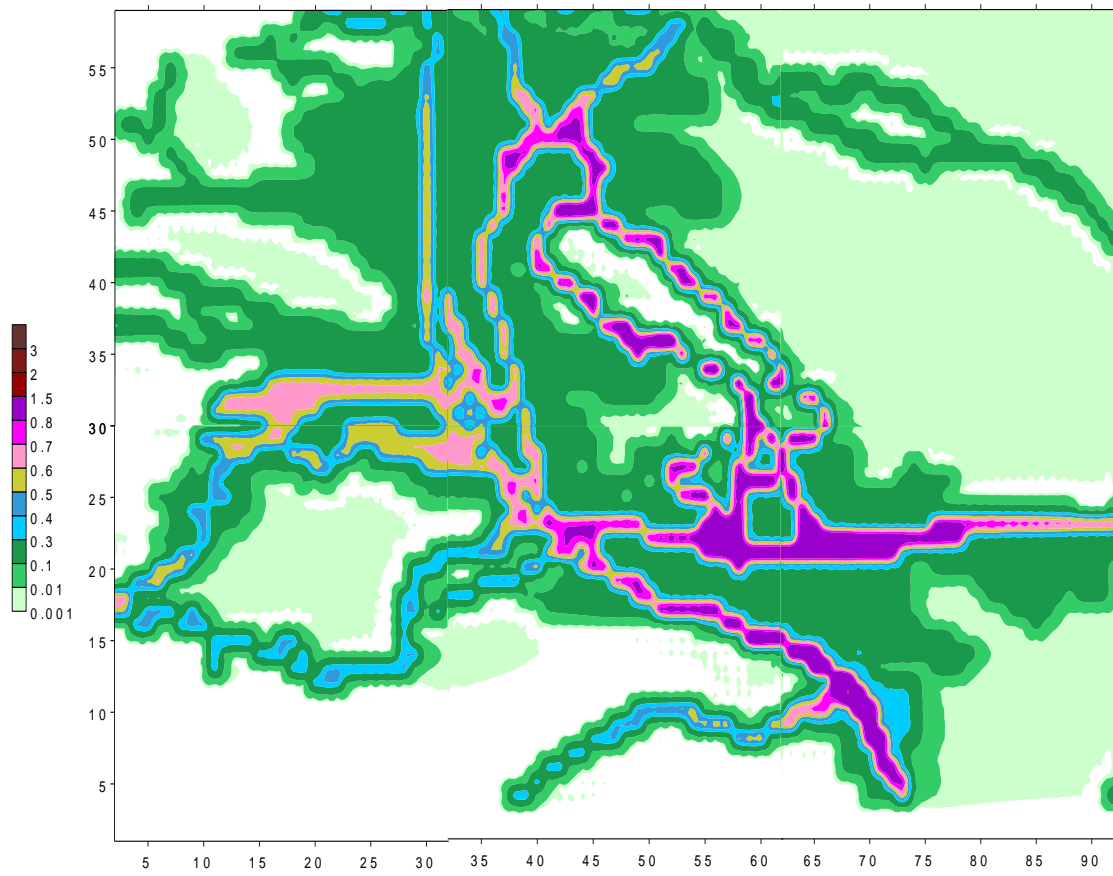
ნახ. 4.25. ნახ. 4.22. მტვრის კონცენტრაციის ველი მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე, როცა $t=9$ სთ.



ნახ. 4.26. მტვრის კონცენტრაციის და ქარის სიჩქარის ველები მიწის ზედაპირიდან 2, 100 და 600 მ სიმაღლეებზე, როცა $t = 18, 21$ და 24 სთ

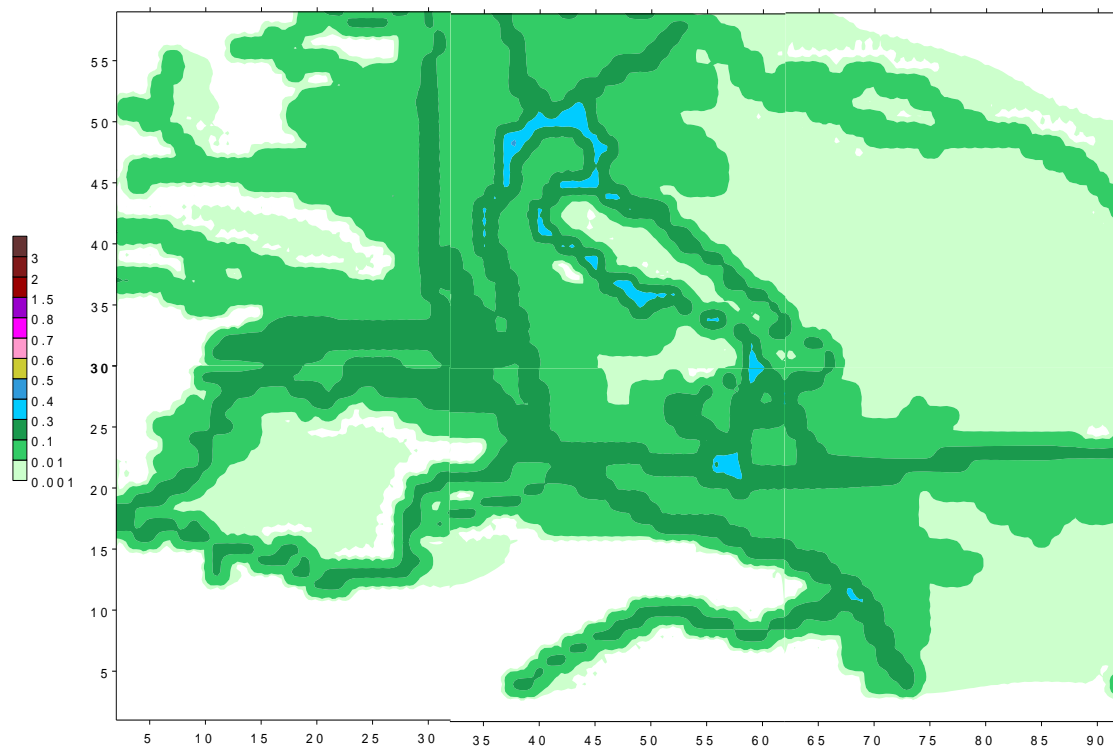


ნახ.4.27. მტვრის კონცენტრაციის ველი მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე, როცა $t=18$ სთ.

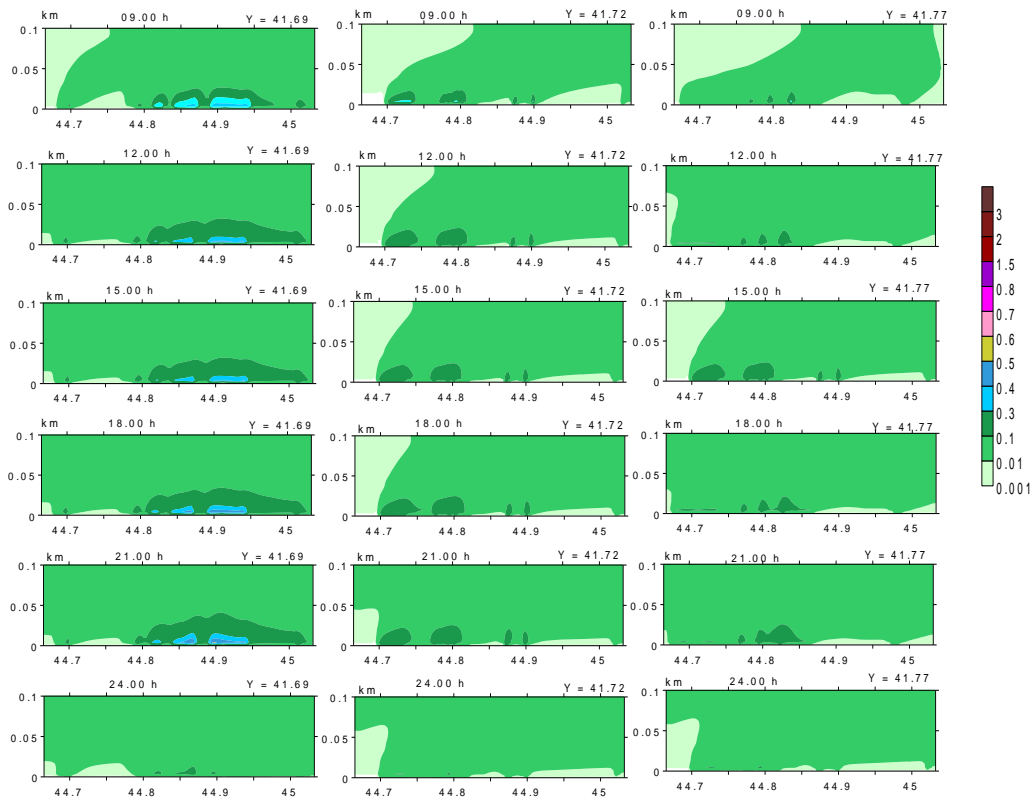


ნახ.4.28 . მტვრის კონცენტრაციის ველი მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე, როცა $t=21$ სთ.

$t = 24 \text{ h}; t = 2 \text{ m.}$



ნახ. 4.29. მტვრის კონცენტრაციის ველი მიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე, როცა $t=24$ სთ.



ნახ. 4.30. მტვერის კონცენტრაციის იზოზოლები ატმოსფეროს ქვედა 100 მ-იან ფენაში პარალელის გასწვრივ გამავალ სამ ვერტიკალურ კვეთაში

21 სთ-დან 24 სთ-მდე პერიოდში მიმდინარეობს ქალაქის ჰაერის თვითდასუფთავების პროცესი. ის გამოწვეულია საღამოს საათებში ქალაქის ტერიტორიაზე ჩრდილო- დასავთის ქარის მძლავრი ნაკადის ფორმირებასთან, რომელსაც ქალაქის ტერიტორიაზე დაგროვილი მტვერი გააქვს ქალაქის ფარგლებს გარეთ (ნახ. 4.24 - ნახ. 4.29).

ნახ. 4.30 - ზე მოცემულია მტვერის კონცენტრაციის ვერტიკალური განაწილება დროის სხვადასხვა მომენტში. ნახ. 4.30-დან ჩანს, რომ მტვერი ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ზედა ნაწილში გაფანტულია მთელ ტერიტორიაზე და არაა წარმოშობილი მტვერის კონვექციური ღრუბელი. ეს კი, თავის მხრივ, მიუთითებს იმაზე, რომ ძლიერი ქარის დროს, მტვერის ადვექციური გადატანის და ტურბულენტური აღრევის პროცესები უპირატესია კონვექციურ გადატანის პროცესებთან შედარებით.

დასკვნა

უკანასკნელ წლებში საქართველო იძენს ახალ ფუნქციას. ის აგრარულ-ინდუსტრიული დანიშნულების რესპუბლიკიდან თანდათანობით გარდაიქმნება კულტურულ-რეკრეაციული, საერთაშორისო ურთიერთობათა ღონისძიებების ორგანიზების ფუნქციის მქონე სახელმწიფოდ. საქართველო თავისი უნიკალური რელიეფით, მაღალი მთებით, მყინვარებით, ღრმა ხეობებით, კანიონებით, მღვიმეებით, ნახევრად უდაბნოებით, უხვტენიანი სუბტროპიკული კოლხეთის დაბლობით, შავი ზღვის ლაჟვარდოვანი სანაპიროთი, გამჭვირვალე ციხა და რამდენიმე ათასწლიანი ისტორიის მქონე ძეგლით მსოფლიოს ტურისტული რუკის ერთ-ერთი მიმზიდველი პუნქტი ხდება.

