

მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტი

ნანა ნეზიერიძე-ჭელიძე

სინოტივის მიწისპირა ველის ემპირიულ-სტატისტიკური
მოდელი საქართველოს ტერიტორიისათვის

04.00.23 – გეოფიზიკა. ატმოსფეროს და ჰიდროსფეროს ფიზიკა

დისერტაცია

ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა კანდიდატის სამეცნიერო ხარისხის

მოსაპოვებლად

მეცნიერ ხელმძღვანელი: ფიზ.-მათ. მეცნიერებათა
დოქტორი ნ. ბეგალიშვილი

თბილისი

2006

შინაარსი

შესავალი.

თემის აქტუალობა, კვლევის მიზანი და ამოცანები, კვლევის შედეგად მიღებული მეცნიერული სიახლენი, მათი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა.

1. ამოცანის თანამედროვე მდგომარეობა.
 - 1.1. მსოფლიოს სხვა რეგიონებში სინოტივის მიწისპირა ველის კვლევის (რეჟიმი და ცვალებადობა) ისტორია და თანამედროვე მდგომარეობა.
 - 1.2. საქართველოში სინოტივის ველის გამოკვლევის (რეჟიმი და ცვალებადობა) ისტორია და თანამედროვე მდგომარეობა.
 - 1.3. ამოცანის დასმა. კვლევის მეთოდების ზოგადი დახასიათება.
2. სინოტივის მიწისპირა ველის მონაცემთა ბაზის შექმნა.
 - 2.1. დაკვირვებათა რიგების კლიმატური ერთგვაროვნების შემოწმება.
 - 2.2. დაკვირვებათა რიგებში გაცდენილი (გამოტოვებული) მონაცემების აღდგენა შედარებით მოკლე პერიოდისათვის (3 თვემდე).
 - 2.3. დაკვირვებათა რიგებში გამოტოვებული მონაცემების აღდგენა შედარებით დიდ დროით ინტერვალებისათვის და მათი მიყვანა ერთ პერიოდამდე.
3. მიწისპირა სინოტივის ველის ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელი.
 - 3.1. წყლის ორთქლის დრეკადობის განაწილების თავისებურებანი.
 - 3.1.1. წლიური განაწილება.
 - 3.1.2. განაწილება წლის თბილ პერიოდში.
 - 3.1.3. განაწილება წლის ცივ პერიოდში.
 - 3.1.4. განაწილება თვეების მიხედვით (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი).
 - 3.2. ფარდობითი სინოტივის განაწილების თავისებურებანი.

- 3.2.1. წლიური განაწილება.
- 3.2.2. განაწილება წლის თბილ პერიოდში.
- 3.2.3. განაწილება წლის ცივ პერიოდში.
- 3.2.4. განაწილება თვეების მიხედვით (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი).
4. მიწისპირა სინოტივის ველის საუკუნეობრივი ცვლილების ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელი.
 - 4.1. წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნეობრივი ცვლილება.
 - 4.1.1. წლიური ცვლილება.
 - 4.1.2. ცვლილება წლის თბილ პერიოდში.
 - 4.1.3. ცვლილება წლის ცივ პერიოდში.
 - 4.1.4. ცვლილება ცალკეულ თვეებში (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი).
 - 4.2. ფარდობითი ტენიანობის საუკუნეობრივი ცვლილება.
 - 4.2.1. წლიური ცვლილება.
 - 4.2.2. ცვლილება თბილ პერიოდში.
 - 4.2.3. ცვლილება ცივ პერიოდში.
 - 4.2.4. ცვლილება ცალკეულ თვეებში (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი).
5. სინოტივის დამოკიდებულება ტემპერატურაზე საქართველოს პირობებში.
დასკვნები.
დანართი.
გამოყენებული ლიტერატურა.

შესავალი

თემის აქტუალობა. ტენის განაწილებას ატმოსფეროში, მის ფაზურ გადასვლებს და ტენბრუნვას უდიდესი როლი ენიჭება რეგიონში, კერძოდ, საქართველოს ტერიტორიაზე, კლიმატის ფორმირებაში და ჰიდროლოგიური რეჟიმის თავისებურებათა ჩამოყალიბებაში. წყლის ორთქლის არსებობა მნიშვნელოვნად მოქმედებს ატმოსფეროს და დედამიწის ზედაპირის სითბურ პირობებზე. ატმოსფეროში ტენიანობას მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს ქვეფენილი ზედაპირის სახე, ადგილმდებარეობის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები, ნიადაგის მდგომარეობა და სხვა ფაქტორები. XX საუკუნის ბოლოსთვის შესამჩნევი გახდა ზოგიერთ ამ ფაქტორზე ადამიანის სამეურნეო მოქმედების გავლენა. არ არის გამორიცხული საქართველოს ტერიტორიაზე ანთროპოგენური ზემოქმედების არსებითი გავლენა ატმოსფეროს ტენიანობაზე. ამრიგად, გასაგები ხდება ტენიანობის მნიშვნელობა ამა თუ იმ რეგიონის კლიმატური პირობების შეფასებაში, ხოლო მისი ცვალებადობა შეიძლება გამოდგეს კლიმატის ცვლილების ინდიკატორად. ამიტომ საქართველოს ტერიტორიაზე მიწისპირა ფენაში და თავისუფალ ატმოსფეროში ტენიანობის განაწილებისა და ცვალებადობის დადგენა აუცილებელია კლიმატის ცვლილების პროგნოზის პრობლემის განხილვისათვის.

კლიმატის წარმომქმნელი მეტეოროლოგიური ველების დიაგნოზისა და პროგნოზის ამოცანების პირველი ეტაპის გადაწყვეტა, გულისხმობს მეტეოროლოგიური ველების ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელების აგებას.

კვლევის ობიექტია საქართველოს ტერიტორიაზე მიწისპირა სინოტივის ველი, მისი მახასიათებლების – წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის რეჟიმებისა და დინამიკის შესწავლა, მათი საუკუნეობრივი ცვლილების დადგენა.

მიზანი და ამოცანები. თემის აქტუალობიდან გამომდინარე კვლევის ძირითადი მიზანია – საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში სინოტივის ველის ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელის აგება. ასეთი მოდელით შესაძლებელი უნდა იყოს ველის სივრცული სტრუქტურის აღდგენა განხილული პერიოდის ნებისმიერი მომენტისათვის.

მოდელის აგებამ მოითხოვა შემდეგი ამოცანების გადაწყვეტა:

1. საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში სინოტივის ველის (წყლის ორთქლის დრეკადობა და ფარდობითი სინოტივე) 90-წლიანი პერიოდის (1906-1995) მონაცემთა ბაზების შექმნა;
2. მიწისპირა სინოტივის ველის სივრცული ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელის აგება;
3. საქართველოს პირობებში სინოტივის ჰაერის ტემპერატურაზე დამოკიდებულების ემპირიული გამოკვლევა;
4. მიწისპირა სინოტივის ველის საუკუნეობრივი ცვლილების დადგენა.

ნაშრომის მეთოდოლოგიურ საფუძველს წარმოადგენს, როგორც ქართველ მეცნიერთა მკორძახიას, ი.ჯავახიშვილის, ლ.პაპინაშვილის,

ვ.გაგუას, რ.კორძახიას, ე.ელიზბარაშვილის, კ.თავართქილაძის, ნ.ბეგალიშვილის, ასევე უცხოელ მეცნიერთა ა.ობუხოვის, ნ.ბაგროვის, ო.დროზდოვის, ნ.კობიშევას და სხვათა შესაბამისი პუბლიკაციები. კვლევის საწყის ბაზად გამოყენებულია: კლიმატური ცნობარები, ჰიდრომეტეოროლოგიური ცენტრის ფონდებში არსებული დაკვირვების მასალები – ძირითადად TM-1-ის ცხრილები, რომლებშიც შეტანილია სადგურებზე წარმოებული გაზომვათა შედეგად მიღებული მეტეოელემენტების (კერძოდ, სინოტივის) მონაცემები.

მეცნიერული სიახლე. ნაშრომი წარმოადგენს საქართველოს პირობებში სინოტივის მიწისპირა ველის ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელის კვლევის პირველ ცდას, სადაც არსებითი სიახლეა:

1. საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული 90 პუნქტის 90-წლიანი (1906-1995 წ.წ.) პერიოდის წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის მონაცემთა ბაზების შექმნა.

2. მონაცემთა ბაზების საფუძველზე ამ ელემენტების რეჟიმის ამსახველი განაწილებათა ახალი სქემატური რუკების შედგენა საშუალო წლიური, სეზონური და თვის საშუალო მნიშვნელობების მიხედვით.

3. წყლის ორთქლის დრეკადობის საშუალო წლიური, საშუალო თვის, ცივი და თბილი პერიოდების მნიშვნელობების ზღვის დონიდან სიმაღლეზე დამოკიდებულებათა დადგენა.

4. მონაცემთა ბაზის საფუძველზე საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული ყველა სადგურისათვის წყლის ორთქლის დრეკადობის და ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების ტენდენციის გამოვლენა, შესაბამისი ტრენდების აგებით.

5. ამ ელემენტების საუკუნეობრივი ცვლილების სქემატური რუკების შედგენა საშუალო წლიური, თვეების და სეზონების მიხედვით.

6. მრავალწლიურ მონაცემთა ბაზაზე დაყრდნობით ტენიანობის ტემპერატურაზე დამოკიდებულების დადგენა საქართველოს პირობებისათვის, რომელიც, წყლის ორთქლის დრეკადობის სიმალლეზე დამოკიდებულებასთან ერთად, საფუძვლად დაედო სინოტივის ველის ემპირიულ-სტატისტიკურ მოდელს.

პრაქტიკული მნიშვნელობა: კვლევის შედეგები შეიძლება გამოყენებული იქნას თავისუფალ ატმოსფეროში ტენიანობის განაწილებისა და ცვალებადობის ტენდენციების დასადგენად, კლიმატის ცვლილების პროგნოზის პრობლემის გადასაწყვეტად. კვლევის შედეგების გამოყენებითი ხასიათი საშუალებას იძლევა მათი დანერგვისა პრაქტიკაში, მაგალითად, ეკონომიკის სხვადასხვა დარგებში: ჰიდროენერგეტიკაში, სოფლის მეურნეობაში, აგრომეტეოროლოგიაში, სამშენებლო კლიმატოლოგიაში და სხვ.

1. ამოცანის თანამედროვე მდგომარეობა

1.1. მსოფლიოს სხვა რეგიონებში სინოტივის მიწისპირა ველის კვლევის (რეჟიმი და ცვალებადობა) ისტორია და თანამედროვე მდგომარეობა

მსოფლიოში მრავალი გამოკვლევაა ჩატარებული ამ პარამეტრების განაწილებასა და ცვლილებასთან დაკავშირებით. მიღებულია

კორელაციური კავშირები სინოტივისა და სხვა მეტეოროლოგიურ ელემენტებს შორის. სტანჩევისა და მილენკოვას [77] მიერ შესწავლილია სინოტივის რეჟიმი ბულგარეთის ტერიტორიაზე ტროპოსფეროსა და სტრატოსფეროს დაბალ ფენებში. დადგენილია კანონზომიერებანი და თავისებურებანი აღნიშნულ ფენაში სინოტივის რეჟიმსა და ატმოსფეროს ცირკულაციას შორის.

გამოკვლეულია კორელაციური კავშირი სინოტივისა და სხვა მეტეოროლოგიურ ელემენტებს შორის ისეთ სადგურებზე, რომლებიც განლაგებულია სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში. დადგენილია მჭიდრო კორელაციური კავშირი სინოტივისა და ტემპერატურას შორის [109].

სინოტივის ლოკალური მოდელების საფუძველზე ზოგიერთი კვაზიერთგვაროვანი რაიონებისთვის შეფასებულია ატმოსფეროს საერთო ტენშემცველობა ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ტერიტორიაზე. მოცემულია აგრეთვე ანალიზი ამ ფიზიკური პარამეტრების სეზონებზე დამოკიდებულებასა და ფიზიკურ-გეოგრაფიულ მდებარეობაზე [50].

კუზნეცოვსა და ჩერნოვას მიერ დამუშავებულია დასავლეთ ციმბირისა და ჩრდილო ყაზახისტანის ტერიტორიაზე ტენის ჰორიზონტალური ნაკადის ზოგიერთი სტატისტიკური თვისებები და მისი კავშირი ატმოსფეროს ცირკულაციასთან [52].

თურქმენეთის ტერიტორიაზე ტენიანობის განაწილება და ტენბრუნვა გამოიკვლია ს. კურბატოვმა 1961-70 და 1974-78 წლების მონაცემების მიხედვით. ატმოსფეროს ტენის მნიშვნელობა პირდაპირ დამოკიდებულებაშია ატმოსფეროს ცირკულაციასთან და კლიმატთან [55].

ბულგარეთის ტერიტორიაზე [56] სტატიის ავტორების მიერ შესწავლილია ფარდობითი სინოტივის დროითი განაწილება. გამოკვლეულია ფარდობითი ტენიანობის საშუალო მნიშვნელობების დღე-ღამური სვლა, წლიური სვლა და სივრცული განაწილება. გამოყენებულია ჰარმონიული ანალიზის მეთოდი.

ატმოსფეროს ტენშემცველობა და მისი ანომალური გადახრები ყოფილი სსრკ-ს ტერიტორიაზე შესწავლილი იყო ლ. კუზნეცოვასა და სხვათა მიერ. განხილულია ტენიანობის ველის სეზონური და წლიური ცვლილების ძირითადი მახასიათებლები ათწლიანი პერიოდისათვის, საშუალო კვადრატული გადახრა ტენიანობის საშუალო მნიშვნელობიდან. დადგენილია მათი კორელაციური კავშირები ზონალური და მერიდიანული ნაკადებისათვის [53].

ჩინეთის ტერიტორიაზე წყლის ორთქლის განაწილება შეისწავლეს [115]-ის ავტორებმა. გამოთვლები ჩატარებული იყო 105 სადგურის 10-წლიანი მონაცემების საფუძველზე. განხილულია ტენიანობის სეზონური ცვლილებები. შეინიშნება მისი ზრდა ზამთრიდან ზაფხულისაკენ. მაქსიმუმი დაიკვირვება ივლისში. ტენშემცველობის სივრცულ განაწილებას სეზონური სვლა აქვს. უდიდესი გრადიენტი ზაფხულში შეინიშნება.

სამხრეთ-აფრიკის ტერიტორიაზე წყლის ორთქლის განაწილება შეისწავლეს [105] ნაშრომის ავტორებმა 10-წლიანი მონაცემებით 1967-76 წწ. პერიოდისათვის. შესწავლილია მაკრომასშტაბური განაწილება სხვადასხვა სიმაღლეზე.

ფარდობითი სინოტივის სივრცული განაწილება 1980-81 წლებში შეისწავლეს პოლონეთში 9 პუნქტის სტაციონალური დაკვირვების

მონაცემებისა (7, 12, 17, 22, 03 სთ) და 30 პუნქტის ფსიქრომეტრული მონაცემებით. წლის განმავლობაში ფარდობითი სინოტივის უმცირესი მნიშვნელობა დაიკვირვებოდა მჭიდროდ დასახლებულ ქალაქებსა და რაიონებში. უდიდესი ფარდობითი ტენიანობა დაიკვირვებოდა ქალაქის განაპირას, მდინარე ვისტულის დელტაში. უდიდესი სივრცულ ცვლილება და ჰორიზონტული გრადიენტი აღინიშნებოდა ზაფხულის დამეებში, ხოლო უმცირესი ზამთრის დღეებში [114].

ტემპერატურისა და სინოტივის ველების მოკლევადიანი პროგნოზის ჰიდროსტატიკური მოდელის გამოყენებით, შესრულებულია რიცხვითი ექსპერიმენტი, ატმოსფეროს ტენშემცველობასა და მიწისპირა ტემპერატურას და აგრეთვე ფარდობით ტენიანობას შორის კავშირის გამოკვლებისათვის. დადგენილია, რომ ვერტიკალური სიჩქარეების ფიქსირებული მნიშვნელობებისთვის ტენშემცველობის დამოკიდებულება მიწისპირა ტემპერატურაზე არაწრფივია და ტემპერატურის ზრდით უფრო სწრაფად იზრდება (ვიდრე მცირე T-თვის). აგრეთვე აღსანიშნავია, რომ მეტი საწყისი ფარდობითი სინოტივის შესაბამისი მრუდი ტენიანობის ტემპერატურაზე დამოკიდებულების გრაფიკზე, განლაგებულია უფრო ზევით, ვიდრე მცირე საწყისი სინოტივისა. ტენიანობისა და ფარდობითი ტენიანობის დამოკიდებულება პრაქტიკულად წრფივია [38].

10 წლიანი მონაცემების საფუძველზე აგებულია წყლის ორთქლის დრეკადობის ვერტიკალური პროფილი, ცალკეული სეზონებისა და წლების მიხედვით (1971-80 წწ). წყლის ორთქლის დრეკადობის წლიური მსვლელობა მსგავსია ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობისა. მაქსიმუმია ივლისში, მინიმუმი იანვარში [57].

[106] შრომის ავტორების მიერ გამოკვლეულია სინოტივის სამი პარამეტრი: წყლის ორთქლის დრეკადობა, ფარდობითი ტენიანობა და ნაჯერობის დეფიციტი. განხილულია ზღვის პოლარული (M), კონტინენტურ-პოლარულ (K) და არქტიკული (A) ჰაერის მასები. ცივ პერიოდში (ოქტომბერი-მარტი) წყლის ორთქლის დრეკადობა მაღალია M-თვის, ვიდრე K-თვის. თბილი სეზონისათვის შემჩნეულია პირიქით. ზაფხულის თვეებში არქტიკულ ჰაერს მოაქვს წყლის ორთქლის მინიმალური რაოდენობა. ზამთრის თვეებში საშუალო რაოდენობა. ფარდობითი სინოტივე ყველა სეზონის განმავლობაში მაქსიმალურია M ჰაერის მასებში. მინიმალურია A-ში ნოემბრიდან თებერვლის ჩათვლით. დანარჩენ თვეებში კი K-ში.

მაღალმთიან ზონაში სინოტივის განაწილების თავისებურებები შეისწავლა ვ. რაგიმოვმა [68]. კორელაციური კავშირების ანალიზის შედეგად დადგენილია ჰაერის სინოტივის სიმაღლესთან დამოკიდებულება – ფარდობითი ტენიანობა სიმაღლის მიხედვით უმნიშვნელოდ მცირდება. აბსოლუტური სინოტივის ვერტიკალური გრადიენტი არის 0,2 მმ 100 მეტრზე.

[65] ნაშრომში შედარებულია ფარდობითი ტენიანობის მნიშვნელობები თავისუფალ ატმოსფეროსა და მთიან რეგიონებში. მაღალმთიან სადგურებზე ყოველთვის მეტია ფარდობითი ტენიანობა, რაც უნდა იყოს აღმავალი დინებების გამო ღრუბელთწარმოქმნის შედეგი.

ოლიმპიის მთაზე განლაგებული ორი სადგურის (2817 მ და 2400 მ) 1965-70 წლების მონაცემების მიხედვით თბილ სეზონში (ივლისი-ოქტომბერი) შესწავლილი იქნა ფარდობითი ტენიანობის მკვეთრი

დაცემა 20%-მდე და უფრო დაბლა. პირველ სადგურზე აღნიშნული იყო 73 ასეთი შემთხვევა. მეორეზე კი – 58 [96].

ამავე ავტორების მიერ შესწავლილია ტენიანობის განაწილება თვეებისა და საათების მიხედვით (ოლიმპიის მთაზე) [97].

12. საქართველოში სინოტივის ველის გამოკვლევის (რეჟიმი და ცვალებადობა) ისტორია და თანამედროვე მდგომარეობა

საქართველოს კლიმატის თავისებურებები, რომლებიც აღნიშნული იყო ჯერ კიდევ ანტიკური ქვეყნების გეოგრაფების და ისტორიკოსების მიერ, არსებითად აქამდე არ შეცვლილა [5].

მხოლოდ ქვეყნის ეკონომიკური და კულტურული მდგომარეობის ცვლილებებთან ერთად შესამჩნევად იცვლებოდა ადგილობრივი კლიმატის ზოგიერთი მაჩვენებლები. მაგალითად, ჰიპოკრატეს დროს (454-376 ძვ. წელთაღრ.), როდესაც კოლხეთში მიმოსვლა და საერთოდ აღებ-მიცემა იყო განვითარებული, მისი სიტყვით ხშირად ჰქროდა აღმოსავლეთის ძლიერი და მშრალი ქარი, რომელიც აშრობდა ქვეყანას [1]. იტალიელი მისიონერი ა. ლამბერტი (მე-17 საუკ), კოლხეთის აღწერის დროს, ხაზგასმით აღნიშნავს ჰაერის ზედმეტ სინოტივს და ატმოსფერული ნალექების სიუხვეს [3].

მე-18 საუკუნეში, როგორც გეოგრაფისა და ისტორიკოსის ვახუშტის [2] ცნობებიდან ჩანს, კოლხეთის ჰავა ისევე ზედმეტად ნოტიო იყო, როგორც მე-17 საუკუნეში.

მე-19 საუკუნეში ფეოდალური ცხოვრების რღვევამ და კაპიტალიზმის განვითარებამ გამოიწვია ტყის ინტენსიური გაჩეხა, გზების გაყვანა-აღდგენა, რის შედეგად ადგილობრივი კლიმატიც რამდენადმე შეიცვალა. ჰავა შედარებით უფრო მშრალი გახდა.

მიმდინარე საუკუნის შუა წლებში გარემოზე ანთროპოგენური ზემოქმედების მასშტაბები იმდენად გაიზარდა, რომ მან კლიმატის გლობალური ცვლილება გამოიწვია.

ატმოსფეროში წყლის ორთქლის შემცველობა და ტემპერატურა დიდი როლს ასრულებს ჰავის ფორმირებაში.

ჰაერში მყოფი ტენი დიდ გავლენას ახდენს დედამიწის ზედაპირის და ატმოსფეროს სითბურ რეჟიმზე. მას აქვს სითბოს შთანთქმის დიდი უნარი. იგი გამოასხივებს კიდევ სითბოს, რომლის დიდ ნაწილს დედამიწის ზედაპირი შთანთქავს.

