

ირაკლი შენგელია

რადიაციული რეჟიმი, მისი
ბუნებრივი და ანთროპოგენული
ცვლილება საქართველოში

თბილისი

2020

საქართველო იმ იშვიათი ქვეყნების რიცხვს მიეკუთვნება, რომლებშიც შერჩევითი, ინსტრუმენტული (აქტინომეტრიული) დაკვირვებები მზის რადიაციაზე ჯერ კიდევ მეოცე საუკუნის დასაწყისში დაიწყო. 1954 წლიდან კი ჩამოყალიბდა სისტემური დაკვირვებების აქტინომეტრიული ქსელი, რომელმაც, სამწუხაროდ, მხოლოდ 1991 წლამდე იარსება.

ნაშრომში შექმნილია რა ექსპერიმენტულ მონაცემთა სრულყოფილი ბაზა, შესწავლილი და გადმოცემულია მზის რადიაციის ყველა სახეობის (პირდაპირი, გაბნეული და არეკვლილი რადიაცია, ქვეფენილი ზედაპირის სითბური გამოსხივება, ატმოსფეროს უკუგამოსხივება, რადიაციული ბალანსი) რეჟიმული სტრუქტურა. დადგენილია რადიაციული ნაკადების ურთიერთკავშირი და კავშირი ატმოსფერული პროცესების მახასიათებელ ძირითად პარამეტრებთან.

გაანალიზირებულია ჰავის თანამედროვე, გლობალური დათბობის გავლენა რადიაციულ ნაკადებზე და მოცემულია თითოეული ნაკადის ცვლილება განხილული წლების შიგნით, რომლებიც გლობალური დათბობის შედეგად გამოიკვეთა.

ნიგნი გამიზნულია რადიაციული რეჟიმის და გლობალური დათბობით გამოწვეული აღნიშნული რეჟიმის ცვლილებით დაინტერესებულ პირთათვის.

რედაქტორი: ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა

დოქტორი, პროფესორი **კ. თავართქილაძე**

რეცენზენტი: გეოგრაფიის დოქტორი

კ. ნიქარიშვილი

© ი. შენგელია, 2020

გამომცემლობა „**უნივერსალი**“

თბილისი, 0186, ა. კოლიტაოვსკაიას №4, ☎: 5(99) 33 52 02, 5(99) 17 22 30
E-mail: universal505@ymail.com; gamomcemlobauniversalii@gmail.com

ISBN 978-9941-26-658-4

შინაარსი

რედაქტორისაგან.....	7
წინასიტყვაობა.....	9

თავი 1. რადიაციული ნაკადების მონაცემთა ბაზის შექმნა.....	24
1.1. აქტინომეტრიული დაკვირვებები საქართველოში	24
1.2. ფაქტიურ მონაცემთა ობიექტური ანალიზისა და სრულყოფის თანამედროვე მეთოდები	29
1.3. რადიაციული ნაკადების მონაცემთა ბაზა	34

თავი 2. რადიაციული ნაკადების შიდაწლიური რეჟიმი და მათი ცვალებადობა მონმენდილი ცის პირობებში	38
2.1. პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა	38
2.2. გაბნეული რადიაციის შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა	46
2.3. ქვეფენილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი ალბედო და მისი ცვალებადობა	51
2.4. ეფექტური გამოსხივების შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა	56
2.5. რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა	59

თავი 3. მონმენდილი და ღრუბლიანი ცის თალის პირობებში კავშირი რადიაციულ ნაკადებს შორის	62
3.1. საერთო და ქვედა იარუსის მოღრუბლულობის გავლენა რადიაციულ ნაკადზე	62
3.2. მზის ნათების ხანგრძლივობა და მისი ცვლილება	64
3.3. კავშირი რადიაციულ ნაკადებს შორის მონმენდილი და ღრუბლიანი ცის თალის პირობებში	69

თავი 4. რადიაციული რეჟიმის ცვლილება

საქართველოში	87
4.1. რადიაციული ნაკადების ცვლილება მონმენდილი ცის შემთხვევაში.....	87
4.2. რადიაციული ნაკადების ფაქტიური ცვლილება	97
4.3. ანთროპოგენული ფაქტორების როლი რადიაციული ნაკადების ცვლილებაზე	142
4.4. კლიმატური სისტემის ცივილური ცვლილებები	145
ლიტერატურა.....	157
დანართი.....	176

რედაქტორისაგან

მიუხედავად იმისა, რომ უშუალოდ დედამიწაზე, ბუნებრივი თუ ხელოვნური გზით მიღებული, ენერგიის მრავალი სახეობებია, მათი როლი ატმოსფერული პროცესების წარმოქმნაში პრაქტიკულად ნულის ტოლია. ატმოსფერული პროცესები მხოლოდ მზის სხივური ენერგიის ზემოქმედებით ყალიბდება. საკმარისია აღინიშნოს, რომ ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე, მზის სხივისადმი მართებულ ყოველ კვადრატულ სანტიმეტრში, ერთი წუთის განმავლობაში, დაახლოებით ორ კალორიამდე (1.98) სხივური ენერგია შემოდის. გაივლის რა ატმოსფეროს პოლიდისპერსიულ სისტემას, ნაწილი ამ ენერგიისა გაიბნევა ან შთაინთქმება ატმოსფეროს ზოგიერთი, მცირე კონცენტრაციის მქონე მინარევების მიერ. დედამიწის ზედაპირი მისდამი მიღწეული ენერგიის ნაწილს არეკლავს და მხოლოდ დარჩენილ ნაწილს შთანთქავს და გარდაქმნის სითბურ ენერგიად. იზრდება რა დედამიწის ენერგეტიკული პოტენციალი, შთანთქმული ენერგიის ნაწილს, სითბური გამოსხივების სახით დედამიწის ზედაპირი კვლავ ატმოსფეროში აბრუნებს. ამ უკანასკნელის ნაწილი კვლავ შთანთქმება ატმოსფეროში და ნაწილი ამ ენერგიისა ისევ დედამიწას უბრუნდება. ენერგიის გადანაწილება დედამიწის ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის უწყვეტი პროცესია და იგი განსაზღვრავს დედამიწის ენერგეტიკულ პოტენციალს. თუ მზის სხივური ენერგია სტაბილურია, ატმოსფეროს გაზური შემადგენლობა მუდმივი და დედამიწის ზედაპირი, კერძოდ მისი ოპტიკური მახასიათებლები ცვლილებას არ განიცდის, დედამიწის ენერგეტიკული პოტენციალი მდგრადი წონასწორობის პირობებშია. ეს კი განაპირობებს ჰავის უცვლელობას.

ამრიგად, ჰავის სტაბილურობა, რაც აუცილებელია ამჟამინდელი ბიოსფეროს არსებობისთვის, ატმოსფეროსა და დედამიწის ზედაპირზე მზის სხივური ენერგიის გადანაწილებაზეა დამოკიდებული. ამიტომ, ყველა იმ სხივური ნაკადების ცოდნას, რომლებიც დედამიწის ენერგეტიკულ ბალანსს განსაზღვრავენ, უდიდესი მნიშვნელობა აქვს.

საქართველოში ეპიზოდური დაკვირვებები, უშუალოდ დედამიწის ზედაპირამდე მოღწეული მზის სხივური ენერგიის სიდიდეზე (პირდაპირ რადიაცია) ჯერ კიდევ მე-20-ე საუკუნის დასაწყისში ტარდებოდა. მაგრამ სისტემური დაკვირვებები სხივური ენერგიის ყველა ნაკადზე (გაბნეული და არეკვლილი რადიაცია, დედამიწის სითბური გა-

მოსხივება, ატმოსფეროს უკუგამოსხივება, რადიაციული ბალანსი) 1954 წლიდან დაიწყო და 1991 წლამდე გაგრძელდა. აღნიშნულ პერიოდში, დაკვირვების შედეგად მიღებული მასალების გამოყენებით, მათი რეჟიმული სტრუქტურის შესწავლა თუ კავშირი ატმოსფერული პროცესების განმსაზღვრელ პარამეტრებთან, სისტემატიურად ტარდებოდა. მაგრამ, გაზომვით მიღებული შედეგების სრული, კომპლექსური კვლევა, მიღებული დაკვირვების მასალების სრული შემადგენლობით, შეიძლებოდა მხოლოდ 1991 წლის შემდეგ შემდგარიყო. ასეთი კვლევა საქართველოში ჯერ არ ჩატარებულა. ირაკლი შენგელია პირველია ვინც ამ მეტად საპასუხისმგებლო და უაღრესად მნიშვნელოვანი კვლევის ჩატარება დაიხატა მიზნად. პირადად ჩემთვის გაოცებას იწვევს ის გარემოება, რომ ის პერიოდი, როდესაც მან საკუთარი ინიციატივით საკმაოდ რთული შრომატევადი სამეცნიერო გამოკვლევა გადაწყვიტა, პირადი ცხოვრებიდან გამომდინარე საოცრად რთული უნდა ყოფილიყო.

ი. შენგელიას მიერ წარმოდგენილ ნაშრომში სრულყოფილადაა შესწავლილი და გაანალიზებული დედამიწის ენერგეტიკული პოტენციალის განმსაზღვრელი რადიაციული ნაკადების რეჟიმული სტრუქტურა; გამოკვლეულია ყველა განსაკუთრებული თავისებურება, რომლებსაც თითოეული რადიაციული ნაკადი ამჟღავნებს როგორც სეზონურ ასევე წლების მიხედვით ვარიაციებში. შესწავლილია ამ თავისებურებათა კავშირი ატმოსფერული პროცესების დამახასიათებელ ძირითად პარამეტრებთან; დადგენილია დედამიწის თანამედროვე გლობალური დათბობის გავლენა რადიაციული ნაკადების ვარიაციებზე.

მიმაჩნია, რომ ი. შენგელიას წიგნი „რადიაციული რეჟიმი, მისი ბუნებრივი და ანთროპოგენური ცვლილება საქართველოში“, რომელიც ავტორის მოულოდნელი და უდროვო გარდაცვალების შემდეგ ქვეყნდება, დიდ სარგებლობას მოუტანს ბუნებრივი პროცესების მკვლევარებს და გარკვეულ დახმარებას გაუწევს მათი პრაქტიკული გამოყენების მცდელობა.

პროფ. კ. თავართქილაძე

წინასიტყვაობა

ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის გავლენამ გარემოზე და განსაკუთრებით მის ერთ-ერთ ძირითად კომპონენტზე – კლიმატზე, ისეთ საშიშ ზღვარს მიაღწია, რომ იგი უკვე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მზე-ატმოსფერო-დედამიწის საუკუნეების განმავლობაში დამყარებულ წონასწორულ მდგომარეობაზე. იწვევს ამ წონასწორობის რღვევას და მიყვავართ კატასტროფულ შედეგებამდე. დღეს, უკვე, მსოფლიოში აღიარებულია, გლობალური კლიმატის ცვალებადობის ფაქტმა განსაკუთრებით აქტუალური გახადა კლიმატის ფორმირებისა და მისი ცვლილებების ფიზიკური ფაქტორის, მათზე ბუნებრივი და ანთროპოგენული გავლენის შესწავლის აუცილებლობა.

კლიმატის სტაბილურობას ან ცვალებადობას დედამიწის ზედაპირისა და ატმოსფეროს ენერგეტიკული მდგომარეობა და მისი ვარიაციები განსაზღვრავს. თავად ენერგიის წყაროს მზე წარმოადგენს. სხვადასხვა რადიაციული ნაკადებით მიღებული და გაცემული ენერგიების თანაფარდობა განაპირობებს დედამიწის ერთიან ენერგეტიკულ სისტემას, რომლის მდგრადი წონასწორობის შედეგია კლიმატის სტაბილურობა.

ენერგეტიკული სისტემის ვარიაციები გამოხატულებას კლიმატის შესაბამის მოკლევადიან ვარიაციებში პოულობს, თუ შემთხვევითი ვარიაციების ნაცვლად ენერგეტიკული სისტემის თანდათანობით, გრძელპერიოდულ, თუნდაც უმნიშვნელო ზრდას ან შემცირებას აქვს ადგილი, შედეგად კლიმატის ცვლილებას მივიღებთ.

ფიზიკური კლიმატოლოგიის სწრაფმა განვითარებამ მკვლევარები, გლობალური კლიმატური სისტემის ჩამოყალიბების კონცეფციისა და დედამიწის რადიაციულ ბალანსზე მისი გავლენის განსაზღვრის მეთოდოლოგიის შექმნამდე მიიყვანა. აქ აღსანიშნავია მ. ბუდიკოს, თ. დავითაიას, კ. კონდრატიევის, მ. ბერლანდის, მანაბერ მიჩელის და სხვათა შრომები.

მათი და მათ მიმდევართა მიერ მეცნიერული კვლევისას მიღებულმა შედეგებმა მრავალი სამეცნიერო ორგანიზაციის, კონფერენციისა და სიმპოზიუმის შრომებში, აგრეთვე მონოგრაფიებში ჰპოვა ასახვა [40, 51, 53, 54, 58, 67, 68, 72, 73, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 94, 95, 117, 118, 175, 176, 177, 184 და სხვ.].

კლიმატის ცვლილების კანონზომიერებათა დადგენა თანამედროვეობის ერთ-ერთი უმთავრესი სამეცნიერო პრობლემაა.

მსოფლიოს მეტეოროლოგიურ ქსელში არსებულ მონაცემებზე დაყრდნობით გლობალური კლიმატის თანამედროვე ცვლილებების კანონზომიერების მრავალი ასპექტია გამოვლენილი და შესწავლილი [4, 6, 12, 30, 31, 35, 48, 49, 50, 54, 58, 72, 88, 95, 117, 118, 180, 181, 185, 186, 187, 192, 196, 197, 198, 208, 212, 221, 222, 226].

ჰაერის საშუალო ტემპერატურის ცვლილებების შესახებ ინფორმაციის მიღების მცდელობებს ადგილი ჯერ კიდევ მე-19 საუკუნის მეორე ნახევრიდან ჰქონდა, ალბათ, კიოპენი [209] არის პირველი მეცნიერი, ვინც ამ მიმართულებით, საკმაოდ გრძელპერიოდიანი (1731-1871 წ.წ.) დაკვირვების მასალებით, გარკვეული შედეგები მიიღო. კიოპენის მიერ გამოყენებულ დაკვირვებათა რიგი 1920 წლამდე განავრცო და მსოფლიოს 25 რეგიონის დაკვირვების მასალაზე დაყრდნობით გლობალური რადიაციული ბალანსის საშუალო ტემპერატურაზე გავლენის ხარისხი შეისწავლა ჰემფროსმა [190]. ვილეტმა თითქმის ერთსაუკუნოვან ემპირიულ მასალაზე დაყრდნობით (1845-1940) დაადგინა, რომ 1850-1885 წლებში საშუალო ტემპერატურის კლებას ჰქონდა ადგილი, ხოლო 1885-1940 წლებში საშუალო წლიური ტემპერატურა $0,6^{\circ}\text{C}$ -ით, ზამთრის შესაბამისი მნიშვნელობები კი $1,2^{\circ}\text{C}$ -ით გაიზარდა [227]. მიტჩელმა [213, 214] განაგრძო რა ვილეტის გამოკვლევები, გლობალური გასაშუალების მეთოდით გააუმჯობესა და ემპირიულ მასალას 1941-1960 წლების მონაცემები დაუმატა. შედეგად, მთლიანად დაასაბუთა 1880 წლიდან გლობალური დათბობის პროცესი და მივიდა დასკვნამდე, რომ 1940 წლიდან დათბობის პროცესი ზომიერი აცი-

ვების პროცესში გადაიზრდება. იგივე შედეგები აქვს მიღებული კოლენდერს [174].

დედამინის ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსათვის 1881-1960 წლებში ტემპერატურული ველის საკმაოდ სრულყოფილი კლიმატოლოგიური შესწავლა მოხდა ლენინგრადის (ამჟამად სანკტ-პეტერბურგის) მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში. მიღებული შედეგები გამოქვეყნდა რუკების სახით [76]. ასევე რუკების სახით გამოქვეყნდა ე. რუბინშტეინის მიერ მიღებული შედეგები [117]. გლობალურ მნიშვნელობათა გასაშუალებით საშუალო წლიურ და საშუალო სეზონურ ტემპერატურათა ანომალიების (წლების მიხედვით), ცვლილებების კანონზომიერებები მოცემულია შრომებში [3, 47, 48, 59, 61, 62, 63, 126, 167, 168, 169, 172, 188, 189, 191, 203, 204, 205, 206, 211, 216, 218, 219, 228, 230].