საქართველო იღებს მეტად მნიშვნელოვან აზიისა და ევროპის, ჩრდილო-აღმოსავლეთ ევროპისა და ახლო აღმოსავლეთის დამაკავშირებელ სატრანსპორტო ცენტრის ფუნქციას. მისი გავლით ყოველწლიურად, ოთხივე მიმართულებით, მძიმეწონიანი და მსუბუქი ავტომობილებით გადაიტანება ათეულ ათასობით ტონა ტვირთი და გადაადგილდება ასეულ ათასობით მგზავრი. თბილისისა და საქართველოს სხვა ქალაქების რთული რელიეფის ქუჩებში მოძრაობს მრავალი ათასი ავტომობილი.

სამხრეთ კავკასიის რესპუბლიკებში განთავსებულია ინდუსტრიული და მსხვილი ადმინისტრაციული ცენტრები. სამრეწველო საწარმოებიდან და ავტოტრანსპორტიდან ყოველდღიურად ამოიფრქვევა დიდი რაოდენობის ატმოსფეროს დამაბინძურებელი ნივთიერებები, რომელთა გავრცელება მიმდებარე ტერიტორიების ატმოსფეროში ხშირ შემთხვევაში ქმნის ზღვრულ დასაშვებზე მეტი დონის დაბინძურებას. ეს იწვევს გარემოს ეკოლოგიური მდგომარეობის გაუარესებას, ნეგატიურად მოქმედებს ადამიანთა ჯანმრთელობაზე და უქმნის პრობლემებს საქართველოს კულტურულ-რეკრეაციულ და ტურისტულ - გამაჯანსაღებელ დანიშნულებას.

დგება პრინციპული საკითხი, დამუშავდეს და გატარდეს ჰაერის დამცავი ისეთი ღონისძიებები, რომლებიც საქართველოს ეკონომიკური მდგომარეობის გაუარესების გარეშე შეინარჩუნებენ ურბანულ და ტურისტულ-რეკრეაციულ ტერიტორიებზე ჰაერის სისუფთავის მაღალ ხარისხს. აღნიშნული ამოცანის განხორციელება შესაძლებელია პრაქტიკული გაზომვებისა და თეორიული კვლევის მეთოდების გამოყენებით.

წარმოდგენილ ნაშრომში შესწავლილია ატმოსფეროს ერთ-ერთი ძირითადი დამაბინძურებელი ინგრედიენტის მტვრის გავრცელება საქართველოში, მის რეგიონებში და ქ.თბილისის ატმოსფეროში თეორიულად, მათემატიკური და რიცხვითი მოდელირების მეთოდების გამოყენებით. მასში გადმოცემულია უკანასკნელ წლებში საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის, ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ.ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტებში ჩატარებული კვლევების შედეგები.

შესავალში გაანალიზებულია ატმოსფეროს დაბინძურების თეორიული გამოკვლევებისადმი მიძღვნილი სამეცნიერო ლიტერატურა. ნაჩვენებია, რომ არსებული თეორიული მოდელები პირობითად შეიძლება დაიყოს ნახევრად ემპირიულ, გაუსის, ლაგრანჟისა და ეილერის მოდელებად. ნაჩვენებია მათი გამოყენების საზღვრები და თავისებურებები.

თავი 1 ეძღვნება პრობლემის მათემატიკური ამოცანის დასმას, ძირითადი განტოლებების მიღებასა და მის გამარტივებას ამოცანის სპეციფიკიდან გამომდინარე. ჩატარებულია განტოლებების მასშტაბური ანალიზი, გამოყენებულია თავისუფალი კონვექციის მეთოდი და რელიეფის მიმყოლი კოორდინატთა სისტემა. მიღებულია 3D არაწრფივი არასტაციონალური განტოლებათა სისტემა, რომელიც ითვალისწინებს ნიადაგისა და წყლის არეში მიმდინარე თერმულ პროცესებს, იყენებს ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის პარამეტრიზაციის მეთოდს და აღწერს ატმოსფეროში მეტეოროლოგიური ველებისა და არსებული ნივთიერებების დროსა და სივრცეში ცვლილებას. შედგენილია განტოლებათა სისტემის რიცხვითი ინტეგრირების ალგორითმი შესაბამისი საწყისი და სასაზღვრო პირობებით და კომპიუტერული თვლის პროგრამა. ალგორითმის დამუშავებისას გამოყენებულია შუმანის ცხადი სქემა, კრანკლ-ნიკოლსონის მეთოდი, პროცესებისა და კოორდინატების მიმართ გახლეჩის არაცხადი რიცხვითი სქემა.

თავი 2 ეძღვნება სამხრეთ კავკასიის ტერიტორიაზე ჰიპოთეტური ავარიის შედეგად ატმოსფეროში დიდი რაოდენობით გაფრქვეული პასიური დამაბინძურებელი ნივთიერების და რადიოაქტიური მტვრის ტრანსსასაზღვრო გადატანის დინამიკის შესწავლას, როცა დაბინძურების წყარო მდებარეობს ქალაქებში ფოთში, ბაქოსა და მეწამორში. მოდელირება განხორციელებულია სამ დღე-ღამეზე მეტი დროის ინტერვალისთვის. გამოთვლებით მიღებული შედეგების ანალიზით განისაზღვრა ზაფხულის პერიოდში მტვრის გავრცელების პრიორიტეტული მიმართულებები სხვადასხვა ფონური ქარის შემთხვევებში; დადგენილია მთავარი კავკასიონის, მცირე კავკასიონის და ლიხის ქედების ოროგრაფიის გავლენა რეგიონული ქარის ველის ფორმირებაზე და დამაბინძურებელი ინგრედიენტის დიფუზიის პროცესზე. ნაჩვენებია, რომ ქ.ფოთის მიდამოებში ამოფრქვეული პასიური ინგრედიენტის გავრცელების მიმართულება დამოკიდებულია ფონური ქარის სიჩქარეზე. სუსტი დასავლეთის ქარის დროს ამოფრქვეული ინგრედიენტები ვრცელდება, როგორც აღმოსავლეთის, ასევე ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით. 48 სთ-ისთვის ის მთლიანად ლოკალიზირებულია სტავროპოლის სტეპის მიდამოებში.

ქ. ბაქოში ატმოსფეროში ამოფრქვეულმა ინგრედიენტმა კავკასიის რეგიონის დაბინძურება შეიძლება გამოიწვიოს ფონური აღმოსავლეთის ან სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარების დროს. სუსტი აღმოსავლეთის ქარის დროს პირველი 6 საათის განმავლობაში ამოფრქვეული აეროზოლი გადაიტანება აფშერონის ნახევარკუნძულზე. შემდეგ დაბინძურება ვრცელდება დასავლეთის მიმართულებით მცირე კავკასიონის სამხრეთ ნაწილში და $t = 24$ სთ-ისთვის იკავებს აზერბაიჯანის, სომხეთის და თურქეთის აღმოსავლეთი ნაწილების ტერიტორიებს. დროის შემდგომ მომენტებში, $t = 48$ სთ-ისთვის აეროზოლის ღრუბელი იკავებს სამხრეთ კავკასიის დიდ ტერიტორიას კასპიის ზღვიდან შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილის ჩათვლით. ფონური სუსტი სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარის დროს ამოფრქვეული აეროზოლი არ იწვევს სამხრეთ კავკასიის დაბინძურებას, ინტენსიურად გადაიტანება ჩრდილოეთის მიმართულებით, ჩამოყალიბებული მეზომასშტაბის ქარის გასწვრივ. დამაბინძურებელი ნივთიერების ღრუბელი $t = 24$ სთ-ში ტოვებს სამხრეთ კავკასიის ტერიტორიას.

ქ. მეწამორის ატმოსფეროში ელექტროსადგურიდან ჰიპოთეტური ამოფრქვევის შემთხვევაში შექმნილი ფონური სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარის დროს დაბინძურების ღრუბელი გადაადგილდება ჩრდილოეთით, კავკასიონის ქედის გავლენით იყოფა ორ ღრუბლად. ერთი, 48 საათის განმავლობაში, გადაევლება ლიხის ქედს და ვრცელდება კოლხეთის ჩრდილოეთ და შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილების მიდამოებში. მეორე ღრუბელი ჯვრის უღელტეხილის გავლით ვრცელდება ჩრდილო კავკასიაში მთავარი კავკასიონის ქედის ჩრდილო დასავლეთის ფერდობის თავზე. გამოთვლებით განსაზღვრულია ნიადაგზე რადიოაქტიური მტვრის დაფენის ზონა და დღე-ღამის განმავლობაში ქვეფენილ ზედაპირზე დალექილი ინგრედიენტის ფარდობითი ზედაპირული სიმკვრივე.

თავში 3 მოდელირებულია კახეთის რეგიონის, აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ ნაწილის ატმოსფეროში არსებული მტვრის გავრცელება დამტვერიანების დღეღამური ცვლილება ძირითადი მეტეოროლოგიური სიტუაციების შემთხვევაში. გამოკვლეულია მტვრის გადატანა-დიფუზიის პროცესის როგორც საერთო კანონზონიერებანი ისე ცალკეული სიტუაციებისათვის დამახასიათებელი თავისებურებები.

მიღებულია, რომ რეგიონების ქალაქების ატმოსფეროში არსებული მტვრის ძირითადი მასა მხოლოდ მცირე მანძილზე არის გავრცელებული და კონცენტრირებულია უშუალოდ დაბინძურების პუნქტის მიდამოებში, დასახლებული პუნქტიდან ჰორიზონტალური მიმართულებით. დაბინძურების პუნქტიდან 2 - 4 კმ მანძილზე მისი კონცენტრაცია დაახლოებით 10 ჯერ მცირდება, ხოლო უფრო დაშორებით 20 - 30 კმ მანძილზე კონცენტრაცია დაახლოებით $10^2 - 10^3$ ჯერ არის შემცირებული. დამაბინძურებელი ნივთიერების ვერტიკალური ტურბულენტური გადატანა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში არის უპირატესი ჰორიზონტალურ გადატანასთან შედარებით. ამიტომ, ატმოსფეროს მიწისპირა 100 მ ფენაში მტვრით დაბინძურებული არის ვერტიკალური სტრუქტურა ფაქტიურად უცვლელია. ის

ჰორიზონტალური მიმართულებით მხოლოდ მცირედით არის გაფართოებული. ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში (მიწის ზედაპირიდან 600–1000 მ სიმაღლემდე) დამტვერილი ზონის ჰორიზონტალური ზომები მნიშვნელოვნად იზრდება როგორც ჰაერის დინების, ისე დინების მართობული მიმართულებითაც. ჰაერის დინებისა და ტურბულენტობის დროში ცვლილება ახდენს გავლენას ატმოსფეროში ქალაქებიდან მოხვედრილი მტვრის სივრცულ განაწილებაზე. ჰაერში მტვერი ვრცელდება რეგიონის დიდ ნაწილზე. მიუხედავად ამისა, 0.1 საშუალო დღე-ღამურ ზდკ-ზე მეტი კონცენტრაცია მიიღება მხოლოდ ქალაქების თბილისის და რუსთავის უშუალო სიახლოვეს. დანარჩენ ნაწილში კონცენტრაცია გაცილებით ნაკლებია 0.1 ზდკ-ზე. მტვრის გავრცელების ვერტიკალური არე შემოსაზღვრულია ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენით, მის ზევით თავისუფალ ატმოსფეროში დამტვერიანება მიღებულია ცალკეული ლაქების სახით.