დედამიწის ზედაპირზე დაცემული სითბოს მნიშვნელოვანი ნაწილი (დაახლოებით 30%) აორთქლებაზე იხარჯება. სამაგიეროდ, კონდენსაციის დროს გამოიყოფა იგივე სითბოს რაოდენობა.

წყლის ორთქლის შემცველობა ჰაერში ტერიტორიულად დიდ ფარგლებში იცვლება. ეს დამოკიდებულია ქვეფენილ ზედაპირზე, ადგილის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე, წელიწადის დროზე, ატმოსფეროს ცირკულაციაზე და სხვ.

ტენიანობის ძირითადი მახასიათებლებია წყლის ორთქლის პარციალური წნევა (მზ) და ფარდობითი ტენიანობა (%).

პარციალური წნევის გეოგრაფიული განაწილება ახლოს არის ჰაერის ტემპერატურის გეოგრაფიულ განაწილებასთან. მისი მაქსიმალური მნიშვნელობა ეკვატორზეა, განედის ზრდასთან ერთად

მცირდება. ყველაზე მცირე პარციული წნევა არის უდაბნოებსა და პოლუსებზე.

წლის განმავლობაში პარციალური წნევა ანუ წყლის ორთქლის დრეკადობა მაქსიმალურია ზაფხულში, ხოლო მინიმალური ზამთარში. დღე-ღამური მსვლელობაც ტემპერატურის ანალოგიურია.

ფარდობითი ტენიანობა მაღალია ეკვატორულ სარტყელში. საშუალო წლიური მაჩვენებელი 85-90%-ია.

ფარდობითი ტენიანობა ძალიან დაბალია ტროპიკულ უდაბნოებში, სადაც იგი მთელი წლის განმავლობაში 40-60%-ზე დაბალია. ზოგჯერ 30%-ზე დაბლაც ეცემა [1].

საქართველოში სინოტივის განაწილებაზე დიდ გავლენას ახდენს შავი ზღვა და ლიხის ქედი. ეს ორი ფაქტორი განსაზღვრავს დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში ტენიანობის ველის განაწილების არსებით განსხვავებას. დასავლეთ საქართველოში ხელსაყრელი პირობებია მაღალი სინოტივისთვის. მიუხედავად ფიონური ქარებისა, რომლის დროსაც ფარდობითი სინოტივე 20-30%-ზე დაბალია. მთელი წლის განმავლობაში, როგორც წყლის ორთქლის დრეკადობა, ისე ფარდობითი ტენიანობა საკმაოდ მაღალია და მნიშვნელოვნად აღემატება აღმოსავლეთ საქართველოს.

პირველი ნაშრომი, რომელშიც ინსტრუმენტული დაკვირვებების საფუძველზე შედგენილია საქართველოსათვის სინოტივის რუკა და გაანალიზებულია მისი თავისებურებები ეკუთვნის ა.კამინსკის []. მან შეადგინა სინოტივის განაწილების რუკა რუსეთის იმპერიისათვის საქართველოს ჩათვლით, გამოიყენა რა, საქართველოს ტერიტორიაზე განლაგებული 9 მეტეოროლოგიური სადგურის დაკვირვებები.

1961 წელს ერთდროულად გამოქვეყნდა მ.კორძაბიას [5] და ა.ზანინას [] მონოგრაფიები, სადაც მნიშვნელოვანი ადგილი კლიმატის სხვა ელემენტებთან ერთად დათმობილი აქვს ჰაერის სინოტივის ყველა მახასიათებელს. შემუშავებულია რუკები და გამოვლენილია სინოტივის განაწილების რიგი გეოგრაფიული კანონზომიერებანი.

ყველაზე მაღალი ფარდობითი ტენიანობა საშუალოდ წელიწადში 80-85% ბათუმის სანაპიროზეა. სანაპიროდან დაშორების მიხედვით ტენიანობა შესამჩნევად ეცემა. აღმოსავლეთისკენ, ზემო იმერეთში და აფხაზეთის სანაპიროებზე საშუალო ფარდობითი სინოტივე 72%-ია. სინოტივის ასეთი შემცირება აიხსნება ამ რაიონებში ზაფხულის თვეების შეფარდებითი სინოტივის მნიშვნელოვნად შემცირებით.

ზღვის დონიდან სიმაღლის ზრდასთან ერთად დასავლეთ საქართველოში შეფარდებითი სინოტივე საერთოდ მცირდება. მაგალითად, ბახმარო – 75%.

ყველაზე მცირე წლიური ფარდობითი სინოტივე აღმოსავლეთ საქართველოს რაიონებშია: თბილისი, საგარეჯო, გარდაბანი – 64-68%.

აღმოსავლეთ საქართველოს სხვა რაიონებთან შედარებით, უფრო მაღალი შეფარდებითი სინოტივით გამოირჩევიან ის რაიონები, რომლებიც უშუალოდ ეკვრიან დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიას (აბასთუმნისა და ბორჯომ-ბაკურიანის რაიონები) 70-74%, აგრეთვე შიდა კახეთი.

წლის განმავლობაში ფარდობითი ტენიანობის მაქსიმუმი დაიკვირვება ზამთარში. მინიმუმი კი – ზაფხულში.

საქართველოს ტერიტორიაზე სინოტივის განაწილების და რეჟიმის კვლევაში განსაკუთრებული დამსახურება მიუძღვის რ. კორძაბიას. მან

შეადგინა სინოტივის მახასიათებლების რუკათა სერია, გამოიკვლია მათი რეჟიმი ამინდის სხვადასხვა პირობებთან კავშირში. აგრეთვე სინოტივის სხვადასხვა სიდიდის განმეორადობა სხვა პარამეტრებთან კომპლექსში.

1978 წელს გამოქვეყნდა ე. ელიზბარაშვილის სტატია [], რომელშიც გააანალიზებულია ამიერკავკასიის კლიმატების ვერტიკალური ზონალობა. მიღებულია წყლის ორთქლის დრეკადობისთვის საშუალო მნიშვნელობები სტანდარტული სიმაღლეებისათვის ზღვის დონიდან 3000 მ სიმაღლემდე და მათი ვერტიკალური ცვლილება აღწერილია ექსპონენციალური ფუნქციით.

ამიერკავკასიის მთიან პირობებში ტენიანობის განაწილება ატმოსფეროში არასაკმარისად არის გამოკვეული. საქართველოსთვის წყლის ორთქლის ძირითადი მახასიათებლების მნიშვნელობები მიწისპირა ფენაში მოცემულია [47, 76] მონოგრაფიებში, სადაც შესულია რ. კორძაბიას [48] მეტეოსადგურებზე დაკვირვებათა მონაცემების ანალიზის შედეგები.

მნიშვნელოვანი დასკვნებია მიღებული [75]. მასში აღნიშნულია, რომ მთიანი და მაღალმთიანი სადგურების მონაცემები საკმაოდ კარგ თანხვედრაშია თავისუფალ ატმოსფეროს ზონდირების შედეგებთან. ჰაერის ტემპერატურის წლიური სვლის შესაბამისად კუთრი ტენიანობისთვის საშუალო მნიშვნელობები მატულობს ზამთრიდან ზაფხულზე გადასვლისას და მაქსიმუმს აღწევს ივლისში. მაქსიმალური მნიშვნელობები დედამიწის ზედაპირზე რეგიონში შეადგენს 9,3-14,3 გ/კგ. 3 კმ სიმაღლეზე – 5,7-8,9 გ/კგ, 5 კმ-ზე – 2,5-3,0 გ/კგ. მინიმალური მნიშვნელობა დაიკვირვება იანვარ-თებერვალში. იმავე სიმაღლეზე

კუთრი ტენიანობა იცვლება ინტერვალებში – 2,0-4,2; 1,2-1,9; 0,5-0,8 გ/კგ. ტენიანობის საშუალო მნიშვნელობათა ამპლიტუდები დედამიწის ზედაპირთან საკმაოდ დიდია (6,8-10,1 გ/კგ).

სიმაღლის ზრდასთან ერთად იგი მცირდება და 5 კმ-იან დონეზე შეადგენს 1,2-2,3 გ/კგ.

აღსანიშნავია, რომ ამიერკავკასიის სხვადასხვა რაიონში ტენიანობის მნიშვნელობებს შორის განსხვავებები კლებულობს სიმაღლის ზრდასთან ერთად. მაგალითად, თბილისში კუთრი ტენიანობა 1,5-2,0 კმ სიმაღლეზე ისეთივეა, როგორცაა იგი სოხუმსა და ბათუმში. ფარდობითი ტენიანობა რეგიონებში თითქმის ყველა დონეზე ზამთარში მეტია, ვიდრე ზაფხულში, გარდა დასავლეთის სანაპირო რაიონებისა (სოხუმი). აქ დედამიწის ზედაპირზე ფარდობითი ტენიანობის წლიური მერყეობა დაფიქსირებულია 73-78% დიაპაზონში, ხოლო 5 კმ სიმაღლეზე 51-52%-მდე იცვლება.

1.3. ამოცანის დასმა. კვლევის მეთოდების ზოგადი დახასიათება

როგორც აღვნიშნეთ, მიმდინარე საუკუნის შუა წლებში გარემოზე ანთროპოგენური ზემოქმედების მასშტაბები იმდენად გაიზარდა, რომ მან კლიმატის გლობალური ცვლილება გამოიწვია. ერთ-ერთი მიდგომა, რომლითაც შესაძლებელია საქართველოში კლიმატის ცვლილებისა და მისი გამომწვევი მიზეზების შესწავლა, გულისხმობს მეტეოროლოგიური ველების, კერძოდ სინოტივის ველის, ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელის აგებას. საქართველოს მიწისპირა სინოტივის ველის ცვლილების ემპირიული მოდელის ასაგებად გამოვიყენეთ

მეტეოროლოგიური სადგურების 90-წლიანი პერიოდის 1906-1995 წ.წ. მონაცემები. ასეთი მოდელის აგებისას ძირითად პრობლემას წარმოადგენს ემპირიული მასალების არაერთგვაროვნება ანუ არასრული, სხვადასხვა ან გამოტოვებული პერიოდის არსებობა ფაქტიურ მონაცემებში. მოდელის აგების სიზუსტე ამ პრობლემის სწორად გადაჭრასთანაა დაკავშირებული.

დაკვირვების რიგების დროს ერთი და იგივე 90-წლიან პერიოდზე მისაყვანად ვისარგებლეთ მრავალგანზომილებიან სივრცეში შემთხვევითი ფუნქციის ბუნებრივ ორთოგონალურ მდგენელად დაშლის მეთოდით. ამ მეთოდს სულ უფრო ხშირად იყენებენ ატმოსფერული პროცესების შესწავლისას. იგი პირველად ნ.ბაგროვმა გამოიყენა, შემდგომში კი ა.ობუხოვმა განავითარა და დაასაბუთა, რომ მრავალგანზომილებიან სივრცეში შემთხვევითი ფუნქციის აღდგენა ორთოგონალურ ვექტორთა სისტემების გამოყენებით, ყველაზე უკეთ ბუნებრივი ორთოგონალური ვექტორების სისტემით შეიძლება განხორციელდეს [10, 61]. მეთოდის არსი შემდეგში მდგომარეობს:

ვთქვათ, დაკვირვების m პუნქტებს რომელიმე მეტეოროლოგიურ ელემენტზე დაკვირვების n -წლიანი რიგები გააჩნია და ემპირიულ მონაცემებს შემდეგი მატრიცული სახე აქვს:

$$(e_{i,j}), \quad (1.1)$$

სადაც $i = 1, 2, \dots, n;$ $j = 1, 2, \dots, m,$ $m \leq n.$

(1) მატრიცის მიხედვით იგება კორელაციური ($B_{i,j}$) და შესაბამისი ნორმირებული ავტოკორელაციური ($R_{i,j}$) მატრიცები ($i, j = 1, 2, \dots, m$) და განისაზღვრება კორელაციური მატრიცის საკუთრივი ვექტორები და საკუთრივი რიცხვები.

თუ დაკვირვების პუნქტში რომელიმე პერიოდია გამოტოვებული, მაშინ მისი აღდგენა შესაძლებელია კორელაციული მატრიცის საკუთრივი ვექტორებით; აღდგენის სიზუსტე კი საკუთრივი რიცხვების საშუალებით წინასწარ შეგვიძლია განვსაზღვროთ შემდეგი გამოსახულებით:

$$M = \sum_{i=1}^k \lambda_i / \sum_{i=1}^m \lambda_i \quad , \quad (1.2)$$

სადაც λ – საკუთრივი რიცხვებია, ხოლო k იმ პუნქტების რაოდენობაა, რომელთაც აღდგენის დროს ვიყენებთ.

თუ ყველა პუნქტის მონაცემებია გამოყენებული, მაშინ $M=1$ და ეს იმას ნიშნავს, რომ არსებული მონაცემების მიხედვით აღდგენა მაქსიმალური სიზუსტითაა და არ არსებობს სხვა ორთოგონალური სისტემა, რომელსაც უკეთესი შედეგის მოცემა შეეძლოს. ეს მეთოდი ეფექტურია, როცა რამდენიმე ან თუნდაც ერთი რომელიმე დაკვირვების პუნქტთან აღსადგენი პერიოდის მქონე პუნქტს მაღალი კორელაციური კავშირი აქვს. ამ დროს საკმარისია რამდენიმე ან თუნდაც ერთი დაკვირვების პუნქტის მონაცემების მიხედვით აღდგენა ისე, რომ ცდომილება მოცემული მეტეოროლოგიური ელემენტის გაზომვის ცდომილების ფარგლებში იყოს.

2. სინოტივის მიწისპირა ველის მონაცემთა ბაზის შექმნა

საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს დაბალ ფენებში, წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის მონაცემთა ბაზის შესაქმნელად, გადაწყვეტილი იყო შემდეგი ძირითადი ამოცანები:

ა) შეიკრიბა მეტეოროლოგიურ ქსელში არსებული 90 სადგურისა და პუნქტის დაკვირვებები 90-წლიანი პერიოდით (1906-1995 წწ.). შევადგინეთ და კომპიუტერში შევიტანეთ განსახილველი ელემენტებისთვის საშუალო მნიშვნელობების ემპირიული მწკრივები. ცხრილში 2.1. მოყვანილია ზემოაღნიშნული 90 პუნქტის ზოგიერთი მახასიათებელი.

ბ) ჩატარდა თვის საშუალო მონაცემების პირველადი სტატისტიკური ანალიზი, შესწორდა დაკვირვებებში შემჩნეული ზოგიერთი «ამოვარდნები» გამოქვეყნებულ მასალებთან ხელმეორედ შედარების გზით.

გ) შემოწმდა სინოტივის ველის ელემენტების კლიმატური ერთგვაროვნება. ერთგვაროვნების დარღვევის შემთხვევაში ხდებოდა მათი აღმოფხვრა სპეციალურად დამუშავებული მეთოდით.

ცხრილი 2.1.

მეტეოქსელის პუნქტების ჩამონათვალი

1	პუნქტის დასახელება	სიმაღლე ზღვის დონიდან	დაკვირვების პერიოდი წ.წ.	დაკვირვების პერიოდის ხანგრძლივობა წლები
	2	3	4	5
1	აბასთუმანი	1265	1906-1912 1922-1995	81
2	ალაზანი	290	1933-1964	32
3	ამბროლაური	544	1935-1995	61
4	ანაკლია	3	1932-1962	31
5	ანასეული	158	1928-1992	65
6	აცანა	196	1929-1962	34
7	ახალქალაქი	1716	1906-1939 1992-1995	55
8	ახალციხე	982	1933-1995	63
9	ახმეტა	567	1928-1994	66
10	ბათუმი (შუქურა)	2	1906-1917 1924-1965	54
11	ბარისახო	1325	1912-1925 1934-1995	76
12	ბახმარო	1926	1932-1993	62
13	ბიჭვინთა	4	1925-1991	66
14	ბოლნისი	534	1921 1923-1928	72

			1930-1994	
15	ბორჯომი	789	1906-1915 1938-1994	67
16	გაგრის ქედი	1644	1930-1991	66
17	გალი	63	1913-1917 1928-1944 1947-1992	68
18	გარდაბანი	300	1906-1917 1925-1932 1936-1993	78
19	გომბორი	1085	1940-1988	49
20	გორი	588	1906-1914ს 1916-1917 1925-1995	82
21	გუდაური II	2194	1926-1977	52
22	გურჯაანი	415	1915-1916 1925-1995	73
23	დაბლა-ციხე	221	1936-1995	60
24	დიდი-ჭყონი	345	1935-1964	30
25	დიმი	200	1936-1988	53

ცხრილი 2.1 (გაგრძელება)

1	2	3	4	5
26	დმანისი	1256	1936-1991	55
27	დურიფში	205	1933 1935-1965	32
28	დუშეთი	922	1911-1918 1925-1928 1933-1994	74
29	ეფრემოვკა	2112	1927-1975	49
30	ზუგდიდი	117	1929-1935 1937-1993	84
31	თბილისი (ჰმო)	403	1906-1995	90
32	თეთრი წყარო	1140	1908-1909 1913-1917 1934-1991	65
33	თელავი	568	1932-1995	64
34	თიანეთი	1099	1014-1918 1927-1995	74
35	იყალთო	700	1906-1924 1926-1935	29
36	კარსანი	695	1906-1935	30
37	კარწახი	1863	1938-1975	38
38	კოჯორი	1338	1913-1917ს 1929-1994	71
39	ლაგოდეხი	435	1930-1995	66
40	ლეთა	299	1935-1992	58
41	ლაილაში	853	1914-1919 1933-1960	34
42	ლენტეხი (ლექსური)	760	1946-1995	50
43	ლესელიძე	6	1941-1962	22
44	მამისონის უღელ.	2854	1932-1993	62
45	მანგლისი	1194	1932-1994	63
46	მარნეული	432	1938-1965	28
47	მესტია	1441	1936-1992	57
48	მუხრანი	550	1922-1992	71
49	მუხური	260	1936-1951	16
50	მწვანე კონცხი	92	1915-1965 1992	51
51	ნაფარეული	423	1907-1935 1948-1963	44

52	ომლო	1880	1950-1991 1995	43
53	ონი	788	1930-1934 1936-1995	65
54	ორმოცი	1150	1936-1968	33
55	ორჯონიკიძე	280	1930-1932 1934-1964	34
56	როდიონოვსკა	2100	1947-1993	47

ცხრილი 2.1 (გაგრძელება)

1	2	3	4	5
57	საგარეჯო	802	1916-1919 1923-1994	76
58	საირმე	910	1934-1987	54
59	სამტრედია	25	1906-1918 1923-1993	84
60	საქარა	148	1906-1991	86
61	სკრა	607	1932-1962	31
62	სოხუმი (ბოტ. ბაღი)	9	1906-1918 1921 1923-1955	47
63	ტყიბული	535	1906-1916 1918 1920-1921 1924-1992	83
64	ფასანაური	1070	1932-1995	64
65	ფოთი (პორტი)	3	1906-1955 1955-1991 1994-1995	89
66	ფსხუ	685	1940-1991	52
67	ქედა	256	1913-1917 1930-1931 1934-1991	65
68	ქვეზანი	266	1936-1992	57
69	ქვემო-აჭარა	595	1953-1965	13
70	ქობულთა	793	1938-1987	50
71	ქუთაისი (აერ.)	114	1935-1994	60
72	ყაზბეგი (მ.მ.)	3653	1934-1990	57
73	ყვარელი	449	1936-1995	60
74	კორულდაში	1943	1938-1987	50
75	შირაქი	555	1931-1938 1940-1994	63
76	შრომა	150	1929-1965	37
77	ჩაქვი	30	1909-1914 1916-1917 1928-1994	75
78	ცემი	1117	1906-1918 1936-1965	41
79	ცხაკაია	40	1936-1994	59
80	ცხინვალი	862	1917-1923 1928-1994	73
81	წალენჯიხა	222	1929-1961	33
82	წალკა	1457	1931-1995	65
83	წიფა	637	1906-1919 1923-1995	87

ცხრილი 2.1 (გაგრძელება)

1	2	3	4	5
84	წულუკიძე	114	1906-1914	65

			1931-1932 1934-1987	
85	ხაიში	730	1933-1991	59
86	ქედა	29	1927-1935 1940-1975	45
87	ხულო	823	1930-1994	65
88	ჯავა	1109	1935-1987	53
89	ჯვრის უღელტ.	2395	1906-1918 1949-1990	55
90	ჯოყოლო	663	1936-1960	25

დ) აღდგა ელემენტების ზოგიერთი გამოტოვებული მნიშვნელობა და შეივსო აგრეთვე ზოგიერთი არასრული მწკრივი 90-წლიან პერიოდამდე. ამისათვის გამოყენებული იყო სინოტივის ველის დაშლა ორთოგონალურ ბაზისურ ვექტორებად.

2.1. დაკვირვებათა რიგების კლიმატური ერთგვაროვნების შემოწმება

განასხვავებენ მწკრივთა ერთგვაროვნების ორ სახეს: კლიმატურს და სტატისტიკურს [35, 49]. კლიმატურად ერთგვაროვანია მწკრივი, თუ მისი მახასიათებლების ცვლილება ხდება მეტეოპროცესების ცვლილების შესაბამისად აღებულ რაიონში. ამ ერთგვაროვნების დარღვევა შეიძლება მოხდეს მეტეომოდნის ადგილის შეცვლით (როცა იცვლება სადგურის ახლოს მეტეოპირობები). ცხადია, ამ შემთხვევაში ერთგვაროვნების დარღვევა შეიძლება მოხდეს აგრეთვე გაზომვის

მეთოდის შეცვლით (ხელსაწყო ტიპი). ამ დროს არაერთგვაროვნება თავს იჩენს მეტეოქსელის ყველა პუნქტზე.

მწკრივი სტატისტიკურად ერთგვაროვანია, თუ მისი ყველა წევრი მიეკუთვნება ერთსადაიმავე ძირითად ერთობლიობას მნიშვნელობათა მოცემული დონისათვის.

თუ მწკრივის ორი m და n ნაწილი წარმოადგენს ძირითადი ერთობლიობის დამოუკიდებელ სიდიდეებს $F_1(x)$ და $F_2(x)$ განაწილების კანონით და $F_1(x)=F_2(x)$, მაშინ მწკრივი სტატისტიკურად ერთგვაროვანია.

განაწილების ფუნქციის იგივეობა შეიძლება განვახორციელოთ სხვადასხვა სტატისტიკური ტესტებით – მაგალითად, სტიუდენტის კრიტერიუმით.