მათში პრინციპულად დასაბუთებულია, რომ 1940-1960 წლებში შედარებით ზომიერ აცივებას ჰქონდა ადგილი, ხოლო 60-იანი წლების შუა პერიოდიდან [47, 60, 211] ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში აცივების პროცესი დათბობის პროცესმა შეცვალა.

დამონმა და კუნენმა [183] გააანალიზეს რა, სამხრეთ ნახევარსფეროს დაკვირვების მასალები დაასკვნეს, რომ 1940-1960 წლებში აცივების პროცესს გლობალური ხასიათი არ ჰქონდა. სამხრეთ ნახევარსფეროს ძირითად ნაწილში ამ პერიოდისათვის კლიმატის სტაბილურობასთან ან დათბობასთან გვექონდა საქმე.

რა ინვეს კლიმატის ცვლილებებს, რისი პროგნოზირება შეიძლება თუნდაც, უახლოესი 50-100 წლისათვის? – ესაა კითხვები, რომლებზედაც პასუხის გაცემა კაცობრიობისათვის დღეს უმნიშვნელოვანესად აქტუალურია.

კლიმატის ცვალებადობას, ძირითადად, შემდეგი ფაქტორები განაპირობებს: ა) მზის მუდმივობის ცვალებადობა; ბ) დედამინის ზედაპირის თვისებების ტრანსფორმაცია და გ) ატმოსფეროს გაზური და აეროზოლური შემადგენლობის ცვლილება.

აქედან, როგორც კოსმოსური დაკვირვების მასალებიდან ჩანს, მზის მუდმივის ცვალებადობის მასშტაბი უმნიშვნელოა [89, 207, 210, 220].

ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური მდგომარეობის შეცვლას, შეიძლება გავლენა ჰქონდეს ცალკეული რეგიონების მოკლეპერიოდიანი კლიმატური ანომალიების ჩამოყალიბებაში. იგი გადმწყვეტ გავლენას ახდენს უშუალოდ დედამიწის ზედაპირზე, სხივური ენერგიის სითბურ ენერგიად გარდაქმნის პროცესზე.

თანამედროვე გლობალური კლიმატის ცვალებადობის გამოწვევი მიზეზების შესწავლისას, წინა პლანზე კლიმატის ფორმირებაზე ატმოსფეროს შემადგენლობის ცვლილების (ვარიაციების) გავლენის დადგენა და მასში ანთროპოგენული ფაქტორების როლის განსაზღვრა წარმოადგენს. ამ პრობლემის ფიზიკური არსი ატმოსფეროს რადიაციულ რეჟიმსა და „სათბურის ეფექტზე“ ატმოსფეროს შემადგენლობის ცვლილებების ანუ ღრუბლიანობის, აეროზოლების და ოპტიკურად აქტიური აიროვანი კომპონენტების (სასათბურე აირები) ცვლილებების ხარისხის განსაზღვრაზე დადის.

პრობლემის აქტუალობა

ცნობილია, რომ ატმოსფეროს რადიაციული რეჟიმის ფორმირებაზე არსებითი სახის გავლენას ატმოსფეროში არსებული ოპტიკურად აქტიური კომპონენტები ახდენენ, რომელთა შორის განსაკუთრებით გამოირჩევა წყლის ორთქლი, ნახშირორჟანგი, ოზონი და აეროზოლი.

კლიმატის ფორმირებაზე რადიაციული ფაქტორების გავლენის მექანიზმი დაკავშირებულია ე. წ. სათბურის ეფექტთან, რომელსაც ატმოსფეროს შემადგენელი რადიაციის მშთანთქმელი კომპონენტები (განსაკუთრებით ნახშირორჟანგი) იწვევს. ამასთანავე აეროზოლებთან ერთად მნიშვნელოვანია წყლის ორთქლის, ოზონის და სხვა ოპტიკურად აქტიური კომპონენტების გავლენა, რომელთაც რადიაციის სელექტური შთანთქმის

უბნები გააჩნიათ. მათ შორის განსაკუთრებულ ყურადღებას ანთროპოგენული წარმოშობის ფტორქლორმეთანები (ფრეონები) იქცევის. თანამედროვე გამოკვლევებიდან ჩანს, ატმოსფეროში მათი ფონური კონცენტრაცია ზღვრულად დასაშვებ ნორმებს სცილდება და ეს დაშორება მათი მატების ხარჯზე მუდმივად იზრდება. ცნობილია, რომ უკანასკნელი ათწლეულების განმავლობაში ატმოსფეროში გლობალური მასშტაბით ნახშირორჟანგის რაოდენობა 60%-ით გაიზარდა, თუ ზრდის ასეთი ტემპი კვლავაც გაგრძელდა, მეცნიერთა აზრით [86, 92] მისი გაზრდილი რაოდენობა 21-ე საუკუნის პირველ ნახევარში ჰაერის ტემპერატურის $2-3^{\circ}\text{C}$ -ით მატებას გამოიწვევს. ამას კი კატასტროფული შედეგები მოჰყვება. ბუნებრივი გარემოს დაბინძურებამ უკანასკნელი 40-50 წლის მანძილზე გლობალური ხასიათი მიიღო. აქედან გამომდინარე, ცოცხალ ორგანიზმებსა და ბუნებრივ გარემოს შორის ურთიერთდამოკიდებულება, ანუ ეკოლოგიური პრობლემა ზოგადსაკაცობრიო გახდა. ჭუჭყიანდება ჰაერი, ხმელეთი და ჰიდროსფერო, ნადგურდება ნიადაგური და მცენარეული საფარი. თუ ფუნდამენტურად არ იქნა შესწავლილი აღნიშნული საკითხები, ყოველივე ამას შეიძლება შეუქცევადი, კატასტროფული შედეგები მოჰყვეს (სანყისი ნიშნები უკვე არის).

ტექნიკისა და მრეწველობის სწრაფმა განვითარებამ, ბევრ შემთხვევაში ბუნებასთან დაუბალანსირებულმა დამოკიდებულებამ ბუნებრივი გარემოს ანთროპოგენული ცვლილება, კერძოდ გლობალური ანთროპოგენული დათბობა გამოიწვია.

ამრიგად, კაცობრიობის წინაშე ჯერ არ ყოფილა ისეთი პრობლემა, რომელსაც კლიმატის ანთროპოგენულ ცვლილებაზე მეტი საზრუნავი გაეჩინოს. ბუნების ეს ფენომენი დღეისათვის მეცნიერების განსჯის სფეროს გასცდა და საერთაშორისო პოლიტიკური რეზონანსი შეიძინა. ამის ნათელ მაგალითს 1992 წელს რიო-დე-ჟანეიროში გამართული საერთაშორისო სიმპოზიუმი (სახელწოდებით „გარემოს დაცვა და განვითარება“)

წარმოადგენს, სადაც მსოფლიოს გამოჩენილ მეცნიერებთან ერთად 105-ზე მეტი ქვეყნის მეთაურიც მონაწილეობდა.

ჰავის გლობალური დათბობის შესწავლასთან ერთად ცალკეული რეგიონებისათვის უმნიშვნელოვანესია, კლიმატის რეგიონული ცვლილებების კანონზომიერების დადგენა.

აისახება თუ არა კლიმატის თანამედროვე გლობალური დათბობის პროცესი რეგიონული რადიაციული ნაკადების შიდაწლიურ რეჟიმზე, კერძოდ, ისეთ რეგიონში როგორიც საქართველოა, სადაც საკმაოდ მცირე ტერიტორიაზე ადგილი აქვს როგორც დათბობის, ასევე აცივების პროცესს? ამ შეკითხვაზე პასუხის გაცემა, კლიმატის ცვალებადობის მოდელის ჩამოყალიბება და მასზე ატმოსფეროს კომპონენტების გავლენის დონის განსაზღვრა ჩვენი ქვეყნისათვის და საერთოდ შავი და კასპიის ზღვების აუზების ქვეყნებისათვის სასიცოცხლოდ აქტუალურ სამეცნიერო და პრაქტიკულ მნიშვნელობას იძენს.

კვლევითი ობიექტები

საქართველო გამოირჩეულად რთული ბუნების რეგიონია. იგი სუბტროპიკული და ზომიერი განედების საზღვარზე მდებარეობს. დასავლეთით თბილი შავი ზღვა აკრავს, ხოლო ჩრდილოეთით – 1500 კმ-იანი განედური გავრცელების ძლიერი მთიანი სისტემა – კავკასიონის ქედი. აღმოსავლეთიდან კასპიის ზღვის გავლენას განიცდის. მიუხედავად ტერიტორიის სიმცირისა (69,7 ათასი კვ.კმ.), რთული რელიეფი და კლიმატწარმოქმნელი ფაქტორების სიმრავლე, მათ შორის არსებული რთული ურთიერთკავშირები, საქართველოს ტერიტორიაზე კლიმატის მრავალი ტიპის ჩამოყალიბებას განაპირობებს. დასავლეთ საქართველო ტიპიური სუბტროპიკული, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველო სტეპური კონტინენტური ჰავით ხასიათდება. კავკასიონის მაღალმთიანეთი მარადი თოვლისა და მყინვარების კლიმატის საუფლოა.

რეგიონალური კლიმატის ცვლილებებისა და მისი გამომწვევი მიზეზების დასადგენად გადამწყვეტი მნიშვნელობა, ამა

თუ იმ რეგიონის ენერგობალანსური მოდელის აგებას აქვს, რომელმაც რადიაციული ნაკადების ცვლილების მიზეზები უნდა განსაზღვროს. ატმოსფეროს შემადგენლობისა თუ სტრატოფიკაციის ცვლილების რადიაციული ნაკადების ცვლილებაზე გავლენის განსაზღვრა, რაც ენერგო-ბალანსური მოდელის საშუალებით უნდა განხორციელდეს, მხოლოდ მოწმენდილი ცის პირობებშია შესაძლებელი. ამიტომ ენერგო-ბალანსური მოდელის აგებისას განსაკუთრებულ ყურადღებას რადიაციულ ნაკადებზე ღრუბლიანობის გავლენის შესწავლა მოითხოვს. იგი მხოლოდ ემპირიული გზითაა შესაძლებელი.

კვლევის მიზანი და ამოცანები

წინამდებარე ნაშრომის კვლევის მიზანს ჰავის თანამედროვე გლობალური დათბობის ფონზე, საქართველოში რადიაციული ნაკადების ცვლილებების თავისებურებათა შესწავლა და დადგენა წარმოადგენს.

მიღებული შედეგები დაფუძნებულია საქართველოს ექვსი აქტინომეტრიული დაკვირვების პუნქტის (თბილისი, თელავი, ნალკა, ანასეული, სოხუმი და სენაკი) 38 წლიან (1954-1991 წწ.) მონაცემებზე. კერძოდ, განსაზღვრულია მზის სხივისადმი მართობულ და ჰორიზონტალურ ზედაპირებზე პირდაპირი რადიაციის, გაბნეული რადიაციის, ეფექტური გამოსხივების (გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი) მოკლეტალღიანი და ქვეყენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსების ყოველთვიური ჯამები და დაკვირვების მოედანზე გაზომილი ზედაპირის ალბედოს საშუალო თვიური მნიშვნელობები.

დასახული მიზნის მისაღწევად: ამოცანების ფართო სპექტრის გადანყვეტაა აუცილებელი. ისინი ძირითადად შემდეგნაირად შეიძლება ჩამოეყალიბოთ:

1. თანამედროვე მათემატიკურ მეთოდებზე დაყრდნობით საქართველოში არსებული რადიაციული ნაკადების მონაცემთა სრულყოფილი ბაზის შექმნა;

2. რადიაციული ნაკადების შიდაწლიური ცვლილებები მონმენდილი ცის შემთხვევაში;

3. ღრუბლიანობის გავლენა რადიაციული ნაკადების ვარიაციებზე;

4. რადიაციულ ნაკადებს შორის მონმენდილი და ნებისმიერი ცის თაღის შემთხვევაში ემპირიული კავშირების დადგენა მოღრუბულობისა და მზის ნათების ხანგრძლივობის გათვალისწინებით;

5. მონმენდილი ცის შემთხვევაში რადიაციული ნაკადების, როგორც ატმოსფეროს აიროვან შემადგენლობაში შესაძლო ცვლილების ინდიკატორის, წლების მიხედვით ცვლილებების შესწავლა;

6. რადიაციული ნაკადების ფაქტიური ცვლილებების ტენდენციები საქართველოს ტერიტორიაზე;

7. ანთროპოგენული და ბუნებრივი ფაქტორების როლი რადიაციული რეჟიმის ცვლილებაზე.

მეთოდოლოგიური საფუძვლები

რადიაციული ნაკადების რეჟიმული მდგომარეობის ვარიაციების განსაზღვრისათვის გამოყენებულია მათემატიკური სტატისტიკის თანამედროვე მეთოდები. მათგან ერთ-ერთი ძირითადია მრავალგანზომილებიან სივრცეში შემთხვევითი ფუნქციის დაშლა ბუნებრივ ორთოგონალურ მდგენელებად.

ნაშრომის მეცნიერული სიახლე

კვლევის დასახული მიზნის მისაღწევად დასმული ამოცანების გადაწყვეტისას საქართველოსათვის პირველად:

1. შეიქმნა რადიაციული ნაკადების სრულყოფილი მონაცემთა ბაზა;

2. დადგენილი იქნა რადიაციული ნაკადების ცვლილებათა ტენდენციები;

3. რაოდენობრივად განისაზღვრა რადიაციაზე მოღრუბულობის და მზის ნათების ხანგრძლივობის გავლენა;

4. შეფასებული იქნა კლიმატური სისტემის ცვლილებაში ციკლური ცვლილების გავლენის როლი.

ზემოთ აღნიშნული მეცნიერული სიახლე თეორიულ და ემპირიულ მეთოდებზე დაყრდნობით ჩამოყალიბებული კვლევის სტრატეგიის და მეთოდიკის საშუალებით გამოვლენილი კანონზომიერების, ურთიერთკავშირების ლოგიკური და რაოდენობრივი გამოვლენის, ანალიზისა და შეფასების შედეგია. ამდენად, სწორედ ისინი წარმოადგენენ მეცნიერული ინტერესების მთავარ საგანს.

მათ რიგს უპირველესად განეკუთვნება:

1. რადიაციული ნაკადების მონაცემთა შექმნილი ბაზა და შემთხვევითი ფუნქციის ბუნებრივ ორთოგონალურ მდგენელებად დაშლის მეთოდის გამოყენებით მისი სრულყოფა;

2. მოწმენდილი ცის შემთხვევაში, 1954-1991 წლებში რადიაციული ნაკადების შიდაწლიური ცვლილების ამსახველი შედეგები, სამი 12-13 წლიანი (1954-1966, 1967-1978, 1979-1991 წლები) პერიოდების მიხედვით;

3. მოღრუბულობისა და მზის ნათების ხანგრძლივობის განმსაზღვრელი პარამეტრების გამოყენებით, მოწმენდილი და ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობის შემთხვევაში, რადიაციულ ნაკადებს შორის მიღებული ანალიზური კავშირები;

4. წლების მიხედვით რადიაციული ნაკადების ცვლილების ტენდენციები;

5. ანთროპოგენული ფაქტორის როლის განსაზღვრა რადიაციული ნაკადების ცვლილების პროცესზე;

6. ციკლური ცვლილებები კლიმატურ სისტემაში და მისი მდგომარეობა.

გამოყენებული მონაცემები და ავტორის პირადი წვლილი

მეცნიერული კვლევისას გამოყენებულია საქართველოს ტერიტორიაზე ჩატარებული და საქართველოს ჰიდრომეტეოროლოგიურ ფონდებში დაცული აქტინომეტრიული და მეტეო-

როლოგიური მონაცემები; ყველა სახის ცნობარი, რომელშიც ასახულია საქართველოს ტერიტორიაზე აქტინომეტრიული და მეტეოროლოგიური რეჟიმების დამახასიათებელი პარამეტრები; მონოგრაფიები, სამეცნიერო კონფერენციებისა და სემინარების მასალები, შრომათა კრებულები და სტატიები, რომლებშიც წარმოდგენილია გამოკვლევები საქართველოში რადიაციული და მეტეოროლოგიური პროცესების შესახებ, წინამდებრე ნაშრომში გადმოცემული მეცნიერული სიახლე ძირითადად მიღებულია ავტორის მიერ; თანაავტორებთან ერთად შესრულებულ ნაშრომებში ავტორი თანაბრად მონაწილეობდა, როგორც საკითხის დასმის, ისე მისი პრაქტიკული განხორციელების პროცესში.