თავი 4 ეძღვნება ქ.თბილისის და მიმდებარე ტერიტორიის ატმოსფეროში ავტოტრანსპორტის მოძრაობის შედეგად წარმოშობილი მტვრის გავრცელების რიცხვითი მოდელირების შედეგების ანალიზს. მოდელირება ჩატარებულია მაღალი გარჩევის უნარის მქონე სივრცულ ბადეზე. შესწავლილია კონცენტრაციის ცვლილების კინემატიკა და მისი სივრცული განაწილებების დღეღამური სურათები ფონური აღმოსავლეთისა და დასავლეთის სუსტი, საშუალო და ძლიერი ქარების დროს. განსაზღვრულია მტვრის დაგროვების და მაღალი კონცენტრაციების არეების მდებარეობა სხვადასხვა მიმართულების ქარების დროს. ქ. თბილისის რელიეფის გავლენით მიღებული ქარისა და კონცენტრაციის ველების ანალიზით დადგენილია, რომ მაღალი კონცენტრაციის ზონების ფორმირება დამოკიდებულია ტერიტორიის ოროგრაფიაზე, თერმიულ პირობებზე და დამტვერიანების წყაროების მდებარეობაზე. მტვრის დღეღამური ცვლილების ციკლში შეიძლება გამოიყოს ოთხი ეტაპი: 6–9 სთ – კონცენტრაციის მომატების, 9–15 სთ – კონცენტრაციის მუდმივობის, ან სუსტი შემცირების, 18–21 სთ – კონცენტრაციის ინტენსიური მომატების და 21–6 სთ – ატმოსფეროს თვითდასუფთავების ეტაპები.

მოდელში გათვალისწინებულია დამტვერიანების გამომწვევი მხოლოდ ერთი წყარო – ავტოტრანსპორტი. არ არის გათვალისწინებული სხვა, შედარებით ნაკლებად მნიშვნელოვანი, წყაროები, ისეთი, როგორცაა მოსახლეობის სამეურნეო საქმიანობით წარმოშობილი მტვერი, ბიოგენური და ქვეფენილ ზედაპირზე დაფენილი მტვერი და სხვ. მათი გათვალისწინება და მძლავრი კომპიუტერული ტექნიკის გამოყენება შესაძლებელს გახდის, მოდელი გარკვეული მოდიფიკაციის შემდეგ გამოყენებული იქნეს დაბინძურების დონის დიაგნოსტიკური პროგნოზის და სხვადასხვა ტერიტორიაზე ატმოსფერული ჰაერში დამაბინძურებელ ნივთიერებათა დაზუსტებული ფონური კონცენტრაციების განსაზღვრისათვის. ეს უკანასკნელი კი მეტად მნიშვნელოვანია ახალი საწარმოების პროექტირების ეტაპზე გარემოზე ზემოქმედების შეფასების ანგარიშის პროექტების დასამუშავებლად.

დანართი 1.

თავისუფალი კონვექციის გამარტივება

განტოლება (1.15) შეიცავს თერმოდინამიკურ სიდიდეებს: წნევას, ტემპერატურასა და სიმკვრივეს, რომელთა ძირითადი ნაწილი ფორმირებულია დედამიწაზე მიმდინარე პლანეტარული მასშტაბის მეტეოროლოგიური პროცესებით, ისინი წარმოადგენს ცნობილ სტანდარტულ მნიშვნელობებს და შედარებით მცირედ არიან დამოკიდებულნი საშუალო და ლოკალური მასშტაბის ატმოსფერულ პროცესებზე. საშუალო მასშტაბის ატმოსფერულ მოვლენებს შეესაბამება მეტეოროლოგიური ველების სტანდარტული მნიშვნელობიდან მცირე გადახრები. შესაბამისად, შეიძლება წარმოვადგინოთ ატმოსფერული წნევა, სიმკვრივე და ტემპერატურა როგორც მშრალ ატმოსფეროში ცნობილი სტანდარტული ვერტიკალური განაწილებისა და მისგან გადახრის ჯამი:

$$p = \bar{P}(z) + p', \quad \rho = \bar{\rho}(z) + \rho', \quad T = \bar{T} - \gamma z + T', \quad \bar{T} = 300^0 \text{ K}, \gamma = 9 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ \text{K}. \quad (1)$$

$$\text{ამასთან ვუშვებთ, რომ } \varphi = \frac{p'}{\bar{P}} \ll 1, \quad \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \ll 1, \quad \vartheta = \frac{T'}{\bar{T}} \ll 1 \quad (2)$$

და წნევის, სიმკვრივისა და ტემპერატურის სრული და სტანდარტული მნიშვნელობები აკმაყოფილებენ კლაპეირონის განტოლებას :

$$p = R\rho T \text{ და } \bar{P} = R\bar{\rho}\bar{T}. \quad (3)$$

შევიტანოთ (3) პირველ ტოლობაში. გვექნება:

$$\bar{P} + p' = R\rho(\bar{T} - \gamma z + T')(\bar{\rho} + \rho') \approx R\bar{\rho}\bar{T} + R\rho'T' + R\bar{\rho}\rho',$$

საიდანაც (2) და (3)-ის გათვალისწინებით გვაქვს:

$$\varphi = \frac{p'}{\bar{P}} = \frac{T'}{\bar{T}} + \frac{\rho'}{\bar{\rho}}, \quad \frac{\rho'}{\bar{\rho}} = \varphi - \vartheta. \quad (4)$$

(4) –ის გამოყენებით

$$\frac{d(\bar{T} - \gamma z + T')}{dt} - \frac{\gamma_a w}{g\rho} g\rho = \left(\frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial}{\partial z} \right) (\bar{T} - \gamma z + T') + L_1.$$

გავამარტივოთ (1.15) –ის პირველი სამი განტოლება:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \frac{\partial (p + p')}{\partial x} \approx \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\bar{P}(1 + p'/\bar{P}))}{\partial x} = \frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{p'}{\bar{P}} = \frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial x},$$

$$\text{ანალოგიურად } \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \approx \frac{\bar{P}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial y}.$$

მოვახდინოთ გარდაქმნები კვაზისტატიკის განტოლებაში $\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho$, გვექნება:

$$\frac{\partial (\bar{P} + p')}{\partial z} = -g(\bar{\rho} + \rho'), \quad \frac{\partial}{\partial z} [\bar{P}(1 + \varphi)] = -g\bar{\rho}(1 + \frac{\rho'}{\bar{\rho}}), \quad \varphi(-g\bar{\rho}) + \bar{P} \frac{\partial \varphi}{\partial z} = -g\bar{\rho} \frac{\rho'}{\bar{\rho}}.$$

საიდანაც გვაქვს:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{g}{R\bar{T}} \vartheta. \quad (5)$$

გავამარტივოთ სითბოს მოდენის განტოლება. ჩავსვათ (1) (1.15)-ში და

$$\text{ავითვალისწინოთ } \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} = -g\bar{\rho} \text{ მივიღებთ}$$

$$\frac{d(\bar{T} - \gamma z + T')}{dt} - \frac{\gamma_a w}{g\rho} g\rho = \left(\frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial}{\partial z} \right) (\bar{T} - \gamma z + T') + L_1.$$

საიდანაც ვიღებთ:

$$\frac{d\vartheta}{dt} + Sw \approx \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + L_1 / \bar{T},$$

$$\text{უწყვეტობის განტოლებაში: } \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho w}{\partial z} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} w + \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial w}{\partial z} - \sigma w.$$

ამრიგად, ჩატარებული გამარტივებების შედეგად ვღებულობთ განტოლებათა სისტემას:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\bar{p}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial u}{\partial z},$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\bar{p}}{\bar{\rho}} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - lu + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial v}{\partial z},$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{g}{R\bar{T}} \vartheta,$$

$$\bar{P} = R\bar{T}\bar{\rho},$$

(6)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \sigma w,$$

$$\frac{d\vartheta}{dt} + Sw \approx \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + L / \rho C_p \bar{T},$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial q}{\partial z} + \phi_c - L - \frac{\partial N}{\partial t}$$

$$\frac{dm}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial m}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial m}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial m}{\partial z} - \phi_c - \frac{\partial N}{\partial t},$$

$$\frac{dCo}{dt} - w_s \frac{\partial Co}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial Co}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial Co}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial Co}{\partial z} + So(t, x, y, z).$$

$$\text{სადაც } S = (\gamma_a - \gamma) / \bar{T}; \quad \sigma = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = \text{const},$$

დანართი 2.

რიცხვითი ინტეგრირების ალგორითმი

ამოცანის რიცხვითი ინტეგრირების ოპტიმალური სქემის შესარჩევად საჭიროა გათვალისწინოთ როგორც ზოგადი, ისე კონკრეტული მეტეოროლოგიური პროცესის დამახასიათებელი ჰიდროდინამიკური კრიტერიუმები. კერძოდ, სქემა უნდა იძლეოდეს ტალღების გავრცელებისა და ურთიერთქმედების აღწერის საშუალებას მნიშვნელოვანი ხელოვნური სიბლანტის გარეშე, აღწერდეს დიდი გრადიენტების მქონე ველების დროში ცვლილებას არამდგრადი მოკლე ფიქტიური ტალღების ინდუცირების გარეშე, შეეძლოს ინტეგრირება საკმაოდ დიდი დროის განმავლობაში, იყოს გამოთვლების დროის მხრივ ეკონომიური და სხვა. ერთ-ერთ ასეთ სქემას წარმოადგენს ფ.შუმანის და ჯ.ჰოვერმეილის მიერ დამუშავებული რიცხვითი სქემა [85,86]. ის არის დისპერსიული და არადისიპაციური, აკმაყოფილებს ზევით მოყვანილ ზოგიერთ თვისებას და ამასთან, არის მეტად მოსახერხებელი რიცხვითი გამოკვლევების ჩატარებისათვის. აღნიშნული სქემის გამოყენებით შესრულებულმა გამოთვლებმა აჩვენეს, რომ ის ინახავს სისტემის სრულ ენერგიას დაახლოებით 5% სიზუსტით [86].

ჩამოვყალიბოთ ამოცანის ინტეგრირების რიცხვითი სქემა. ამოცანის განსაზღვრის არე დაფვაროთ დროით – სივრცითი ბადით (n, k, l, m):

$$t_n = n\Delta t, \quad x_k = k\Delta x, \quad y_l = l\Delta y \text{ და } \zeta_m = m\Delta \zeta; \quad n = 0, 1, \dots, N-1, N; \\ k = 0, 1, \dots, K-1, K; \quad l = 0, 1, \dots, L-1, L; \quad m = 0, 1, \dots, M-1, M.$$

სადაც t დროითი ბადის, ხოლო n, k, l, m და სივრცითი ბადის წერტილების ნომრებია x, y და ζ ღერძების გასწვრივ. ამასთან N, K, L, M დროითი და სივრცითი ბადის წერტილების მაქსიმალური მნიშვნელობებია, ხოლო Δx, Δy, Δζ, Δt სივრცითი და დროითი ბადის ბიჯებია. მოვახდინოთ (1.21) სისტემის განტოლებების (მე-5 და მე-8 განტოლებების გარდა) აპროქსიმაცია შუმანის სქემის [86] გამოყენებით შემდეგი სახით:

$$\begin{aligned} \bar{u}_t^t + \overline{\bar{u}^{xy} \bar{u}_x^y}^{xy} + \overline{\bar{v}^{xy} \bar{u}_y^x}^{xy} + \overline{\bar{w}^{xy} \bar{u}_{\zeta_y}^{\zeta xy}}^{xy} &= -\bar{P} \bar{\phi}_x^{xy} / \bar{\rho} + g(1 + 0.6 \bar{q}^{xyxy}) \bar{\theta}^{xy} \bar{z}_x^{xy} + I \bar{v}^{xyxy} + (\tilde{\Delta} u)_{k,l,m}, \\ \bar{v}_t^t + \overline{\bar{u}^{xy} \bar{v}_x^y}^{xy} + \overline{\bar{v}^{xy} \bar{v}_y^x}^{xy} + \overline{\bar{w}^{xy} \bar{v}_{\zeta_y}^{\zeta xy}}^{xy} &= -\bar{P} \bar{\phi}_y^{xy} / \bar{\rho} + g(1 + 0.6 \bar{q}^{xyxy}) \bar{\theta}^{xy} \bar{z}_y^{xy} - I \bar{u}^{xyxy} + (\tilde{\Delta} v)_{k,l,m}, \\ \bar{\phi}_{\zeta}^{\zeta} &= \frac{g}{RT} (1 + 0.6 \bar{q}^{xyxy}) \bar{\theta}^{\zeta \zeta} \quad z_{k,l,m}^n = \zeta_m h_{k,l}^n + \delta_{k,l}, \\ \bar{\theta}_t^t + \overline{\bar{u}^{xy} \bar{\theta}_x^y}^{xy} + \overline{\bar{v}^{xy} \bar{\theta}_y^x}^{xy} + \overline{\bar{w}^{xy} \bar{\theta}_{\zeta_y}^{\zeta xy}}^{xy} &= S \bar{w}^{xyxy} + (\tilde{\Delta} \theta)_{k,l,m} + \frac{L}{\bar{\rho} c_p} \phi_{\text{conk,l,m}} - \bar{\theta}_t^t, \\ \bar{q}_t^t + \overline{\bar{u}^{xy} \bar{q}_x^y}^{xy} + \overline{\bar{v}^{xy} \bar{q}_y^x}^{xy} + \overline{\bar{w}^{xy} \bar{q}_{\zeta_y}^{\zeta xy}}^{xy} &= (\tilde{\Delta} q)_{k,l,m} - \phi_{\text{conk,l,m}} - \theta \bar{Q}_t^t, \\ \bar{m}_t^t + \overline{\bar{u}^{xy} \bar{m}_x^y}^{xy} + \overline{\bar{v}^{xy} \bar{m}_y^x}^{xy} + \overline{\bar{w}^{xy} \bar{m}_{\zeta_y}^{\zeta xy}}^{xy} &= (\tilde{\Delta} m)_{k,l,m} + \phi_{\text{conk,l,m}} - \bar{M}_t^t - \bar{N}_t^t, \\ w_{k,l,m}^n &= \zeta_m \bar{h}_{k,l,m}^n + \overline{\bar{u}^{xy} \bar{z}_x^y}^{xy} + \overline{\bar{u}^{xy} \bar{z}_y^x}^{xy} + \overline{\bar{w}^{xy} \bar{z}^{xyxy}}, \end{aligned}$$

სადაც

$$\theta_{k,l,m} = \theta'_{k,l,m} + \theta_{k,l,m}; \quad q_{k,l,m} = q'_{k,l,m} + Q_{k,l,m}; \quad m_{k,l,m} = m'_{k,l,m} + M_{k,l,m},$$

სადაც გამოყენებულია შემდეგი აღნიშვნები:

$$\bar{\Psi}_t^t = \begin{cases} (\Psi_{k,l,m}^{n+1} - \Psi_{k,l,m}^n) / 2\Delta t & \text{როცა } n > 0, \\ (\Psi_{k,l,m}^1 - \Psi_{k,l,m}^0) / 2\Delta t & \text{როცა } n = 0 \end{cases}$$

$$\Psi_x = (\Psi_{k+0.5,l,m}^n - \Psi_{k-0.5,l,m}^n) / 2\Delta x, \bar{\Psi}^x = (\Psi_{k+0.5,l,m}^n + \Psi_{k-0.5,l,m}^n) / 2,$$

$$\Psi_y = (\Psi_{k,l+0.5,m}^n - \Psi_{k,l-0.5,m}^n) / 2\Delta y, \bar{\Psi}^y = (\Psi_{k,l+0.5,m}^n + \Psi_{k,l-0.5,m}^n) / 2,$$

$$\Psi_\zeta = (\Psi_{k,l,m+0.5}^n - \Psi_{k,l,m-0.5}^n) / 2\Delta\zeta, \bar{\Psi}^\zeta = (\Psi_{k,l,m+0.5}^n + \Psi_{k,l,m-0.5}^n) / 2\Delta\zeta,$$

$$(\tilde{\Delta}\Psi)_{k,l,m} = [(\frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial \zeta} \mu \frac{\partial}{\partial \zeta})\Psi]_{k,l,m} = \{[\mu_{k+1/2,l,m} \bar{\Psi}^{yy}_{k+1,l,m} +$$

$$(\mu_{k+1/2,l,m} + \mu_{k-1/2,l,m}) \bar{\Psi}^{yy}_{k,l,m} + \mu_{k-1/2,l,m} \bar{\Psi}^{yy}_{k-1,l,m}] + [\mu_{k,l+1/2,m} \bar{\Psi}^{xx}_{k,l+1,m} +$$

$$(\mu_{k,l+1/2,m} + \mu_{k,l-1/2,m}) \bar{\Psi}^{xx}_{k,l,m} + \mu_{k,l-1/2,m} \bar{\Psi}^{xx}_{k-1,l,m}] + [v_{k,l,m+1/2} \bar{\Psi}^{xxyy}_{k,l,m+1} +$$

$$(v_{k,l,m+1/2} + v_{k,l,m-1/2}) \bar{\Psi}^{xxyy}_{k,l,m} + v_{k,l,m-1/2} \bar{\Psi}^{xxyy}_{k,l,m+1}] / (\bar{h}^{xxyy})^2 (\Delta\zeta)^2\}$$

სადც Ψ არის ნებისმიერი საძიებელი ფუნქცია.

უწყვეტობის განტოლების ინტეგრირებისათვის მოვახდინოთ მათი გარდაქმნა. ჩავწეროთ უწყვეტობის განტოლებაში (1.21) w სრული ფორმით. მივიღებთ:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w}h}{\partial \zeta} - \sigma h (\tilde{w}h + \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y})$$

(1)–ში მოვახდინოთ ცალკეული წევრების გარდაქმნები:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \sigma \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \zeta} (e^{-\sigma\zeta} \frac{\partial h}{\partial t}) = e^{\sigma\zeta} \frac{\partial}{\partial \zeta} (e^{-\sigma\zeta} \frac{\partial h}{\partial t});$$

$$\frac{\partial \tilde{w}h}{\partial \zeta} - \sigma h \tilde{w}h = e^{\sigma\zeta} \frac{\partial}{\partial \zeta} (e^{-\sigma\zeta} \tilde{w}h);$$

უწყვეტობის განტოლება მიიღებს სახეს:

$$\frac{\partial}{\partial \zeta} (e^{-\sigma\zeta} \frac{\partial h}{\partial t}) + e^{-\sigma\zeta} (\frac{\partial uh}{\partial x} - \sigma hu \frac{\partial z}{\partial x}) + e^{-\sigma\zeta} (\frac{\partial vh}{\partial y} - \sigma hv \frac{\partial z}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial \zeta} (e^{-\sigma\zeta} \tilde{w}h) = 0. \quad (2)$$

მოვახდინოთ (2)–ს ინტეგრირება ζ კორდინატით 0–დან 1–მდე და გამოვიყენოთ სასაზღვრო პირობა (1.26), მივიღებთ:

$$e^{-\sigma h} \frac{\partial h}{\partial t} + \int_0^1 e^{-\sigma\zeta} (\frac{\partial uh}{\partial x} - \sigma hu \frac{\partial z}{\partial x}) d\zeta + \int_0^1 e^{-\sigma\zeta} (\frac{\partial vh}{\partial y} - \sigma hv \frac{\partial z}{\partial y}) d\zeta = 0.$$

საიდანაც გვაქვს:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + e^{\sigma h} \int_0^1 e^{-\sigma\zeta} (\frac{\partial uh}{\partial x} - \sigma hu \frac{\partial z}{\partial x}) d\zeta + e^{\sigma h} \int_0^1 e^{-\sigma\zeta} (\frac{\partial vh}{\partial y} - \sigma hv \frac{\partial z}{\partial y}) d\zeta = 0. \quad (3)$$

გარდავქმნათ (3) განტოლების მეორე წევრის ინტეგრალქვეშა გამოსახულება. მივიღებთ

$$e^{-\sigma_{zh}} \left(\frac{\partial uh}{\partial x} - \sigma hu \frac{\partial z}{\partial x} \right) = ue^{-\sigma_{zh}} \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial (ue^{-\sigma_{zh}})}{\partial x} + e^{-\sigma_{zh}} \sigma hu \zeta \frac{\partial h}{\partial x} - e^{-\sigma_{zh}} \sigma hu \zeta \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$- e^{-\sigma_{zh}} \sigma hu \frac{\partial \delta}{\partial x} = ue^{-\sigma_{zh}} \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial (ue^{-\sigma_{zh}})}{\partial x} - ue^{-\sigma_{zh}} \sigma h \frac{\partial \delta}{\partial x}$$

ანალოგიურად (3) განტოლების მეორე წევრის ინტეგრალქვეშა გამოსახულებიდან მივიღებთ:

$$e^{-\sigma_{zh}} \left(\frac{\partial vh}{\partial y} - \sigma hv \frac{\partial z}{\partial y} \right) = ve^{-\sigma_{zh}} \frac{\partial h}{\partial y} + h \frac{\partial (ve^{-\sigma_{zh}})}{\partial y} - ve^{-\sigma_{zh}} \sigma h \frac{\partial \delta}{\partial y}.$$

შემოვიღოთ აღნიშვნები: $U = ue^{-\sigma_{zh}}$; $V = ve^{-\sigma_{zh}}$ და ჩავსვათ ისინი მე-(3) განტოლებაში, გვექნება:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\sigma h \int_0^1 (U \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial U}{\partial x} - \sigma h U \frac{\partial \delta}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} + h \frac{\partial V}{\partial y} - \sigma h V \frac{\partial \delta}{\partial y}) d\zeta. \quad (4)$$

შემოვიტანოთ აღნიშვნები $\bar{U} = \int_0^1 U d\zeta$; $\bar{V} = \int_0^1 V d\zeta$, მივიღებთ:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -e^{\sigma h} F(\bar{U}, \bar{V}), \quad (5)$$

$$\text{სადაც ოპერატორი } F(a, b) = a \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial a}{\partial x} + b \frac{\partial h}{\partial y} + h \frac{\partial b}{\partial y} - a \sigma h \frac{\partial \delta}{\partial x} - b \sigma h \frac{\partial \delta}{\partial y}. \quad (6)$$

მოვახდინოთ (2)-ს ინტეგრირება ζ კოორდინატით 0-დან ζ -მდე, გამოვიყენოთ სასაზღვრო პირობა (1.26) და ზევით ჩატარებული გარდაქმნები, მივიღებთ:

$$\tilde{w} = -\frac{1}{he^{-\sigma_{zh}}} \left[-\frac{\partial h}{\partial t} - e^{\sigma_{zh}} \int_0^{\zeta} e^{-\sigma_{zh}} \left(\frac{\partial uh}{\partial x} - \sigma hu \frac{\partial z}{\partial x} \right) d\zeta + \int_0^{\zeta} e^{-\sigma_{zh}} \left(\frac{\partial vh}{\partial y} - \sigma hv \frac{\partial z}{\partial y} \right) d\zeta \right] =$$

$$= -\frac{1}{h} \left[-\zeta e^{-\sigma_{zh}} \frac{\partial h}{\partial t} - e^{\sigma_{zh}} \int_0^{\zeta} (U \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial U}{\partial x} - \sigma h U \frac{\partial \delta}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} + h \frac{\partial V}{\partial y} - \sigma h V \frac{\partial \delta}{\partial y}) d\zeta \right].$$

შემოვიტანოთ აღნიშვნები $\tilde{U} = \int_0^{\zeta} \tilde{U} d\zeta$; $\tilde{V} = \int_0^{\zeta} \tilde{V} d\zeta$, მივიღებთ:

$$\tilde{w} = -\frac{1}{h} \left[-\frac{\partial h}{\partial t} - e^{\sigma_{zh}} \int_0^{\zeta} e^{-\sigma_{zh}} \left(\frac{\partial uh}{\partial x} - \sigma hu \frac{\partial z}{\partial x} \right) d\zeta + \int_0^{\zeta} e^{-\sigma_{zh}} \left(\frac{\partial vh}{\partial y} - \sigma hv \frac{\partial z}{\partial y} \right) d\zeta \right] =$$

$$= -\frac{1}{h} \left[-\zeta e^{-\sigma_{zh}} \frac{\partial h}{\partial t} - e^{\sigma_{zh}} \int_0^{\zeta} (U \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial U}{\partial x} - \sigma h U \frac{\partial \delta}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} + h \frac{\partial V}{\partial y} - \sigma h V \frac{\partial \delta}{\partial y}) d\zeta \right].$$