სტატისტიკური არაერთგვაროვნების შემოწმება მოითხოვს დიდ სიფრთხილეს, რადგანაც ის შეიძლება გაჩნდეს რეგიონალური კლიმატის ცვლილების შედეგად. ამიტომ არაერთგვაროვნების მოსპობისათვის აუცილებელია დავადგინოთ მიზეზი და დრო ერთგვაროვნების დარღვევისა და დავაკავშიროთ ის დროს ცვლილებასთან.

სტატისტიკური არაერთგვაროვნება გვაქვს რეგიონალური კლიმატის ცვალებადობის შედეგად, ბუნებრივი და ანთროპოგენული ფაქტორების გავლენით და აისახება მთელი ქსელის მონაცემებში.

სტატისტიკურად ერთგვაროვანი მწკრივი კლიმატურად ყოველთვის ერთგვაროვანია. მწკრივის კლიმატური ერთგვაროვნება კი ყოველთვის არ ნიშნავს მის სტატისტიკურ ერთგვაროვნებას. ეს იმაზე მეტყველებს, რომ კლიმატური მახასიათებლები, რომლებიც მიღებულია

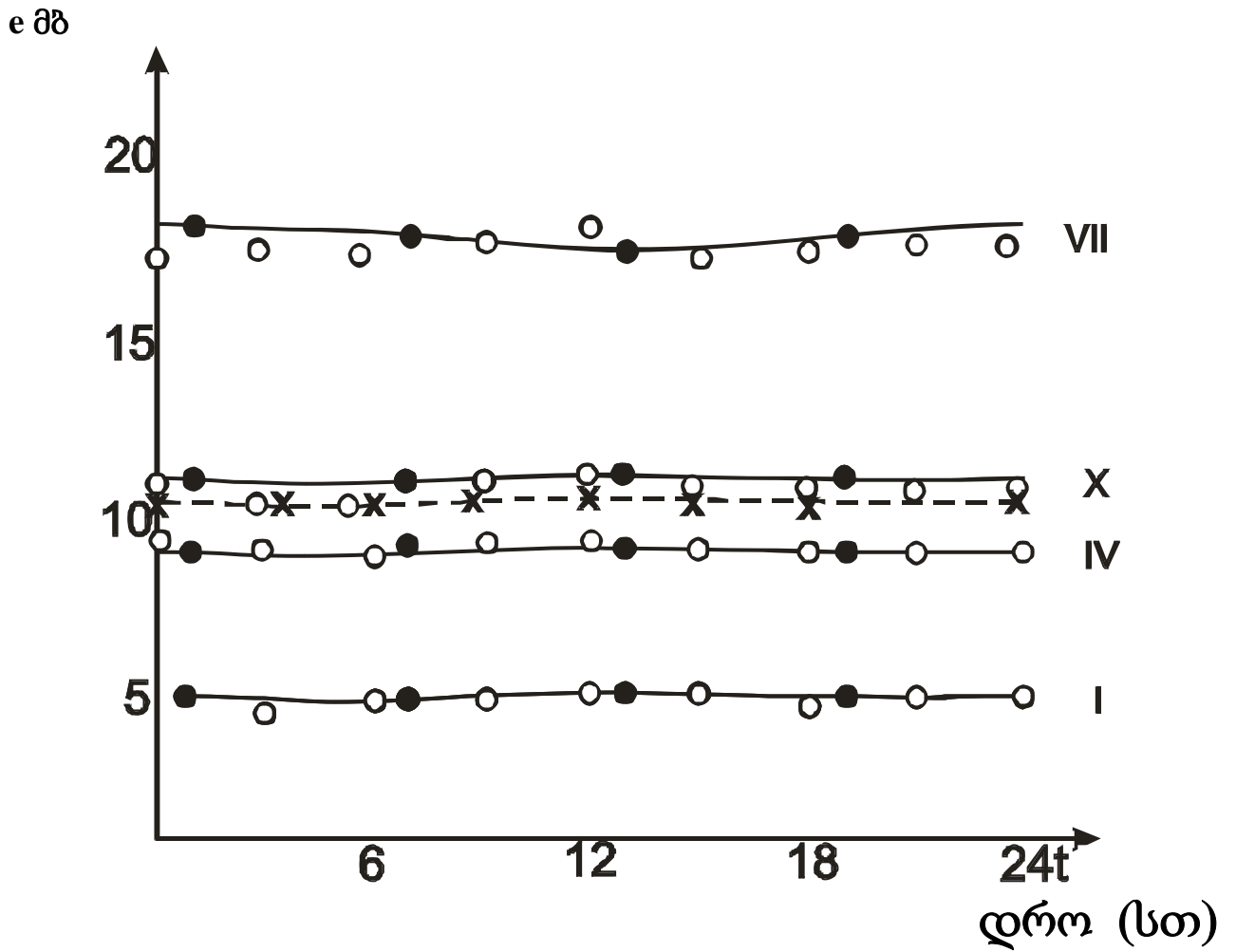
დაკვირვებათა მწკრივების დამუშავების შედეგად, შეიძლება იყოს მეზობელი პუნქტების მახასიათებლების რიგის, თუ მათ აქვთ კლიმატურად ერთგვაროვანი მწკრივები, დროის ერთიდაიგივე პერიოდისათვის.

სტატისტიკურად არაერთგვაროვნების გამოვლენა საშუალებას გვაძლევს ვიმსჯელოთ რეგიონში კლიმატის ცვლილების ტენდენციებზე. დასმული ამოცანის გადაწყვეტამდე განხილული იყო ორი ფაქტორი, რომლებსაც შეეძლო გამოეწვიათ მწკრივების კლიმატური არაერთგვაროვნება: მეტეომოდნის ადგილის და დაკვირვების ვადების შეცვლა.

პირველ შემთხვევაში საკითხის კვლევა ხდებოდა როცა დროის რაღაც მომენტის შემდეგ შეიმჩნეოდა კორელაციური კავშირების გაუარესება მოცემული პუნქტის და მეზობელი პუნქტების ემპირიულ მწკრივებს შორის. დამუშავდა გორის (1962 წ.) და თბილისის (1966 წ.) მეტეოპუნქტები, მოედნის ადგილმდებარეობის ცვლილების გამო. გორის მონაცემების ანალიზის შემთხვევაში კლიმატური არაერთგვაროვნება შესწორდა წონითი კოეფიციენტების შემოტანით, რომელიც განისაზღვრება თვის საშუალო მონაცემების შეფარდებით ორი დროითი მწკრივებისათვის 1906-1961 წწ. და 1962-1995 წწ. კორექტივები შეტანილი იქნა შედარებით მოკლე დროით მწკრივებში. ანალოგიური სამუშაო ჩატარდა თბილისისათვის. დიღმის სადგურის 1966-1995 წწ. პერიოდის მონაცემები დაყვანილი იყო ჰიდრომეტეო-ობსერვატორიის მონაცემებზე 1906-1961 წწ. პერიოდისათვის. მთლიანობაში ამოცანა გადაწყდა ტემპერატურის ველის მონაცემთა ბაზის შედეგების გათვალისწინებით [7], სადაც სინოტივის ველის

მახასიათებლების არჩევა განხორციელდა მეტეოქსელისათვის, რომელიც მოიცავს იმ 90 სადგურსა და პუნქტს, რომელიც მოყვანილია ცხრ. 1.1-ში.

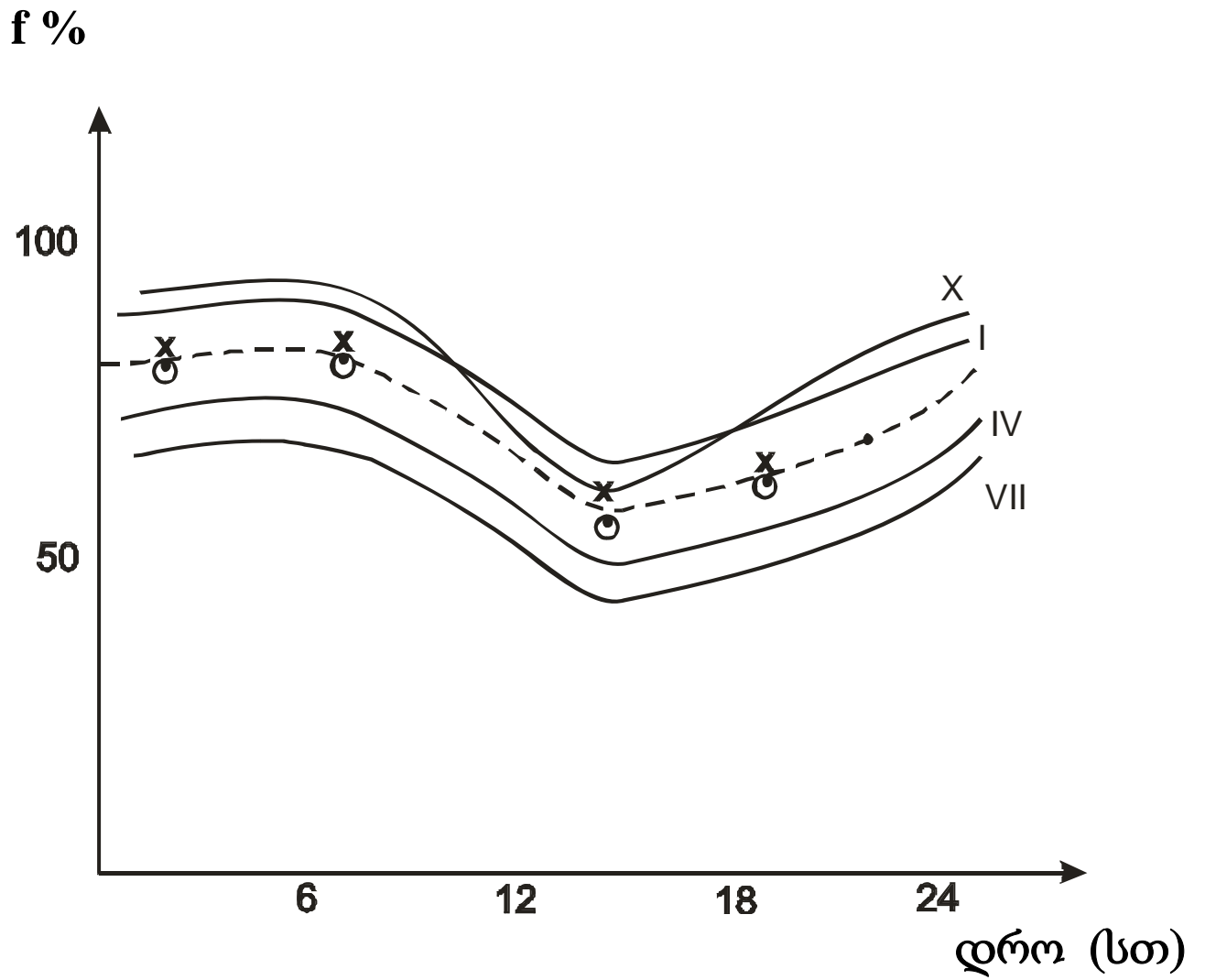
კლიმატური არაერთგვაროვნება, გამოწვეული დაკვირვების ვადების შეცვლით, აღნიშნული 90-წლიან პერიოდში მოხდა სამჯერ. 1906-1935 წწ. დღე-ღამური დაკვირვება ხდებოდა სამჯერ, 1935-1965 წწ. – ოთხჯერ, 1966 წ-დან კი – ორჯერ დღე-ღამეში. შესწავლილია ჩვენთვის საინტერესო დღე-ღამური სვლა (ცვლილება). მაგალითისათვის მოყვანილია 2.1 და 2.2 გრაფიკები, რომლებზეც მოცემულია წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის დღე-ღამური სვლა თბილისისათვის 1906-1965 წწ. 3 და 4-ვადიანი დაკვირვებებით. ამ პერიოდში ანთროპოგენური მექანიზმი უმნიშვნელოა. ყველა განხილულ შემთხვევაში ორთქლის დრეკადობის მაქსიმუმი დაიკვირვება დღისით. (13-15 სთ ადგილობრივი დროით), მინიმუმი კი მზის ამოსვლისას (7 სთ). დღე-ღამური ამპლიტუდა ზამთარში მცირდება (0,1-1,5 მმ), ზაფხულში დღე-ღამური ცვლილება უფრო შესამჩნევია. სანაპირო რაიონებში (აჭარა, აფხაზეთი) გავლენას ახდენს ბრიზები. ამ მაქსიმუმი დღის ან საღამოს სათებშია (13 ან 19 სთ), მინიმუმი კი – ღამით ან



ნახ. 1. წყლის ორთქლის დრეკადობის დღე-ღამური სვლა – თბილისი ცალკეული თვეებისათვის.

მიღებული აღნიშვნები:

- ა) • - 3 და 4-ვადიანი დაკვირვების მონაცემები (1906-1965);
- ბ) ◦, x - 8-ვადიანი დაკვირვებების მონაცემებით (1966-1980);
- გ) - წვეტილი ხაზით წყლის ორთქლის დრეკადობის საშუალო წლიური მნიშვნელობები (1966-1980).



ნახ. 2. ფარდობითი ტენიანობის დღე-ღამური სვლა.
თბილისი, ცალკეული თვეებისათვის. აღნიშვნები იხ. ნახ. 1-ზე.

დილით (01 ან 07 სთ). ანალოგიური დღე-ღამური სვლა ფიქსირდება ზოგიერთ მთისწინა და მთიან რაიონებში, სადაც წლის ორთქლის და შესაბამისად მისი დრეკადობაც იზრდება. ეს ხდება ფერდობის გასწვრივ ჰაერის ნაკადის მიერ ორთქლის გადატანით. უმეტეს შემთხვევაში აქ მაქსიმუმი დაიკვირვება 19 სთ, მინიმუმი კი – 1 ან 7 სთ-ზე.

მაღალმთიან რაიონებში (გუდაური, ყაზბეგი) მაქსიმუმია 13 სთ-ზე. მინიმუმი 7 სთ-ზე. დღე-ღამური ამპლიტუდა ივლისში თითქმის მთელ ტერიტორიაზე 1-2 მზ-ია.

ფარდობითი ტენიანობის დღე-ღამური სვლა, ტემპერატურისა და დრეკადობის სვლის შებრუნებულია. იგი საქართველოს სხვადასხვა რაიონებში სხვადასხვანაირია. ზღვისპირა რაიონებში დღე-ღამური სვლა ნაკლებადაა გამოხატული და მთელი წლის განმავლობაში შედარებით მაღალია. ნაპირისგან მოშორებით, კოლხეთის დაბლობის სიღრმეში, დღე-ღამური სვლა შესამჩნევია შუადღის ტენიანობის შემცირების ხარჯზე. მთისწინა და მთიან რაიონებში კი დღე-ღამური სვლა მკაფიოდაა გამოხატული. მაღალმთიან ზონაში კი კვლავ მცირდება. აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებში კი კვლავ იკვეთება შესამჩნევი დღე-ღამური სვლა.

სეზონების მიხედვით ფარდობითი ტენიანობის დღე-ღამური სვლა ყველაზე მკვეთრია ზაფხულში. მაქსიმუმი დაიკვირვება 3-5 სთ-ზე. მაღალმთიანი რაიონების გამოკლებით, აქ მაქსიმუმი 20-22 საათებშია, მინიმუმი კი 13-15 საათებს შორის.

დღე-ღამური ამპლიტუდის მინიმუმი ზღვისპირა რაიონებში 10-20% არის. ამპლიტუდის ასეთივე მნიშვნელობებია მაღალმთიან რაიონებში და ჯავახეთის პლატოს ცენტრალურ ზონაში. 25-30%-ს აღწევს სამხრეთ საქართველოსა და თრიალეთის ქედზე. 30-40%-მდე იზრდება ამპლიტუდა ქართლის დაბლობზე და ალაზნის ველზე. მაქსიმალურ მნიშვნელობას აღწევს აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპურ რაიონებში – შირაქში 40%-ზე მეტი.

ზამთრის პერიოდში ფარდობითი ტენიანობის დღე-ღამური ცვლილება უმნიშვნელოა. მაღალმთიან რაიონებში იანვრის ამპლიტუდა 5-8%-ია. ზღვისპირა დაბლობ რაიონებში, კავკასიონის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ რაიონებში, აგრეთვე სამხრეთ საქართველოს ზეგანზე ამპლიტუდა მატულობს და 10-20%-ს აღწევს. იგი 25-0%-მდე იზრდება ქართლის დაბლობსა და აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპების ზონებში.

გაზაფხულზე (მარტი, აპრილი) დღე-ღამური ამპლიტუდა იზრდება, ხოლო შემოდგომაზე კვლავ მცირდება.

2.1 და 2.2 გრაფიკების გამოყენებით ადვილად შეიძლება შესწორების შეტანა 3 და 4-ვადიან დაკვირვებათა გამოთვლილ სიდიდეებსა და 8-ვადიანი დაკვირვებებიდან არებულ მონაცემებს შორის. წყლის ორთქლის დრეკადობის დღე-ღამური სვლის თვისებრივი ანალიზი გვიჩვენებს, რომ 8-ვადიანი დაკვირვების მონაცემები (1966-1980 წწ.) საკმაოდ ახლოსაა 3 და 4-ვადიანი დაკვირვებებით აგებულ (1906-1965 წწ.) გრაფიკებთან. ზოგიერთი წლებისათვის საშუალოდან მნიშვნელოვანი გადახრები შეიმჩნევა ფარდობითი სინოტივისათვის (დღე-ღამური სვლა 1936-1965 წწ.). შემდგომი რაოდენობრივი ანალიზის დროს 8 ვადიანი დაკვირვების მონაცემები მიღებული იქნება, როგორც

ბაზისური მონაცემები ცდომილებათა განსაზღვრისათვის, რომელიც ახასიათებს 3 და 4-ვადიან დაკვირვებათა მონაცემებს. სანამ რიცხობრივად გამოვთვლიდეთ ამ ცდომილებებს, შევეცდებით მათი რიგის შედარებას თეორიულად.

აღვნიშნოთ, მეტეოელემენტების მნიშვნელობა (დაკვირვებებით მიღებული) a_{ijke} , სადაც i წლებია ($1 \leq i \leq N_1$); j – თვეებია ($1 \leq j \leq N_2$); k - დღე-ღამე ($1 \leq k \leq N_3$); e - დაკვირვების ვადები ($1 \leq e \leq N_4$). $N_1=10, 20, 30, 40$ წ; $N_2=1, 3, 6, 12$ თვეები, $N_3 = 30, 31$ დღე-ღამე; $N_4= 3, 4, 8$ დაკვირვების ვადები.

საშუალო დღე-ღამური, 8-ვადიანი მონაცემებით იქნება:

$$b_{ijk} = \frac{1}{8} \sum_{e=1}^8 a_{ijke} \quad (2.1)$$

3 და 4-ვადიანისთვის კი

$$\left. \begin{aligned} a_{ijk} &= \frac{1}{4} \sum_{e=1}^4 a_{ijke} \\ a_{ijk} &= \frac{1}{3} \sum_{e=1}^3 a_{ijke} \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

მაშინ განსხვავება 8 და 3, 4-ვადიან დაკვირვებების მონაცემებს შორის იქნება ცდომილება Δa_{ijk} , რომელიც შედის ტოლობაში:

$$b_{ijk} = a_{ijk} + \Delta a_{ijk} \quad (2.3)$$

1. ელემენტისთვის საშუალო მნიშვნელობის ცდომილება განსაზღვრული პერიოდისათვის იქნება:

$$b_i = \frac{1}{N_1} \cdot \frac{1}{N_3} \sum_i^{N_1} \sum_k^{N_3} (a_{ijk} + \Delta a_{ijk}) = \frac{1}{N_1 N_3} \sum_i^{N_1} \sum_k^{N_3} a_{ijk} + \frac{1}{N_1 N_3} \sum_i^{N_1} \sum_k^{N_3} \Delta a_{ijk} \quad (2.4)$$

ცდომილება კი:

$$\Delta b_j = \frac{1}{N_1 N_3} \sum_{i=1}^{N_1} \sum_{k=1}^{N_3} \Delta a_{ijk} \quad (2.5)$$

თუ ჩავთვლით, რომ ნებისმიერი i და k -თვის Δa_{ijk} იღებს ერთდამავე მნიშვნელობებს, მაშინ:

$$\Delta b_j = \frac{1}{N_1 N_3} \cdot N_1 N_3 \Delta a_{ijk} \quad \text{ანუ} \quad \Delta b_j \approx \Delta a_{ijk}. \quad (2.6)$$

ამგვარად, თვის საშუალო მნიშვნელობის ცდომილება იმავე რიგისაა, რაც საშუალო დღე-ღამური.