შედეგების პრაქტიკული მნიშვნელობა

რადიაციული რეჟიმის სრულყოფილი სახე და მისი ტენდენციური თუ შემთხვევითი ცვლილებების განსაზღვრა აუცილებელი წინაპირობაა ჰავის ცვლილების გამომწვევი მიზეზების დადგენისათვის, ენერგობალანსური მოდელის შესაქმნელად.

რადიაციული რეჟიმის განმსაზღვრელი პარამეტრები ფართოდ გამოიყენება ნებისმიერი ატმოსფერული პროცესის კვლევის საქმეში.

მიღებული შედეგები საშუალებას იძლევა ისინი გამოყენებული იქნას ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების კონტროლისას, ბუნებრივი და ეკოლოგიური რესურსების, სოფლის მეურნეობის დარაიონებისა და პროდუქტიულობის პროგნოზირების კვლევისას და სხვ.

რიგი შედეგებისა გამოყენებულია საქართველოს კლიმატის ცვლილების ეროვნული პროგრამის ჩარჩოებში ჩატარებულ კვლევებში. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ვახუშტი ბაგრატიონის სახ. გეოგრაფიის, მ. ნოდის სახ. გეოფიზიკის, ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტებსა და თბილისის ივ. ჯავახიშვილის სახ. სახელმწიფო უნივერსიტეტის შესაბამი-

სი პროფილის კათედრებზე განხორციელებულ სამეცნიერო სამუშაოებში.

ნაშრომის შინაარსი

წინამდებარე სამეცნიერო ნაშრომი შეიცავს შესავალს, ოთხ თავს, დასკვნით ნაწილს, დანართს და სალიტერატურო წყაროების სიას, რომელიც 231 დასახელებისაგან შედგება. სამუშაოს საერთო მოცულობა 180 გვერდს შეადგენს. მათ შორის ძირითადი ტექსტი 156 გვერდია. წარმოდგენილია 42 საილუსტრაციო სურათი და 24 ცხრილი.

შესავალში გადმოცემულია კლიმატის ცვალებადობის შესწავლის ისტორია. დასაბუთებულია აღნიშნული თემის აქტუალობა, ფორმულირებულია მისი მიზანი და ამოცანები, აღნიშნულია მიღებული შედეგების სამეცნიერო სიახლე და პრაქტიკული ღირებულება. წარმოდგენილია ნაშრომის სტრუქტურა და მოცემულია მოკლე შინაარსი თავების მიხედვით.

პირველი თავი ეძღვნება საქართველოში რადიაციული ნაკადების სრულყოფილ მონაცემთა ბაზის შექმნას, იგი სამი პარაგრაფისგან შედგება.

პარაგრაფ 1.1.-ში მიმოხილულია საქართველოში აქტივობური დაკვირვებების ჩამოყალიბებისა და განვითარების ისტორია. ემპირიული მასალის მეცნიერული კვლევის ძირითადი ეტაპები და მიღებული შედეგები. მათი ანალიზის საფუძველზე მიღებულია დასკვნა, რომ საქართველოში რადიაციული რეჟიმი და მისი მოკლეპერიოდური ვარიაციები საკმაოდ კარგადაა შესწავლილი. რასაც ვერ ვიტყვით, განსაკუთრებით მთაგორიანი რეგიონებისათვის, რადიაციული რეჟიმის გრძელვადიანი ცვლილების შესწავლაზე.

პარაგრაფი 1.2. ფაქტიურ მონაცემთა ობიექტური ანალიზისა და სრულყოფის თანამედროვე მეთოდების დახასიათებას ეძღვნება. რამდენიმე მეთოდის მოკლე განხილვის შემდეგ დეტალურადაა ჩამოყალიბებული აღნიშნული საკითხის შესწავლისადმი მიძღვნილი და წინამდებარე ნაშრომში მონაცემთა ბაზის ჩამოყალიბებისას გამოყენებული მეთოდი, რომელიც შემ-

თხვევითი ფუნქციის მრავალგანზომილებიან სივრცეში ბუნებრივ ორთოგონალურ მდგენელებად დაშლის მეთოდს ეყრდნობა.

პარაგრაფ 1.3-ში შესწავლილია რადიაციული ნაკადების მონაცემთა ბაზა. იგი საქართველოს აქტინომეტრიული სადგურების (თბილისი, თელავი, წალკა, ანასეული, სოხუმი და სენაკი) მრავალწლიური დაკვირვების (1954-1991 წლები) მონაცემებს წარმოადგენს. აქვე შეფასებულია მონაცემთა ბაზის გარკვეული ნაწილის აღდგენისას მისი საიმედოობის ხარისხი. დადგენილია, რომ იგი სრულიად დამაკმაყოფილებელია.

მეორე თავი მონმენდილი ცის პირობებში რადიაციული ნაკადების შიდაწლიური რეჟიმის შესწავლას ეძღვნება. იგი ხუთი პარაგრაფისგან შედგება.

პარაგრაფ 2.1-ში საქართველოს ტერიტორიაზე პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური რეჟიმია შესწავლილი. პირდაპირი რადიაციის ანომალიების მრავალწლიური მსვლელობის ანალიზის საფუძველზე გაკეთებულია არჩევანი, რომ ცვლილების შიდაწლიური სტრუქტურა დამოუკიდებლად სამი პერიოდისათვის (1954-1966, 1967-1978 და 1979-1991 წლები) შესწავლილიყო. რამდენადაც შუა პერიოდი, დანარჩენებთან შედარებით, მკვეთრად გამოხატული შემცირებითა და სუსტი ვარიაციებით ხასიათდება, დამატებითი ინფორმაციის მომცემი არ არის. ამიტომ ძირითადი კანონზომიერებები და მათი შედარებები პირველი და მესამე პერიოდისათვის კეთდება. ამავე პარაგრაფში, უკანასკნელი ორი პერიოდისათვის შესწავლილი და შედარებულია პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური ცვლილებები და მათი კავშირები ჰაერის ტემპერატურასთან, წყლის ორთქლის დრეკადობასთან და ფარდობით სინოტივესთან.

პარაგრაფი 2.2 გაბნეული რადიაციის შიდაწლიური რეჟიმისა და მისი ცვალებადობის შესწავლას ეძღვნება. ამ მიზნით გამოკვლეულია საშუალო თვიური ჯამების შიდაწლიური ცვლილებები ორივე პერიოდისათვის და ისინი ერთმანეთთანაა შედარებული.

პარაგრაფ 2.3-ში ქვეფენილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი ალბედოს ცვლილებებია შესწავლილი, გამოვლენილია შესაბამისი ტენდენციები.

პარაგრაფი 2.3. ეფექტური გამოსხივების შიდაწლიური რეჟიმისა და მისი ცვალებადობის კანონზომიერების შესწავლას ეძღვნება.

ექვსივე აქტინომეტრიული სადგურისათვის ორივე პერიოდის შემთხვევაში (1954-1966 და 1979-1991 წლები) გამოვლენილი და შედარებულია გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობები.

პარაგრაფ 2.5-ში ინტეგრალური რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვლილებაა შესწავლილი. ნინა პარაგრაფის მსგავსად, აქაც ექვსივე აქტინომეტრიული სადგურისათვის, ორივე პერიოდის შემთხვევაში გამოვლენილი და შედარებულია მისი საშუალო თვიური მნიშვნელობების შიდაწლიური მსვლელობები.

მესამე თავი მოწმენდილი და ღრუბლიანი ცის თალის პირობებში რადიაციულ ნაკადებს შორის კავშირების ძიებას ეძღვნება. იგი სამი პარაგრაფისაგან შედგება.

პარაგრაფ 3.1-ში საქართველოში, საერთო და ქვედა იარუსის მოღრუბლეულობის რეჟიმი და მისი ცვლილებაა შესწავლილი.

პარაგრაფი 3.2. საქართველოში მზის ნათების ხანგრძლივობის ცვლილების შესწავლას ეძღვნება, ამ მიზნით, გამოკვლეულია მისი შიდაწლიური და წლიდან წლამდე ცვალებადობის კანონზომიერებები. მიღებულია დასკვნა, რომ მთლიანად საქართველოში, წლების მიხედვით, მზის ნათების ხანგრძლივობა შემცირების ტენდენციით ხასიათდება.

პარაგრაფი 3.3 მოწმენდილი და ღრუბლიანი ცის თალის პირობებში, რადიაციულ ნაკადებს შორის კავშირების გამოვლენისადმია მიძღვნილი. ამ მიზნით დროის სამივე პერიოდისათვის გამოთვლილია კორელაციის კოეფიციენტები პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის, გრძელტალღოვანი და მთლიანი

რადიაციული ბალანსებისა, საერთო და ქვედა იარუსის მოლრუბლულობასა და მზის ნათების ხანგრძლივობასთან. მიღებულია ფორმულები, რომელთა საშუალებით, თუ მონმენდილი ცის შემთხვევაში განსაზღვრულია რადიაციული ნაკადების თვიური ჯამების მნიშვნელობები, აგრეთვე ცნობილია საერთო მოლრუბლულობა და მზის ნათების ხანგრძლივობა, ნებისმიერი მოლრუბლულობის პირობებში საკმაოდ მაღალი სიზუსტით შეიძლება გამოთვლილ იქნას რადიაციული ნაკადები. დასაბუთებულია დამუშავებული მეთოდის საიმედოობა.

მეოთხე თავი საქართველოში რადიაციული რეჟიმის ცვლილებას და მასზე ბუნებრივი და ანთროპოგენული ფაქტორების გავლენის შესწავლას ეძღვნება. იგი ოთხი პარაგრაფისგან შედგება.

პარაგრაფ 4.1-ში, მონმენდილი ცის შემთხვევაში წლების მიხედვით რადიაციული ნაკადების ცვლილებაა შესწავლილი. ამ მიზნით გამოკვლეული იქნა ამ ცვლილების ტენდენციები. მათი ანალიზური სახით აღწერისათვის ოპტიმალურად მიღებული იქნა მე-ნ რიგის პოლინომი: მისი გამოყენებით აპროქსიმირებულია პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის ანომალიების წლების მიხედვით განაწილება.

პარაგრაფ 4.2.-ში, საქართველოში რადიაციული ნაკადების ფაქტიური ცვლილების კანონზომიერებებია შესწავლილი. თბილისისა და ანასეულის მაგალითზე დადგენილია მზის ნათების ხანგრძლივობის საერთო და ქვედა იარუსის მოლრუბლულობის და ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ცვლილებასთან დამოკიდებულება. აგებულია შესაბამისი ავტოკორელაციური მატრიცა, დეტალურადაა შესწავლილი გაბნეული რადიაციის ცვალებადობის ბუნება. ორი პერიოდისათვის გრძელტალღიანი და ინტეგრალური რადიაციული ბალანსების ცვლილების კანონზომიერებები და მათი კავშირები ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურასთან, წყლის ორთქლის დრეკადობასთან, აბსოლუტურ და ფარდობით სინოტივესთან, მოსული ნალექების ჯამებთან, მზის ნათების ხანგრძლივობასთან,

საერთო და ქვედა იარუსის მოღრუბლულობასთან. რადიაციული ბალანსის წლების მიხედვით ცვლილების ანალიზური სახით წარმოდგენისათვის გამოყენებულია მე-6 რიგის პოლინომით აპროქსიმაცია.

პარაგრაფი 4.3 რადიაციული ნაკადების ცვლილებაზე ანთროპოგენული ფაქტორების როლის შესწავლას ეძღვნება. საილუსტრაციოდ თბილისისა და სენაკისათვის გადმოცემულია წლების მიხედვით საერთო, ანთროპოგენული, შემთხვევითი და ფონური გაჭუჭყიანების და მათი გავლენით შემცირებული მზის სხივური ენერგიის დინამიკა.

პარაგრაფ 4.4-ში კლიმატური სისტემის ბუნებრივი ცვლილებებია შესწავლილი. ჩამოყალიბებულია მეტეოროლოგიური პარამეტრების ციკლურობის კრიტერიუმის აუცილებელი და საკმარისი პირობა. მისი გამოყენებით გამოკვლეულია ატმოსფეროს მიწისპირა ტემპერატურის, ფარდობითი სინოტივის და ნყლის ორთქლის დრეკადობის მრავალწლიურ ვარიაციებში ციკლური პროცესების არსებობა და გამოთვლილია შესაბამისი ციკლები.

თავი I

რადიაციული ნაკადების მონაცემთა ბაზის შექმნა

1.1. აქტინომეტრიული დაკვირვებები საქართველოში

საქართველოში აქტინომეტრიული დაკვირვებები 1904 წელს თბილისის ფიზიკურ ობსერვატორიაში დაიწყო. თავდაპირველად სხივისადმი მართობულ ზედაპირზე მოსული პირდაპირი რადიაციის ინტენსიურობა იზომებოდა. იგი 1910 წლამდე გაგრძელდა. თუმცა, მიღებული ინფორმაცია, ხელსაწყოს მონაცემებისათვის გადამყვანი კოეფიციენტის უქონლობის გამო, ენერგეტიკულ ერთეულებში გადაყვანილი არ იქნა და მისი გამოყენება, ამჟამად, ფაქტიურად შეუძლებელია. 1913 წლიდან თბილისის ობსერვატორიაში მზის ინტენსიურობაზე რეგულარული დაკვირვებები კვლავ განახლდა. გაზომვები საკმაოდ სრულყოფილი ბიმეტალური აქტინომეტრით (მიხელსონის აქტინომეტრი) ტარდებოდა. მისი გადამყვანი კოეფიციენტები ანგისტრემის ჰიპერჰელიომეტრის საშუალებით განისაზღვრებოდა. სამწუხაროდ, ეს დაკვირვებები 1916 წელს შეწყდა. დაკვირვების შედეგად მიღებული ინფორმაციის ანალიზის საფუძველზე ამ პროცედურების ორგანიზატორმა, შ. მოსიძემ, თბილისისათვის ატმოსფეროს გამჭვირვალობის კოეფიციენტის წლიური სვლის კანონზომიერებანი დაადგინა. ნაშრომი, 1927 წელს, ჟურნალ „მეტეოროლოგიის მაცნეში“ გამოქვეყნდა. იგი საქართველოს რადიაციული რეჟიმის კვლევის ისტორიაში პირველი მეცნიერული ნაშრომია. ამ უკანასკნელს, კლიმატის თანამედროვე ცვლილების შესწავლისას, დღესაც უდიდესი მნიშვნელობა აქვს, რადგან იგი რადიაციული ნაკადების საუკუნოვანი ცვლილების შეფასების საშუალებას იძლევა. მზის პირდაპირ რადიაციაზე 1916 წელს შეწყვეტილი დაკვირვებები, თბილისის გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში, 1927 წელს განახლდა. ამავდროს აქტინოგრაფის საშუალებით პირდაპირი რადიაციის რე-

გისტრაცია ც დაიწყო. 1930 წლიდან თბილისში დაკვირვებები გაბნეულ რადიაციაზე განახლდა.

მე-20 საუკუნის 50-იანი წლებიდან საქართველოს ტერიტორიაზე ფუნქციონირებას აქტინომეტრიული სადგურების ქსელი იწყებს. იგი დაკვირვების რვა სადგურისგან შედგებოდა (თბილისი, თელავი, წალკა, ანასეული, სოხუმი, სენაკი, სკრა და მ./მთ. ყაზბეგი). ამ სადგურების უმეტეს ნაწილში (სკრასა და მ./მთ. ყაზბეგის გარდა) სისტემატურ დაკვირვებებს გასული საუკუნის 90-იანი წლების დასაწყისამდე ატარებდნენ. დაკვირვებების შედეგად მიღებული მასალები, მზის პირდაპირ და გაბნეულ რადიაციაზე, პერიოდულად ქვეყნდებოდა თბილისის გეოფიზიკური და ლენინგრადის (სანკ. პეტერბურგი) მთავარი გეოფიზიკური ობსერვატორიების შესაბამის ბიულეტენებსა და ყოველწლიურ ცნობარებში [36, 37, 55, 74, 78, 100]. საქართველოში მიღებულმა აქტინომეტრიულ დაკვირვებათა მასალებმა რადიაციული ნაკადების კვლევისას მნიშვნელოვანი როლი შეასრულა. ისინი ფართოდ იყო წარმოდგენილი სამეცნიერო ნაშრომებში, რომლებიც რადიაციული რეჟიმის შესწავლის დარგში პირველ ნაბიჯებს წარმოადგენდნენ [44, 75, 79, 106, 113, 148 და სხვ.].