საიდანაც (5) და (6)-ის გამოყენებით გვაქვს:

$$\tilde{w} = \frac{1}{h} \left[-\zeta e^{\sigma h} F(\bar{U}, \bar{V}) - e^{\sigma_{zh}} F(\tilde{U}, \tilde{V}) \right]. \quad (7)$$

წარმოვადგინოთ (5), (6) და (7)-ის სასრულ სხვაობითი ანალოგები შემდეგი სახით:

$$h_{k,l}^{n+1} = h_{k,l}^{n-1} - m \Delta \zeta e^{\sigma_{k,l}^n} F_{k,l}^n(\bar{U}, \bar{V}),$$

$$\tilde{w}_{k,l,m}^n = \frac{1}{h_{k,l}^n} \left[m \Delta \zeta e^{\sigma_{k,l}^n} F_{k,l}^n(\bar{U}, \bar{V}) - e^{\sigma_{k,l}^n} F_{k,l}^n(\tilde{U}, \tilde{V}) \right], \quad (8)$$

$$F_{k,l,m}(a, b) = \overline{\overline{a^{xy} h_x^y}} + \overline{\overline{h^{xy} a_x^y}} - \sigma \overline{\overline{h^{xy} a_x^y} \overline{\delta_x^{xy}}} + \overline{\overline{b^{xy} h_y^x}} + \overline{\overline{h^{xy} b_y^x}} - \sigma \overline{\overline{h^{xy} b_y^x} \overline{\delta_y^x}}.$$

ატმოსფეროში დამაბინძურებელი ინგრედიენტის გავრცელების ინტეგრირებისათვის ვისარგებლოთ კრანკ-ნიკოლსონის სქემით და გამოვიყენოთ სივრცული კოორდინატების მიმართ გახლეჩის მეთოდი [109]. მაშინ ინტეგრირების ალგორითმი, ოპერატიული ფორმით შეიძლება ჩაიწეროს შემდეგი სახით:

$$\begin{aligned} \frac{Co_{k,l,m}^{n+1/8} - Co_{k,l,m}^n}{\tau/2} + \Lambda_x \frac{Co_{k,l,m}^{n+1/8} + Co_{k,l,m}^n}{2} &= 0, \\ \frac{Co_{k,l,m}^{n+2/8} - Co_{k,l,m}^{n+1/8}}{\tau/2} + \Lambda_y \frac{Co_{k,l,m}^{n+2/8} + Co_{k,l,m}^{n+1/8}}{2} &= 0, \\ \frac{Co_{k,l,m}^{n+3/8} - Co_{k,l,m}^{n+2/8}}{\tau/2} + \Lambda_z \frac{Co_{k,l,m}^{n+3/8} + Co_{k,l,m}^{n+2/8}}{2} &= 0, \\ \frac{Co_{k,l,m}^{n+5/8} - Co_{k,l,m}^{n+3/8}}{\tau/2} &= So_{k,l,m}^{n+1/2}, \\ \frac{Co_{k,l,m}^{n+6/8} - Co_{k,l,m}^{n+5/8}}{\tau/2} + \Lambda_z \frac{Co_{k,l,m}^{n+6/8} + Co_{k,l,m}^{n+5/8}}{2} &= 0, \\ \frac{Co_{k,l,m}^{n+7/8} - Co_{k,l,m}^{n+6/8}}{\tau/2} + \Lambda_y \frac{Co_{k,l,m}^{n+7/8} + Co_{k,l,m}^{n+6/8}}{2} &= 0, \\ \frac{Co_{k,l,m}^{n+1} - Co_{k,l,m}^{n+7/8}}{\tau/2} + \Lambda_x \frac{Co_{k,l,m}^{n+1} + Co_{k,l,m}^{n+7/8}}{2} &= 0. \end{aligned} \tag{9}$$

Λ_x , Λ_y და Λ_z - შესაბამისი დიფერენციალური ოპერატორების სასრულ სხვაობითი ანალოგებია, რომლებიც უზრუნველყოფენ სქემის მონოტონურობას და განისაზღვრებიან შემდეგი ფორმულებით:

$$\begin{aligned} \Lambda_x &= \frac{1}{2\Delta x} (U^- Co_{k+1,l,m} - U^0 Co_{k,l,m} - U^+ Co_{k-1,l,m}) - \frac{1}{\Delta x^2} (\mu_{k+1/2} Co_{k+1,l,m} - (\mu_{k+1/2} + \mu_{k-1/2}) Co_{k,l,m} \\ &+ \mu_{k-1/2} Co_{k-1,l,m}) , \\ \Lambda_y &= \frac{1}{2\Delta y} (V^- Co_{k,l+1,m} - V^0 Co_{k,l,m} - V^+ Co_{k,l-1,m}) - \frac{1}{\Delta y^2} (\mu_{l+1/2} Co_{k,l+1,m} - (\mu_{l+1/2} + \mu_{l-1/2}) Co_{k,l,m} \\ &+ \mu_{l-1/2} Co_{k,l-1,m}) , \\ \Lambda_z &= \frac{1}{2\Delta z} (W^- Co_{k,l,m+1} - W^0 Co_{k,l,m} - W^+ Co_{k,l,m-1}) - \frac{1}{\Delta z^2} (v_{m+1/2} Co_{k,l,m+1} - (v_{m+1/2} + v_{m-1/2}) Co_{k,l,m} \\ &+ v_{m-1/2} Co_{k,l,m-1}) , \end{aligned}$$

სადაც $U^- = 0.5(u + |u|)$, $U^0 = |u|$, $U^+ = 0.5(u - |u|)$, $V^- = 0.5(v + |v|)$,
 $V^0 = |v|$, $V^+ = 0.5(v - |v|)$, $W^- = 0.5(\tilde{w} + w_g/h + |\tilde{w} + w_g/h|)$,
 $W^0 = |\tilde{w} + w_g/h|$, $W^+ = 0.5(\tilde{w} + w_g/h - |\tilde{w} + w_g/h|)$.

(1.34) და (1.35) განტოლებათა სისტემის აპროქსიმაცია ხდება კრანკ-ნიკოლსონის სქემით მუდმივი ბიჯის მქონე ერთგანზომილებიან სივრცით ბადეზე:

$$z_k = k\Delta z \quad (n=0,1,2,\dots,N-1,N; k=0,1,2,\dots,-k_s+1,k_s)$$

შემდეგი სახით:

$$\begin{aligned} \frac{C_k^{n+1} - C_k^n}{\Delta t} &= \frac{1}{2\Delta z^2} [(D_{k+1/2}^n C_{k+1}^{n+1} - (D_{k+1/2}^n + D_{k-1/2}^n) C_k^{n+1} + D_{k-1/2}^n C_{k-1}^{n+1}) + \\ & (D_{k+1/2}^n C_{k+1}^n - (D_{k+1/2}^n + D_{k-1/2}^n) C_k^n + D_{k-1/2}^n C_{k-1}^n)] - \frac{E_{k+1}^n - 2E_k^n + E_{k-1}^n}{2\Delta z} \\ \frac{T_{soilk}^{n+1} - C_k^n}{\Delta t} &= \frac{1}{2\Delta z^2} [K_{soilk}^n (T_{soilk+1}^{n+1} - 2T_{soilk}^{n+1} + T_{soilk-1}^{n+1}) + \\ & K_{soilk}^n (T_{soilk+1}^n - 2T_{soilk}^n + T_{soilk-1}^n)] \\ \frac{T_{seak}^{n+1} - T_{seak}^n}{\Delta t} &= \frac{1}{2\Delta z^2} [K_{sea} (T_{seak+1}^{n+1} - 2T_{seak}^{n+1} + T_{seak-1}^{n+1}) + \\ & K_{sea} (T_{seak+1}^n - 2T_{seak}^n + T_{seak-1}^n)] - 1/c\rho_{sea} (\partial I_{sum} / \partial z)_k \end{aligned} \quad (10)$$

(1.22), (1.23), (1.26), (1.31) - (1.33), (1.36) - (1.38) საწყისი პირობების აპოქსიმაცია შემდეგია:

საწყისი პირობები:

$$\begin{aligned} \Psi'_{k,l,m}{}^0 &= \Psi'_{k,l,m}{}^0 h_{k,l}^0 = h_{0,k,l}, \quad Co_{k,l,m}^0 = \vartheta Co_{0,k,l,m} \\ u_{k,l,m}^0 &= (-RT\bar{\varphi}_y^x{}^{xy} + g(1+0.61q_{k,l,m}) \bar{z}_y^x{}^{xy}) / 1, \quad \text{როცა } n=0, \\ v_{k,l,m}^0 &= (RT\bar{\varphi}_x^y{}^{xy} - g(1+0.61q_{k,l,m}) \bar{z}_x^y{}^{xy}) / 1. \end{aligned} \quad (11)$$

ჰორიზონტალური სასაზღვრო პირობები:

$$\begin{aligned} \Psi'_{0,l,m}{}^n &= \Psi'_{1,l,m}{}^n, \Psi'_{K-1,l,m}{}^n = \Psi'_{K,l,m}{}^n, \Psi'_{k,0,m}{}^n = \Psi'_{k,1,m}{}^n, \Psi'_{k,L-1,m}{}^n = \Psi'_{k,L,m}{}^n, \\ u_{0,l,m}^n &= u_{1,l,m}^n, u_{K-1,l,m}^n = u_{K,l,m}^n, u_{k,0,m}^n = u_{k,1,m}^n, u_{k,L-1,m}^n = u_{k,L,m}^n, \\ h_{0,l}^n &= h_{1,l}^n, h_{K-1,l}^n = h_{K,l}^n, h_{k,0}^n = h_{k,1}^n, h_{k,L-1}^n = h_{k,L}^n, \\ u_{0,l,m}^n &= u_{1,l,m}^n, u_{K-1,l,m}^n = u_{K,l,m}^n, u_{k,0,m}^n = u_{k,1,m}^n, u_{k,L-1,m}^n = u_{k,L,m}^n, \\ v_{0,l,m}^n &= v_{1,l,m}^n, v_{K-1,l,m}^n = v_{K,l,m}^n, v_{k,0,m}^n = v_{k,1,m}^n, v_{k,L-1,m}^n = v_{k,L,m}^n. \\ Co_{0,l,m}^n &= Co_{1,l,m}^n, Co_{K-1,l,m}^n = Co_{K,l,m}^n, Co_{k,0,m}^n = Co_{k,1,m}^n, Co_{k,L-1,m}^n = Co_{k,L,m}^n. \end{aligned} \quad (12)$$

ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები:

$$\begin{aligned} \tilde{w}_{k,l,0} &= \tilde{w}_{k,l,M} = 0, \quad Co_{k,l,M-1}^n = Co_{k,l,M}^n, \\ v_{k,l,1}^n u_{k,l,1}^n &= A |v_{0k,l,0}^n| u_{k,l,1}^n \Delta \zeta_0, \quad v_{k,l,1}^n v_{k,l,1}^n = A |v_{0k,l,0}^n| v_{k,l,1}^n \Delta \zeta_0, \quad \text{როცა } m=0 \\ v_{k,l,1}^n (\vartheta_{k,l,1}^n - \vartheta_{nk,l,0}^n) &= A |v_{0k,l,0}^n| (T_{k,l,1}^n - T_{\delta k,l,0}^n - \bar{T} - \gamma \delta_{k,l}) / \bar{T} \Delta \zeta_0, \\ v_{k,l,1}^n (q_{k,l,1}^n - q_{k,l,0}^n) &= A |v_{0k,l,0}^n| (q_{k,l,1,0}^n - q_{\delta k,l,0}^n) \Delta \zeta_0, \\ v_{k,l,1}^n u_{k,l,1}^n &= A |v_{0k,l,0}^n| m_{k,l,1}^n \Delta \zeta_0, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \tilde{w}_{k,l,M} = 0, \quad \varphi_{k,l,m} = \frac{g\Delta T}{R\bar{T}}(h_{k,l}^n - h_{k,l}^0), \quad \psi_{k,l,M-1} = \psi'_{k,l,M}, \quad \text{როცა } m = M \\ u_{k,l,M-1}^n = u_{k,l,M}^n, \quad v_{k,l,M-1}^n = v_{k,l,M}^n, \quad Co_{k,l,M-1}^n = Co_{k,l,M}^n \end{aligned}$$