2. გამოვთვალოთ მეტეოელემენტის საშუალო წლიური მნიშვნელობა მოცემული პერიოდისათვის:

$$\Delta b = \frac{1}{N_1 N_2 N_3} \sum_{i=1}^{N_1} \sum_{j=1}^{N_2} \sum_{k=1}^{N_3} \Delta a_{ijk} = \frac{1}{N_1 N_2 N_3} N_1 N_2 N_3 \Delta a_{ijk}$$

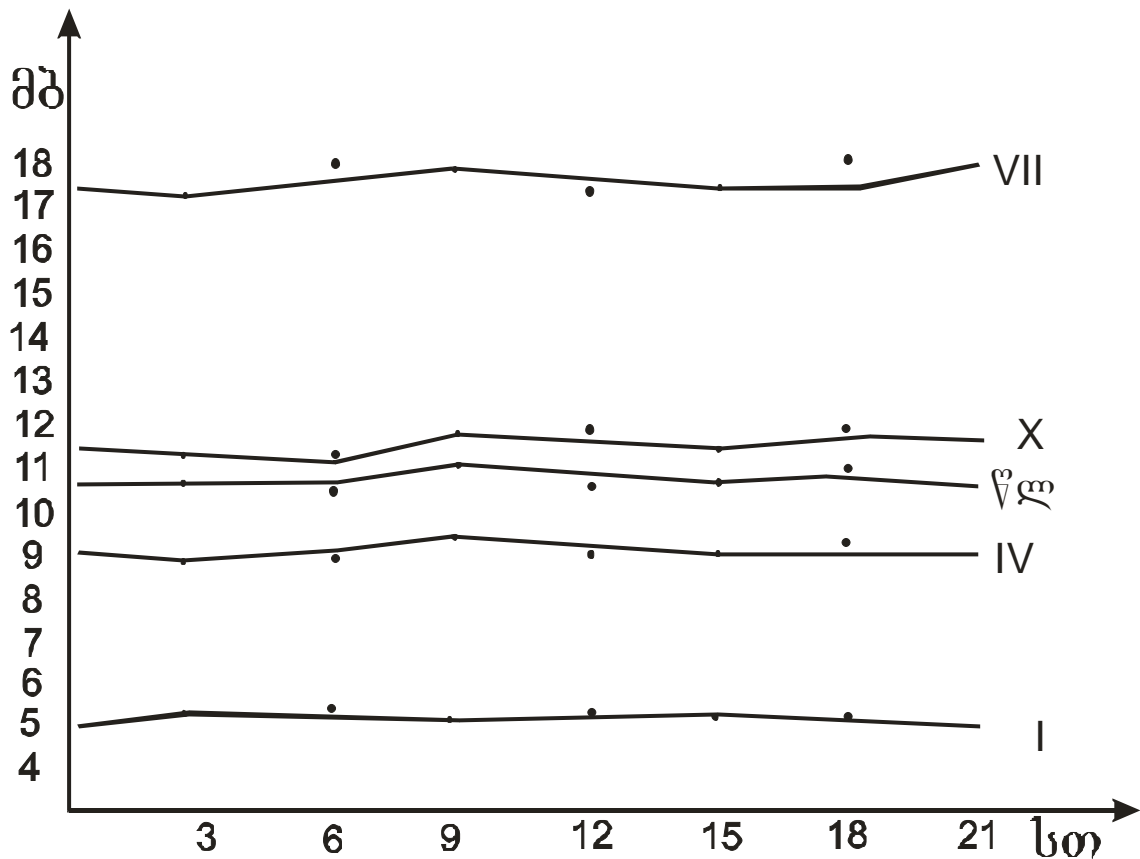
ამ შემთხვევაშიც საშუალო წლიური მნიშვნელობიდან გადახრა იმავე რიგისაა, რაც საშუალო დღე-ღამურისა:

$$\Delta b_j \approx \Delta a_{ijk}.$$

ემპირიული მონაცემების საფუძველზე მივიღებთ ცდომილებათა სიდიდეებს: Δb_j და Δb . ნახ. 2.3; 2.4; 2.5 და 2.6-ზე მოცემულია წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი სინოტივის დღე-ღამური სვლა თბილისისა და სამტრედიისათვის. ბაზისური მრუდები გამოსახავენ 8-ვადიანი დაკვირვების მონაცემებს (1966-1980). წერტილებით, ჯვრებითა და წრეებით აღნიშნულია მონაცემები 3 და 4-ვადიანი დაკვირვებისა (1906-1965). წყლის ორთქლის დრეკადობის ცდომილებათა რიცხვითი მონაცემები მოყვანილია ცხრ. 2.1 და 2.2-ში. ცხრილების პირველი ხაზი წარმოადგენს სინოტივის საშუალო მნიშვნელობას, რომელიც მიღებულია ბაზისური 8-ვადიანი დაკვირვებით. მომდევნო ხაზები სხვადასხვა პერიოდის ცდომილებათა სიდიდეებია. ცხრილებიდან ჩანს, რომ 4-ვადიანიდან 8-ვადიან დაკვირვებებზე გადასვლისას მაქსიმალური ცდომილება არის იანვარში

და ტოლია 0,3 მზ (თბილისი) და 0,5 მზ (სამტრედია), რაც შესაბამისად შეადგენს 6 და 8%-ს. 8-ვადიან დაკვირვებებზე გადასვლა დაემთხვა ქვეყანაში ინდუსტრიის განვითარებას. ამიტომ ანთროპოგენური ფაქტორების გამორიცხვისათვის განვიხილეთ მონაცემები ერთი და იგივე პერიოდისათვის როგორც გრაფიკებიდან ჩანს, ამგვარი გადასვლებისას, მაქსიმალური ცდომილება წლის საშუალო და თვის საშუალო მნიშვნელობისათვის 1-2%-მდე მცირდება და შეადგენს 0,1-0,3 მზ-ს. შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ დაკვირვებათა მწკრივები კლიმატურად ერთგვაროვანია.

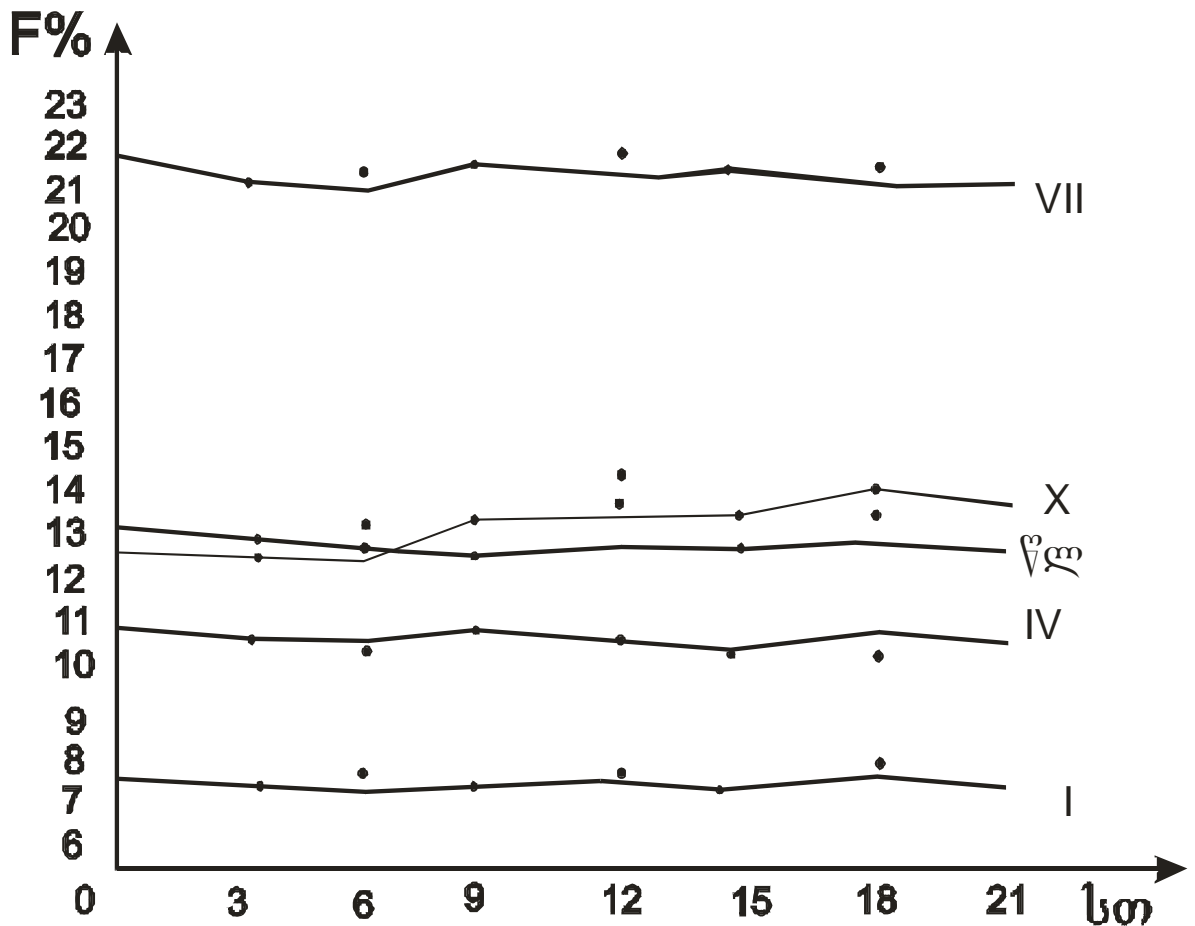
ვარდობითი სინოტივის ცდომილებები მოყვანილია ცხრ. 2.3-სა და 2.4-ში. ამ დროს მაქსიმალური ცდომილება დაფიქსირებულია 3-ვადიანიდან 8-ვადიან დაკვირვებებზე გადასვლისას და შეადგენს 3,8



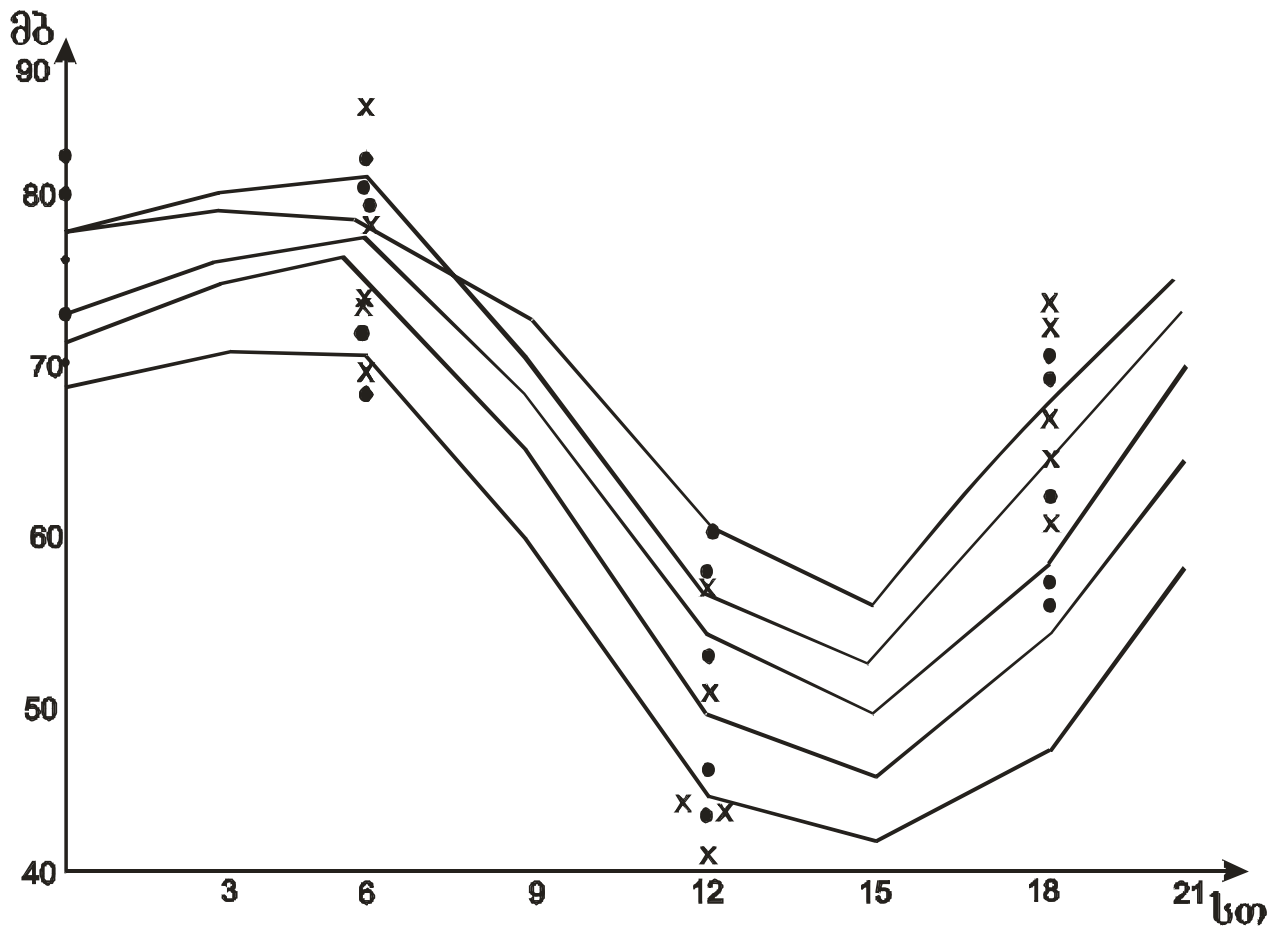
ნახ. 2.3. წყლის ორთქლის დრეკადობის დღე-ღამური სვლა – თბილისი (ჰმო) ცალკეული თვეებისათვის და წლისთვის.

მიღებული აღნიშვნები:

- ა) • - 4-ვადიანი დაკვირვების მონაცემები (1936-1965)
- ბ) გრაფიკები აგებულია 8-ვადიანი დაკვირვებების მონაცემებით (1966-1980)



ნახ. 2.4. წყლის ორთქლის დრეკადობის დღე-ღამური სვლა –
 სამტრედია
 ცალკეული თვეებისათვის და წლისთვის.
 მიღებული აღნიშვნები იხ. ნახ. 2.3.



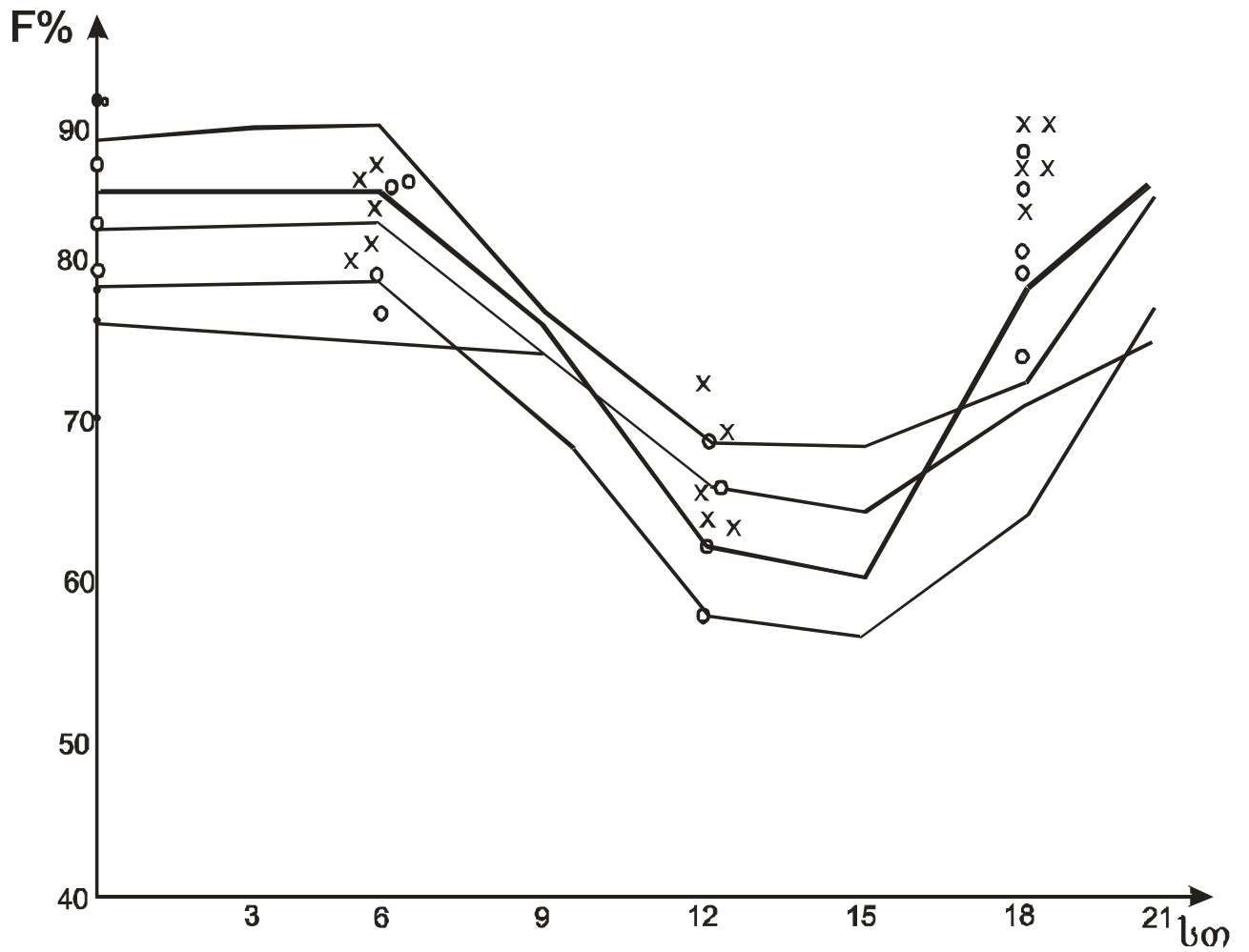
ნახ. 2.5. ფარდობითი ტენიანობის დღე-ღამური სვლა – თბილისი (ჰმო)
ცალკეული თვეებისათვის და წლისთვის.

მიღებული აღნიშვნები:

ა) • - 4-ვადიანი დაკვირვების მონაცემები (1936-1965)

ბ) X - 3-ვადიანი დაკვირვებების მონაცემები (1906-1935).

გ) გრაფიკები აგებულია 8-ვადიანი დაკვირვებების მონაცემებით (1966-1980).



ნახ. 2.6. ფარდობითი ტენიანობის დღე-ღამური სვლა – სამტრედია
 ცალკეული თვეებისათვის და წლისთვის.
 მიღებული აღნიშვნები იხ. ნახ. 2.5-ზე.

ცხრილი 2.1.

წყლის ორთქლის დრეკადიბის (მზ) თვის და წლის საშუალო მნიშვნელობების ცდომილებები – თბილისი (ჰმო) 3, 4 და 8-ვადიანი დაკვირვებებისას.

ვადები (პერიოდი)	თვეები				წლიური საშ.
	I	IV	VII	X	
8 (1966-1980)	4,9	8,9	16,9	10,8	10,4
4 (1936-1965)	5,2	8,6	17,2	11,0	10,5
Δb_j	$\frac{-0,3}{6}$	$\frac{0,3}{3}$	$\frac{-0,3}{3}$	$\frac{-0,2}{2}$	$\frac{-0,1}{1}$
$\Delta b(\%)$	6	3	3	2	1
4 (1966-1980)	4,9	8,8	16,8	10,8	10,4
Δb_j	0	$\frac{0,1}{1}$	$\frac{0,1}{0,6}$	0	0
$\Delta b(\%)$		1	0,6		
3 (1966-1980)	4,9	8,8	16,7	10,8	10,3
Δb_j	0	$\frac{0,1}{1}$	$\frac{0,2}{1}$	0	$\frac{0,1}{1}$
$\Delta b(\%)$		1	1		1

ცხრილი 2.2.

წყლის ორთქლის დრეკადიბის თვის და წლის საშუალო მნიშვნელობების ცდომილებები – სამტრედია

ვადები (პერიოდი)	თვეები				წლიური საშ.
	I	IV	VII	X	
8 (1966-1980)	6,1	10,4	21,7	13,2	12,7
4 (1936-1965)	6,6	9,9	22,2	13,7	13,2
Δb_j	$\frac{-0,5}{8}$	$\frac{0,5}{5}$	$\frac{-0,5}{2}$	$\frac{-0,5}{4}$	$\frac{-0,5}{4}$
$\Delta b(\%)$	8	5	2	4	4
4 (1966-1990)	6,1	10,4	21,7	13,2	12,9
Δb_j	0	0	0	0	$\frac{-0,2}{2}$
$\Delta b(\%)$					2
3 (1966-1990)	6,1	10,4	21,7	13,2	13,0
Δb_j	0	0	0	0	$\frac{-0,3}{2}$
$\Delta b(\%)$					2

(თბილისი-ივლისი) და 3,3%-ს (სამტრედია – აპრილი). შესაბამისი ფარდობითი ცდომილებები ტოლია 6 და 5%-ის.

ამგვარად, შეიძლება ფარდობითი ტენიანობის მწკრივებიც ერთგვაროვნად ჩაითვალოს.

2.2. დაკვირვებათა რიგებში გაცდენილი (გამოტოვებული) მონაცემების აღდგენა შედარებით მოკლე პერიოდებში (3 თვემდე)

დაკვირვების მწკრივების კლიმატური ერთგვაროვნების გამოკვლევის მეორე სტადიაზე აუცილებელია სინოტივის ველის გამოტოვებული ელემენტების აღდგენა. ეს ხდება ორ ეტაპად. პირველ ეტაპზე უნდა აღვადგინოთ გამოტოვებული თვის საშუალო სიდიდეები, თუ მათი მიმდევრობა სამს არ აღემატება. მეორე ეტაპზე აუცილებელია საშუალო წლიური მონაცემების გამოთვლა, როცა გამოტოვებული ელემენტის მიმდევრობა აღემატება სამს. მეორე ეტაპი დაფუძნებულია მიწისპირა სინოტივის ველის კორელაციური მატრიცის ორთოგონალურ ვექტორებად დაშლის გამოყენებაზე. ეს მეთოდიკა სრულყოფილადაა განხილული [7] შრომაში, სადაც გამოყენებულია დაკვირვებათა მწკრივში გამოტოვებული სიდიდეების, კერძოდ, მიწისპირა ფენის ტემპერატურის აღდგენისათვის და მიყვანილია იმავე 90-წლიან პერიოდამდე (1906-1995 წწ.).

გამოტოვებული თვის საშუალო მნიშვნელობის (წყლის ორთქლის დრეკადობის და ფარდობითი ტენიანობის) i -წლისა და j -თვისათვის (e_{ij}) აღდგენა, თუ გამოტოვებული თვეების რიცხვი სამს არ აღემატება, ხორციელდება მარტივი გამოსახულებით:

$$e_{ij} = \bar{e}_j \frac{e_{ij} + e_{ij+1}}{\bar{e}_{j-1} + \bar{e}_{j+1}} \quad (2.7)$$

ცხრილი 2.3.

წყლის ორთქლის დრეკადობის თვის და წლის საშუალო მნიშვნელობების ცდომილებები – თბილისი (ჰმო) 3, 4 და 8-ვადიანი დაკვირვებებისას.

ვადები (პერიოდი)	თვეები				წლიური საშ.
	I	IV	VII	X	
8 (1966-1980)	73,0	62,4	58,1	69,7	67,3
4 (1936-1965)	73,0	62,2	58,2	72,7	66,2
Δb_j	<u>-0,2</u>	<u>0,2</u>	<u>-0,1</u>	<u>-3,0</u>	<u>-1,1</u>
$\Delta b(\%)$	0,3	0,3	0,2	4	2
3 (1906-1935)	70,9	61,4	56,1	68,9	63,4
Δb_j	<u>2,1</u>	<u>1,0</u>	<u>2,0</u>	<u>0,8</u>	<u>3,9</u>
$\Delta b(\%)$	3	2	3	1	6
4 (1966-1980)	73,0	62,7	57,7	70,2	66,2
Δb_j	0	<u>-0,3</u>	<u>0,4</u>	<u>-0,5</u>	<u>1,1</u>
$\Delta b(\%)$		-0,5	0,7	0,7	2
3 (1966-1980)	76,0	60,0	54,3	67,6	63,6
Δb_j	<u>-3,0</u>	<u>2,4</u>	<u>3,8</u>	<u>2,1</u>	<u>3,7</u>
$\Delta b(\%)$	4	4	6,5	3	5,5

ცხრილი 2.4.