მიუხედავად მცირერიცხოვნობისა, აქტინომეტრიული სადგურების ქსელი საქართველოს ძირითად ლანდშაფტურ ზონებს შეძლებისდაგვარად მოიცავდა. ასე მაგალითად: სადგურები სოხუმი, ანასეული, სენაკი დასავლეთ საქართველოს ნოტიო სუბტროპიკულ ზონაშია განლაგებული. თბილისი, სკრა და თელავი აღმოსავლეთ საქართველოს, ნახევრადარიდულ ზონას ახასიათებს, თანაც თბილისის სადგური დიდი ქალაქის გავლენის თავისებურებებს გამოხატავს, წალკა და მ./მთ. ყაზბეგი კავკასიონის მთიანი სისტემების შუამთის და მაღალი მთის ზონებს წარმოადგენდა. ფაქტიური გაზომვებით მიღებული ინფორმაცია, რთული ოროგრაფიის მქონე საქართველოსთვის, განსაკუთრებით კი მთიანი რეგიონების რადიაციული რეჟიმის შესასწავლად საკმარისი არ იყო. ამ ხარვეზების შევსება გამოთვლითი მეთოდების და ემპირიული გზით მიღებული ფორმულების

გამოყენებით ხორციელდებოდა. მათი საშუალებით, დისკრეტული აქტინომეტრიული მონაცემების და გაცილებით ფართო, მეტეოროლოგიური ქსელის დაკვირვების მასალების გამოყენებით მთელ ტერიტორიაზე შესაძლებელი ხდებოდა სხვადასხვა რადიაციული ნაკადების უწყვეტი ველების აგება.

სანკტ-პეტერბურგის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში ნ.კალიტინის, ე.კასტროვის. მ.ბუდიკოს, კ.კონდრატიევის, კ.შიფრინის, მ.ბერლიანდის, ს.სავინოვის, ს.სივკოვის და სხვათა მიერ შესრულებულმა შრომებმა საფუძველი ჩაუყარეს ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული რეჟიმის ფართომასშტაბიან შესწავლას. ამ შრომებმა საქართველოში რადიაციული რეჟიმისადმი მიძღვნილ გამოკვლევებს მყარი საფუძველი შეუქმნა.

ჩვენს ქვეყანაში ამ მიმართულებით წარმოებულ გამოკვლევებს სათავეში ცნობილი ქართველი მეცნიერები შ.მოსიძე და ი.ცუცქირიძე ედგნენ.

შ.მოსიძის მიერ თბილისის, სოხუმის, მ/მთ ყაზბეგის და მათი შემოგარენის რადიაციული ბალანსის შესწავლისათვის ჩატარებული გამოკვლევები [102-106], ფაქტიური აქტინომეტრიული მონაცემებითა და გამოთვლითი მეთოდებით განსაზღვრული ცალკეული რეგიონის, რადიაციული რეჟიმის სრულყოფილი ასახვის ნიმუშს წარმოადგენს. ამ რეგიონის კლიმატური რესურსების შეფასებისას მათი მნიშვნელობა დღესაც დიდია.

საქართველოში რადიაციული რეჟიმის განაწილების კანონზომიერებანი შედარებით სრული სახით ი. ცუცქირიძის [148-152] შრომებშია გამოკვლეული. მათში საქართველოს ტერიტორიის რადიაციული ბალანსის და მისი შემადგენელი ცალკეული რადიაციული ნაკადების განაწილების თავისებურებანია მოცემული. შესწავლილია მისი გავლენა მნიშვნელოვანი სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარებაზე, გან-

ხილულია რადიაციული ფაქტორების როლი რეგიონული კლიმატის ფორმირებაში.

საქართველოს ტერიტორიის სითბური და რადიაციული ბალანსის ცვლილების კანონზომიერებებს ეხება ნ. გვასალიას შრომები [63-65]. მათში განსაკუთრებული ყურადღებაა დათმობილი საკურორტო რაიონების რადიაციული რეჟიმებისა და მისი ბიოსფეროზე გავლენის შესწავლისადმი. მთაგორიან პირობებში რადიაციული ნაკადების გამოთვლის მეთოდებისადმი მიძღვნილი ა. კოტარიას შრომები [90, 91] კავკასიის ტერიტორიაზე მონმენდილი ცისა და საშუალო მოლრუბლულობის პირობებში რადიაციული ბალანსისა და მისი შემადგენელი რადიაციული ნაკადების სივრცულ-დროითი განაწილების თავისებურებებზე ასახული რ. სამუკაშვილის შრომებში [14, 121-123].

საქართველოს ტერიტორიაზე წლების მიხედვით პირდაპირი რადიაციის ცვლილება შესწავლილია ნ. ასლანიკაშვილის მიერ [41, 42]. მან დაადგინა ანთროპოგენული ზემოქმედების გავლენით პირდაპირი რადიაციის თანდათანობითი შემცირების ტენდენცია. სუბტროპიკულ ზონაში დახრილ ზედაპირებზე მზის რადიაციის რეჟიმის შესწავლისადმი მიძღვნილი ჯ. დოლიძის შრომები [70, 71].

კ. თავართქილაძის რიგ შრომებში [129, 130] მოცემულია კავკასიის მთიანი რეგიონებისათვის ეფექტური გამოსხივების გამოთვლის მეთოდიკა. მის მიერვე ნ. გვასალიასთან ერთად [138] დადგენილია ქ. თბილისისათვის ატმოსფეროს გამჭვირვალეობაზე ქარის რეჟიმის გავლენა.

მზის სხივური ენერგიის ინტეგრალური ნაკადების შესწავლასთან ერთად მუშავდებოდა მისი სპექტრული შემადგენლობის გამოთვლის მეთოდები. თ.დავითაიასა და კ.თავართქილაძის [68] მიერ თბილისის აქტინომეტრიული, აეროლოგიური და კლიმატური დაკვირვების მასალების გამოყენებით გამოთვლილი იქნა მზის პირდაპირი რადიაციის გამოსხივების ულტრაიისფერ, ხილულ და ინფრანითელ უბნებში საშუალოთვიური მნიშ-

ვნელობების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ქვეფენილი ზედა-პირიდან 10 კმ-მდე თავისუფალ ატმოსფეროში.

ინტეგრალური და სპექტრული რადიაციული ნაკადების ცვლილებების კანონზომიერებათა კვლევისადმია მიძღვნილი მომდევნო პერიოდებში შესრულებული შრომები [45, 46, 97, 98, 99, 100, 119, 120, 130, 136, 140 და სხვა]. საქართველოსთვის მონმენდილი ცის პირობებში რადიაციული რეჟიმის შესწავლას ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევებიც მიეძღვნა. მათი ძირითადი შედეგები გამოქვეყნებულია შრომებში [8, 9, 10, 11, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 142, 143, 153, 154, 155, 156, 223, 224].

ამ შრომებში ჩამოყალიბებულია რა მზის სხივური ნაკადების რადიაციული ველისა და ატმოსფეროში არსებული წყლის მარაგის მოდელირების მეთოდები, მათი საშუალებით მხოლოდ საცნობარო ლიტერატურაში არსებული მეტეოროლოგიური და აქტინომეტრიული მასალის გამოყენებით, საქართველოსთვის მონმენდილი ცის შემთხვევაში აგებულია სპექტრული და ინტეგრალური რადიაციული ველის (ულტრაიისფერი, ხილული, ინფრანითელი, ფოტოსინთეზურად აქტიური და ინტეგრალური) სივრცული-დროითი მოდელები.

აქტინომეტრიულ ქსელში დაგროვილი დაკვირვების მასალებზე დაყრდნობით 1968 წელს გამოიცა აქტინომეტრიული ცნობარი [127]. მოგვიანებით იგი 1980 წლამდე მონაცემებით შეივსო [124].

ყოველივე ზემოთქმულიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე რადიაციული რეჟიმი და მისი მოკლეპერიოდიანი ვარიაციები საკმაოდ კარგადაა შესწავლილი. რაც შეეხება რადიაციული რეჟიმის გრძელვადიან ცვლილებებს, განსაკუთრებით მთაგორიანი რეგიონებისათვის, გამოკვლევების ძალიან მცირე რაოდენობა ეძღვნება. არადა თანამედროვე გლობალური კლიმატის დათბობის ფონზე, უდიდესი მნიშვნელობა აქვს დათბობის პროცესის ძირითადი მიზეზის რადიაციული ნაკადების ცვლილების შესწავლას დროში.

1.2 ფაქტიურ მონაცემთა ობიექტური ანალიზისა და სრულყოფის თანამედროვე მეთოდები

გლობალური კლიმატის ცვლილების ემპირიული მოდელის აგებისას ძირითად პრობლემას დაკვირვებათა მასალის სიმცირე და არაერთგვაროვნება წარმოადგენს. დედამიწის საშუალო და მაღალმთიან ზონაში მეტეოროლოგიურ ელემენტებზე დაკვირვების პუნქტები ძალზე მეჩხერადაა განლაგებული. უფრო მეჩხერია მათი განლაგება ოკეანეებსა და ზღვებზე. თუ დავაზუსტებთ, ფაქტიურად დედამიწის ზედაპირის არანაკლებ 80%-ზე კლიმატის ცვალებადობის დასადგენად ემპირიული მასალა არ მოიპოვება. ამ ხარვეზის აღმოსაფხვრელად აუცილებელია არსებული ემპირიული მასალის ტერიტორიული და სივრცული განზოგადება. ამ შემთხვევაში, როგორც წესი, არჩევანი გრძელპერიოდიათი, უწყვეტი რიგის მქონე, პუნქტების მონაცემებზე ჩერდება.

რეგიონული კლიმატის ცვლილების ემპირიული მოდელის აგებისას სხვა პრობლემასთან გვაქვს საქმე. ხმელეთის უმეტეს ნაწილზე მეტეოროლოგიური დაკვირვების ქსელი საკმაოდ ხშირია, მაგრამ დაკვირვებისას მონაცემების რიგი უმეტესად წყვეტას, არაერთგვაროვნებას და არათანაბრობას განიცდის. ამ შემთხვევაში უპირველეს ამოცანას დაკვირვების მასალების ერთიან დროზე მიყვანა, აგრეთვე გამოტოვებული მოკლე პერიოდებისათვის (3 თვემდე) ემპირიულ მონაცემთა აღდგენა – ანუ ემპირიული მასალის დროითი განზოგადება წარმოადგენს.

ემპირიულ მასალაში ხშირია შემთხვევები, როცა რაიმე მიზეზის გამო ერთი ან რამდენიმე თვის მონაცემებია გამოტოვებული. ამ შემთხვევაში პარამეტრის საშუალო წლიური მნიშვნელობის გამოთვლა შეუძლებელია. ე. ი. იმ წლის მონაცემები უგულებელყოფილ უნდა იქნას, ამრიგად შემთხვევათა რიცხვი მცირდება. დაკვირვების მასალების ანალიზმა აჩვენა [7], რომ ბუნებრივი პროცესი, რომელიც მათემატიკური მოლოდინიდან შემთხვევით გადახრას იწვევს საკმაოდ დიდი ხნის მანძილზე

(რამდენიმე თვე) გრძელდება. თუ გამოვიყენებთ გამოტოვებულ პერიოდის საწყის და მომდევნო მონაცემებს, ასეთი სიდიდის აღდგენა საკმაოდ მაღალი სიზუსტით შეიძლება. როცა გამოტოვებულ შემთხვევათა რიცხვი საკმაოდ დიდია, მაშინ სწორედ, ჩატარებული აღდგენის როლი მნიშვნელოვანია, რაც ზრდის მონაცემთა ბაზას და კორელაციური კავშირის დადგენის შესაძლებლობას იმდენად აუმჯობესებს, რომ გამოტოვებულ მონაცემთა აღდგენისას დაშვებული ცდომილების ფაქტიურად უგულებელყოფა შეიძლება. გავითვალისწინეთ, რა ყოველივე ეს [7]-ის მსგავსად სამ თვემდე გამოტოვებული შემთხვევები შემდეგი წესით აღვადგინეთ:

ვთქვათ მოცემული გვაქვს შემთხვევით რიცხვთა თანმიმდევრობა მატრიცის სახით:

$$\|t_{i,j}\| \quad (1.1)$$

სადაც i - წელთა რაოდენობაა, ხოლო j - თვეების 1-დან 12-მდე. დავუშვათ, i -ური წლის j თვეა გამოტოვებული, მაშინ $t_{i,j}$ -ს განვსაზღვრავთ ფორმულით:

$$t_{i,j} = \bar{t}_j \frac{t_{i,j-1} + t_{i,j+1}}{t_{j-1} + t_{j+1}} \quad (1.2)$$

სადაც

$$\bar{t}_j = \frac{1}{n-1} \left(\sum_{k=1}^{j-1} t_{k,j} + \sum_{k=j+1}^n t_{k,j} \right) \quad (1.3)$$

და

$$\bar{t}_{j\pm 1} = \frac{1}{n-1} \left(\sum_{k=1}^{j-1} t_{k,j\pm 1} + \sum_{k=j+1}^n t_{k,j\pm 1} \right), \quad (1.4)$$

ხოლო n - აღებული წლების საერთო რიცხვია. ადვილი მისახვედრია, რომ როცა $j=1$ ან $j=12$ (იანვარი და დეკემბერი) პერიოდი შესაბამისად გადადის წინა წლის დეკემბერში ან მომდევნო წლის იანვარში.

ანალოგიურად ხდება შედგენა, როცა ორი ან სამი თვეა გამოტოვებული. ემპირიული მასალის ერთგვაროვნების შემოწმებასა და აღდგენას კლიმატოლოგიაში დიდი ხანია მიმართავენ. დროთა განმავლობაში ფაქტიურ მონაცემთა სრულყოფის მრავალი მეთოდი ჩამოყალიბდა და გამოიცადა.

კლიმატის ცვლილების შესწავლის დროს, როცა საქმე გვაქვს არა რეჟიმულ, არამედ ნორმიდან გადახრის (ანომალიების) ვარიაციებთან, აღდგენის სიზუსტეს გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება.

უკანასკნელ პერიოდში კლიმატის ცვლილების შესწავლისას სულ უფრო ხშირად მიმართავენ შემთხვევითი ფუნქციის მრავალგანზომილებიან სივრცეში ბუნებრივ ორთოგონალურ მდგენელებად დაშლის მეთოდს [7, 43, 92, 93, 108, 136, 144].

აღნიშნული მეთოდის ძირითადი არსი და პრაქტიკული გამოყენების მაგალითები გაშუქებულია კ. თავართქილაძის მონოგრაფიაში [136]. რამდენადაც ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევისას ფაქტიურ მონაცემთა ბაზის აღდგენა და სრულყოფა ამ მეთოდით მოხდა, მიზანშეწონილად მიგვაჩნია მოვიყვანოთ მისი მოკლე აღწერა.

ვთქვათ რომელიმე რეგიონის რამდენიმე დაკვირვების პუნქტისათვის მოცემულია შემთხვევით ფუნქციათა სიმრავლე. მაგალითად, წლების მიხედვით რომელიმე მეტეოროლოგიური პარამეტრის საშუალო თვიურ მნიშვნელობათა სიმრავლე

$$t_{ij}; i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, m. \quad (1.5)$$

სადაც n წლების რაოდენობაა, ხოლო m დაკვირვების პუნქტების.

აქედან $j = 1$ -დან $j = m-1$ -მდე $i = 1, 2, \dots, K, K+1, \dots, n$,

ხოლო $j=m$ -თვის $i = 1, 2, \dots, k$, სადაც $m < k < n$.

როგორც ვხედავთ $j = m-1$ პუნქტისათვის წლების რაოდენობა n -ია, ხოლო $j=m$ პუნქტისათვის წლების რაოდენობა $k < m$. ჩვენი მიზანია $j = m$ პუნქტისათვის $i = k+1$ -დან $i = n$ -მდე წლებში გამოტოვებულ მნიშვნელობათა განსაზღვრა.

შევადგინოთ მატრიცა:

$$\|t_{ij}\|, i=1,2 \dots k, j=1,2 \dots m; m < k \quad (1.6)$$

უკანასკნელი მატრიცის მიხედვით შევადგინოთ (B_{ij}) კორელაციური და (R_{ij}) ავტოკორელაციური მატრიცები, სადაც $i,j=1, \dots m$.