საწყისი პირობები ნადაგის მახასიათებელი ჰიდროლოგიური და თერმიული პარამეტრებისათვის C , T_{soil} და T_{sea} შემდეგია:

$$C_{k,l,0} = C_{k,l,0}^0, \quad T_{soil\ k,l,0} = T_{soil\ k,l,0}^0, \quad T_{sea\ k,l,0} = T_{sea\ k,l,0}^0.$$

ვერტიკალური სასაზღვრო პირობები ჩაიწერება ასეთი სახით:

$$\begin{aligned} \rho_{soil} c_{soil} K_{soil} (T_{soil,0}^n - T_{soil,1}^n) / \Delta z - \rho c_p A |v_{0,k,l,1}| (T_{k,l,1}^n - (T_{k,l,0}^n - \\ \bar{T} - \gamma \delta_{k,l})) / h \Delta \zeta - \rho c_p A |v_{0,k,l,1}| (q_{k,l,1}^n - q_{k,l,0}^n) / h \Delta \zeta = I_g \quad \text{როცა } k = 0. \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} C_0 = C_{por,0} \quad \text{როცა } \int_0^1 \partial N / \partial t d\zeta > 0 \\ \frac{D_0(C_0^n - C_{-1}^n)}{\Delta z} = \frac{\rho_w}{\rho_q} A |v_{0,0}| (q_{k,l,1}^n - q_{k,l,0}^n) / h \Delta \zeta_0 \quad \text{როცა } \int_0^1 \partial N / \partial t d\zeta \leq 0, \end{aligned} \quad (15)$$

$$C_{-K_S+1} = C_{-K_S}, \quad T_{soil\ -K_S+1} = T_{soil\ -K_S}, \quad T_{sea\ -K_S+1} = T_{sea\ -K_S}, \quad \text{როცა } k = -K_S. \quad (16)$$

მოდელში გამოიყენებული ფიზიკური პარამეტრების მნიშვნელობებია:

$R = 287 \text{ მ}^2 \text{ წმ}^{-2} / \text{ოკ}$; $R_m = 461.51 \text{ მ}^2 \text{ წმ}^{-2} / \text{ოკ}$; $g = 10 \text{ მ წმ}^{-2}$; $l = 10^{-4} \text{ წმ}^{-1}$; $\sigma = 10^{-4} \text{ მ}^{-3}$; $T_0 = 270^{\circ} \text{K}$; $\Delta T = 20^{\circ} \text{C}$; $\chi = 42^{\circ}$; $\Delta \theta = 40^{\circ} \text{C}$; $E_{max} = 1.5 \times 10^{-8} \text{ მ წმ}$; $D_{max} = 15 \times 10^{-8} \text{ მ}^2 / \text{წმ}$; $\Delta \zeta_0 = 10^{-2}$; $M_{max} = 2 \times 10^{-4}$; $K_{sea} = 15 \times 10^{-6} \text{ მ}^2 / \text{წმ}$; $K_{soil} = 3 \times 10^{-7} \text{ მ}^2 / \text{wm}$; $\rho_{sea} = 1.1 \text{ გ/სმ}^3$; $a_0 = 1.396 \times 10^3 \text{ ვტ/მ}^2$; $b_0 = 10.2094 \times 10^3 \text{ ვტ/მ}^2$; $A_\lambda = 0.15$ ზღვისა და $A_\lambda = 0.2$ ნიადაგის შემთხვევაში; $A_{g,q} = 1.1$; $A_u = 1.6$; $A_e = 0.39$; $B_e = 0.058$; $f_g = 0.9$; $C_{por} = 0.3$; $C_{con} = 0.01$; $Z_{soil} = Z_{sea} = 1 \text{ მ}$; $rad = 0.0023 \text{ მ}^{-1}$; $\Delta z = 0.05 \text{ სმ}$; $\zeta_1 = 3/16$; $\delta_0 = 100 \text{ მ}$; $c_p = 1.005 \times 10^3 \text{ ჯ/კგ გრად}$; $c_{p,soil} = 0.4 \text{ კალ/სმ}^3 \text{ გრად}$; $c_{sea} = 4.09 \text{ ჯ/გ.გრად}$; $L = 2.5 \times 10^6 \text{ ჯ/კგ}$; მზის დახრილობა $\psi = 22^{\circ}$ რაც შეესაბამება ივნისის თვეს. რაც შეეხება K , L , M , Δx , Δy , $\Delta \zeta$, Δt მათი მნიშვნელობები იცვლება მოდელირებული კონკრეტული ამოცანის შესაბამისად.

ამრიგად, ამოცანა მდგომარეობს (1), (8)-(10) ალგებრულ განტოლებთა სისტემის ამოხსნაში (11)-(16) პირობების გამოყენებით.

ლიტერატურა:

1. J.M.Samet,S.L.Zeger, F. Dominic, F. Curriero,et al.The National Morbidity, Mortality, and Air Pollution Study. Part II: Morbidity and Mortality from Air Pollution in the United States; Research Report, 94. Health Effects Institute: Cambridge, MA, USA, 2000.
2. C.A Pope., R.T. Burnett,M.J.Thun, E.E. Calle,D. Krewski, et al. Lung cancer, cardiopulmonary mortality, and long-term exposure to fine particulate air pollution. J. Am. Med. Assoc, 287, 2002, pp. 1132–1141.
3. K. Katsouyanni, G. Touloumi, C. Spix, J. Schwartz, et al. Short term effects of ambient sulphur dioxide and particulate matter on mortality in 12 European cities: Results from time series data from the APHEA project. BMJ, 314, pp.1658–1663, 1997.
4. Ю. А. Израэль. Экология и контроль состояния природной среды. Ленинград, Гидрометеиздат, 1979. 375 с.
5. Mortality and burden of disease from ambient air pollution-WHO.
https://www.who.int/gho/phe/outdoor_air_pollution/burden/en/.
6. Загрязнение воздуха и жизнь растений. Под ред. М. Трешоу. Ленинград, Госгидрометиздат, 536 с.
7. S. Ji., C. R. Cherry, W. Zhou, R. Sawhney, et al. Environmental justice aspects of exposure to PM_{2.5} emissions from electric vehicle use in China. Environ. Sci. Technol., 49, 2015, pp. 13912-13922.
8. F.J. Gonzalez-Barcala, S. Pertega, L. Garnelo, T.P. Castro, M. Sampedro, J.S. Lastres, M.A.San, Jose Gonzalez, L. Bamonde, L. Valdes, J.-M. Carreira, A.L. Silvarrey. Truck traffic related air pollution associated with asthma symptoms in young boys: a cross-sectional study. Public Health, 127, 2013., 10.1016/j.puhe.2012.12.028.
9. E.R. Svendsen, M. Gonzales, S. Mukerjee, L. Smith, M. Ross, D. Walsh, S. Rhoney, G. Andre H. Ozaynak, L.M. NeasGIS-modeled indicators of traffic-related air pollutants and adverse pulmonary health among children in El Paso, Texas. Am. J. Epidemiol., 176 (2012), pp. 131-141, 10.1093/aje/kws274.
10. J. Cao, C. Yang, J. Li, R. Chen, B. Chen, D. Gu, H. Kan. Association between long-term exposure to outdoor air pollution and mortality in China: a cohort study. J. Hazard. Mater., 186, 2011, pp. 1594-1600, 10.1016/j.jhazmat.2010.12.036
11. Y. Guo, H. Zeng, R. Zheng, S. Li, A.G. Barnett, S. Zhang, X. Zou, R. Huxley, W. Chen, G. Williams The association between lung cancer incidence and ambient air pollution in China: a spatiotemporal analysis. Environ. Res., 144, 2016, pp. 60-65, 10.1016/j.envres.2015.11.004
12. W. Nicole. Air pollution and diabetes risk. Environ. Health Perspect., 123 (2015), p. 901689, 10.1289/ehp.1307823.4.
13. M. Jerrett, M.M. Finkelstein, J.R. Brook, M.A. Arain, P. Kanaroglou, D.M. Stieb, N.L. Gilbert, D. Verma, N. Finkelstein, K.R. Chapman, M.R. Sears. A cohort study of traffic-related air pollution and mortality in Toronto, Ontario, Canada. Environ. Health Perspect., 117 (2009), pp. 772-777, 10.1289/ehp.11533
14. List of most polluted cities by particulate matter concentration.
https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_most_polluted_cities_by_particulate_matter_concentration.
15. Environmental pollution,<http://nea.gov.ge/ge/service/garemos-dabindzureba/7/biuleteni/>.
16. ს. გუნია, გ. გუნია. გარემოს გაჭუჭყიანების თანამედროვე მდგომარეობა. თბილისი, მეცნიერება და ტექნიკა. 1975, გვ. 53-56.
17. Г.С. Гуния. Вопросы мониторинга загрязнения атмосферного воздуха на территории Грузинской ССР. Ленинград, Гидрометеиздат. 1985, 84 с.
18. С.У Гуния., Г.С. Гуния. К вопросам исследования состояния загрязнения атмосферы на территории Грузинкой ССР. Труды Груз СХИ, 101, 1977, с. 201-208.
19. G. Gunia, Z. Svanidze, L. Svanidze. The Determination of Metals' Microadmixture in Atmospheric Air. Bull. Georg. Acad. Sci., v. 154, No. 3, 1996, pp. 165-170.
20. გ. გუნია. ატმოსფეროს ეკოლოგიური მონიტორინგის მეტეოროლოგიური ასპექტები. თბილისი, ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, 2005, 265 გვ.