ფარდობითი ტენიანობის (%) თვის და წლის საშუალო მნიშვნელობების ცდომილებები - სამტრედია

ვადები (პერიოდი)	თვეები				წლიური საშ.
	I	IV	VII	X	
8 (1966-1980)	705	68,6	78,5	74,5	73,3
4 (1936-1965)	75,5	71,5	77,0	78,7	75,2
Δb_j	<u>-5,0</u>	<u>-2,9</u>	<u>1,5</u>	<u>-4,2</u>	<u>-1,9</u>
$\Delta b(\%)$	7	4	2	6	3
3 (1906-1935)	77,8	73,5	79,4	77,1	75,8
Δb_j	<u>-7,3</u>	<u>-4,9</u>	<u>-0,9</u>	<u>-2,6</u>	<u>-2,5</u>
$\Delta b(\%)$	10	7	1	3,5	3
4 (1966-1980)	70,6	68,6	78,5	76,2	73,5
Δb_j	<u>0,1</u>	0	<u>0</u>	<u>-1,7</u>	<u>0,2</u>
$\Delta b(\%)$	0,1			2	0,3
3 (1966-1980)	69,3	65,3	75,3	73,3	70,6
Δb_j	<u>1,2</u>	<u>3,3</u>	<u>3,2</u>	<u>1,2</u>	<u>2,7</u>
$\Delta b(\%)$	2	5	4	2	4

სადაც

$$\bar{e}_j = \frac{1}{n-1} \left\{ \sum_{k=1}^{i-1} e_{kj} + \sum_{k=i+1}^n e_{kj} \right\}$$

$$\bar{e}_{j\pm 1} = \frac{1}{n-1} \left\{ \sum_{k=1}^{i-1} e_{kj\pm 1} + \sum_{k=i+1}^n e_{kj\pm 1} \right\}$$

n -წლების საერთო რაოდენობაა, $j = 1$ ან 12 -ს ე.ი. იანვარი და დეკემბერი. $j-1$ და $j+1$ შესაბამისად იქნება წინა წლის დეკემბერი ან მომავალი წლის იანვარი.

2.3. დაკვირვებათა რიგებში გამოტოვებული მონაცემების აღდგენა შედარებით დიდ პერიოდებში და მათი მიყვანა ერთ პერიოდამდე

(2.7)-ფორმულა არაზუსტია, მაგრამ ის არ ახდენს მნიშვნელოვან გავლენას საშუალო წლიური სიდიდეების გამოთვლისას. მეორე მხრივ, მისი გამოყენება საშუალებას გვაძლევს გავზარდოთ გამოყენებული წლების რაოდენობა, რაც ძალზედ მნიშვნელოვანია მეორე, ეტაპისათვის. ანუ გამოტოვებული წლის (ან წლების) აღდგენისა და მოკლეპერიოდიანი მწკრივების მიყვანისათვის გრძელ პერიოდამდე. მეორე ეტაპი გულისხმობს მონაცემთა აღდგენას და მათ მიყვანას ერთსა და იმავე პერიოდზე. რაც, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ხორციელდებოდა შემთხვევითი ფუნქციის მრავალგანზომილებიან სივრცეში მდგენელებად დაშლის მეთოდით. შევადგინეთ წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის საშუალო წლიური (სინქრონული) მონაცემების მატრიცა, რამდენიმე ახლომდებარე მეტეოპუნქტისათვის:

$$\|I_{ij}\| \quad (2.8)$$

სადაც $i=1, 2, \dots, n$ -წლების რაოდენობათა ფაქტიური მონაცემებით. $j=1, 2, \dots, m$ -დაკვირვების პუნქტების რაოდენობა ($m < n$).

(2.8)-დან განისაზღვრება ავტოკორელაციური (R_{ij}) და ნორმირებული კორელაციური (r_{ij}) მატრიცა. გამოთვლილია ამ

მატრიცის საკუთარი რიცხვები (λ_i). საკუთარი რიცხვები საშუალებას გვაძლევენ განისაზღვროს ალდგენის სიზუსტე. მაგალითად, თუ ალდგენა ხდება ერთი პუნქტის საშუალებით, რომელსაც აქვს მაღალი კორელაციური კავშირი ძირითად პუნქტებთან, მაშინ სიზუსტე განისაზღვრება თანაფარდობით:

$$\lambda_1 / \sum_{i=1}^m \lambda_i \quad (2.9)$$

სადაც λ_i – საკუთარი რიცხვია, რომელიც მიეკუთვნება დაკვირვების პუნქტს და რომლის ვარიაცია სხვაზე უკეთ კორელირებს მოცემულ პუნქტთან.

როცა ალდგენა ხდება აღსადგენ პუნქტებთან ყველაზე მაღალი კორელაციის მქონე K პუნქტების მონაცემების მიხედვით, მისი სიზუსტე იქნება:

$$\frac{\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_k}{\sum_{i=1}^m \lambda_i}$$

ადვილი მისახვედია, რომ ალდგენისას თუ გამოვიყენებთ ყველა დანარჩენ პუნქტს, ალდგენის სიზუსტე იქნება:

$$\frac{\sum \lambda_i}{\sum \lambda_i} = 1$$

პრაქტიკული თვალსაზრისით აღნიშნული მეთოდის გამოყენება ეფექტურია, როცა კორელაციური კავშირები მეტეოროლოგიურ სადგურებს შორის იმდენად მაღალია (დაახლოებით 0,80 და მეტი), რომ საკმარისია ერთი ან ორი პუნქტის მონაცემების გამოყენება. და კიდევ, დაკვირვების პუნქტები ერთმანეთთან, რაც უფრო ახლოს არიან განლაგებული, მათ შორის კორელაციის კოეფიციენტები მით მაღალია.

j-ური წლის მიწისპირა დრეკადობის და ფარდობითი ტენიანობის საშუალო წლიური მნიშვნელობების აღდგენა ხორციელდება ფორმულით:

$$l_j = \bar{l}_p - \frac{R_{pq}}{R_{qq}} (\bar{l}_q - \bar{l}_{qj}) \quad (2.10)$$

სადაც R_{pq} – კორელაციის კოეფიციენტია ორ p და q პუნქტს შორის, R_{qq} – დისპერსია საშუალო წლიური დრეკადობისა q პუნქტში.

მოვიყვანოთ დრეკადობის აღდგენის მაგალითები ერთი დაკვირვების პუნქტის საშუალებით, მათ შორის მაღალი და შედარებით დაბალი კორელაციურ კავშირების პირობებში.

ერთმანეთთან ახლომდებარე ორი დაკვირვების პუნქტებს ანასეულსა და შრომას აქვთ 26-წლიანი ერთდროული მონაცემები (1937-62 წწ.). აღვადგინოთ დრეკადობის საშუალო წლიური მონაცემები სადგურ შრომისთვის 1953-62 წწ. პერიოდში ანასეულის მონაცემებით და შევადაროთ იგი ფაქტიურ მონაცემებს. ამ პუნქტებს შორის ნორმირებული კორელაციური კოეფიციენტი, 16-წლიანი მონაცემების მიხედვით (1937-52 წწ), შეადგენს 0,97, კორელაციის კოეფიციენტი $R_{pq}=0,220$ და დისპერსია $R_{qq}=0,206$. აღდგენის სიზუსტის წინასწარი შეფასება, რომელიც (2.9)-ით არის გამოთვლილი 98%-ს შეადგენს. ათწლიანი პერიოდის აღდგენა განხორციელებული იყო (2.10) ფორმულით.

2.7.ა ნახაზზე მოყვანილია აღდგენილი და ფაქტიური დრეკადობები სადგურ შრომაზე 1953-62 წწ. მათ შორის სხვაობა ცალკეულ წლებში იცვლება – $1,7 \div +2,1\%$. კორელაციის ნორმირებული კოეფიციენტი შეადგენს 0,97-ს.

მოვიყვანოთ მაგალითი, როცა პუნქტებს შორის კორელაციური კავშირი არ არის მაღალი. ზუგდიდსა და ლენტეხს შორის დრეკადობის კორელაციის ნორმირებული კოეფიციენტი შეადგენს 0,65-ს. მათ აქვთ 44-წლიანი სინქრონული მონაცემები (1944-87 წწ.). გამოვიყენეთ დაკვირვების 30-წლიანი მასალები (1944-73 წწ.) და განვსაზღვრეთ დრეკადობა ლენტეხისათვის 1974-87 წწ. R_{pq} და R_{qq} შესაბამისად ტოლია 0,125 და 0,212. აღდგენის სიზუსტე 95,9%-ის ტოლია.

ნახ. 2.7 ბ-ზე დატანილია აღდგენილი და ფაქტიური სიდიდეები, მათ შორის მაქსიმალური სხვაობა 12%-ია (1975 წ.), ხოლო 14-წლიანი პერიოდის საშუალო ტოლია 4,1%.

ნახ. 2.8-ზე მოცემულია კორელაციის ნორმირებული კოეფიციენტების განაწილება დაკვირვების პუნქტებს შორის, რომელთა აღდგენაც განხორციელდა ერთიდაიმავე 90-წლიანი პერიოდისათვის.

მიწისპირა სინოტივის ველის აღდგენისას, საშუალო ცდომილება მეტია, ვიდრე ტემპერატურის ველის აღდგენისას. თავის მხრივ, ფარდობითი ტენიანობის ველის აღდგენისას სიზუსტე ცდომილებაზე ნაკლებია. ეს შეიძლება იმით აიხსნას, რომ ტემპერატურა უფრო კონსერვატული მახასიათებელია, ვიდრე სინოტივე. ტემპერატურის გაზომვის ცდომილება უფრო მცირეა, სინოტივის გაზომვის ცდომილებაზე. ტემპერატურის ველის სტრუქტურა, უფრო ერთგვაროვანია, ვიდრე სინოტივის. თავის მხრივ, ფარდობითი ტენიანობა დამოკიდებულია არა მარტო წყლის ორთქლის დრეკადობაზე, არამედ ტემპერატურასა და ქარზე. პარამეტრები რთული რელიეფის პირობებში რთულად იცვლება და ეს არის მიზეზი შედარებით მცირე კორელაციური კავშირებისა. საბოლოოდ, ამას

მიყვავართ კორელაციური მატრიცების ფორმირებამდე და ის განსაზღვრავს მზარდ ცდომილებებს.

3. სინოტივის მიწისპირა ველის ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელი

3.1. წყლის ორთქლის დრეკადობის განაწილების თავისებურებანი

სინოტივის მიწისპირა ველის მონაცემთა ბანკის შექმნამ საშუალება მოგვცა მიგველო ახალი რუქა-სქემები, რომლებზეც წარმოდგებილია ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის საშუალო წლიური, თვის საშუალო და სეზონური განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე. ამ მიზნისათვის წყლის სინოტივის ველის ელემენტებს შორის კავშირები ზღვის დონიდან სიმაღლის მიხედვით. მიღებული ანალიზური გამოსახულებებით ვიხელმძღვანელებთ ზემოხსენებული სქემატური რუქების შედგენისას. ისინი შეიძლება გამოყენებულ იქნას აგრეთვე სხვადასხვა მეცნიერული ამოცანის გადაწყვეტისას.

საქართველოს რთული რელიეფის პირობებში მიწისპირა ფენის სინოტივის ველის უწყვეტი განსაზღვრა, დისკრეტული მონაცემებით, საკმაოდ რთულია და მოითხოვს სინოტივის პარამეტრებისა (ამ შემთხვევაში დრეკადობის) და ზღვის დონიდან პუნქტის სიმაღლეს შორის კავშირის შესწავლას. 3.1. ნახაზზე დატანილია წყლის ორთქლის დრეკადობის საშუალო წლიური მონაცემები, გასაშუალოებული 1906-95 წწ.-თვის. მნიშვნელობები მიღებულია 90-წლიანი დაკვირვების

მონაცემებიდან საქართველოს მეტეოქსელში, რომლებიც განლაგებულია სხვადასხვა სიმაღლეზე 1-დან 3.6 კმ-მდე ზღვის დონიდან. როგორც 3.1-3.5 ნახაზებიდან ჩანს, წყლის ორთქლის დრეკადობა მიწისპირა ფენაში - $e(z_0)$, სიმაღლის ცვლილებასთან ერთად კლებულობს ექსპონენციალური კანონით:

$$e(z_0) = a \exp(-bz_0) \quad (3.1.)$$

სადაც a და b - ემპირიული კოეფიციენტებია და შეიძლება განისაზღვროს უმცირეს კვადრატთა მეთოდით.

აღსანიშნავია, რომ (3.1) ტიპის ფორმულით, დრეკადობის სიმაღლესთან დამოკიდებულების ანალიზური წარმოდგენა ექსპონენციალური კანონით, დიდი სიზუსტითაა შესაძლებელი არა მარტო საშუალო წლიური, არამედ თვის საშუალო და საშუალო სეზონური მნიშვნელობებისათვისაც. ამას ადასტურებს ცხრ. 3.1., რომელშიც მოცემულია a და b ემპირიული კოეფიციენტების გამოთვლის შედეგები თბილი და ცივი პერიოდისათვის. როგორც ცხრილიდან ჩანს, უდიდესი დისპერსია აპროქსიმაციის მრუდის მიმართ შეინიშნება ზაფხულის თვეებში (ივლისი, აგვისტო) და შესაბამისად შეადგენს 3%-ს და 4,6%-ს. დანარჩენ შემთხვევაში დისპერსია არ აღემატება 2%-ს. აქედან გამომდინარე დამაკმაყოფილებლად შეიძლება ჩავთვალოთ ცხრ. 3.1.

დრეკადობის მონაცემთა ბაზის გამოყენებით და მიღებულ შედეგებზე დაყრდნობით განსხვავებით [48,75] შრომებში მოყვანილი ნახაზებისა, მიღებულია წყლის ორთქლის დრეკადობის ამსახველი ახალი რუქები, რომლებიც იძლევიან ამ ელემენტთა საშუალო

წლიურსა (ნახ. 3.6) და ყოველი სეზონის ცენტრალური თვეების (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი) შესაბამის განაწილებას საქართველოს ტერიტორიაზე. იანვრისა და ივლისის თვეების წყლის ორთქლის დრეკადობის საშუალო მნიშვნელობათა განაწილება მოცემულია 3.7. და 3.8. ნახაზებზე.

3.1.1. წლიური განაწილება

წყლის ორთქლის დრეკადობა, წლიურ სვლაში (ნახ. 3.6), საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ისევე, როგორც ტემპერატურა, ცხრილი 3.1.

**a და b ემპირიული კოეფიციენტების მნიშვნელობები.
წყლის ორთქლის დრეკადობის დამოკიდებულება ზღვის ზონიდან
სიმაღლეზე**

თვეები	a მზ	b 1/კმ	დისპერსია მზ	დისპერსია %
I	6. 58	-. 446	. 100	2. 0
II	6. 73	-. 427	. 064	1. 3
III	7. 89	-. 390	. 051	. 8
IV	10. 72	-. 352	. 140	1. 7
V	15. 06	-. 353	. 241	2. 0
VI	18. 84	-. 353	. 229	1. 6
VII	22. 20	-. 339	. 531	3. 0
VIII	22. 02	-. 355	. 795	4. 6
IX	18. 39	-. 379	. 341	2. 4
X	13. 70	-. 397	. 195	1. 9
XI	10. 03	-. 403	. 132	1. 7
XII	7. 47	-. 418	. 099	1. 8
საშ. წლიური	13. 80	-. 372	. 122	1. 2
ცივი სეზ.	8. 80	-. 410	. 085	1. 3
თბილი სეზ.	17. 88	-. 33	. 216	1. 5

უმცირეს მნიშვნელობას აღწევს ზამთარში - იანვარ-თებერვალში, ხოლო უდიდესს ივლის-აგვისტოში. წყლის ორთქლის პარციალური წნევის საშუალო წლიური განაწილებიდან ჩანს, რომ მაქსიმალურ

მნიშვნელობებს (14 მბ) იგი აღწევს ზღვისპირა რაიონებში. კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთ საზღვარზე პარციალური წნევა მცირდება 11-12 მბ-მდე. სიმაღლის ზრდასთან ერთად დრეკადობის მნიშვნელობის დაცემა გრძელდება: 500-1000 მ მაღლივ ზონაში $e=9-11$ მბ, 1000-12000მ $e=5-8$ მბ, ხოლო 3000 მ სიმაღლეზე $e=3-4$ მბ. აღმოსავლეთ საქართველოში დაიკვირვება წყლის ორთქლის დრეკადობის ნაკლები მნიშვნელობები. აქ შეიძლება გამოვყოთ მდინარეების ალაზნის, ივრისა და მტკვრის ხეობების რაიონები, სადაც წყლის ორთქლის დრეკადობა აღწევს 11-12 მბ. სიმაღლის ზრდასთან ერთად აქაც მცირდება დრეკადობა, ოღონდ ნაკლები სიდიდით.

3.1.2. განაწილება თბილ პერიოდში

თბილ პერიოდში ორთქლის დრეკადობის ცვლილება შედარებით დიდ საზღვრებში იცვლება. 22-23 მბ-ს აღწევს კოლხეთის სანაპირო ზოლში. ზღვის ნაპირიდან მოშორებით, სიღრმეში იგი მცირდება 20-21 მბ-მდე. დასავლეთ საქართველოს მთისწინა და მთიან რაიონებში მცირდება 15-20 მბ-მდე. აჭარა-იმერეთის მაღალმთიან რაიონებში 11-15 მბ-ს შეადგენს. კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში კი - 5-10 მბ-ს.

აღმოსავლეთ საქართველოში ზაფხულობით წყლის ორთქლის მაქსიმალური შემცველობა ქართლის ტერიტორიასა და ალაზნის ველზე აღინიშნება 15-20 მბ. სამხრეთ საქართველოს მთიან რაიონებში დრეკადობა კლებულობს 11-15 მბ-მდე. თითქმის ასეთივე მნიშვნელობა აქვს კავკასიონის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ რაიონებში. მაღალმთიან ზონებში კი 4-5 მბ-ს შეადგენს. სექტემბრიდან საქართველოს მთელ

ტერიტორიაზე შეიმჩნევა წყლის ორთქლის დრეკადობის საერთო შემცირება, ოქტომბერში კი კლება მაქსიმალურია და 3-5 მმ-ს შეადგენს.

3.1.3. განაწილება ცივ პერიოდში

ცივი სეზონისათვის წყლის ორთქლის დრეკადობის განაწილება ახლოსაა წლიური განაწილების მნიშვნელობასთან. ზამთრობით წყლის ორთქლის დრეკადობის მაქსიმუმი ზღვისპირა რაიონებში ბათუმი, ბიჭვინთა 7-8 მმ. კოლხეთის დაბლობის უმეტეს ტერიტორიაზე დრეკადობის მნიშვნელობა 6-7 მმ-ის ტოლია. დასავლეთ საქართველოს მთისწინა და მთიან რაიონებში იგი კლებულობს 3-5 მმ-მდე.

აღმოსავლეთ საქართველოს უმეტეს ტერიტორიაზე დრეკადობა იცვლება 4-5 მმ-ის საზღვრებში. 6 მმ-ს ის აღწევს ისევ მტკვრისა და ალაზნის ველებზე. აგრეთვე, თბილისსა და თელავში. სიმაღლის ზრდასთან ერთად დრეკადობა კლებულობს და მთიან რაიონებში 3-4 მმ-მდე ეცემა. ჯავახეთის პლატოზე 2-3 მმ, კავკასიონის მაღალმთიანეთში 1-2 მმ. მარტიდან იწყება ატმოსფეროში წყლის ორთქლის შემცველობის ზრდა.

3.1.4. განაწილება თვეების მიხედვით (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი)

წყლის ორთქლის დრეკადობის მაქსიმალური მნიშვნელობები, როგორც აღვნიშნეთ ზამთარში დაიკვირვება ზღვისპირა რაიონებში: ბათუმი, ბიჭვინთა, სოხუმი. იანვრის თვეში (ნახ. 3.7). დრეკადობა აქ 6-

7,5 მბ-ს აღწევს. დასავლეთ საქართველოს მთისწინა და მთიან რაიონებში კლებულობს 3-5 მბ-მდე.

აღმოსავლეთ საქართველოს უმეტეს ტერიტორიაზე დრეკადობა დიდი საზღვრებში არ იცვლება. თბილისსა და თელავში 5 მბ-ს აღწევს. სიმაღლის ზრდასთან ერთად მცირდება 3-4 მბ-მდე.

ცივიდან თბილ პერიოდში გადასვლისას დრეკადობა შედარებით იზრდება. დასავლეთ საქართველოში დრეკადობის მაქსიმალური მნიშვნელობები აპრილის თვეში ზრვისპირა რაიონებში დაიკვირვება: ბათუმი - 10,8 მბ, ბიჭვინთა - 10,9 მბ. ზღვის ნაპირიდან მოშორებით დრეკადობა შედარებით მცირდება. თუმცა მაქსიმუმი სადგურ სამტრედიისაზე აღნიშნება - 10,5 მბ.

აღმოსავლეთ საქართველოში მაქსიმუმები შემდეგ სადგურებზეა: ლაგოდეხი - 10,4 მბ, გურჯაანი - 10,2 მბ, ალაზნის ველზე - 10,3 მბ. დრეკადობა სიმაღლის მიხედვით მცირდება და მინიმუმი დაიკვირვება სადგურზე ყაზბეგში - 2,6 მბ.

ივლისის თვე (ნახ. 3.8.) წყლის ორთქლის დრეკადობის მაღალი მნიშვნელობით გამოირჩევა. მაქსიმუმი აქაც ზღვისპირა რაიონებშია. ბიჭვინთა - 23 მბ, ბათუმი - 22 მბ. კოლხეთის დაბლობის ტერიტორიაზე დრეკადობის მნიშვნელობა 20-21 მბ-ის საზღვრებშია. დასავლეთ საქართველოს მთისპირა და მთიან ზოლში დრეკადობის მნიშვნელობა 15-20 მბ შეადგენს და მცირდება მაღალმთიან ზონაში: 12-15 მბ-მდე აჭარა-იმერეთის ქედზე, 5-10 მბ-მდე დასავლეთ კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში.

აღმოსავლეთ საქართველოში დრეკადობა 17-19 მბ-ის საზღვრებშია. მინიმუმი დაიკვირვება მაღალ მთაში - ყაზბეგში - 5,9 მბ.