განვსაზღვროთ კორელაციური მატრიცის საკუთრივი რიცხვები: $\lambda_1, \lambda_2, \dots \lambda_m$. ავტოკორელაციური მატრიცის საკუთრივი რიცხვები $t_{i,m}$ კორელაციის კოეფიციენტების კლების მიხედვით დავალაგოთ.

$$\frac{\lambda_1}{\sum_{i=1}^m \lambda_i}$$

ერთი დაკვირვების პუნქტის მონაცემების მიხედვით აღდგენის სიზუსტეს განსაზღვრავს. როცა აღდგენა ხდება განსახილველი პუნქტებიდან ყველაზე მაღალი კორელაციის მქონე k პუნქტების მონაცემების მიხედვით მისი სიზუსტეა

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

ერთი პუნქტის მონაცემების გამოყენებით აღდგენა შემდეგი ფორმულით ხდება:

$$\begin{aligned} t_{k+1,m} &= \bar{t}_m - \frac{B_{m,1}}{B_{1,1}}(t_1 - t_{k+1,1}), \\ t_{k+2,m} &= \bar{t}_m - \frac{B_{m,1}}{B_{1,1}}(\bar{t}_1 - t_{k+2,1}), \\ t_{n,m} &= \bar{t}_m - \frac{B_{m,n}}{B_{n,n}}(\bar{t}_n - t_{n,2}) \end{aligned} \quad (1.7)$$

ორი პუნქტის მონაცემებით აღდგენისას (მაგ. $j=1$ და $j=q$) ვიყენებთ ფორმულას:

$$t_{k+1,m} = \frac{1}{\lambda_1 + \lambda_2} \left(\lambda_1 \left(\bar{t}_m - \frac{B_{m,1}}{B_{1,1}} (\bar{t}_1 - t_{k+1,1}) \right) + \right. \\ \left. + \lambda_2 \left(\bar{t}_m - \frac{B_{m,q}}{B_{q,q}} (\bar{t}_q - t_{k+1,q}) \right) \right) \quad (1.8)$$

ამ შემთხვევაში აღდგენის სიზუსტეა:

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

ეს პროცესი შეიძლება გაგრძელდეს მანამდე, ვიდრე სასურველი სიზუსტე არ მიიღწევა. ადვილი მისახვედრია, რომ თუ აღდგენისას ყველა დანარჩენ პუნქტს გამოვიყენებთ აღდგენის სიზუსტე

$$G75 \\ \frac{\sum \lambda_i}{\sum \lambda_i} = 1$$

პრაქტიკული თვალსაზრისით აღნიშნული მეთოდის გამოყენება ეფექტურია, როცა მეტეოროლოგიური სადგურების მონაცემებს შორის კორელაციური კავშირები მაღალია (0,8 და მეტი). ამ შემთხვევაში საკმარისია ერთი ან ორი პუნქტის მონაცემების გამოყენება.

საქართველოში დაკვირვების პუნქტებს შორის კორელაციური კავშირების შესწავლისას დავრწმუნდით, რომ პუნქტების ახლო მდებარეობის შემთხვევაში მათ მონაცემებს შორის კორელაციის კოეფიციენტები საკმაოდ მაღალია. აღნიშნული მეთოდის მაღალ სიზუსტეზე მეტყველებს [136]-ში მოყვანილი პრაქტიკული მაგალითები. ეს მეთოდი დაედო საფუძვლად წინამდებარე ნაშრომისათვის მონაცემთა ბაზის ჩამოყალიბებას.

1.3 რადიაციული ნაკადების მონაცემთა ბაზა

როგორც ცნობილია, რადიაციული რეჟიმის მახასიათებლების ცვლილების სათანადო სიზუსტით დადგენა შესაძლებელია იმ შემთხვევაში, როცა არსებული ინფორმაცია იძლევა მახასიათებლების ნორმების (მრავალწლიური საშუალო სიდიდეების) სტაბილური მნიშვნელობების დადგენის შესაძლებლობას. ამისთვის კი საკმარისი მოცულობის დაკვირვების ინფორმაციაა საჭირო. აქტინომეტრიული რიგების მიზანშეწონილი ხანგრძლივობის საკითხები განხილულია [52, 73] შრომებში. ზ. პივოვაროვას თანახმად [110, 111, 112] საშუალო თვიური და წლიური ჯამების მოცემული სიზუსტით და 0,90-ის ტოლი სანდო ალბათობით მისაღებად მოკლეტალღიანი რადიაციისათვის 30-35 წლიანი პერიოდია საკმარისი, ხოლო რადიაციული ბალანსისათვის 15-20 წლიანი პერიოდი. 30-35 წლის შემდეგ რადიაციული ბალანსის საშუალო მნიშვნელობები ფაქტიურად არ იცვლება და პრაქტიკულად არ არის დამოკიდებული რიგის ხანგრძლივობაზე.

რადიაციული რეჟიმის თავისებურებების და რადიაციული მახასიათებლების ცვლილების დადგენის მიზნით გამოყენებული საქართველოს აქტინომეტრიული სადგურების ქსელის დაკვირვების ინფორმაცია 35-40 წლიან პერიოდს მოიცავს. ანუ იგი აკმაყოფილებს ზემოთ აღნიშნულ მოთხოვნებს.

ჩვენს მიერ რადიაციული რეჟიმის მახასიათებლების (რადიაციული ბალანსი, ეფექტური გამოსხივება, მზის პირდაპირი, ცის თალის მიერ გაბნეული, ქვეფენილი ზედაპირიდან არეკლილი ჯამური რადიაცია, ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო) ცვლილების შესწავლის მიზნით გამოყენებული იქნა საქართველოს აქტინომეტრიული სადგურების (თბილისი, თელავი, წალკა, ანასეული, სოხუმი და სენაკი) მრავალწლიური დაკვირვების (1954-1991 წ.წ) მონაცემები. დაკვირვების რიგები არაერთგვაროვნებით ხასიათდება. როგორც ცნობილია, რიგების არაერთგვაროვნება განპირობებულია აქტინომეტრიული სადგურის ად-

გიომდებარეობის, დაკვირვების მეთოდების, ვადების, ხელსაწყობების განლაგების და ტიპების შეცვლით, ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური თვისებების ცვლილებით, დაკვირვების სუბიექტური ცდომილებით, თვითმწერებისა და დაკვირვების ინფორმაციის გამოყენებით ჯამების სიდიდეების გამოთვლით. ამას გარდა ემპირული მასალა არ არის სრულყოფილი, ამა თუ იმ მიზეზის გამო მას, ხშირ შემთხვევაში, დაკვირვების მნიშვნელობები აკლია. აქედან გამომდინარე, თავდაპირველად შემოწმებული და შესწავლილი იქნა რადიაციული მახასიათებლების მრავალწლიური დაკვირვების რიგების ერთგვაროვნება და ჩატარდა გამოტოვებული პერიოდების აღდგენა და შევსება. მაგალითად თბილისის, თელავისა და წალკის სადგურებისთვის 1954-1957 წლებისათვის რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამები (ΣB) მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამების (ΣB_K) გამოყენებით იქნა აღდგენილი. აღდგენისას კორელაციური კოეფიციენტი შესაბამისად 88, 83 და 87 % იყო.

კლიმატის ცვლილება, როგორც ზოგადი ცნება, მისი ბუნებისგან დამოუკიდებლად კლიმატის არამუდმივობის ყველა სახეს შეიცავს. ისინი ორ ჯგუფად იყოფა: სტატისტიკური (ცვლილებები მწკრივების შინაგან სტრუქტურასთანაა დაკავშირებული) და ფიზიკური მიზეზებით განპირობებული (ბუნებრივი და ანთროპოგენული ფაქტორები). კლიმატის ცვალებადობის ცნებაში, როგორც კერძო შემთხვევები, შედის კლიმატური ნახტომისებური ცვლილებები, რყევები, რიტმები, პერიოდები, ტენდენციები და ფლუქტუაციები. კლიმატის ცვალებადობის ცნება, მათ შორის რადიაციული კლიმატის ცვალებადობის ცნება, წარმოადგენს კლიმატის ყოველწლიური არამუდმივობის განმსაზღვრელ ტერმინს.

კვლევისას გამოყენებული საქართველოს აქტინომეტრიული ქსელისათვის რადიაციული ბალანსისა – (B) და მისი მდგენელების (I-მზის პირდაპირი რადიაცია მართობულ ზედაპირზე, I' – მზის პირდაპირი რადიაცია პორიზონტალურ ზედაპირზე,

D - გაბნეული რადიაცია, Q - ჯამური რადიაცია, R - არეკლილი რადიაცია, A - ალბედო, B_K - მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსი, B_g - გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი, (ანუ ეფექტური გამოსხივება) მრავალწლიური (1954-1991 წლები) საშუალოთვიური, სეზონური (ნელინადის თბილი და ცივი პერიოდები) და საშუალოწლიური ჯამების სიდიდეები მოცემულია ცხრილი 1-ში (დანართი). თუ გავაანალიზებთ ამ ცხრილში მოცემულ ინფორმაციას, შეგვიძლია გარკვეული დასკვნების გაკეთება.

მზის პირდაპირი რადიაციის ჯამები სხივისადმი მართობულ (ΣI) და ჰორიზონტალურ ($\Sigma I'$) სიბრტყეებში მაქსიმალური ივნისშია. გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამები (ΣD) კი - ივლისში, მაშინ, როდესაც ადგილი აქვს ატმოსფეროს მაქსიმალურ გაჭუჭყიანებას. ჯამური რადიაციის (ΣQ) მნიშვნელობები დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირეთში განლაგებული პუნქტებისათვის (ანასეული, სოხუმი, სენაკი) მაქსიმალური ივნისშია, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში კი (თბილისი, თელავი) - ივლისში. მოკლეტალღიანი (ΣB_K), გრძელტალღიანი (ΣB_g) და ინტეგრალური (ΣB) რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამები მაქსიმალური ივნის-ივლისშია. აღსანიშნავია, რომ ΣB -ს სიდიდეები ჩვენი 38 წლიანი ინფორმაციის მიხედვით მთელი წლის განმავლობაში დადებითია. რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამები მინიმალურია ანასეულისა და სენაკისათვის (შესაბამისად 49.2 და 51.6 კკალ/სმ². წელი) და მაქსიმალურია თბილისისათვის (61.3 კკალ/ სმ². წელი), თელავში იგი 54.4 კკალ/ სმ². წელს უდრის. ე. ი. საქართველოს ბარში, განედური მიმართულებით დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ადგილი აქვს ΣB -ს სიდიდეების მატებას. სოხუმში ΣB -ს შედარებით მაღალი მნიშვნელობა (57.4 კკალ/ სმ². წელი) მზის ნათების ხანგრძლივობის მატებითაა განპირობებული.

ეფექტური გამოსხივების (ΣB_g) თვიური და წლიური ჯამები, პირიქით, მინიმალურია აღმოსავლეთ საქართველოს ბარ-

ში (-35.5 და -36.6 კკალ/(სმ)^{T2}-ნელი) და მაქსიმალურია შავი ზღვის სანაპიროზე (-28.8 და -33.0 კკალ/(სმ)^{T2}-ნელი). რადიაციული ბალანსისა და ეფექტური გამოსხივების წლიური ჯამების მნიშვნელობებში აღნიშნული განსხვავება ფიზიკურ-გეოგრაფიული, კლიმატური პირობების (ღრუბლიანობის რეჟიმი, ატმოსფეროს ტენიანობა) და ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური თვისებების განსხვავებითაა გამოწვეული. ამ უკანასკნელის სინქრონული მოქმედების შედეგად ადგილი აქვს დასავლეთ საქართველოს ბარში ეფექტური გამოსხივების შემცირებას, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში გაზრდას. საყურადღებოა ერთი ფაქტიც, მიუხედავად იმისა, რომ აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში ეფექტური გამოსხივება დასავლეთ საქართველოს ბარში არსებულ შესაბამის სიდიდეებს სჭარბობს, ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ჯამების მრავალწლიური საშუალო სიდიდეები კოლხეთის დაბლობთან შედარებით (სოხუმის გამოკლებით) მეტია. ეს ფაქტი ამ რეგიონში ქვეფენილი ზედაპირის ენერგეტიკული პოტენციალის მაღალი დონის არსებობაზე მიუთითებს, რაც აღმოსავლეთ საქართველოში ღრუბლიანობის საერთო რაოდენობის შემცირებასა და ამის შედეგად ეფექტური გამოსხივების ზრდასთან შედარებით, ქვეფენილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსის პრივილეგირებული ზრდის ტენდენციით განისაზღვრება.

თავი 2

რადიაციული ნაჰადების შიდაწლიური რეჟიმი და მათი ცვალებადობა მოწმენდილი ცის პირობებში

2.1. პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა

როგორც აღვნიშნეთ, კვლევის შედეგები 1954-1991 წლების, ე. ი. 38 წლის სრული პერიოდის, აქტინომეტრიულ და მეტეოროლოგიურ მონაცემთა ბაზაზეა მიღებული. ამ პერიოდში რადიაციული რეჟიმის ფორმირებაზე მრავალი ფაქტორი მოქმედებდა. ცალკეული წლების მანძილზე ან შედარებით სუსტი ვარიაციების ფონზე მათი ზრდადობისან შემცირების მიმართულებით ტენდენციური ცვლილების კანონზომიერება იკვეთება. ამის ნათელი მაგალითია სურ. 2.1, სადაც საქართველოს მთელი ტერიტორიისათვის, რეგიონულ პირობებზე ნაკლებად დამოკიდებული მზის სხივისადმი მართობულ ზედაპირზე, მზის პირდაპირი რადიაციის ანომალიების ($I - \bar{I}$) საშუალო წლიური მნიშვნელობებია მოცემული. იგი დაკვირვების 6 პუნქტის მონაცემების საფუძველზეა აგებული. მათგან სამი (ანასეული, სოხუმი, სენაკი) დასავლეთ საქართველოში, ხოლო დანარჩენი სამი (თბილისი, თელავი, წალკა) აღმოსავლეთ საქართველოში მდებარეობს. მრუდი 1 ექვსივე დაკვირვების პუნქტის წლიურ საშუალო მნიშვნელობას და წლების მიხედვით მის ცვალებადობას ასახავს, ხოლო მრუდები 2 და 3 წლების მიხედვით საშუალო კვადრატული გადახრების ($\bar{I} \pm 0,5\sigma$) მიხედვითაა გატარებული და ქვეყნის ტერიტორიაზე საშუალო კვადრატული გადახრის ერთი ერთეულის ფარგლებში პირდაპირი რადიაციის ყოველწლიური ცვლილების დიაპაზონს განსაზღვრავს.

როგორც ნახაზიდან ჩანს, პირდაპირი რადიაცია განხილული პერიოდის დაახლოებით პირველი თხუთმეტი და ბოლო ათი წლების განმავლობაში მკვეთრ ვარიაციებს განიცდის, თუმცა

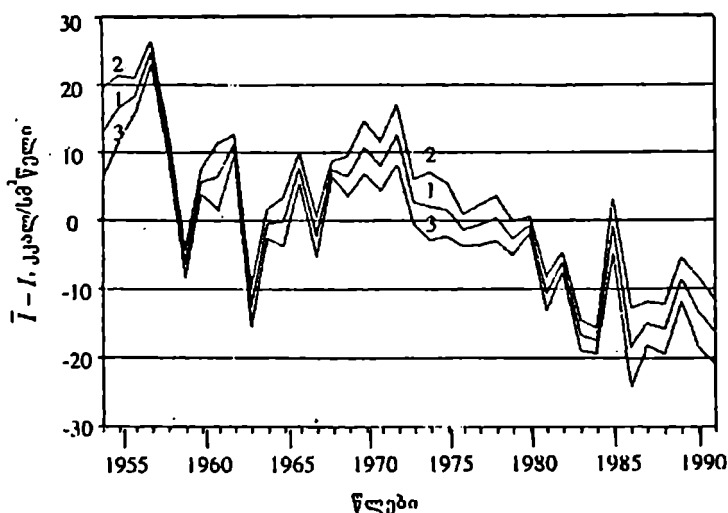
მანც შეიმჩნევა შემცირების ტენდენცია, ხოლო მათ შორის პერიოდში მონოტონური შემცირებით ხასიათდება. აღსანიშნავია, რომ მკვეთრი ვარიაციების დროს საშუალო კვადრატული გადახრის სიდიდეც შემცირების ტენდენციას ავლენს. ეს ფაქტი ნათლად მიუთითებს, რომ პირდაპირი რადიაციის აღნიშნული მკვეთრი ცვლილებები, გარეშე, გლობალური ფაქტორების გავლენით ჩამოყალიბდა, რაც ატმოსფეროს აიროვანი შემადგენლობის და გლობალური ცირკულაციის შესაძლო ცვლილებათა შედეგი უნდა იყოს.