21. Davitashvili T., Dikhaminjia N., Gunava G., Komurjishvili O. Pollutants Transfer in Environment with One New Three Dimensional Numerical Scheme. Seminar of I. Vekua Institute of Applied Mathematics REPORTS, vol. 28, 2002, pp. 25-30.
22. D.Gordeziani, T. Davitashvili, Z. Khvedelidze. On the One Mathematical Model of the Georgian Transport Corridor Pollution. Bulletin of the Georgia Academy of Sciences 162 (1), 2000, pp. 73-76.
23. T. Davitashvili. Mathematical modeling pollution from heavy traffic in Tbilisi streets WSEAS Trans on Environment and Development, v. 5, 2009, pp. 498-507,
24. T. Davitashvili. Mathematical simulation of air pollution in Tbilisi streets for rush hours. Proc., 2nd WSEAS Int. Conf. on Finite Differences, Finite Elements, Finite Volumes, Boundary Elements, Stevens Point, Wisconsin, USA. 2009.
25. D. Gordeziani, T. Davitashvili. Mathematical model of the atmosphere pollution with non-classic boundary condition. Applied Mathem. and Informatics 4 (1), 1999, pp. 75-92.
26. Т. С. Уланова, М. В. Антипева, М. В. Волкова, М. И. Гилева. Исследование содержания мелкодисперсных частиц в атмосферном воздухе вблизи автомобильных дорог. DOI:10.21668/health.risk/2016.4.05.
27. В. Ф. Ккутенов, В. В. Степанов, В. К. Азаров. О реальном Выбросе Твердых частиц автомобильным транспортом. Экология, № 4(81), 2013, с. 45-47.
28. М. В. Графкина, А. В. Азаров, Д. Р. Добринский, Д. А. Никененко. К вопросу контроля и нормирования выбросов мелкодисперсной пыли в атмосферном воздухе при движении автомобильного транспорта. Вестник МГСУ. 2017, т. 12, вып. 4(103), с. 373-380. DOI: 10.22227/1997-0935.2017.4.373-380.
29. В.Н. Азаров. Об организации мониторинга PM_{10} и $PM_{2,5}$ на примере г. Волгограда // Вестник Волгоградского государственного архитектурно-строительного 2011. Вып. 25 (44). С. 398–401.
30. A. S Monin. The equation of turbulent diffusion. Dokl. Akad. Nauk.SSSR.1955, v. 105, p. 256-259.
31. R. W Boubel, Donald L. F, D. B. Turner and A. C. Stern. Fundamentals of Air Pollution - (Third Edition). Academic Press, 1994. 574 pp. www.sciencedirect.com/science/book/9780080507071
32. Степаненко С. Н., Волошин В. Г. Анализ Функции плотности распределения концентрации в гауссовых моделях рассеяние примеси в атмосфере, 2008, № 3, с. 5-15.
33. М. Е. Верлянд. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнение атмосферы. Ленинград б Гидрометеиздат, 1975.
34. Schwere, S., A. Stohl and M. W. Rotach, 2002: Practical considerations to speed up Lagrangian stochastic particle models. Computers & Geosciences Vol. 28, 143-154.
35. Cheng X., Ding G., Li D. Differences in MM5 and WRF Meteorological Field Simulations and Impact on Air Quality Forecasting by CMAQ Model. Res. Environ. Sci., 2009,22, 1411-1419.
36. Grell G.A., Schmitz P.R., Mckeen S.A., Frost G., Skamarok W.C., Eder B. Fully coupled “online” chemistry within the WEF model. Atmos. Environ, 2005, 39, 6957-6975.
37. Chuang M.T., Zhang Y., Rang D. Application of WEF/ Chem-MADRID for real-time air quality forecasting over the Southeastern United States. Atmos. Environ., 2011, 45, 6241-6250.
38. Wener M., Kryza M., Orzunska H., Skjos C., Walaszek K., Dore A.j. Applica of WRF-Chem to forecasting PM_{10} concentrations over Poland. In Proceedings of the HARMO 2014-16th International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modeling for Regulatory Purposes, Varna, Bulgaria, 8-11 September, 2014.
39. Kochanski A.K., Beezley J. D., Mandel J., Clements C.B. Air Pollution forecasting by coupled atmosphere-fire model WDF and SFIRE with WRF-Cem. In Proceedings of the 4th Fire Behavior and Fuels Conference. Raleigh. NC. USA. 18-22 February 2013,1-12.
40. Aloyan, A.E., Egorov, V.D., Marchuk, G.I. and Piskunov, V.N. Aerosol Formation Mathematical Modelling with Consideration for Condensation Kinetics. Russ. J. Num. Anal. Math. Model, v.7, 1993, pp. 457–472.

41. Aloyan, A.E., Arutyunyan, V.O. and Marchuk, G.I. Dynamics of Mesoscale Boundary Atmospheric Layer and Impurity Spreading with the Photochemical Transformation Allowed for. *Russ. J. Num. Anal. Math. Model*, v.,10, 1995, pp. 93–114.
42. Aloyan, A.E. (2000). Numerical Modelling of the Interaction of Gas Species and Aerosols in the Atmospheric Dispersive Systems. *Russ. J. Num. Anal. Math. Model*.15, 2000, pp. 211–224.
43. Piskunov, V.N., Golubev, A.I., Goncharov, E.A. and Ismailova, N.A.). Kinetic Modeling of Composite Particles Coagulation. *J. Aerosol Sci.* 28, 1997, pp. 1215–1231.
44. Long J., Cheng S., Li J., Chen D., Zhou Y., et al. (2013). A Monitoring and Modeling Study to Investigate Regional Transport and Characteristic of PM_{2.5} Pollution. *Aerosol and Air Quality Research*. 13: 943-956.
45. A. Ebe, T. Davitashvili, D. Gordeziani, H.J. Jakobs, M. Memmesheimer and J. Tavkhelidze. Numerical Modeling of air pollution on regional and local scales. *AMIM*, 2004, 9,1-13.
46. G. Djolov, G. Fourie, J. Plemaar. Modeling Long-Range Transport and Chemical Transformation of Pollutants in Southern Africa Region. *Український гідрометеорологічний журнал*, 2009, No. 4, с.136-146.
47. R. Brodzinsky, B. Cantrell, R. Endlich, C. Bhumralkar. A long range air pollution transport model for Eastern North America-II Nitrogen oxides. *Atmospheric Environment*, 1984, vol.2, No. 11, 2361-2366.
48. G. Djolov, D. Yordanov, D. Suyakov. Modelling the long-range transport of air pollutants with atmospheric boundary layer chemistry. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1987, vol. 41, 407-416.
49. Guorui Feng, Qi Liao. Shengyong Hu. Numerical Simulation of Particulate Matter 2.5 Distribution in a Roadway. *Nature. Scientific Reports*, volume 8, Article number: 13220, 2018.
50. Shlichkov V. A., Malbakhov V. M., Leghenin A. A. Numerical modeling of atmospheric circulation and transfer of contaminating impurities in Norilsk valley. *Atmospheric and Oceanic Optic.* 18, 2005, pp. 490-496.
51. Novak, L. Bizjan, B. Pražnikar, J. Horvat, B. Orbančić, A. Širok, B. Numerical Modeling of Dust Lifting from a Complex-Geometry Industrial Stockpile. *Strojniški vestnik - Journal of Mechanical Engineering*, 61, 2015, 621-631.
52. Y. Wang, Y. Zhou, J. Zuo, and R. Rameezdeen. A Computational Fluid Dynamic (CFD) Simulation of PM₁₀ Dispersion Caused by Rail Transit Construction Activity: A Real Urban Street Canyon Model. *International Journal of Environmental Research and Public Health*. v.15(3); 2018. doi: 10.3390/ijerph15030482
53. Habilomatis G., Chaloulakou A. A CFD modeling study in an urban street canyon for ultra fine particles and population exposure: The intake fraction approach. *Sci. Total Environ.* 2015, 530:227–232. doi: 10.1016/j.scitotenv.2015.03.089.
54. Yazid A.W.M., Sidik N.A.C., Salim S.M., Saqr K.M. A review on the flow structure and pollutant dispersion in urban street canyons for urban planning strategies. *Simulation*. 2014. 90:892–916. doi: 10.1177/0037549714528046.
55. Jin X.M., Yang L.J., Du X.Z., Yang Y.P. Sensitivity analyses of ultrafine particle dispersion inside an isolated street canyon. *Powder Technol.* 2016. 304:143–156. doi: 10.1016/j.powtec.2016.07.060.
56. Ahmad K., Khare M., Chaudhry K.K. Wind tunnel simulation studies on dispersion at urban street canyons and intersections—A review. *J. Wind Eng. Ind. Aerod.* 2005, 93:697–717. doi: 10.1016/j.jweia.2005.04.002.
57. Stabile L., Arpino F., Buonanno G., Russi A., Frattolillo A. A simplified benchmark of ultrafine particle dispersion in idealized urban street canyons: A wind tunnel study. *Build. Environ.* 2015,93:186–198. doi: 10.1016/j.buildenv.2015.05.045.
58. Surmava A. A. Numerical investigation of the modeling of transportation and deposition of the radioactive pollution in the Caucasian Region in case of the hypothetical accident on the Armenian Nuclear Power Plant. *Journal of the Georgian Geophysical Society*. 15B, 2012, pp. 32-45.

59. Kordzadze A., Surmava A., Kukhalashvili V. Numerical investigation of the air possible pollution in case of large hypothetical accidents at some industrial territories of the Caucasus. *Journal of the Georgian Geophysical Society*. 16 B, 2013, pp.13-23.
60. Surmava, V. Kukhalashvili. Numerical modeling of the possible pollution of the atmosphere over the eastern part of the Black Sea. *Bulletin of Akaki Tsereteli State University*, 2013, pp. 122–125.
61. A. Surmava, N. Gigauri. Spatial Distribution of Dust Concentration in Kakheti Atmosphere in Case of Non-stationary Sources of Pollution, *J. Georgian Geophysics Soc., Issue B, Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma*, 2016, v. 19b, pp. 18-25.
62. A. Surmava, L. Gverdtsiteli, N. Gigauri, L. Intskirveli. Numerical Simulation of Dust Distribution over the Complex Terrain Region of Georgia. *Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue A*. v. 20 A, 2017, pp. 37-43.
63. Surmava. A. Numerical Modeling of Zestafoni City Dust Dispersion in case of Western Wind. *J. Georgian Geophysics Soc., Issue B, Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma*, v. 21(2), 2018, pp. 21-26.
64. Gigauri N. G. Gverdtsiteli L. V., Surmava A. A., Intskirveli L. N. Numerical Simulation of Industrial Dust Distribution in the Territory of Zestafoni, Georgia. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*. V. 230. 2018. pp. 119-128
65. Gigauri N. G. Gverdtsiteli L. V., Surmava A. A., Intskirveli L. N. Numerical Simulation of Industrial Dust Distribution in the Territory of Zestafoni, Georgia. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*. V. 230. 2018. pp. 119-128.
66. Марчук Г. И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. Москва, Наука, 1982, 320 с.
67. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. Ленинград, Гидрометеорологическое издательство, 1969, 296 с.
68. Orlanski I. A rational sub division of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 56, 1975, pp. 527-530.
69. Ogura Y. A review of numerical modeling research on small-scale convection in the atmosphere. *Meteor. Monogr., Amer. Meteor. Soc.*, No. 27, 1963, pp. 65-76.
70. Gambo K. The characteristic feature of medium-scale disturbances in the atmosphere, pt. I. *J. Meteor. Soc. Japan. Seer. II*, 48, No. 3, 1970, pp. 328-341.
71. Пушистов П. Ю., Шличков В. А. Влияние планетарного Пограничного слоя на развитие крупно- и среднемасштабных бароклинных волн. *Изв. АН СССР, Физика Атмосферы и океана*, т. 13, No. 2, с. 115-122.
72. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. Ленинград, Гидрометеоздат. 1955, 647 с.
73. Гасина Ф. А., Лайхтман Д. Л., Мельникова И. И., Палагин Э. Г., Подолская Э. Л., Радикевич В. М., Юргенсон Л. П. Динамическая метеорология. Ленинград, Гидрометеоздат, 1976, 608.
74. Шличков В. А., Пушистов П. Ю. О взаимодействии среднемасштабных возмущений пограничного слоя и свободной атмосферы. *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана*, т. 15, No. 12, 1979, с. 1244-1252.
75. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград, Гидрометеоздат, 1974, 304 с.
76. Деметрашвили Д. И. Нестационарная задача о мезомасштабных процессах в свободной атмосфере над орографически неоднородной поверхностью земли. *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана*, т. 15, No.7, 1979, с. 699 - 709.
77. Demetrshvili D. A nonstationary three dimensional problem of mesoscale processes over orographically inhomogeneous Earth's. *International workshop on limited-area and variable resolution models*, Beijing, China, 23 – 27 October, WMO/TD, No. 699, 1995, pp. 293 – 298.
78. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. Ленинград, Гидрометеоздат, 1981, с. 311.
79. Димников В. П. Об одной постановке задач прогноза полей влажности в атмосфере. *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана*, т. 7, No.12, 1971, с. 1311 – 1314.