ოქტომბრის თვეში წყლის ორთქლის დრეკადობის განაწილება დაახლოებით ისეთივეა, როგორც ცივ პერიოდში. მაქსიმუმი აქაც ზღვისპირა რაიონებშია. ბათუმი, ბიჭვინთა - 14-15 მმ. გალი, ჩაქვი - 13-14 მმ. მინიმუმი აღმოსავლეთ საქართველოს მთიან რაიონშია - ყაზბეგი - 3,1 მმ.

3.2. ფარდობითი სინოტივის განაწილების თავისებურებანი

ფარდობითი ტენიანობა წლის განმავლობაში დიდ საზღვრებში ცვალებადობს. მისი განაწილება დამოკიდებულია არა მარტო წყლის მოდენაზე ატმოსფეროში, არამედ განსახილველი ტერიტორიის ტემპერატურულ რეჟიმზე. ძლიერ დანაწევრებული რელიეფის პირობებში, ფარდობითი ტენიანობის ტემპერატურაზე დამოკიდებულება, საკმაოდ რთული ხასიათისაა. ფარდობითი ტენიანობაზე დიდ გავლენას ახდენს სიმაღლე ზღვის დონიდან, ფერდობების დახრილობა, ექსპოზიცია და ქარის რეჟიმი. ქარის გავლენა განსაკუთრებით დასავლეთ საქართველოში იგრძნობა, სადაც ფიონური დინებებისა და მშრალი ჰაერის ნაკადების შემთხვევაში, ცალკეულ თვეებსა და სეზონებში ფარდობითი ტენიანობა მკვეთრად ეცემა. ამით შეიძლება აიხსნას ის გარემოება, რომ ფარდობითი ტენიანობის მნიშვნელობებს შორის, მეტეოქსელის განსახილველ პუნქტებში, ხშირად არ ხერხდება დამაკმაყოფილებელი კორელაციური კავშირების გამოვლენა. ამვე მიზეზით არ იყო კავშირი დადგენილი ფარდობითი ტენიანობის მნიშვნელობებსა და ზღვის დონიდან z_0

სიმაღლეს შორის (ნახ. 3.9). ეს აძნელებს რეჟიმული რუქა-სქემების შედგენას. ამიტომ ამ შემთხვევაში მხედველობაში იქნა მიღებული რელიეფის ადგილობრივი თავისებურებანი და კორელაციური კავშირები ფარდობითი ტენიანობის მნიშვნელობებს შორის ცალკეული რაიონების პუნქტებზე.

ცნობები ფარდობითი ტენიანობის რეჟიმის შესახებ მოყვანილია [75, 48] შრომებში, სადაც წარმოდგენილია ფარდობითი ტენიანობის განაწილების ორი რუქა-სქემა, იანვრისა და ივლისის 13 საათისათვის. რუქები შედგენილია 1936-1956 წლების მონაცემებით. ციტირებული შრომებისაგან განსხვავებით ამ თავში წარმოდგენილია ახალი რუქა-სქემები საქართველოს ტერიტორიის მიწისპირა ფენისათვის, რომელიც დამუშავებულია ფარდობითი ტენიანობის მონაცემთა ბაზის გამოყენებით.

3.2.1. წლიური განაწილება

ფარდობითი ტენიანობის წლიური სვლა დასავლეთ საქართველოსთვის ხასიათდება მუსონური კლიმატის ნიშნებით: მინიმუმები დაიკვირვება ზამთრის თვეებში, ხოლო მაქსიმუმები კი ზაფხულსა და შემოდგომაზე. მაღალმთიანეთში პირიქით - მინიმუმი ზაფხულის პერიოდში, მაქსიმუმი კი - ზამთარში. საქართველოს უმეტეს რაიონებში ფარდობითი ტენიანობის წლიურ სვლას კონტინენტური ხასიათი აქვს, რაც გამოიხატება ორი მაქსიმუმითა და ორი მინიმუმით. ძირითადი მაქსიმუმი დაიკვირვება შემოდგომის

ბოლოსა და ზამთრის დასაწყისში, მინიმუმი კი ზაფხულის თვეებში. მეორადი მაქსიმუმი დაიკვირვება მაისში და ემთხვევა ნალექების მაქსიმუმს.

კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ ფერდობებზე და ჯავახეთის პლატოზე დაფიქსირებულია ერთი მაქსიმუმი (შემოდგომა-ზამთრის თვეებში) და ერთი მინიმუმი (ზაფხულის თვეებში). მაღალმთიან ზონაში აქაც პირიქით ხდება. ზაფხულში მაქსიმუმია, ხოლო ზამთარში მინიმუმი. ეს შეიძლება აიხსნას ზაფხულში ინტენსიური კონვექციით. ნახ. 3.11.-ის მიხედვით დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირა რაიონებში, ფარდობითი ტენიანობის საშუალო წლიური მნიშვნელობების დიაპაზონი 75-80%-ს შეადგენს. კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთ სანაპიროს მიმართულებით 70-75%-მდე იკლებს. ლიხის ქედზე 80%-მდე ზრდა გამოწვეულია ჰაერის მასების ადვექციით, როგორც აღმოსავლეთიდან, ისე დასავლეთიდან. კავკასიონის დასავლეთ

მაღალმთიან ზონაში, აგრეთვე აჭარა-იმერეთის ქედის, მაღალ მთიანეთში დაიკვირვება ფარდობითი ტენიანობის მაქსიმალური მნიშვნელობა 81-85%.

აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპებში ფარდობითი ტენიანობის დაბალი მნიშვნელობებია. საშუალო წლიური მნიშვნელობა აქ 66-70%-ია. შიდა ქართლის რაიონებსა და ალზნის ველზე სინოტივე იზრდება 71-75 %-მდე. ბორჯომ-ბაკურიანის, იორის და ალზნის ხეობის ზემო ნაწილი აგრეთვე ჯავახეთის პლატო ხასიათდება კიდევ უფრო მეტი მნიშვნელობებით - 76-80%. დასავლეთ საქართველოში მაქსიმალური მნიშვნელობა 81-85%-ს აღწევს.

3.2.2. განაწილება თბილ პერიოდში

თბილი პერიოდის დაწყებიდან შესამჩნევი ხდება ფარდობითი ტენიანობის ზრდა, რომელიც პიკს აღწევს ივნის-ივლისში. ზაფხულში ტენიანობა დიდ საზღვრებში მერყეობს. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ამ დროს მაქსიმალური მნიშვნელობა (81-85%) დაიკვირვება დასავლეთ საქართველოში, ხოლო მინიმალური (56-70%) კი - აღმოსავლეთ საქართველოს უმეტეს რაიონებში ტენიანობის კლების ტენდენცია აღინიშნება დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაგან, როგორც აღინიშნებოდა კოლხეთის დაბლობსა და აჭარა-აფხაზეთის ზღვისპირა რაიონებში, დაიკვირვება მაქსიმალური მნიშვნელობა (81-85%). კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ უბნებში, აგრეთვე მთისწინა და მთიან რაიონებში კი კლებულობს 71-80%-მდე. კავკასიონის დასავლეთ და ცენტრალურ ზონაში ტენიანობა კვლავ იზრდება მაქსიმალურ მნიშვნელობამდე.

აღმოსავლეთ საქართველოში უმცირესი მნიშვნელობა (55-65%) დაიკვირვება მტკვრისა და იორის ველებზე აზეირბაიჯანის საზღვრამდე. სიმაღლის ზრდასთან ერთად კი იზრდება 66-70%, ხოლო მთიან რაიონებში კი 71-75%-მდე.

შემოდგომა ხასიათდება შედარებით ერთგვაროვნებით ოქტომბერში თითქმის ყველგან 71-80%-ია. მაქსიმალური მნიშვნელობა (86-90%) კავკასიონის დასავლეთ ნაწილის მაღალმთიან ზონაში დაიკვირვება. მინიმალური კი თბილისის მიმდებარე რაიონებში - 61-65%.

3.2.3. განაწილება ცივ პერიოდში

ზამთარში, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე, ფარდობითი ტენიანობა - 70-80%. კავკასიონის დასავლეთ მთიან რაიონებში, თრიალეთის ქედზე, აჭარა-იმერეთის ქედის მაღალ ზონაში, ჯავახეთის პლატოს აღმოსავლეთ ნაწილში და იორის სათავეებში დაიკვირვება ფარდობითი ტენიანობის ზრდა 81-85%-მდე. თებერვლიდან დაწყებული, ტემპერატურის ზრდასთან ერთად ფარდობითი ტენიანობა იკლებს. ყველაზე ინტენსიური კლება დაიკვირვება მარტ-აპრილში.

3.2.4. განაწილება თვეების მიხედვით (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი)

იანვრის თვე (ნახ. 3.10) ფარდობითი ტენიანობის მაღალ მნიშვნელობებით გამოირჩევა, დასავლეთ საქართველოში ტენიანობა დიდ საზღვრებში მერყეობს - 66-86%. ზღვისპირა ზოლში ფარდობითი ტენიანობა 70-74%-ის საზღვრებში. მინიმუმია სადგურზე ქედა - 67%. მაქსიმუმები შემდეგ სადგურებზეა: აბასთუმანი, ლეთა-84%, ლენტეხი - 86%, ფსხუ - 88%, ქვემო აჭარა - 85%.

აღმოსავლეთ საქართველოშიც იმავე საზღვრებში იცვლება ტენიანობა, როგორც დასავლეთში. მინიმუმები აღინიშნება სადგურებზე

დმანისი, ყაზბეგი - 67%, ხოლო მაქსიმუმებია სადგურებზე ეფრემოვკა - 87%, მუხრანი - 81%, შირაქი - 83%.

აპრილში საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიაზე ფარდობითი ტენიანობა მერყეობს 65-75%-ის საზღვრებში. მისი შედარებით მომატებული მნიშვნელობები (76-80%) ძირითადად დაიკვირვება ზღვისპირა რაიონებში, დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონის მთიან ნაწილში, მაქსიმალური მნიშვნელობები კი კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში (81-85%).

დაწყებული აპრილიდან ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში შესამჩნევი ხდება ფარდობითი ტენიანობის ზრდა, რომელიც მთავრდება ივნის-ივლისში (ნახ. 3.12). ზაფხულში ფარდობითი ტენიანობა მერყეობს დიდ ფარგლებში. ეს გამოწვეულია იმით, რომ ამ დროს მისი მაქსიმალური მნიშვნელობები (81-85%) დაიკვირვება დასავლეთ საქართველოს უმეტეს რაიონებში. შესამჩნევია საერთო კლების ტენდენცია დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენ. როგორც აღვნიშნეთ კოლხეთის დაბლობის ზღვისპირა რაიონებში - აჭარა და აფხაზეთში დაიკვირვება ფარდობითი ტენიანობის უდიდესი მნიშვნელობები (81-85%). კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში და მის აღმოსავლეთით, აგრეთვე, მიმდებარე მთისპირა და მთიან რაიონებში იგი კლებულობს და მერყეობს 71-80%-ის საზღვრებში. დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში ფარდობითი ტენიანობა კვლავ მატულობს მაქსიმალურ მნიშვნელობამდე.

აღმოსავლეთ საქართველოში ტენიანობის უმცირესი მნიშვნელობები (55-65%) დაიკვირვება მდინარეების მტკვრისა და ივრის

ქვედა წელში აზერბაიჯანთან საზღვრამდე. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ფარდობითი ტენიანობა მატულობს: მთისპირა რაიონებში იგი 66-70% ფარგლებშია, მთიან ზოლში კი - 71-75%-ის საზღვრებში.

შემოდგომისთვის დამახასიათებელია ფარდობითი ტენიანობის საკმაოდ დიდი ერთგვაროვნება მთელ ტერიტორიაზე. მაგალითად, ოქტომბერში თითქმის ყველგან იგი მერყეობს 71-80% საზღვრებში. მისი მაქსიმალური მნიშვნელობა დაიკვირვება დასავლეთ კავკასიონის ზღვისპირა მაღალმთიან ნაწილში 86-90%, ხოლო მინიმუმი - თბილისის მიდამოებში 61-65%.

4. მიწისპირა სინოტივის ველის საუკუნებრივი ცვლილების ემპირიულ-სტატისტიკური მოდელი

4.1. წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნებრივი ცვლილება

წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნებრივი ცვლილების საკითხის დასმა და შესწავლა მიწისპირა ფენაში, სრულიად ახალია რეგიონალურ კლიმატოლოგიურ გამოკვლევებში. როგორც აღნიშნული იყო ეს ამოცანა დაკავშირებულია ამიერკავკასიაში კლიმატის ცვლილების პრობლემის კვლევასთან.

ამ თავში მოყვანილია დრეკადობის საუკუნებრივი ცვლილების მახასიათებელი თავისებურებები საქართველოს ტერიტორიაზე,

რომელიც მიღებულია სინოტივის ველის ელემენტების მონაცემთა ბაზის ანალიზის საფუძველზე. გამოყენებულია ჩვენს ტერიტორიაზე მოთავსებული ყველა სადგურისა და პუნქტის ტრენდების აგების მეთოდოლოგია. წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნებრივი წრფივი ტრენდი ანუ წრფივი აპროქსიმაცია, რომელიც ახასიათებს მისი ცვლილების ტენდენციას, განისაზღვრება a საკუთხო კოეფიციენტით:

$$e = at + b \quad (4.1)$$

a და b კოეფიციენტები განისაზღვრება უმცირეს კვადრატთა მეთოდით. ცხრ. 2 და 3-ში მოყვანილია მათი მნიშვნელობა. a კოეფიციენტის განზომილებაა მბ/წელიწ. იგი განსაზღვრავს წყლის ორთქლის დრეკადობის ცვლილების საშუალო მნიშვნელობას განსახილველი პერიოდის ყოველ წელიწადზე. შედარებისათვის გამოთვლილ იქნა აგრეთვე დრეკადობის ანომალიის მნიშვნელობა.

$$\Delta e = \Delta e_1 - \Delta e_2 \quad (4.2)$$

სადაც Δe_1 და Δe_2 არის შესაბამისად ანომალიის საშუალო მნიშვნელობები საწყის (1906-1935) და საბოლოო (1966-1995) 30-წიან ინტერვალში. Δe -ს განზომილება ამ შემთხვევაში იქნება მბ/90 წ. მაგალითისათვის 4.1. ნახაზზე მოყვანილია ამ შედარების შედეგები თბილისისა და სამტრედიისათვის, რომელთათვის დამახასიათებელია შესაბამისად დრეკადობის საუკუნებრივი ტენდენციის ზრდა და შემცირება. როგორც 4.1. ნახაზიდან ჩანს, ორივე მიდგომა იძლევა ერთმანეთის მსგავს შედეგებს. თუმცა ანომალიის მნიშვნელობა, გამოთვლილი წრფივი აპროქსიმაციით, როგორც წესი აჭარბებს იმ ანომალიის მნიშვნელობებს, რომელთაც ვიღებთ (4.2)-ის თანახმად.

რუქა-სქემები, რომლებზედაც მოცემულია დრეკადობის საუკუნებრივი ცვლილების ტენდენციის სივრული განაწილება წარმოდგენილია 4.2-4.6 ნახაზებზე. ისინი მიღებულია ტრენდების მახასიათებლის კომპიუტერული დამუშავების შედეგად და გვამლევს წლიური ანომალიის განაწილებას, თბილი და ცივი პერიოდების საშუალო მნიშვნელობათა ცვლილებას, აგრეთვე საუკუნებრივი ცვლილების ტენდენციას ცალკეული თვეებისათვის (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი).

4.1.1. წლიური ცვლილება

წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნებრივი ცვალებადობის წლიური მნიშვნელობების მონაცემების თანახმად, მისი მნიშვნელობის მნიშვნელოვანი შემცირება აღინიშნება ორ ადგილას (ნახ. 4.2) - დასავლეთ საქართველოში - დიდი ჭყონის, სამტრედიის და წულუკიძის სადგურებზე. აქ კლება შეადგენს 0,5-0,7 მმ/წელიწ. აღმოსავლეთ საქართველოში კი - საგარეჯოში 1 მმ/წელიწ. დანარჩენი ტერიტორიისათვის დამახასიათებელია წლიური მნიშვნელობათა მატება ან მუდმივობა. დასავლეთ საქართველოში გამოიყოფა ზღვისპირა რაიონები (ანასეული, ხეთა, დაბლა ციხე, მწვანე კონცხი), სადაც მატება შეადგენს 0,5-0,7 მმ/წელიწ. რაჭა-ლეჩხუმის მთიანეთში (ონი, ლენტეხი-0,5-0,9 მმ/წელიწ. დასავლეთის და აღმოსავლეთის გამყოფ ლიხის ქედზე მაქსიმუმები შეადგენს: თბილისის, კარსანისა და მუხრანის სადგურისათვის 0,8-1,1 მმ/წელიწ. თელავის, ლაგოდეხის და

ყვარელისათვის 0,5-0,8 მბ/წელიწ. ჯავახეთში (სადგური წალკა) - 0,8 მბ/წელიწ.

4.1.2. ცვლილება თბილ პერიოდში

წლის თბილ პერიოდში დრეკადობის განაწილების ანომალიაში შესამჩნევი კონტრასტია (ნახ. 4.3.). საქართველოს თითქმის მთელი ტერიტორია ხასიათდება ატმოსფეროში ორთქლის შემცველობის დადებითი ცვლილებით. აღსანიშნავია ორი არე დასავლეთ (სამტრედია) და აღმოსავლეთ (საგარეჯო) საქართველოში, სადაც დაიკვირვება დრეკადობის შემცირება. შემცირების სიდიდე, შესაბამისად 0,7 მბ/საუკ. და 1,4 მბ/საუკ.-ია. დასავლეთ საქართველოში დაიკვირვება მაქსიმუმი მაისში 1,1 მბ/საუკ., ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში დრეკადობის მნიშვნელობა ამავე თვეში 2,2 მბ/საუკ.

ატმოსფეროში წყლის ორთქლის შემცირების ცვლილების დადებითი ტენდენცია, ძირითადად, მოიცავს აღმოსავლეთ საქართველოს, წელიწადის თბილ პერიოდში დასავლეთ საქართველოში მაქსიმალური საუკუნებრივი მატება აღინიშნება ონში 1,4 მბ/საუკ., აღმოსავლეთ საქართველოში კი - თბილისში 1,8 მბ/საუკ. აღნიშნული კონტრასტები დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში მკაფიოდაა გამოხატული ზაფხულის თვეებში. როგორც ჩანს, თბილისისათვის ანთროპოგენური ფაქტორის გავლენა იმდენად დიდია, რომ ივნის-აგვისტოსათვის საუკუნებრივი ზრდა 2,4-2,7 მბ/საუკ. შეადგენს, ეს დაახლოებით 3 მბ-ია საუკუნეში.

4.1.3. ცვლილება ცივ პერიოდში

წლის ცივი პერიოდისათვის განაწილების სურათი ძირითადად უცვლელია (ნახ. 4.4) დრეკადობის შემცირება იმავე უბნებში დაიკვირვება (სამტრედია, საგარეჯო) და შესაბამისად მათი მნიშვნელობებია 0,7 და 0,6 მბ/საუკ. საქართველოს ტერიტორიის უმეტესი ნაწილი ხასიათდება განაწილების ერთგვაროვანი სურათით (წლიურ მნიშვნელობასთან შედარებით), ტრენდის დახრის კუთხის დადებითი და ნულოვანი მნიშვნელობებით. კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთით ტრენდის დახრილობა ჯერ ნულის ტოლი ხდება (საქარა), შემდეგ კი ისევ დაიკვირვება წყლის ორთქლის დრეკადობის ზრდის ტენდენცია. წიფაში მატება ცივ პერიოდში შეადგენს 0,3 მბ/საუკ. აღმოსავლეთ საქართველოსთვის ცივ პერიოდში ზრდის ტენდენცია მეტად არის გამოხატული, ვიდრე თბილში. მთელი აღმოსავლეთ საქართველოსათვის (საგარეჯოს გარდა) ტრენდის დახრა დადებითია.

4.1.4. ცვლილება თვეების მიხედვით (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი)

იანვრისთვის (ნახ. 4.5) განაწილების ერთგვაროვნება გამოკვეთილია ძირითადად ოთხ არეში, სადაც დაიკვირვება დრეკადობის ცვლილების მცირე დადებითი ტენდენცია ან მუდმივივობა. თითქმის მთელი დასავლეთ საქართველოს ტრენდის დახრა დადებითია, გამონაკლისია სამტრედია, სადაც დახრა

უარყოფითია – -0,7 მბ/საუკ. აღმოსავლეთ საქართველოში კი კლება შემდეგ სადგურებზეა: საგარეჯო, კოჯორი – -0,5 მბ/საუკ.

აპრილის თვე დრეკადობის საუკუნეობრივი ცვლილების ზრდის ტენდენციით გამოირჩევა. დასავლეთ საქართველოში კლება მხოლოდ სადგურ სამტრედიაზეა – -0,2 მბ/საუკ. აღმოსავლეთ საქართველოში კი საგურზე კოჯორი და საგარეჯო - -0,4 მბ/საუკ.

ივლისის თვეში (ნახ. 4.6.) საქართველოს თითქმის მთელს ტერიტორიაზე წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნეობრივი ცვლილების ზრდის ტენდენციაა. თუმცა კლება აქაც შეინიშნება დასავლეთ საქართველოში კვლავ სამტრედიაზე - 0,7 მბ/საუკ. სოხუმი - 0,2 მბ/საუკ. აღმოსავლეთ საქართველოში კლებაა სადგურებზე კოჯორი, საგარეჯო შესაბამისად - 0,7 და 1,6 მბ/საუკ.

ოქტომბრისათვის წყლის ორთქლის დრეკადობის ცვლილების განაწილების შედარებით ერთგვაროვანი სურათია. დრეკადობის საუკუნეობრივი ცვლილების სიდიდის შემცირება დაიკვირვება დასავლეთში - სამტრედია – -0,9 მბ/საუკ., აღმოსავლეთ საქართველოში - საგარეჯო – -0,1 მბ/საუკ., მაქსიმალური შემცირებაა სადგურზე ხულო – -1,1 მბ/საუკ.