პირდაპირი რადიაციის ანომალიების მრავალწლიურმა მსვლელობამ გვაფიქრებინა, რომ განხილულ პერიოდში (1954-1991 წლები) რადიაციული ნაკადებისა და ცვლილების შიდაწლიური სტრუქტურა დამოუკიდებლად სამი პერიოდისათვის (1954-1966, 1967-1978 და 1979-1991 წლები) შეგვესწავლა. როგორც სურ. 2.1-დან ჩანს, მკვეთრად გამოხატული შემცირებისა და სუსტი ვარიაციების გამო შუა პერიოდი დანარჩენებთან შედარებით დამატებითი ინფორმაციის მომცემი არ არის. ამიტომ ძირითადად ორი პერიოდის (1954-1966 და 1979-1991 წლები) განხილვით შემოვიფარგლეთ. ამ პერიოდებში გასაშუალებული პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური მსვლელობები წარმოდგენილია სურ. 2.2-ზე.

აღსანიშნავია, რომ პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამების ზრდასთან ერთად, რომელიც მკვეთრად გამოხატული ზაფხულის თვეებშია, ივლის-აგვისტოში შეფარდებითი ენერგიების თანდათანობითი შემცირება და მაქსიმუმის ადრეული პერიოდისთვის (ივნისი) გადანაცვლება შეიმჩნევა. ეს ფაქტი ყველაზე კარგად 1979-1991 წლების მრუდზე ჩანს. ამასთანავე პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამების მინიმალური მნიშვნელობაც ცვლილებას განიცდის. თუ პირველ ორ პერიოდში მინიმუმი დეკემბრის თვეში მიიღწეოდა, ბოლო პერიოდისათვის იგი წლის ცივი პერიოდის თითქმის ოთხ თვემდე (ნოემბრიდან თებერვლის ჩათვლით) ნაწილდება.

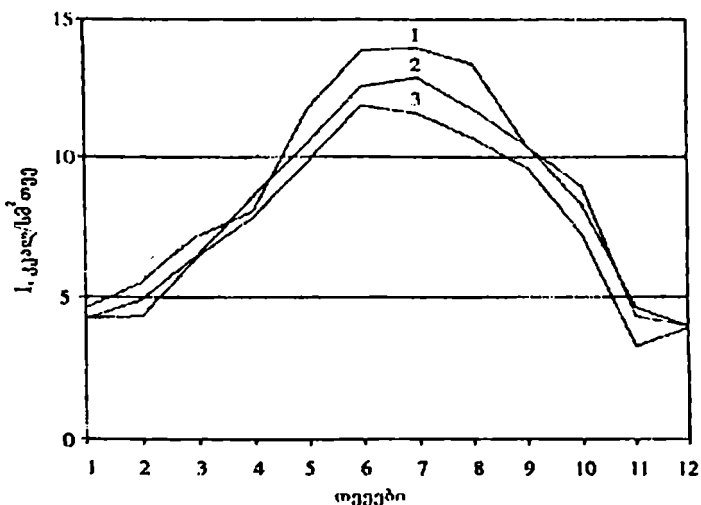
აპრილში რადიაციის შიდაწლიურ ცვლილებას ფაქტიურად

ადგილი არ აქვს. საერთოდ აღსანიშნავია, აპრილის თვის ფენომენი. ამ თვეში საქართველოში მინისპირა ტემპერატურული ველის ვარიაციებში დროის მიხედვით, როგორც წესი, მნიშვნელოვან ზრდას აქვს ადგილი [7, 13, 28, 29, 103].



სურ. 2.1. მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის ანომალიების საშუალო წლიურ მნიშვნელობათა ცვალებადობა საქართველოს ტერიტორიაზე წლების მიხედვით (I-ანომალიების საშუალო მნიშვნელობა)

მზის პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური ცვლილებები 1954-1966 და 1979-1991 წლების პერიოდისთვის შესაბამისად 2.3ა და 2.3ბ სურათებზეა მოცემული. აღსანიშნავია, რომ დასავლეთ საქართველოს, დაკვირვების სამივე პუნქტის მონაცემების მიხედვით, I-ის სიდიდე ივლისის თვეში, მეზობელ თვეებთან შედარებით, მკვეთრ შემცირებას განიცდის. იგი იმდენად დიდია მეორე პერიოდისათვის, რომ პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამები სოხუმის გარდა, სადაც იგივე ტენდენციაა, მაგრამ ასე მკვეთრად არა, თითქმის ზამთრის თვეების შესაბამის მნიშვნელობებს უტოლდება. მსგავსი სურათი აღმოსავლეთ საქართველოში არ გვაქვს.



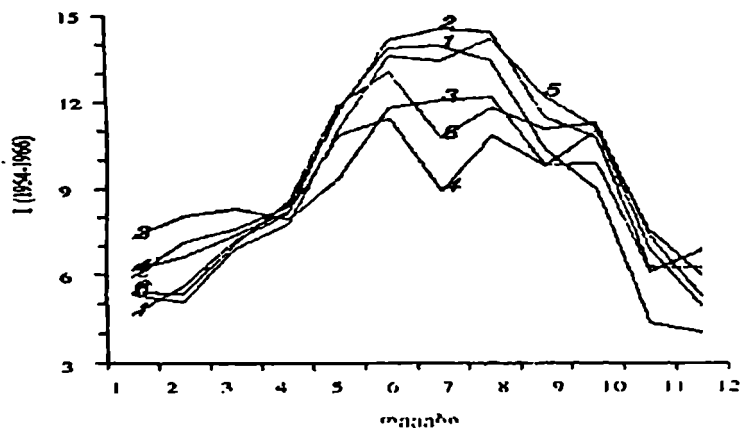
სურ. 2.2. პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამების შიდა
წლიური მსვლელობა 1954-1966 (მრუდი 1; 1967-1978 (მრუდი 2)
და 1979-1991- (მრუდი 3) წლებში

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, საქართველოში რეგიონული კლიმატის ცვლილება რთულად მიმდინარეობს – აღმოსავლეთ საქართველოში ძირითადად დათბობაა, დასავლეთში კი – აცივება. დაკვირვების პუნქტები ანასეული და სენაკი აცივების ზონაშია. მაგრამ სოხუმი განსხვავებულ მდგომარეობაშია. აქ კლიმატი არ იცვლება. ამიტომაც, აქ მიწისპირა ტემპერატურული ველი მდგრადობის ინტერვალშია [7]. პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური მსვლელობის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ სადაც კლიმატის აცივების ინტენსიური პროცესი მიმდინარეობს, მზისგან მოსული სხივური ენერგიის რაოდენობა წლის თბილ პერიოდში (განსაკუთრებით ივნისში) მკვეთრად ეცემა. ამის გამოწვევი მიზეზების დადგენა საკმაოდ რთულია. იგი შეიძლება გამოწვეული იყოს როგორც მიწისპირული, ისე თავისუფალ ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებით. თუ კლიმატის ცვლილებაზე გავლენას უშუალოდ ატმოსფეროს მიწისპირულ ფენაში მიმდინარე პროცესები ახდენს, რის შედეგადაც ივნისში, მაისსა

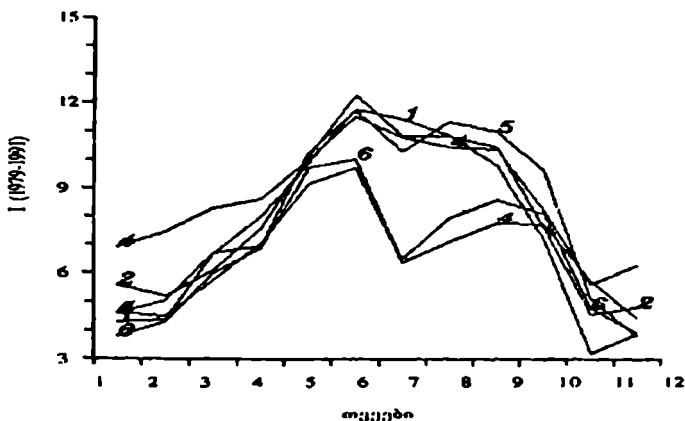
და ივლისთან შედარებით მზისგან მოსული ენერგიის რაოდენობა საგრძნობლად მცირდება, განსხვავება ამ ფენის ფიზიკური მდგომარეობის განმსაზღვრელი პარამეტრების ცვლილებაშიც უნდა გამოვლინდეს. მიწისპირული ტემპერატურისა და სინოტივის შიდანლიურ მსვლელობაში მსგავსი რამ არ შეიმჩნევა.

ცხრილში 2.1 ორი პერიოდისათვის (1954-1966 და 1979-1991 წლები) მოცემულია პირდაპირი რადიაციის შიდანლიური ცვლილების კორელაციური კავშირი მიწისპირული ჰაერის ტემპერატურისა და სინოტივის შიდანლიურ ცვლილებასთან.

ანასეულისა და სენაკის შიდანლიური ცვლილებები თითქმის ერთნაირია, ამიტომ ცხრილში მოცემულია ამ ორი დაკვირვების პუნქტის მონაცემთა საშუალო სიდიდეები. შესაძარებად ცხრილში აგრეთვე მოცემულია იგივე კორელაციის კოეფიციენტები თბილისისათვის, სადაც პირდაპირი რადიაციის ცვლილება წლის თბილ პერიოდში ანასეულისა და სენაკის შესაბამისი ცვლილებისაგან მკვეთრად განსხვავდება.



სურ. 2.3ა. პირდაპირი რადიაციის შიდა წლიური მსვლელობა 1954-1966 წლებში. 1 - თბილისი; 2 - თელავი; 3 - ნალკა; 4 - ანასეული; 5 - სოხუმი; 6 - სენაკი



სურ. 2.3ბ. პირდაპირი რადიაციის შიდა წლიური მსვლელობა 1979-1991 წლებში. 1 – თბილისი; 2 – თელავი; 3 – ნალკა; 4 – ანასეული; 5 – სოხუმი; 6 – სენაკი

ცხრილი 2.1.

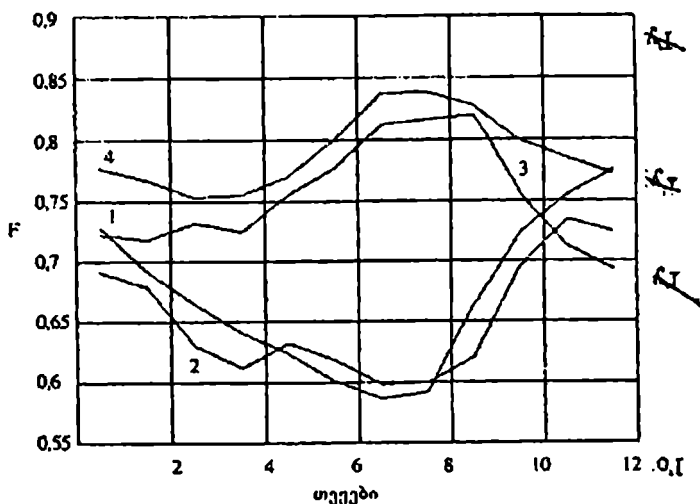
კორელაციის კოეფიციენტები პირდაპირი რადიაციის და მინისპირული ჰაერის ტემპერატურისა და სინოტივის შიდა წლიურ ვარიაციებს შორის და მათი ცვლილება

დაკვირვების პუნქტი		ანსეული, სენაკი			თბილისი		
პერიოდი		1954-1966 წწ	1979-1991 წწ	ცვლილება %	1954-1966 წწ	1979-1991 წწ	ცვლილება %
პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური ცვლილებების კორელაციის კოეფიციენტები	ჰაერის ტემპერატურასთან r_{IT}	0,915	0,770	-14,5	0,943	0,945	+0,2
	წყლის ორთქლის დრეკადობასთან r_{IE}	0,825	0,670	-15,5	0,935	0,915	-2,0
	ფარდობით სინოტივსთან r_{IF}	0,799	0,459	-34,0	-0,910	-0,880	-3,0

როგორც ცხრილიდან ჩანს, პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიური მსვლელობის კორელაციური კავშირი მინისპირული ჰაერის ტემპერატურასთან (T), წყლის ორთქლის დრეკადობასთან (E) და ფარდობით სინოტივესთან (F) (განსაკუთრებით პირველი ორი) ძალზე მაღალია. ეს კავშირი წლების მიხედვით ცვლილებას განიცდის, კერძოდ, ბოლო პერიოდში მცირდება. შემცირება, განსაკუთრებით ძლიერი, დასავლეთ საქართველოშია (აცივება). იგი – 14.5%-დან 34%-მდე მერყეობს. აღმოსავლეთ საქართველოში შემცირება, ფაქტობრივად, ერთი რიგით მცირეა. განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს მინისპირული ფარდობითი სინოტივის შიდაწლიურ მსვლელობაში დიამეტრალური განსხვავება. თუ დასავლეთ საქართველოში ამ ცვლილების კავშირი პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიურ ცვლილებასთან დადებითი კორელაციის კოეფიციენტით ხასიათდება და მისი მნიშვნელობები (0.459-0.799-ის) ფარგლებშია, აღმოსავლეთ საქართველოში ცვლილება საპირისპირო მიმართულებითაა. კორელაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობა საკმაოდ დიდი, უარყოფითი რიცხვებია (-0.880-დან -0.910-მდე). ამ ფაქტის მიზეზის დადგენა საკმაოდ რთულია. არადა, მას კლიმატის ნონასწორული მდგომარეობიდან გამოყვანის პროცესზე დიდი გავლენა უნდა ჰქონდეს. ფარდობითი ტენიანობა განსაზღვრავს რა ატმოსფეროში არსებული წყლის ორთქლის გაჯერების მდგომარეობას, გარდა წყლის ორთქლის რაოდენობისა დამოკიდებულია ჰაერის ტემპერატურაზე. ამრიგად ფარდობითი სინოტივის შიდაწლიურ ცვლილებას წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ჰაერის ტემპერატურის თანაფარდობა განაპირობებს. თუ მათი ცვალებადობა არათანაბარია, მაშინ ფარდობითი ტენიანობის მერყეობას დიდი დიაპაზონი ექნება. ამ ფაქტმა კი, რადგანაც ძირითადად კონდენსირების პროცესს განსაზღვრავს, ატმოსფერულ მოვლენებზე უდიდესი ზეგავლენა შეიძლება მოახდინოს.

სურ. 2.4-ზე მოცემულია ორივე პერიოდისათვის ფარდობითი ტენიანობის შიდაწლიური მსვლელობა. სურათიდან ნათ-

ლად ჩანს აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის ფარდობითი სინოტივის შიდაწლიურ მსვლელობაში დიდი განსხვავება. ეს ფაქტი დიდი ხანია ცნობილია [127, 128]. ჩვენ ყურადღებას ვამახვილებთ სხვა გარემოებაზე. როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში 1979-1991 წლებში 1954-1966 წლებთან შედარებით ფარდობითი ტენიანობა შემცირდა. გამონაკლისს იენისის, ნაწილობრივ მაისის და ივლისის თვეები წარმოადგენს. ამ თვეებში ფარდობითი ტენიანობა დასავლეთ საქართველოში, კერძოდ, ანასეულსა და სენაკში საგრძნობლად გაიზარდა. ეს პროცესი, ეჭვგარეშეა, პირდაპირი რადიაციის შემცირებაზე გავლენას მოახდენდა.



სურ. 2.4. ფარდობითი ტენიანობის შიდაწლიური მსვლელობები 1954-1966 და 1979-1991 წლების მიხედვით თბილისის (მრუდი 1 და 2), ანასეულისა და სენაკისათვის (მრუდი 3 და 4)

ამრიგად, მიუხედავად იმისა, რომ ამჟამად ძნელია იმ რაოდენობრივი კანონზომიერებების დადგენა ატმოსფეროში გავლილი სხივური ენერგიის ცვლილებაზე რა გავლენას იქონიება ფარდობითი ტენიანობის ვარიაციები, დანამდვილებით შე-

იძლება დავასკვნათ – დასავლეთ საქართველოში მზის სხივური ენერგიის ივლისის თვეში მკვეთრ შემცირებაზე მნიშვნელოვანი გავლენა ფარდობითი ტენიანობის ზრდას გააჩნია. თავად ეს პროცესი კი ბევრმა ფაქტორმა შეიძლება გამოიწვიოს. მათ შორის ატმოსფეროს აიროვანი შემადგენლობის ცვლილებამ მასთან დაკავშირებული ფოტოქიმიური რეაქციებით. ამის შესწავლა მომავლის საქმეა.