80. Марчук Г. И., Дымников В. П., Залесный В. Б., Лыкосов В. Н., Галин В. Я. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Ленинград, Гидрометеиздат, 1981, 329с.
81. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Динамика облаков. Ленинград, Гидрометеиздат, 1984, 752с.
82. Чаилдс Э. Физические основы гидрологии почв. Ленинград, Гидрометеиздат, 1973, 329с.
83. Чудновский А. Ф. Теплофизика почвы. Москва, Наука, 1976, 352с.
84. Будаговский А. И. Впитывание воды в почву. Москва, Изд-во АН СССР, 1955, 253с.
85. Shuman F. G., Hovermale L. R. An operational six-level primitive equation model. Journ. Appl. Mech., v. 7, No.4, 1968, pp. 525-547.
86. Шуман Ф. Многоуровневая модель по полным уравнениям. Лекции по численным методам прогноза погоды. Ленинград, Гидрометеиздат, 1969, с. 481-498.
87. Y. Roustan, C. Birman, M. Bocquet, Camille Birman, P. Tran. Atmospheric dispersion of radionuclides from the Fukushima-Daichii nuclear power plant. Map of ground deposition of caesium-137 for the Fukushima-Daichii accident. <http://cerca.enpc.fr/en/fukushima.html>
88. UNSCEAR, 1988 REPORT. Annex D. Exposures from the Chernobyl accident. <http://www.unscear.org/docs/reports/1988annexd.pdf>
89. Fukushima Accident 2011. http://www.unscear.org/docs/reports/2008/11-80076_Report_2008_Annex_D.pdf
90. Turkey's Energy Minister: "Metsamor Nuclear Power Plant in Armenia must be closed" <http://en.apa.az/news>.
91. Turkey warns Armenia about 40-year old nuclear plant <http://www.trdefence.com/2011/04/18/turkey-warns-armenia-about-40-yo-nuclear-plant/>.
92. Azerbaijan Urges UN to Halt Armenian Nuclear Plant. <http://en.rian.ru/world/20120423/172992199.html>
93. V. Winiarek, M. Bocquet, Y. Roustan, C. Birman, P. Tran. Atmospheric dispersion of radionuclides from the Fukushima-Daichii nuclear power plant. Map of ground deposition of caesium-137 for the Fukushima-Daichii accident. <http://cerca.enpc.fr/en/fukushima.html>
94. Ishikava H. Evaluation of the effect of horizontal diffusion on the long-range atmospheric transport simulation with Chernobyl data. J. Appl. Meteor. 1995, v. 34, pp. 1653-1665.
95. Казаков А. Л., Лазриев Г. Г. Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы. Изв. АН СССР, Геофизика, 1978, No. 3.
96. კორძაბია მ. საქართველოს ჰავა. საქართველოს მეცნ. აკადემიის გამ-ბა, 1964, 240 გვ.
97. ელიზბარაშვილი ე. საქართველოს კლიმატური რესურსები. თბილისი, 2007, 328 გვ.
98. Климат и климатические ресурсы Грузии. Труды ЭАННИГМИ, вып 34(50)6 Ленинград, Гидрометеиздат, 1971, 384. https://air.gov.ge/media/report_files/annual/ge.
99. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52. 10.186-89. 615 с.1989.
101. Zilitinkevich S. S., Monin A. S. Turbulence in dynamic models of the atmosphere. Leningrad, Nauka, 1971.
102. Marchuk G. I., Kochergin V. P., Sarkisyan A. S., et al., Mathematical models of ocean circulation. Nauka, Novosibirsk, 1980.

NUMERICAL MODELING OF THE TRANSBORDER, REGIONAL AND LOCAL DIFFUSION OF THE DUST IN GEORGIAN ATMOSPHERE

Aleksandre Surmava, Liana Intskirveli, Vepkhia Kukhalashvili

Summary

Georgia acquires new functions over the last years. From agrarian and industrial republic it gradually transforms into the state performing the cultural-recreational functions and functions of arrangement the international events. Due to its unique relief, high mountains, glaciers, deep gorges, canyons, caves, semi-deserts, very humid subtropical Kolkheti lowland (Colchis), Black Sea azure coast, clear sky and monuments with several thousand year history, Georgia becomes one of the most attractive locations at the touristic map.

Georgia gets the functions of very important transportation hub connecting Asia and Europe, North-East Europe and Near East. Dozens of thousand tons of goods and hundreds of thousand passengers are conveyed every year through our country by heavy trucks and light vehicles in all four directions. Many thousands of cars move through the complex-terrain streets of Tbilisi and other cities of Georgia.

Many industrial and large administrative centers are located in the republics of the South Caucasus. Industrial enterprises and motor transport every day emit large quantity of atmosphere polluting agents, atmospheric propagation of which at the adjacent territories frequently makes the pollution level higher than maximum allowable one. This circumstance causes ecological state deterioration, has a negative effect on human health and creates problems for realization of cultural-recreational and touristic-health-improving destination of Georgia.

All this puts forward a question of principle – how to elaborate and carry-out such air-protective measures, which will preserve high degree of air purity at urban and touristic-recreational territories without deterioration of economical status of Georgia. Accomplishment of the mentioned tasks is possible using practical measurements and methods of theoretical studies.

The presented work deals propagation of dust – one of the primary atmosphere polluting ingredients in Georgia using the methods of theoretical, mathematical and numerical modeling in its regions and Tbilisi city atmosphere. Results of researches carried out over the recent years in the Institute of Hydrometeorology of Georgian Technical University and the M. Nodia Institute of Geophysics of I. Javakhishvili Tbilisi State University are described in it.

A scientific literature devoted to theoretical investigations of atmosphere pollution is analyzed **in the introduction**. It is shown that the available theoretical models can be conventionally divided into semi-empirical, Gauss, Lagrange and Euler models. The limits of their application and peculiarities are shown.

The Chapter I is devoted to the statement of mathematical problem, receipt of main equation and its simplification proceeding from the task specificity. A large-scale analysis of equations is conducted, free convection method and relief-following coordinate system are used. There is derived the system of 3D non-linear non-steady-state equations, which takes into account thermal processes running in soil and water, uses the parametrization method for surface layer of the atmosphere and describes temporal and spatial variations of meteorological fields and substances available in the atmosphere. The algorithm of equation system numerical integration with corresponding initial and boundary conditions is developed, as well as computer calculation program. Schuman explicit scheme, Crank-Nicolson method, and implicit numerical scheme of processes and coordinates splitting are used when elaborating algorithm.

The Chapter 2 is devoted to the study of dynamics of cross-border transfer of passive polluting agents and radiation dust emitted in large quantities into atmosphere due to hypothetic accident at the territory

of the South Caucasus, when the pollution source is located in Poti, Baku and Metsamor cities. The modeling will be made for more than three-day time interval. Through analysis of results obtained via calculation, dust propagation top-priority directions in summer period were identified in case of different background winds; effect of the Greater Caucasus, Smaller Caucasus and Likhi range orography on regional wind field formation and polluting ingredients diffusion process. It is shown that the direction of passive ingredients propagation emitted in the vicinity of Poti depends on background wind velocity. Ingredients emitted during light western winds are spread in both eastern and north-western directions. After 48 hours they are completely localized in the neighborhood of the Stavropol steppe.

Ingredients emitted into Baku atmosphere may cause the Caucasus region pollution during background eastern or south-eastern winds. In case of light eastern wind, aerosols emitted within first 6 hours are transferred throughout Absheron peninsula. Afterwards, pollution is propagated in the western direction to the south part of the Smaller Caucasus and for $t = 24$ h occupies the territories of Azerbaijan, Armenia and eastern part of Turkey. In the subsequent period, for $t = 48$ h an aerosol cloud occupies a large territory of the South Caucasus from Caspian Sea to the eastern part of Black Sea (including). Aerosols emitted during background light south-eastern winds doesn't cause South Caucasus pollution and are intensely transferred in the northern direction, along the established meso-scale wind. Cloud of polluting agents within $t=24$ h leaves the territory of South Caucasus.

Pollution cloud formed during south-eastern wind in case of hypothetical emission from Metsamor atomic power station moves in the northern direction and divides into two clouds influenced by the Caucasus Mountain Range. One of them, in the course of 48 hours, crosses over Likhi range and spreads to the vicinity of northern part of the Western Kolkheti and eastern part of the Black Sea. The second cloud, after passing Jvari pass spreads above the north-western slope of the Greater Caucasus range. The zone of radiation dust settlement on the soil and relative surface density of ingredients deposited on the underlying surface within 24 hours are determined via calculations.

Diurnal change of propagation and pollution with a dust available in the atmosphere of Kakheti region and western part of the Eastern Georgia is modelled in **the Chapter 3** in case of main meteorological situations. Both common patterns and peculiarities characteristic for separate situations of dust transfer-diffusion processes are investigated.

It is established that a basic mass of dust available in the atmosphere of region's cities is spread to small distances only and is concentrated directly in the vicinity of points of pollution, in horizontal direction from human settlements. At 2-4 km distance from the point of pollution its concentration decreases roughly 10 times, while at longer 20-30 km distances concentration is reduced approx. $10^2 - 10^3$ -times. Vertical turbulent transfer of polluting agents in the surface layer of the atmosphere is prevalent compared to horizontal transfer. That's why, a vertical structure of the area polluted with a dust in 100 m thick surface layer of the atmosphere is virtually permanent. It is just slightly extended in horizontal direction. The horizontal dimensions of polluted zone in the atmospheric boundary layer (at 600-1000 m height from the Earth surface) substantially increase in both air flow and perpendicular directions. Temporal variations of air flow and turbulence have an effect on spatial distribution of air entering into the atmosphere from cities. Dust propagated in the air of the major part of the region. Despite this fact, the concentration, higher than 0,1 average diurnal MAC is obtained in the close proximity of Tbilisi and Rustavi cities only. At the rest territories the concentration is far less than 0,1 MAC. Vertical area of dust propagation is confined by the atmospheric boundary layer, and in the free atmosphere above pollution is manifested in the form of separate plumes only.

The chapter 4 is devoted to analysis of dust propagation numerical modeling originated in the atmosphere of Tbilisi and adjacent territories resulting from motor transport traffic. Modeling is conducted at the high-definition spatial grid. Concentration change kinematics and its diurnal patterns in case of light, average and strong background eastern and western winds are studied. Locations of dust accumulation and high concentration areas are identified during differently directed winds. Through analysis of velocity and concentration fields of formed local wind there is established that a spatial

distribution of heavy polluted areas depends on highways location, dynamic impact of relief and on local circulation systems formed due to thermal regime diurnal change at underlying surfaces. It is established that in the process of dust quantitative change, four stages can be separated in heavy polluted areas: 9PM-6AM – atmosphere self-purification, 6AM-9AM – rapid growth of concentration; 9AM-3PM – slightly reduced or constant concentration; 6PM-9PM – concentration rise.

It should be mentioned in the end that just one source of pollution – motor transport is foreseen in the model, while other sources of pollution, such as a dust deposited on soil, roofs of the houses and other underlying surfaces, is not taken into account. While the dust quantity caught up from these sources and entering the atmosphere during winds of average force can be neglected due to its small quantity, in case of strong winds their impact will be presumably substantial and will change dust spatial distribution pattern. The mentioned problem has to be considered in the follow-up studies.

რედაქტორი ბ. ცხადაძე

გადაეცა წარმოებას 16.09.2021. ხელმოწერილია დასაბეჭდად 29.09.2021. ქალაქის ზომა 60X84
1/8. პირობითი ნაბეჭდი თაბანი 8,5. №3481.

საგამომცემლო სახლი „ტექნიკური უნივერსიტეტი“, თბილისი, კოსტავას 77



Verba volant,
scripta manent



ალექსანდრე სურმავა - ფიზიკა მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი, საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტისა და ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდias სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტის მთავარი მეცნიერ თანამშრომელი.



ლიანა ინჭკირველი - ქიმიურ მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორი, საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის ბუნებრივი გარემოს დაბინძურების მონიტორინგისა და პროგნოზირების განყოფილების ხელმძღვანელი.



ვეფხია კუხალაშვილი - მათემატიკის მაგისტრი, ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდias სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტის მეცნიერ თანამშრომელი.