ამგვარად, შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე არსებობს დრეკადობის საუკუნეობრივი ცვლილების განაწილების საკმაოდ მდგრადი სურათი. ამ განაწილების ძირითადი თავისებურებებია: ა) არსებობს ორი რაიონი დასავლეთ (სამტრედია) და აღმოსავლეთ (საგარეჯო) საქართველოში, სადაც ტრენდი უარყოფითია; ბ) საქართველოს მთელი ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში ტრენდი დადებითია; გ) წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნეობრივი

ცვლილების მაღალი მახასიათებელი სიდიდეები აღმოსავლეთ საქართველოში, ვიდრე დასავლეთ საქართველოში; დ) შედარებით ერთგვაროვანი სურათი ნულოვანი და დადებითი ანომალიების განაწილებისა ცივ პერიოდში და კონტრასტების ზრდა თბილ პერიოდში.

ნახ. 4.7. და 4.8-ზე წარმოდგენილია წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნეობრივი ცვლილების გრაფიკები თვეების მიხედვით დასავლეთ (ანასეული, სამტრედია) და აღმოსავლეთ (დმანისი, ყაზბეგი) საქართველოსთვის. აღმოსავლეთ საქართველოსათვის დამახასიათებელია დადებითი ანომალიები მაქსიმუმით იანვარში, აპრილში და აგვისტოში. უარყოფითი ტრენდი აღინიშნება მაისსა და ნოემბერში. შესაბამისად, მინიმუმები დაიკვირვება ამავე თვეებში და აგრეთვე თებერვალში, როცა ანომალიები ნულის ტოლია.

დასავლეთ საქართველოსთვის დამახასიათებელია უარყოფითი გადახრები. დადებითი მაქსიმუმი გვაქვს მაისსა და ივლისში. მინიმუმები კი – თებერვალ-მარტში, მაისსა და ოქტომბერში.. განაწილების ეს თავისებურებები გამოსახულია ნახ. 4.1-ზე. ორივე ტერიტორიისათვის საერთოა ანომალიის ნიშნის მკვეთრი ცვლილება დადებითიდან უარყოფითისკენ. აპრილ-მაისში განაწილების გადასვლა მაქსიმუმიდან მინიმუმში.

შემდგომ ნახაზებში (ნახ. 4.9ა-4.9ვ) მოყვანილია საუკუნეობრივი რყევის ტიპური გრაფიკები დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოსათვის. აქვეა წრფივი ტრენდები და მრუდები, რომლებიც მიღებულია მეექვსე ხარისხის პოლინომის აპროქსიმაციით. უმეტეს შემთხვევაში ორივე რეგიონსა და ამ რეგიონებში განლაგებული

სადგურებისათვის დაიკვირვება წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნეობრივი ცვლილების დადებითი ტენდენცია. გამონაკლისია სამტრედია (ნახ. 4.9.დ), სადაც მკაფიოდაა გამოხატული წრფივი უარყოფითი დახრა.

მეტეოელემენტის საუკუნეობრივი სვლის წრფივი აპროქსიმაცია საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ მიმართულება და განსახილველ ინტერვალში დროში ცვლილების მნიშვნელობა, მაგრამ იგი არ გვაძლევს განსახილველი პერიოდის შიგნით შედარებით მოკლე დროის ვარიაციის განსაზღვრის საშუალებას. მიახლოებითი შეფასება შესაძლებელია ტრენდების აგებით და უფრო ზუსტად – მოცემული მაღალი ხარისხის პოლინომების აპროქსიმაციით.

4.9ა–4.9ე ნახაზებზე მოყვანილი მრუდები ერთადაა წარმოდგენილი 4.10 ნახაზზე. როგორც ნახაზიდან ჩანს, იმისგან დამოუკიდებლად თუ როგორია საერთო ტენდენცია (კლებადი თუ ზრდადი), საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე სინქრონულად ხდება წყლის ორთქლის დრეკადობის ზრდა ან შემცირება. მაგალითად: 1915-1920 წლებში მთელს ტერიტორიაზე ადგილი ჰქონდა ზრდას, შემდეგ 40-იან წლებში – უმნიშვნელო დაცემას, ხოლო 60-იან წლებში კი მთელ ტერიტორიაზე სინქრონული ზრდა დაიკვირვებოდა და ა.შ. ჩვენი აზრით, ეს მნიშვნელოვანი ფაქტია და საშუალებას გვაძლევს გამოვიტანოთ დასკვნები.

ტენშემცველობის სინქრონული ვარიაციები განისაზღვრება ჰაერის მასების გლობალური გადატანით. რაც შეეხება ახლომდებარე ანასეულსა და სამტრედიის სადგურებს, თითქმის საწინააღმდეგო ნიშანი აქვს ტენდენციების ცვლილებას.

საბოლოოდ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ტენშემცველობის მნიშვნელობის საუკუნეობრივ ცვლილებას, ზღვის დონიდან სიმაღლის მიხედვით, რაიმე შედეგი არა აქვს. ამას ადასტურებს ნახ. 4.11, რომელზეც ჩანს, რომ Δe -სა და z_0 სიდიდეს შორის არანაირი კავშირი არ არსებობს.

4.2. ფარდობითი ტენიანობის საუკუნეობრივი ცვლილება

წრფივი ტრენდების აგების საფუძველზე მიღებული შედეგები, ფარდობითი ტენიანობის საუკუნეობრივი ცვლილებისათვის, მოყვანილია ცხრილში 6-9. ამ მონაცემების საფუძველზე შედგენილია სქემატური რუკები (ნახ. 4.14, 4.15, 4.16) ტენიანობის საუკუნეობრივი ცვლილების წლიური განაწილებისათვის და თვეების (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი) მიხედვით.

4.2.1. წლიური ცვლილება

დასავლეთ საქართველოს უმეტესი ნაწილი ხასიათდება ტენიანობის საუკუნეობრივი ცვლილების დადებითი ტენდენციით. ფარდობითი ტენიანობის წლიური ზრდა შეადგენს 1,4-1,5% /საუკ-ში. დადებითი ტრენდის მაქსიმალური გამოვლინებაა სადგურ წიფასა და ხეთაზე. წიფაში წლიური ზრდა შეადგენს 8,9%/საუკ., სადგურ ხეთასთვის კი – 9,5%/საუკ.-ს. ზოგიერთი უბანი გამოირჩევა უარყოფითი ტენდენციით. ასეთია სამტრედია, სადაც წლიური შემცირებაა 3,4 %/საუკ. ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების წლიური

სვლაში ორი მაქსიმუმი დაიკვირვება – დეკემბერ-იანვარში (2,5) და ივლისში (2,2), ორი მინიმუმი – აპრილში (0,8) და ოქტომბერში (0,4%/საუკ.). ნახ. 4.12-ზე მოყვანილია ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების წლიური სვლა დასავლეთ საქართველოსთვის, ქედა და სამტრედიისათვის, რომელთათვისაც დამახასიათებელია მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობები.

აღმოსავლეთ საქართველოს დიდი ნაწილი ხასიათდება ტენიანობის საუკუნეობრივი ზრდის ტენდენციით წრფივი ტრენდის საკუთხო კოეფიციენტის დადებითი სიდიდე, თბილი და ცივი სეზონისათვის 1-3%/საუკ. საზღვრებშია. ფარდობითი ტენიანობის ზრდის მაქსიმალური სიდიდეები აღინიშნება სადგურებზე: ყაზბეგი (8-13%/საუკ.), მუხრანი (6-9%/საუკ.), ლაგოდეხი (5-6,5%/საუკ.), წალკა (6-8%/საუკ.). ნახ. 4.14-ზე აგრეთვე შეიძლება გამოვყოთ სადგურები, რომლებიც ტრენდის უარყოფითი დახრილობით ხასიათდება. ბორჯომი – წლიური და სეზონური კლების ტენდენციით 2,2-2,5%/საუკ. საზღვრებში და ნაფარეული 4,4-5,1%/საუკ. ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების წლიურ სვლაში შეიძლება გამოვყოთ ორი მაქსიმუმი – მარტში 2,6%/საუკ. და აგვისტოში 5,9%/საუკ.; ორი მინიმუმი – დეკემბერში 0,1 და მაისში 1,3%/საუკ. 4.13 ნახაზზე გამოსახულია ფარდობითი ტენიანობის ცვლილება თვეების მიხედვით აღმოსავლეთ საქართველოსთვის და აგრეთვე ყაზბეგისა და ნაფარეულის სადგურებისათვის, რომლებისთვისაც დამახასიათებელია ტენდენციის მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობები.

4.2.2. ცვლილება თბილ პერიოდში

დასავლეთ საქართველოს მთელი ტერიტორიისათვის თბილ პერიოდში დამახასიათებელია ტენიანობის ზრდა. სეზონური ზრდა შეადგენს 1,4-1,5%/საუკ. დადებითი ტრენდის მაქსიმალური გამოვლინებაა სადგურ წიფასა და ქედაზე, სადაც ზრდა თბილ სეზონში შეადგენს საშუალოდ, 8,8%/საუკ. სამტრედიაში კი შემცირება გვაქვს – 1,9%/საუკ.

აღმოსავლეთ საქართველოს დიდი ნაწილი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ხასიათდება ფარდობითი ტენიანობის საუკუნეობრივი ზრდის ტენდენციით. ტრენდის უარყოფითი მნიშვნელობა სადგურ ნაფარეულზე აღნიშნება – -4,4%/საუკ.

4.2.3. ცვლილება ცივ პერიოდში

ისევე როგორც თბილ პერიოდში, დასავლეთ საქართველოს მთელი ტერიტორიისათვის ცივ სეზონშიც დამახასიათებელია ტენიანობის მომატება. მაქსიმალური მომატება შეინიშნება წიფისა და ხეთის სადგურებზე. შესაბამისად – 9,1 და 11,0%/საუკ. სამტრედია აქაც უარყოფითი ტენდენციით გამოირჩევა. შემცირება შეადგენს – 4,9%/საუკ.

როგორც აღვნიშნეთ, აღმოსავლეთ საქართველოს დიდი ნაწილი ტენიანობის საუკუნეობრივი ზრდის ტენდენციით ხასიათდება. ზრდის მაქსიმალური მნიშვნელობები დაიკვირვება შემდეგ სადგურებზე: ბარისახო – 5,5; ლაგოდეხი – 5,0; მუხრანი – 5,9; წალკა – 6,2%/საუკ. უარყოფითი ტრენდის მაქსიმალური მნიშვნელობაა სადგურზე ნაფარეული - - 5,1%/საუკ.

4.2.4. ცვლილება თვეების მიხედვით (იანვარი, აპრილი, ივლისი, ოქტომბერი)

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, დასავლეთ საქართველო ხასიათდება ფარდობითი ტენიანობის საუკუნეობრივი ცვლილების დადებითი ტენდენციით. იანვარში ზრდა შეადგენს 2,6%/საუკ. სამტრედიაში შემცირება გვაქვს – 6,7%/საუკ. ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების მაქსიმალური მნიშვნელობა ფოთში – 8,3, წიფაში – 9,9 და ხეთაში – 13,8%/საუკ.

იანვარში ტენდენციის განაწილებისათვის დამახასიათებელია აღმოსავლეთ საქართველოს უბნების გაფართოება, რომელთაც აქვთ უარყოფითი დახრილობის ტრენდი. ეს სადგურებია: ბორჯომი და შირაქი – 2,1; საგარეჯო – 2,5; კოჯორი – 2,9; გარდაბანი – 3,0; მარნეული – 3,2 და ნაფარეული – 5,8%/საუკ. მაქსიმალური საუკუნეობრივი ზრდა დაფიქსირებულია სადგურებზე: მუხრანი – 7,0; წალკა – 7,8; ბარისახო – 8,2 და ყაზბეგი – 13,3%/საუკ. მთლიანად აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიისათვის დადებითი ტენდენციის სიდიდე შეადგენს 1,2%-ს საუკუნეში.

აპრილის თვეში დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე დადებითი ტრენდის მაქსიმალური გამოვლინებაა სადგურ წიფასა და ქედაზე, შესაბამისად 6,2 და 8,2%/საუკ. აგრეთვე სადგურ კარწახზე მატება შეადგენს 6,6%/საუკ.. მაქსიმალური შემცირება აღინიშნება სამტრედია და საქარის სადგურებზე – -5,3 და -4,6%/საუკ.

აღმოსავლეთ საქართველოში ძირითადად დადებითი ტენდენციაა. მაქსიმალური ზრდა სადგურ მუხრანსა და ყაზბეგზე აღინიშნება, შესაბამისად 8,8 და 11,5%/საუკ. მაქსიმალური შემცირება სადგურ ნაფარეულში – -7,3%/საუკ.

ივლისის თვეში დასავლეთ საქართველოში ზრდა შეადგენს 2,2%/საუკ. უარყოფითი ტენდენციის არე სამხრეთ-აღმოსავლეთშია. სადგურ საირმეში ფარდობითი ტენიანობის შემცირება შეადგენს 2,9%/საუკ. ყოველივე ეს ჩანს 4.16 ნახაზზე. ივლისისათვის მაქსიმალური ცვლილება დასავლეთ საქართველოს შემდეგ რაიონებში დაიკვირვება: კარწახი – 7,4%/საუკ. და წიფა – 10,4%/საუკ.

საუკუნის ამ თვეებში აღმოსავლეთ საქართველოში დომინირებს დადებითი ტენდენციები. მთელ ტერიტორიაზე ზრდა შეადგენს 3,3%/საუკ. მაქსიმალური სიდიდეები დაფიქსირებულია სადგურებში: ყაზბეგი – 8,4; მუხრანი – 8,7; წალკა – 9,2%/საუკ. კლების ტენდენცია შენარჩუნებულია ნაფარეულსა და ბორჯომში, სადაც ტრენდის უარყოფითი დახრილობა შეადგენს 2,5 და 3,6%/საუკ. (ცხრ. 7).

დასავლეთ საქართველოში ოქტომბრის თვეში ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების მნიშვნელოვანი ზრდა არ აღინიშნება არის ორი სადგური მაქსიმუმით წიფა და ქედა, შესაბამისად 8,4 და 8,2%/საუკ. დანარჩენ შემთხვევაში ძირითადად შემცირება ან მუდმივობა შეინიშნება. მაქსიმალური შემცირება ცვლილებისა აღინიშნება ბათუმში – -4,7%/საუკ., სოხუმში – -4,1%/საუკ.

აღმოსავლეთ საქართველოში ფარდობითი ტენიანობის საუკუნებრივი ცვლილების ზრდის ტენდენციით გამოირჩევა თელავი – 5,2%/საუკ., მუხრანი – 5,0%/საუკ.; ყაზბეგი – 9,4%/საუკ., წალკა –

7,1%/საუკ. აღნიშნება ცვლილების შემცირების ერთი მაქსიმუმი ნაფარეულში – -5,3%/საუკ.

4.17-4.20 ნახაზზე მოცემულია ტიპური გრაფიკები: ფარდობითი ტენიანობის მნიშვნელობის მრავალწლიური ცვლილება და წრფივი ტრენდი, მრუდი, რომელიც აპროქსიმირებულია მეექვსე ხარისხის პოლინომით. დასავლეთ საქართველო წარმოდგენილია ორი სადგურით – ანასეული და სამტრედია, სადაც აღნიშნულია, შესაბამისად, დადებითი და უარყოფითი ტრენდები (ნახ. 4.17 და 4.18). აღმოსავლეთ საქართველოს უმეტესი სადგურებისათვის დამახასიათებელია დადებითი ტენდენციები. 4.19 და 4.20 ნახაზებზე მოცემულია მრავალწლიური ცვლილება და ტრენდები ბოლნისისა და ყაზბეგისათვის.

ამგვარად, ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების განაწილების სურათი შემდეგნაირია: ა) საქართველოს მთელი ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში დაიკვირვება დადებითი და ნულოვანი ანომალიები; ბ) უარყოფითი ტენდენცია შეინიშნება როგორც დასავლეთში (სამტრედია), ასევე აღმოსავლეთ საქართველოში (ბორჯომი, ნაფარეული); გ) მთელი ტერიტორია ხასიათდება ფარდობითი ტენიანობის ცვლილების შიდაწლიური ვარიაციით, რომელიც მეტად ვლინდება აღმოსავლეთ საქართველოში – მაქსიმუმით ივლისში და მინიმუმით იანვარში.

5. სინოტივის დამოკიდებულება ტემპერატურაზე საქართველოს პირობებში

ამ თავში მრავალწლიური მონაცემების ბაზაზე წარმოდგენილია ორთქლის დრეკადობასა და ფარდობით ტენიანობას შორის ურთიერთკავშირი და ამ კავშირზე ჰაერის ტემპერატურის გავლენა.

ლიტერატურულ წყაროებში ხშირია ამა თუ იმ რეგიონის ტენშემცველობის დაკავშირების ცდები სხვა მეტეოროლოგიურ ელემენტებთან. მაგალითად, ტენიანობის რეჟიმი თერმულ რეჟიმთან დაკავშირებული აქვს ო. დროზდოვს [36]. იგი ასკვნის, რომ ეს კავშირი საკმაოდ რთულია – არაწრფივი ხასიათი გააჩნია, ცვალებადია დროსა და სივრცეში.

კავშირს ტემპერატურასა და ფარდობით ტენიანობას შორის [11] ნაშრომის ავტორები წარმოადგენენ წრფივი დამოკიდებულებით:

$$f_2 - f_1 = a + b(T_2 - T_1),$$

სადაც f_1 , f_2 , T_1 , T_2 - შესაბამისად ფარდობითი სინოტივისა და ტემპერატურის მნიშვნელობებია 2-3 საათით დაშორებულ დაკვირვების ვადებში.

სწავლობდა რა, ბულგარეთში ტემპერატურისა და სინოტივის ურთიერთკავშირს, ა. გოჩევა მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ აღნიშნულ კავშირს მხოლოდ სეზონური ხასიათი აქვს [25].

ატმოსფეროს ტენშემცველობასა და ტემპერატურას შორის კავშირის შესასწავლად, საქართველოს პირობებში გამოყენებულია მეტეოსადგურ ანასეულის 1936-91 წლების უწყვეტი მონაცემები ტემპერატურის, წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის. მათ საფუძველზე მიღებულია ანალიზური დამოკიდებულება აღნიშნულ პარამეტრებს შორის და დადგენილია

მისი უნივერსალობა დაკვირვების სრულიად განსხვავებული რეჟიმის მქონე პუნქტების მონაცემებზე შემოწმებით.

როგორც აღვნიშნეთ, მონაცემთა ბაზას შეადგენს მიწისპირა წყლის ორთქლის დრეკადობის (e), ფარდობითი ტენიანობის (f) და ტემპერატურის (t) თვის საშუალო მნიშვნელობები ზემოაღნიშნული 56-წლიანი პერიოდისათვის. მიღებული სინქრონული სამივე რიგის შემთხვევათა რიცვი (N) 672-ის ტოლი იყო. სამივე რიგი დავალაგეთ ტემპერატურული რიგის მონაცემთა თანდათანობითი ზრდის მიხედვით და დავყავით 6 ჯგუფად. თითოეული ჯგუფის შემთხვევათა რიცხვმა შეადგინა 112.

ჯგუფებში გამოვთვალეთ ტემპერატურის (\bar{t}), წყლის ორთქლის დრეკადობის (\bar{e}) და ფარდობითი ტენიანობის (\bar{f}) საშუალო მნიშვნელობები, შესაბამისი საშუალო კვადრატული გადახრები და კორელაციური კავშირები აღნიშნულ პარამეტრებს შორის. როგორც მოსალოდნელი იყო, წყლის ორთქლის დრეკადობასა და ფარდობით ტენიანობას შორის თითქმის ყველა ჯგუფში მაღალი კორელაციური კავშირებია.

თითოეულ ჯგუფში e-სა და f-ის რიგები კვლავ დავანაწილეთ 8 ჯგუფად e-ს თანდათანობითი ზრდის პრინციპით. ყველა ქვეჯგუფის შემთხვევათა რიცვი განისაზღვრა 14-ით. მიღებულ ქვეჯგუფებში ისევ განვსაზღვრეთ (\bar{e}) და (\bar{f}) (ცხრ. 5.2).

თუ $\bar{f} = \phi(\bar{e})$ დამოკიდებულებას გრაფიკულად წარმოვადგენთ, დავრწმუნდებით, რომ ცვლილება საკმაოდ კარგად აღიწერება წრფივი კანონით:

$$\bar{f} = a + b\bar{e} \quad (5.1)$$

(5.1)-ში შემავალი კოეფიციენტები განვსაზღვრეთ უმცირეს კვადრატთა მეთოდით, მათი მნიშვნელობები მოცემულია ცხრ. 5.2-ის

ცხრილი 5.1.

საშუალო მნიშვნელობები			გადახრები (%)			კორელაციის კოეფიციენტი (%)		
t	e	f	t	e	f	t-e	t-f	e-f
4,9	6,5	76	3,4	9,7	7,3	0,66	-0,42	0,36
8,3	7,9	73	11,7	11,5	8,1	0,58	-0,07	0,73
11,9	10,0	74	9,5	11,3	8,1	0,62	0,16	0,81
15,9	13,8	78	7,3	12,3	7,7	0,45	-0,17	0,67
19,3	18,0	81	4,2	8,0	4,9	0,68	0,14	0,72
22,0	21,5	82	3,8	7,0	4,1	0,70	0,05	0,62

ცხრილი 5.2.