2.2. გაბნეული რადიაციის შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა

დედამიწისა და გარემომცველი ატმოსფეროს ენერგეტიკული დონის ჩამოყალიბებაში მზის პირდაპირ რადიაციასთან ერთად გაბნეულ რადიაციას მნიშვნელოვანი წილი შეაქვს. აქედან გამომდინარე, გაბნეული რადიაციის ცვლილებასა და შიდაწლიური ვარიაციების შესწავლას, მათ შორის მოწმენდილი ცის პირობებში, დიდი მნიშვნელობა ენიჭება. ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებმა მოღრუბლულობაზე გავლენა შეიძლება ვერ მოახდინოს (მაგალითად ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ზრდამ), მაგრამ გაბნევის შედეგად მიღებული ენერგიის რაოდენობა ძლიერ შეიცვალოს.

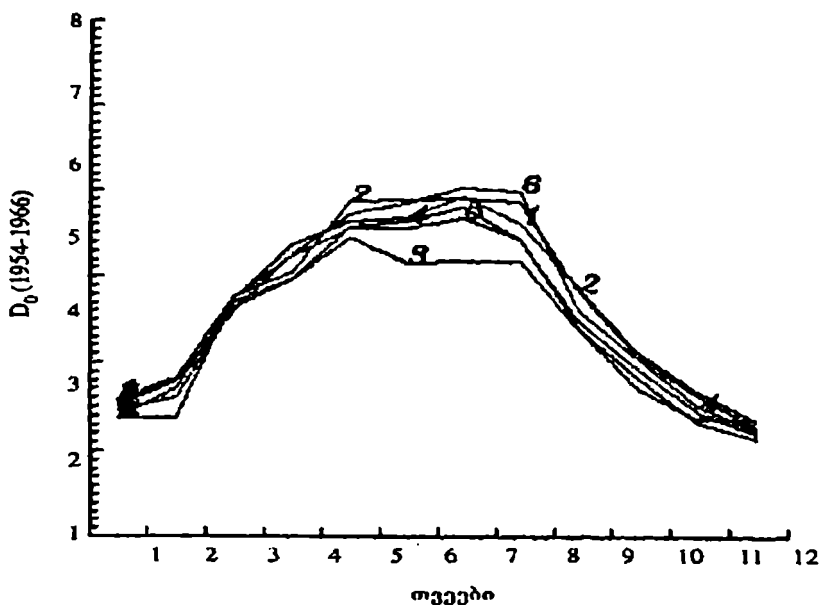
ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობის დროს ზემოთ განხილული ექვსი პუნქტისათვის 1954-1966 და 1979-1991 წლების პერიოდებისათვის სურათებზე 2,5ა და 2.5ბ გაბნეული რადიაციის შიდაწლიური ცვალებადობაა ასახული. მოწმენდილი ცის შემთხვევაში გაბნეული რადიაციის ცვალებადობის ძირითადი ფაქტორი ატმოსფერული აეროზოლებია. წარმოდგენილი სურათებიც ამ ფაქტს ადასტურებს. გაბნეული რადიაცია ყველაზე დიდ ცვლილებას, კერძოდ ზრდას, ზაფხულის თვეებში, მაქსიმალურად გაჭუჭყიანებულ ადგილებში (თბილისი, თელავი) განიცდის. გაბნეული რადიაციის შემცირებას ზამთრის თვეებშიც არ აქვს

ადგილი. ამის მიზეზი საქართველოს ტერიტორიაზე აღნიშნულ პერიოდში ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების სისტემური ზრდაა. რადგან გაჭუჭყიანების ზრდის ტემპი წალკაში ყველაზე დაბალია, რადიაციის ცვლილების სიდიდეც აქ ყველაზე მცირეა. როცა გაჭუჭყიანების მატება ატმოსფერული აეროზოლების კონცენტრაციის გაზრდითაა გამოწვეული, რადიაციის გაბნევის პროცესიც ინტენსიური ხდება. გაბნეული რადიაციის ცვლილება, აეროზოლების კონცენტრაციის ცვლილების გარეშე, მისი ოპტიკური თვისებების შეცვლამაც შეიძლება გამოიწვიოს [54, 157]. ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ თვისებებზე ყველაზე მეტ გავლენას ატმოსფეროს ტენშემცველობის, განსაკუთრებით ფარდობითი ტენიანობის, ცვალებადობა იწვევს. ტენიანობის გაზრდით იცვლება აეროზოლების ზომები, ფიზიკური და ქიმიური თვისებები. ეს აეროზოლების ოპტიკური თვისებების, შესაბამისად რადიაციის გაბნევის პროცესის ცვლილებას იწვევს. თუმცა გაბნევის პროცესის ცვლილების განსაზღვრისას გადამწყვეტი აეროზოლების კონცენტრაციის ცვლილება უნდა იყოს. ატმოსფეროში დიდი რაოდენობითაა მცირე ზომის აეროზოლური ნაწილაკები, რომლებიც რადიაციის გავრცელებაზე გავლენას ვერ ახდენენ. ფარდობითი სინოტივის ზრდის შედეგად მათი ზომები იმდენად იზრდება, რომ ატმოსფეროში ელექტრომაგნიტური გამოსხივების (რადიაციის) გავრცელების მიმართ ოპტიკურად აქტიური ხდება და გაბნევის ინტენსიურობას ზრდის. ყოველივე ეს რადიაციის გაბნევის პროცესებზე ატმოსფერული პარამეტრების ცვლილების შედეგად აეროზოლების ოპტიკურ თვისებათა გარდაქმნის გავლენის შესწავლას ართულებს.

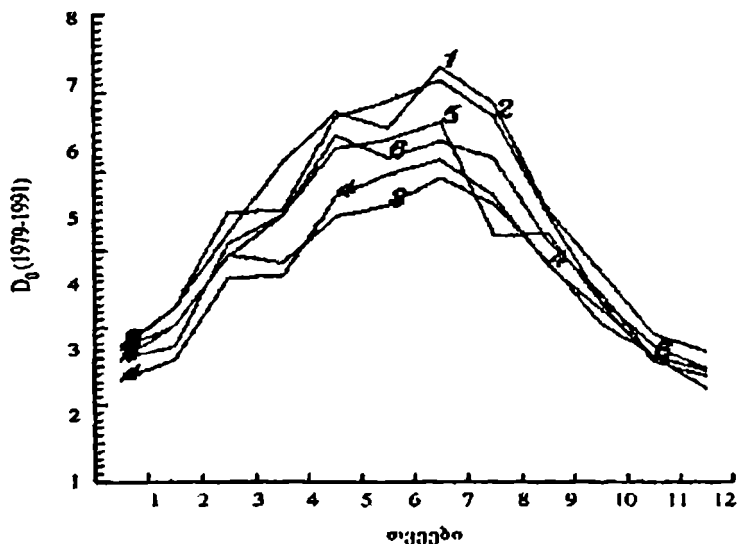
განვიხილოთ აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის აღნიშნულ ორ პერიოდს შორის ცალკეული თვეების მიხედვით გაბნეული რადიაციის ცვლილების რაოდენობრივი მახასიათებლები. სურ.2.6-ზე 1954-1966 და 1974-1991 წლების მიხედვით გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამების საშუალო მნიშვნელობებს შორის სხვაობებია მოცემული.

უკანასკნელი სურათიდან ჩანს, რომ მონმენდილი ცის შემთხვევაში, როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამები 1979-1991 წლებში 1954-1966 წლებთან შედარებით მნიშვნელოვნად გაიზარდა. ზრდის ინტენსიურობა წლის თბილ პერიოდში წლის ცივ პერიოდთან შედარებით ორჯერ-სამჯერ მეტია.

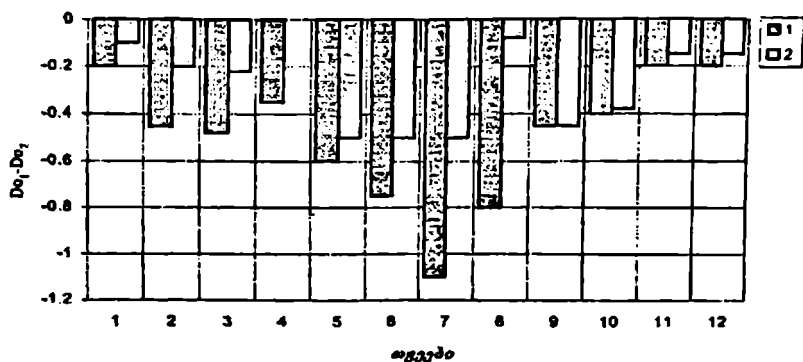
აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის შიდანლიური ვარიაციების საშუალებით თვიურ მნიშვნელობათა სხვაობები განხილულ ორ პერიოდს შორის ($\tau_1 - \tau_2$) მოცემულია სურ. 2.7-ზე.



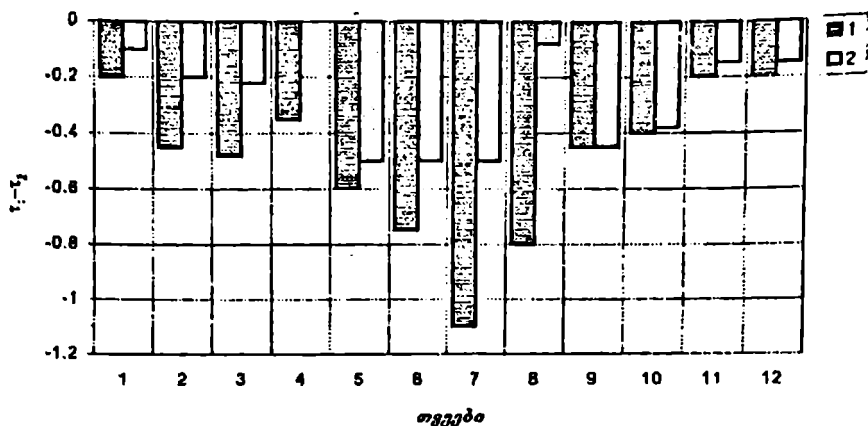
სურ. 2.5ა. გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამების შიდანლიური ცვლილებები 1954-1966 წლებში მონმენდილი ცის შემთხვევაში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 2.5ბ. გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამების შიდაწლიური ცვლილებები 1979-1991 წლებში მონმენდილი ცის შემთხვევაში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 2.6. 1954-1966 და 1979-1991 წლების გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამების საშუალო მნიშვნელობათა სხვაობა აღმოსავლეთ (1) და (2) საქართველოში მონმენდილი ცის დროს



სურ. 2.7. აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის ცვლილება
აღმოსავლეთ (1) და დასავლეთ (2) საქართველოში
1954-1966 და 1979-1991 წლებს შორის

აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივე, ანუ ატმოსფეროს საერთო გაჭუჭყიანების დონე, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე მნიშვნელოვან მატებას განიცდის. გაჭუჭყიანების ზრდის ინტენსიურობა განსაკუთრებით დასავლეთ საქართველოშია გამოკვეთილი. შესაბამისად, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე იზრდება გაბნეული რადიაციის სიდიდე. თანაც აღმოსავლეთ საქართველოში, სადაც გაჭუჭყიანების დონის ანთროპოგენული მატების პროცესი დასავლეთ საქართველოსთან შედარებით ნაკლებ ინტენსიურია, გაბნეული რადიაციის ზრდის ტემპი უფრო მაღალია. ეს ფაქტი ორი გარემოების შედეგი შეიძლება იყოს. ერთის მხრივ, მონმენდილი ცის დროს გაბნეული რადიაციის ცვლილებაზე აეროზოლების კონცენტრაციის ცვლილებასთან ერთად აეროზოლების ოპტიკური თვისებების ცვლილებაც ახდენს გავლენას, რომელიც მეტეოროლოგიური ელემენტების ვარიაციებმა შეიძლება გამოიწვიოს. ამ მხრივ დასავლეთ საქართველოში მეტეოროლოგიური ელემენტების (განსაკუთრებით ტენიანობის) ვარიაციების დიპაზონი უფრო ფართოა, აქედან გამომდინარე, აეროზოლების

ოპტიკურ ცვლილებებზე მისი გავლენა აღმოსავლეთ საქართველოსთან შედარებით უფრო მეტი უნდა იყოს. მეორეს მხრივ, აეროზოლების ცვლილებით გამოწვეული ოპტიკური თვისებების ცვალებადობა არანრფივი პროცესია და ერთნაირი ზემოქმედების შემთხვევაში, თუ საწყის მომენტში გაჭუჭყიანების დონეები განსხვავებულია, შედეგი შეიძლება განსხვავებული იყოს. მართლაც, აღმოსავლეთ საქართველოში დასავლეთთან შედარებით გაჭუჭყიანების დონე უფრო მაღალია.

2.3. ქვეფენილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი ალბედო და მისი ცვალებადობა

ქვეფენილ ზედაპირამდე პირდაპირი თუ გაბნეული რადიაციის სახით მოღწეული მზის სხივური ენერგიის მხოლოდ ნაწილი შთანთქმება დედამიწის ზედაპირის მიერ. დარჩენილი კი საპლანეტაშორისო სივრცეს უბრუნდება. ქვეფენილი ზედაპირის ენერგეტიკული დონის შექმნაში მზიდან გამოსხივებული ენერგიის, ე.წ. მოკლეტალღიანი რადიაციის მხოლოდ ზედაპირის მიერ შთანთქმული წილი მონაწილეობს.

შთანთქმული მოკლეტალღიანი რადიაციის რაოდენობას ქვეფენილი ზედაპირის არეკვლისუნარიანობა, ანუ მოკლეტალღიანი ალბედო განსაზღვრავს. იგი ძალზე მნიშვნელოვანი პარამეტრია და დედამიწის ზედაპირზე მოსულ მზის ჯამურ რადიაციასთან მის მიერ არეკლილი რადიაციის შეფარდებით განისაზღვრება. ე. ი. ალბედო ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკურ მდგომარეობასთან დაკავშირებული ფარდობითი სიდიდეა და მისი მნიშვნელობები $[0,1]$ ინტერვალში იცვლება.

კლიმატის თანამედროვე გლობალური ცვლილებების ერთ-ერთი მიზეზი სწორედ დედამიწის ზედაპირის ალბედოს ცვლილებაა. კერძოდ, მისი შემცირება იწვევს მზიდან პირდაპირი და გაბნეული სახით მოსული ენერგიების შთანთქმული რაოდენობის გაზრდას, რაც უშუალოდ ზედაპირის სითბურ ენერ-

გიაში გადადის. სამწუხაროდ, ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოს გლობალურ ცვლილებას აქტინომეტრიული ქსელის მიერ ჩატარებული დაკვირვებები ან ვერ ან უმნიშვნელო ნაწილს აღრიცხავს. საქმე იმაშია, რომ გლობალური ალბედოს ცვლილება ლანდშაფტის ცვლილების შედეგად ხდება, რასაც ანთროპოგენული ფაქტორები განაპირობებენ. მაგალითად: ტყის მასივებისა და მწვანე საფარის შემცირება, ნიადაგის ეროზია, ცვლილებები თოვლის საბურველის არსებობის ხანგრძლივობაში და სხვ. არეკლილი რადიაციის გაზომვა კი მეტეოროლოგიურ მოედანზე სტანდარტულ პირობებში ხდება. ამ დროს ალბედოს ცვლილება შეიძლება განაპირობოს ან თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის შემცირებამ ან ნახშირბადის ელემენტებით ატმოსფეროს მკვეთრმა გაჭუჭყიანებამ, რაც ზედაპირზე დალექვის შემდეგ დაცემული ენერგიის შთანთქმის უნარიანობას ზრდის.