ჯგუფის ¹	1	2	3	4	5	6						
t ყოველი ჯგუფისათვის	4,9	8,3	11,9	19,3	19,3	22,0						
ქვეჯგუფის ¹	\bar{e}, \bar{f} ყოველი ქვეჯგუფისათვის											
	\bar{e}	\bar{f}	\bar{e}	\bar{f}	\bar{e}	\bar{f}	\bar{e}	\bar{f}	\bar{e}	\bar{f}	\bar{e}	\bar{f}
1	5,54	74,1	6,58	66,6	7,81	64,6	10,9	68,9	15,6	75,2	18,9	76,9
2												
3	6,18	74,6	7,27	70,6	9,28	70,8	13,2	78,2	17,3	80,5	20,7	81,5
4	6,86	74,8	7,61	72,0	9,94	75,6	13,6	78,6	17,8	80,6	21,2	82
5												
6	6,86	77,6	8,26	76,2	10,6	76,4	14,5	81,4	18,7	82,0	22,4	82,6
7	7,10	76,8	8,55	75,2	11,2	78,8	14,9	80,1	19,3	82,1	22,9	83,2
8	7,62	81,2	9,52	81,6	12,2	81,9	16,3	82,6	20,4	85,5	23,7	83,6
ემპირ. კოეფ.	a	55,7	35,9	35,1	44,3	45,2	53,9					
	b	2,87	4,77	3,91	2,43	1,98	1,29					

ბოლო სტრიქონში. a და b კოეფიციენტების ტემპერატურაზე დამოკიდებულების გრაფიკები $a = \varphi_1(\bar{t})$ და $b = \varphi_2(\bar{t})$ წარმოდგენილია ნახ. 5.1 (ა,ბ)-ზე. მათი ანალიზური აღწერა შეიძლება პარაბოლის განტოლებით:

$$\begin{aligned} a &= A_0 + A_1t + A_2t^2 \\ b &= B_0 + B_1t + B_2t^2 \end{aligned} \quad (5.2)$$

უმცირეს კვადრატთა მეთოდით განვსაზღვრეთ აგრეთვე კოეფიციენტები: $A_0=80,681$; $A_1=-6,734$; $A_2=0,2546$; $B_0=2,041$; $B_1=0,3764$; $B_2=-0,0193$. (11) – ფორმულების გათვალისწინებით (10) მიიღებს სახეს:

$$\bar{f} = A_0 + A_1t + A_2t^2 + (B_0 + B_1t + B_2t^2) \bar{e} \quad (5.3)$$

მიღებული ფორმულით გამოვთვალეთ ფარდობითი ტენიანობა I და III ჯგუფში შემავალი თითოეული 112 შემთხვევისათვის, შევადარეთ მის ფაქტიურ მნიშვნელობებს (f) და განვსაზღვრეთ მათ შორის საშუალო კვადრატული გადახრა: I ჯგუფისთვის მივიღეთ 4,9%, III-თვის – 4,6%, როგორც ვხედავთ ცდომილება არ აღემატება 5%-ს.

ამრიგად, ფორმულა (5.3) მიღებული ემპირიული გზით ანასეულის მონაცემების გამოყენებით, საკმაოდ კარგ შედეგებს იძლევა. იმისათვის, რომ დაგვედგინა რამდენად სამართლიანია ფორმულა (5.3) საქართველოს სხვა რეგიონებისათვის, ვცადეთ მისი გამოყენება (იგივე ემპირიული კოეფიციენტით) კლიმატური რეჟიმის სრულიად განსხვავებული დაკვირვების პუნქტებისათვის. აღმოჩნდა, რომ სამტრედიისათვის საშუალო კვადრატული გადახრა 90-წლიანი პერიოდისათვის ფაქტიურსა და გამოთვლილ სიდიდეებს შორის შეადგენს 8,9%-ს, თელავისთვის – 10,7%-ს, წალკისთვის – 4,6%-ს, თბილისისთვის – 13,6%-ს და სოხუმისთვის – 10,9%-ს.

მიღებული შედეგები ადასტურებენ, რომ დადგენილი კავშირი, კარგად ასახავს დამოკიდებულებას T, e და f-ს შორის საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე.

დასკვნები

1. საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული 90 პუნქტის 90-წლიანი პერიოდის (1906-1995 წწ.) შესაბამის დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე შეიქმნა წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის თვის საშუალო მნიშვნელობათა კომპიუტერული ბაზები.

2. მონაცემთა ბაზების საფუძველზე შედგა რეჟიმის ამსახველი ახალი სქემატური რუკები, რომლებზეც წარმოდგენილია წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის საშუალო წლიურ მნიშვნელობათა, აგრეთვე თვის საშუალო და სეზონური მახასიათებლების განაწილება საქართველოს ტერიტორიისათვის.

3. დაგენილ იქნა წყლის ორთქლის დრეკადობის სიმაღლესთან დამოკიდებულება, რომელსაც ექსპონენციალური ხასიათი გააჩნია.

4. ფარდობითი ტენიანობის მნიშვნელობებსა და ზღვის დონიდან სიმაღლეს შორის კავშირი არ გამოვლინდა.

5. მონაცემთა ბაზის საფუძველზე განხილული ყველა სადგურისა და პუნქტისათვის აგებული იქნა ტრენდები ანუ წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის მრავალწლიური რხევების წრფივი აპროქსიმაცია, რომელიც ახასიათებს მათი საუკუნეობრივი ცვლილების ტენდენციებს.

6. ტრენდების მახასიათებლის კომპიუტერული დამუშავების შედეგად შეიქმნა წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის საუკუნეობრივი ცვლილების სქემატური რუკები წლების, თვეებისა და სეზონების მიხედვით.

7. მიღებულია წყლის ორთქლის დრეკადობას, ფარდობით ტენიანობასა და ჰაერის ტემპერატურას შორის ურთიერთკავშირის ამსახველი პარაბოლური ტიპის ანალიზური გამოსახულება.

8. წყლის ორთქლის დრეკადობის სიმაღლის მიხედვით განაწილების, აგრეთვე ფარდობითი ტენიანობის ჰაერის ტემპერატურაზე და წყლის ორთქლის დრეკადობაზე დამოკიდებულების აღმწერ ანალიზურ გამოსახულებათა უნივერსალური ხასიათი საფუძვლად დაედო საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში სინოტივის ველის ემპირიულ-სტატისტიკურ მოდელს.

გამოყენებული ლიტერატურა

1. შ. ჯავახიშვილი, ჰაერის სინოტივე საქართველოში, ვახუშტი სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. XX, 1964.
2. ვახუშტი ბაგრატიონი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა (საქ. გეოგრაფია), თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1940.
3. მ. ლამბერტი, საქართველოს აღწერა, თბილისი, 1939.
4. მ. კორძახია, გ. ჭირაქაძე. საქართველოს კლიმატის შესწავლის ისტორიისათვის. საქ. მეცნ. აკ. გეოგრ. ინსტ. შრ., ფიზ.-გეოგრ. სერია, III. 1948.
5. მ. კორძახია, საქართველოს ჰავა, თბილისი, მეცნიერება, 1961.
6. ი. ქურდიანი. ჰავის საუკუნებრივი ცვალებადობის საკითხისათვის საქართველოში. საქ. მეცნ. აკ. გეოგ. ინსტ. შრ., XV, 1956.

7. კ. თავართქილაძე, ე. ელიზბარაშვილი, დ. მუმლაძე, ჯ. ვაჩნაძე. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბილისი, 1999.

8. Агзалов А.А. Статистические характеристики удельной влажности над избранными пунктами. Астрофиз. и физ. атмосф. - Ташкент, 1989, с. 50-53.

9. Ахмедов Ш.А., Давидов Ю.Д., Джалилов Ф.Г., Меликов С.Г. Статистические характеристики спектральной структуры атмосферной толщины при различном состоянии атмосферы. Исслед. земли из косм., т. 3, 1983.

10. Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Тр. ЦИП, в. 74, 1959.

11. Балабуев А.Г., Ломая О.В., Цинцадзе О.Г. Годовой и суточный ход концентрации атмосферных аэрозолей в городских условиях. Сообщ. АН ГССР, т. 69, №3, 1973.

12. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971.

13. Будыко М.И. Влияние человека на климат. Л., Гидрометеиздат, 1972.

14. Будыко М.И. Изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1974.

15. Будыко М.И. Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1977.

16. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л., Гидрометеиздат, 1981.

17. Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л., Гидрометеиздат, 1981.

18. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин Л.Л. История атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1981.

19. Венцель Е.С. Теория вероятности. М., 1962.

20. Войнова Т.А., Шлафман А.И. О влагосодержании и переносе водяного пара в атмосфере при северо-западном вторжении на Среднюю Азию 4-8

августа 1974 г. «Тр. Среднеаз. регион. НИИ Госкомгидромета», 1980, №80/161. 78-86.

21. Гагуа В.П. Статистическая структура температуры воздуха на территории Закавказья. Тр. ЗакНИИ вып. 74(80), 1980.

22. Гагуа В.П. Пространственно-временные закономерности многолетнего хода температуры воздуха в Закавказье. Тр. ЗакНИИ, вып. 74(80), 1980.

23. Гвазава Р.А., Хоргуани В.Г. О вековом изменении приземной температуры воздуха в Тбилиси, метеор. и гидр. №111, 1989.

24. Гигинейшвили В.М. Градобития в Восточной Грузии. Л., Гидрометеиздат, 1960, с. 123.

25. Гочева Анелия. Распределение комплекса т-р-отн. влажность воздуха в Софии. «Проблемы метеорологии и гидрологии», 1987, №3, с.49-59.

26. Гуния С.У. Грозовые процессы в условиях Закавказья. Л., Гидрометеиздат, 1960, с. 155.

27. Давитая Ф.Ф. О возможном влиянии запыленности атмосферы на уменьшение ледников и потепление климата. Изп. АН СССР, сер. геог. №2, 1965.

28. Двали Е.Р. Калаиджева Л.Л. Электрические явления в свободной атмосфере над Закавказьем. Труды ЗакНИГМИ, 1973, вып.57(63), с. 153-163.

29. Демиденко Е.З. Линейная и нелинейная регрессии. М., «Финансы и статистика», 1981.

30. Дзерdzeевский Б.А. Общая циркуляция атмосферы и климат. Изб. тр., М., Наука, 1975.

31. Дроздов О.А. О свойствах интегрально-разностных кривых. Тр. ГГО, вып. 162, 1964.

32. Дроздов О.А. Об изменении осадков северного полушария при изменении температуры полярного бассейна. Тр. ГГО, вып. 198, 1966.

33. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков над территорией СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971.
34. Дроздов О.А. О фазах векового цикла количества осадков на территории Евразии. Тр. ГГО, вып. 299, 1973.
35. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В и др. Климатология. Л., Гидрометеиздат, 1989, с. 568.
36. Дроздов О.А. Колебания режима увлажнения на материках. «Вестник ЛГУ», 1985, №28, с. 39-48.
37. Занина А.А. Климат СССР, Кавказ, вып. 2. Л., Гидрометеиздат, 1961.
38. Зуев В.Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М., Сов. Радио, 1970.
39. Исмаилов Г.Х. Определение связи между влагосодержанием и приземными тем-ой и относительной влажностью воздуха. Межвуз. сб. науч. тр. Ленингр. Гидрометеоролог. инст. 1989, №104, с. 77-81.
40. Каминский А.А. Годовой ход и географическое распределение влажности воздуха в России по наблюдениям с 1871-1890 г., СПб, 1894.
41. Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли. Л., Гидрометеиздат, 1988.
42. Кварацхелия И.Ф. К вопросу о путях проникновения холодных воздушных масс в Закавказье и непосредственном переносе холодных и теплых воздушных масс с севера на юг через Главный Кавказский хребет. Труды ВГИ, 1968, вып. П, с. 48-54.
43. Кварацхелия И.Ф., Мамулян М.А. Вертикальные профили скоростей ветра над некоторыми районами Закавказья. Труды ЗакНИГМИ, 1977, вып.54(60), с. 112-124.
44. Кварацхелия И.Ф. Исследование аэросиноптических условий возникновения восточных тропосферных потоков над Закавказьем. Труды ЗакНИГМИ, 1973, вып.53(59), с. 27-39.

45. Кварацхелия И.Ф. Об особенностях изменения с высотой некоторых метеорологических элементов над Тбилиси. Труды ТбилНИГМИ, 1959, вып. 6, с. 69-77.
46. Кварацхелия И.Ф. Основные черты климата свободной атмосферы над Грузинской ССР. Труды ТбилНИГМИ, 1962, вып. 610, с. 26-70.
47. Кварацхелия И.Ф. Аэрологические исследования в Закавказье. Л., Труды ТбилНИГМИ, 1964, с. 248.
48. Климат Тбилиси, С-Петербург, Гидрометеиздат, 1992.
49. Климатологический справочник СССР по Грузинской ССР. Метеорологические данные за отдельные годы. Влажность воздуха. Вып. 14, ч. V, Л. Гидрометеиздат., 1961, с. 380.
50. Климат и климатические ресурсы Грузии. Л., Гидрометеиздат, 1970.
51. Климат и климатические ресурсы Грузии. Труды ЗакНИГМИ. вып. 44(50). Л., Гидрометеиздат, 1971.
52. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. Л., Гидрометеиздат, 1978, с. 296.
53. Комаров В.С. Уточненные модели общего влагосодержания атмосферы. «Тр. ВНИИ гидрометеор. информ. - Миров. центра данных». 1980, №73, с. 68-75.
54. Котляков В.М., Кренке А.Н. Ледники, как индикаторы климата. Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана, №11, 1982.
55. Кузнецова Л.П. Чернова Н.П. К вопросу о пространственной структуре горизонтального потока атмосферной влаги. «Метеор. и Гидрол.», 1982, №2, с. 38-44.
56. Кузнецова Л.П., Ярош Е.С. Внутри и межголовая изменчивость аномалий влагосодержания атмосферы и потока атмосферной влаги над территорией СССР. «Метеор. и Гидрол.», 1986, №11, с. 62-67.
57. Кулиджанишвили Г.С. Распределение водяного пара над Батуми. Труды ЗакНИГМИ, 1980, вып.74(80), с. 120-130.

58. Курбатов С.Б. Влагосодержание атмосферы и влагооборот над территорией Туркменистана. Пробл. освоения пустынь. 1988, №6, с. 42-49.
59. Ключукова М., Колева Ек. О временной статистической структуре ежечасных значений относительной влажности воздуха в Болгарии. «Метеор. и Гидрол.», 1979, №28, с. 24-33.
60. Лукач Ян. и др. Вертикальные изменения упругости водяного пара и осажденной воды в области Высоких Татр. “Zb. meteorol.; hidrol. rad”, 1985. №12, 208-211.
61. Мамулян М.А. Режим ветра над Сурамским перевалом. Труды ЗакНИГМИ, 1965, вып.18(24), с. 75-90.
62. Мамулян М.А. Аэроклиматическая характеристика среднего ветра над Тбилиси. Труды ЗакНИГМИ, 1970, с. 42-49.
63. Муринова Г. Вертикальные изменения упругости водяного пара в Высоких Татрах и восточных Альпах. Contrib. Geophys. Snst. Slov. Acad. Sci. - 1989.-9.-p. 81.92.
64. Обухов А.М. О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций. Изв. АН СССР. сер. геофиз., т.3, 1960.
65. Папинашвили К.И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Л., Гидрометеиздат, 1963, с. 183.
66. Папинашвили К.И. Режим ветра в свободной атмосфере (п.Тбилиси). Труды ЗакНИГМИ, 1970, вып. 55(41), с. 51-69.
67. Поляк И.И. Многомерные статистические модели климата. Мет. и гидр. №5, 1982.
68. Прибши Ян. Вертикальное распределение влажности и ее изменения в области Высоких Татр в период эксперимента ТАТРЭКС. “Zb. meteorol. i hidrol. rad.”, 1985, #12, 16-19.
69. Прогноз гидрометеорологических условий Колхидской низменности после осушения. Л., Гидрометеиздат, 1983.

70. Рабинович Ю.И. Вертикальное распределение аэрозольного ослабления в тропосфере. Тр. ГГО, в. 118, 1961.

71. Рагимов В.А. Об особенностях распределения влажности воздуха в высокогорной зоне Малого Кавказа. «Геогр. и науч.-техн. прогресс. Матер. 14 Науч. конф. мол. ученых Ин-та геогр. АНАЗСССР», Баку, 1986, с. 55-56.

72. Рейдер А.Б., Алексеенко М.И., Бурцев П.Н. и др. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам. Л., Гидрометеиздат., 1976, с. 432.

73. Розенберг Г.В. Рассеяние света в земной атмосфере. УФН, т.1, №2, 1960.

74. Рубинштейн Е.С. К проблеме изменений климата. ТР. НИУ ГУГИС, 1946, сер. 1, в. 22.

75. Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современные изменения климата. Л., Гидрометеиздат., 1966.

76. Рубинштейн Е.С. Средние широтные температуры воздуха на земном шаре и их связь с изменением климата. Тр. ГГО, в. 269, 1970.

77. Сванидзе Г.Г. Математическое моделирование гидрологических рядов. Гидрометеиздат., 1977, с. 296.

78. Справочник по климату СССР. Груз ССР. Метеорологические данные за отдельные годы. Влажность воздуха. Вып. 14, ч. V , Л., Гидрометеиздат., 1970.

79. Справочник по климату СССР. Груз ССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Вып. 14, ч. IV , Л., Гидрометеиздат., 1975, с. 604.

80. Станчев К. Миленкова Л. Режим влажности в тропосфере и низкой стратосфере над Западной Болгарией. Гидрометеиздат., 1981, 30, №1, с. 20-25.

81. Сулаквелидзе Г.К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 412.

82. Таварткиладзе К.А. К вопросу определения запаса воды в атмосфере для районов Закавказья. Тр. ЗакНИГМИ, в. 14, 1963.
83. Таварткиладзе К.А. Некоторые особенности влагосодержания атмосферы в условиях Главного Кавказского хребта. Тр. ЗакНИГМИ, в. 22, 1966.
84. Таварткиладзе К.А. Учет влияния высоты местности при вычислении эффективности излучения. Тр. ЗакНИГМИ, в. 35, 1970.
85. Таварткиладзе К.А. Увеличение запыленности атмосферы над территорией СССР. Мет. и гидр., №5. 1970.
86. Таварткиладзе К.А. Определение коэффициента аэрозольного помутнения атмосферы. Мет. и гидр., №11. 1973.
87. Таварткиладзе К.А. О расчете показателя аэрозольного ослабления. Мет. и гидр., №3. 1975.
88. Таварткиладзе К.А. О статистических характеристиках спектральной структуры оптической толщины атмосферы. Изв. АН СССР, ФАО, т.12, №6, 1976.
89. Таварткиладзе К.А. Статистические характеристики спектральной структуры оптической толщины атмосферы над морской поверхностью. Изв. АН СССР, ФАО, т.15, №11, 1979.
90. Таварткиладзе К.А. Влияние водяного пара на прозрачность безоблачной атмосферы. Мет. и гидр., №11. 1982.
91. Таварткиладзе К.А. Влияние влажности на формирование оптических свойств атмосферного аэрозоля. Изв. АН СССР, ФАО, т.22, №10, 1986.
92. Таварткиладзе К.А. Моделирование аэрозольного ослабления радиации и методы контроля загрязнения атмосферы. Тб., Мецниереба, 1989.
93. Таварткиладзе К.А., Местиашвили Г.А. Анализ аэрозольного ослабления радиации с учетом влагосодержания атмосферы. Изв. АН СССР, ФАО, т.25, №1, 1989.

94. Таварткиладзе К.А. К вычислению содержания водяного пара в атмосфере. Сообщение АГНССР, 1966, XIII, №1, с. 71-73.
95. Хмеленцева С.С. Изменение климата при использовании энергобалансовых моделей. Л., Гидрометеоиздат., 1988.
96. Ходаков В.Г. Снега и льды Земли, М., Наука, 1969.
97. Чиракадзе Г.И. Основные черты климата Тбилиси и его окрестностей. Тр. ТбилНИГМИ, в. 6, 1959.
98. Шифрин К.С. (ред). Оптика океана и атмосферы. М., Наука, 1981.
99. Элизбарашвили Э.Ш. Вертикальная зональность климатов Закавказья. Известия АН СССР. сер. географ., №4, 1977, с. 97-104.
100. Balafoutis Ch. I, Maheras P.. Extremely low values of relative humidity on the summit of mount Olympus (Greece) during the warm period. "Zb meteorol. I hidrol. rad", 1985, №12. 212-215.
101. Balafoutis Ch. I, Maheras P.. Extremely low values of relative humidities on mount Olympus, Greece. Z. meteorol. – 1989. – 14, №140. с. 271-276.
102. Bruce Hewitson. Regional Climates in the GISS general circulation model: Surface air temperature. J. Clim., 7, №2, 1994.
103. Bultot F., Dupriez G.L., Gellens D. Estimated annual regime of energybalance components, evapotranspiration and soil moisture for a drainage basin in the case of a CO₂ doubling. Climate Change, 12, №1, 1988.
104. Climate change. Geneva, 1966.
105. Climate change 1995. The Science of Climate Change. Edited by Houghton J.T., Meria Filho L.G., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A. and Maskell K. Published for the Intergovernmental Panel on Climate change, Cambridge, 1996.
106. Crotjahn Richard. Three dimensional linear instability on a sphere: resolution experiments with a model using vertical orthogonal basis functions. J. Atm. Sci., 44, №24, 1987.

107. Kvetak S. Prementivost relativnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove. "Ib. pr. Sloven. Hydrometeorol. ustavu", 1985, №26. 175-241.
108. Lamb H.H., Climate: Present, Past and Future. 2, London, 1977.
109. Mc. Ge O.S. The distribution of water vapour in the atmosphere over South Africa. "S. Afr. Geogr. I, 1986, 68, №2, 117-131.
110. Olszewski K. Diurnal changes of the air humidity in different air masses. Prz. geofiz-1989. - 34, №4, - c. 403-444.
111. O'Neill N.T., Rouer A., Cote P., McArthur L.J. Relations between optically derived aerosol parameters humidity and air – quality data in an urban atmosphere. J. Appl. Meteor., 32, №9, 1993.
112. Palmier S., Siasni A.M., D'Agostino A. Climate fluctuations and trends in Italy within the; ast 100 year. Annal. geoph., 9, №12, 1991.
113. Parachie I., Miha I., Mirea Dependenta deficitului de saturatie al aerulu I de alte elemente meteorologice. "Stud si cerc. Inst. meteorol si hidrol. Part 1. Meteorol". Bucuresti, 1979, 403-422.
114. Sabajo, Salazar T.L., Tomas Sanchez C. De Pablo Davils F. Estudio de una relacion lineal entre la humeded relativa y la temperatura del aire/ /An/ fis/B/ Real soc/ esp/ fis-1989/-85, №1. - c. 92-98.
115. Tavartkiladze K.A. In reference to the syclicity of the climate variations in Tbilisi. The First regional conf. on Climate Change, Teheran, 1996.
116. Wilett H.C. Temperature of the past century. Royal meteorological Society, London, 1950.
117. Wyszkowski A. Sezonowa i dobowa-zwiennosc rozkiadow frzestrzennych wilgotnosc i wrhlednej powietrza w Wlblagu. Zesr. nauk. Wydz. biol., geogr. i oceanol. Geogr. UG-1987/ №16. c. 47-63.
118. Zou Jinshang, Iiu Huilan. Distribution of water vapor content (WVC) and its seasonal variation over the mainland of China. "Ady Atmos. Sci", 1986, 3, №3, 385-395.