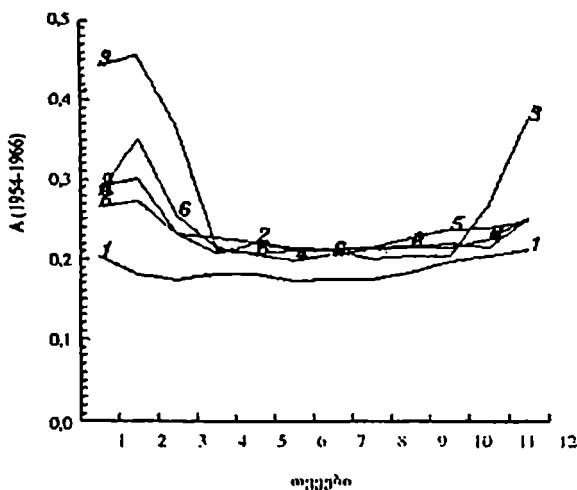
ალბედოს (A) შიდაწლიური მსვლელობები საქართველოს ექვსი დაკვირვების პუნქტისათვის 1954-1966 და 1979-1991 წლების საშუალო თვიური მნიშვნელობების მიხედვით მოცემულია 2.8ა და 2.8ბ სურათებზე.

როგორც სურათებიდან ჩანს, წლის თბილ პერიოდში როგორც დროის, ასევე ტერიტორიის მიხედვით ალბედო თითქმის უცვლელია. განსხვავებულ მნიშვნელობას 1954-1966 წლებში მხოლოდ თბილისის მონაცემები იძლევა. კერძოდ, იგი დაბალია დაკვირვების სხვა პუნქტებთან შედარებით. 1979-1991 წლებში საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ალბედო მცირდება და თბილისის თითქმის უცვლელობა შენარჩუნებული ალბედოს მნიშვნელობებს უახლოვდება. თუ გავითვალისწინებთ, რომ გაზომვები ერთნაირ სტანდარტულ ზედაპირზე ხდება (ზედაპირი დაფარულია მწვანე მოლით) და თოვლის საბურველის გავლენა გამორიცხულია, შეიძლება დავასკვნათ, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე ალბედო, დროის მიხედვით, მცირეოდენ ცვლილებას განიცდის, ამის მიზეზი მხოლოდ და მხოლოდ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ზრდაა. შევნიშნავთ, რომ თბილისში 1954-1966

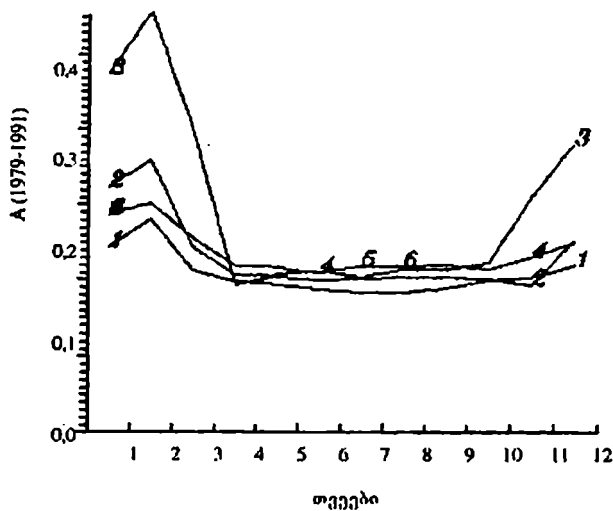
წლებში მეტეოროლოგიური მოედანი ქალაქის თითქმის ყველა-ზე გაჭუჭყიანებულ უბანში მდებარეობდა, ხოლო 1979–1991 წლებში იგი გადატანილი იქნა ქალაქის შედარებით სუფთა ნა-წილში, რამაც, როგორც სურათებიდან ჩანს ალბედოს უმნიშ-ვნელო გაზრდაც კი გამოიწვია.

როგორც ცნობილია, წლის ცივ პერიოდში ალბედოს ცვლილება თოვლის საბურველის ხანგრძლივობაზეა დამოკი-დებული. ხანგრძლივობის გაზრდა ზედაპირის არეკვლისუნარი-ანობის მკვეთრ გაზრდას იწვევს. აღსანიშნავია, რომ თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის ცვლილებამ, არეკლილ რადიაცი-ასთან ერთად, დანარჩენ რადიაციულ ნაკადებზე და თვით კლი-მატის ცვალებადობაზეც დიდი გავლენა შეიძლება მოახდინოს.

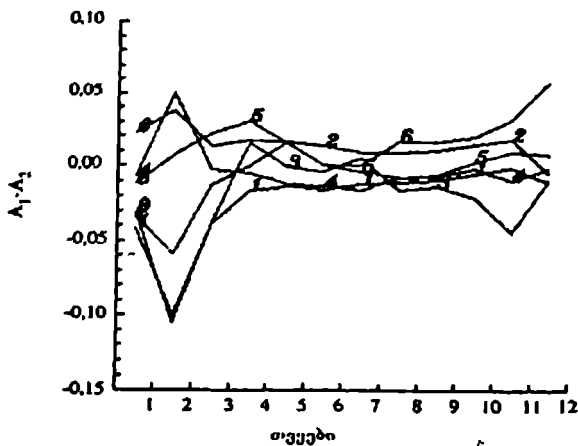
განხილული პერიოდების ალბედოს თვიურ საშუალო მნიშ-ვნელობათა შორის ($A_1 - A_2$) ვარიაციებს დაკვირვების ექვსივე პუნქტის მონაცემების მიხედვით სურ. 2.9 ახასიათებს. როგორც სურათიდან ჩანს განსხვავება ძირითადად წლის ცივ პერიოდში გამოიკვეთა. რაც უშუალოდ თოვლის საბურველის ხანგრძლი-ვობის ცვლილებასთან უნდა იყოს დაკავშირებული. ტენდენცი-ურობის თვალსაზრისით აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქარ-თველოს შორის (დათბობის და აცივების ზონებს შორის) გან-სხვავება მკვეთრად გაიმიჯნა. სურ. 2.10-ზე მოცემულია აღმო-სავლეთ და დასავლეთ საქართველოსთვის ცალ-ცალკე სურ. 2.9-ის გასაშუალებელი მნიშვნელობები.



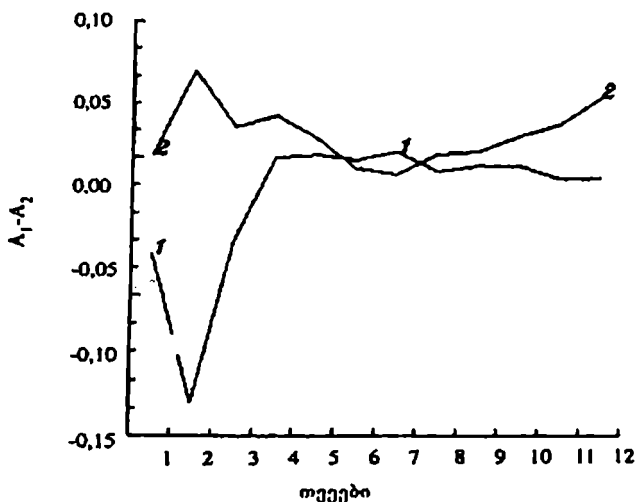
სურ. 2.8ა. ალბედოს შიდაწლიური მსვლელობა 1954-1966 წლებში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 2.8ბ. ალბედოს შიდა წლიური მსვლელობა 1979-1991 წლებში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 2.9. 1954-1966 და 1979-1991 წლების ალბედოს საშუალო თვიურ მნიშვნელობებს შორის სხვაობები აქტინომეტრიული დაკვირვების პუნქტებისათვის (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 2.10. 1954-1966 და 1979-1991 წლების ალბედოს საშუალო თვიურ მნიშვნელობებს შორის სხვაობები აღმოსავლეთ (1) და დასავლეთ (2) საქართველოსათვის

როგორც სურ. 2.10-დან ჩანს, დათბობის ზონაში (აღმოსავლეთ საქართველო) წლის ცივ პერიოდში, განსაკუთრებით თებერვალში, ალბედო მკვეთრად გაიზარდა, რაც თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის გაზრდას მიანიშნებს, ხოლო აციფების ზონაში (დასავლეთ საქართველო), ალბედო, უმნიშვნელოდ, ივნისისა და ივლისის თვეებში გაიზარდა. ამ ფაქტს მივყავართ დასკვნამდე, რომ ქვეფენილი ზედაპირის ენერგეტიკულ დონეთა დადგენისას, ალბედოს როლი მხოლოდ ლანდშაფტური გარდაქმნებით უნდა განისაზღვროს.

2.4. ეფექტური გამოსხივების შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა

დედამიწის ზედაპირის ენერგეტიკული ნონასწორული მდგომარეობის ან მისი ტენდენციური ცვლილებების ერთ-ერთ განმსაზღვრელს ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსის შემადგენელი ნაწილი, გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი ანუ ეფექტური გამოსხივება წარმოადგენს. იგი დედამიწის ზედაპირის სითბურ გამოსხივებასა და ატმოსფეროს უკუგამოსხივებას შორის სხვაობაა.

დედამიწის ზედაპირის თვისებები გამოსხივების გრძელტალღიან უბანში აბსოლუტურად შავი სხეულის თვისებებს უახლოვდება. ამიტომ ქვეფენილი ზედაპირის სითბური გამოსხივება აბსოლუტურად შავი სხეულის კანონებით შეიძლება განისაზღვროს, თუ ამ კანონებში პროპორციულობის კოეფიციენტად გრძელტალღიან ალბედოს შევიტანთ. ასეთ სხეულებს, როგორც ცნობილია, აბსოლუტურად რუხ სხეულებს უწოდებენ [79] მათ მიერ გამოსხივებული ენერგია აბსოლუტური ტემპერატურის მეოთხე ხარისხის პროპორციულია და ენერგიის განაწილების სპექტრი პლანკის ფორმულით აღინერება.

მაშასადამე, დედამიწის ზედაპირიდან გამოსხივებული ენერგიის რაოდენობას და სპექტრულ შემადგენლობას ცალსა-

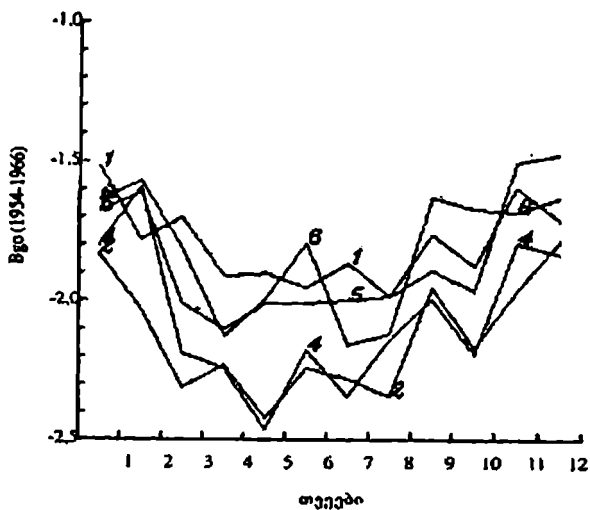
ხად ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა განსაზღვრავს.

ატმოსფეროში არსებული ე. წ. მცირე კონცენტრაციების მქონე მინარევები (წყლის ორთქლი, აეროზოლები, ოზონი, ნახშირორჟანგი, მეთანი და სხვ.) გამოსხივების გრძელტალღიან დიაპაზონში სელექტური შთანთქმის ინტენსიური უბნებით ხასიათდება. ეს იწვევს ქვეფენილი ზედაპირიდან გამოსხივებული სითბური ენერგიის ნაწილობრივ შთანთქმას, რის შედეგადაც ატმოსფერო თავად ხდება გამოსხივების წყარო და უკუგამოსხივების სახით ენერგიის ნაწილს კვლავ უბრუნებს ქვეფენილ ზედაპირს.

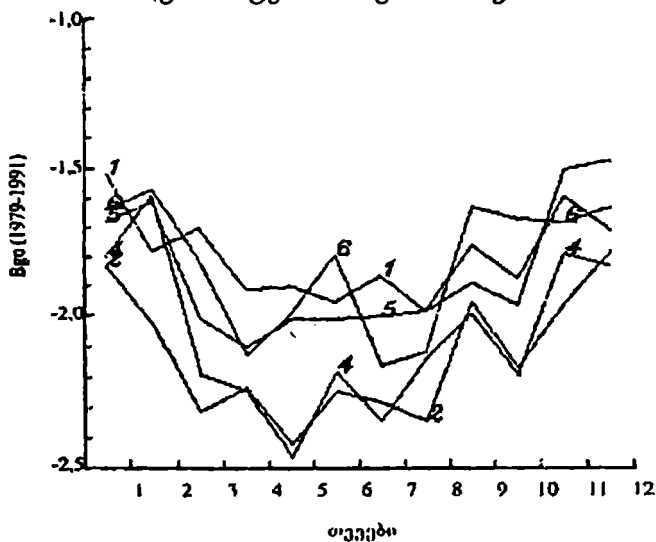
განვიხილოთ კანონზომიერება, რომლებსაც მონშენდილი ცის პირობებში საქართველოს ტერიტორიაზე ეფექტური გამოსხივება ემორჩილება.

ექვსი დაკვირვების პუნქტებისათვის 1954–1966 და 1979–1991 წლებში ეფექტური გამოსხივების (Bგ) საშუალო თვიური ჯამები მოცემულია სურათებზე 2.11ა და 2.11ბ.

ეფექტური გამოსხივების მნიშვნელობები მაქსიმუმს ზამთრის პერიოდის თვეებში, კერძოდ დეკემბერ-იანვარში აღწევს. წლის მანძილზე იანვრიდან ივლისამდე (გამონაკლისია ივნისის თვე) ეფექტური გამოსხივება კლებულობს, ხოლო ივლისიდან წლის ბოლომდე მატულობს. ეფექტური გამოსხივების შიდაწლიური ცვალებადობის კანონზომიერებები ორივე პერიოდისათვის უცვლელია.



სურ. 2.11ა. გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა მონმენდილი ცის შემთხვევაში 1954-1966 წლებში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 2.11ბ. გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა მონმენდილი ცის შემთხვევაში 1979-1991 წლებში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

2.5. რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური რეჟიმი და მისი ცვალებადობა

როგორც აღვნიშნეთ, ქვეფენილი ზედაპირის მიერ მიღებული და გაცემული ენერგიების სხვაობა, რომელიც მოცემული ზედაპირის ენერგეტიკულ დონეს განსაზღვრავს და კლიმატის ფორმირების ძირითად წყაროს წარმოადგენს, რადიაციული ბალანსის სახელითაა ცნობილი. ამრიგად

$$B = (I' + D)(1 - A) - E_{\text{ფ}}$$

სადაც I' და D , შესაბამისად ჰორიზონტალურ ზედაპირზე მოსული პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის ნაკადებია, A – ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოა; $E_{\text{ფ}} = B_{\text{გ}} - B_{\text{გ}} -$ ეფექტური გამოსხივება ანუ გრძელტალღიანი ბალანსია.

რადიაციული ბალანსის კანონზომიერებანი მის შემადგენელ ნაწილებზე სხვადასხვა ფაქტორის გავლენით განისაზღვრება.

ლამით რადიაციული ბალანსი, ფაქტიურად ეფექტური გამოსხივებაა და იგი ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურაზე, ღრუბლიანობასა და ატმოსფეროს სტრატოფიკაციაზეა დამოკიდებული, დღისით რადიაციული ბალანსის ძირითადი შემადგენელი ჯამური რადიაციაა. იგი კი მზის სიმაღლეზე, ღრუბლიანობაზე, ატმოსფეროს სტრატოფიკაციასა და ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოზეა დამოკიდებული.

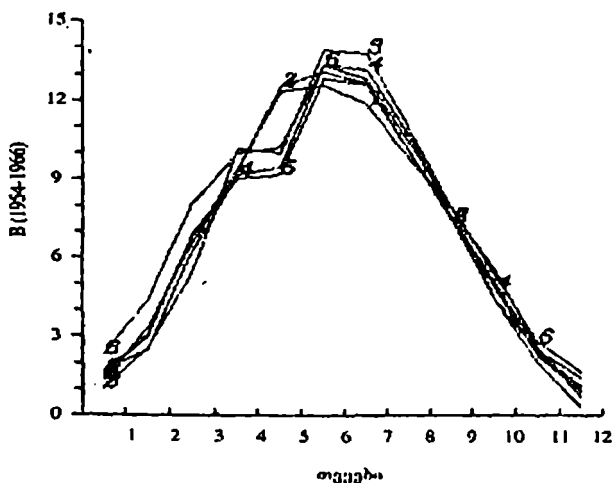
თუ რადიაციული ბალანსის საშუალო წლიურ მნიშვნელობათა თანმიმდევრობა, ანუ ე. წ. საუკუნეობრივი სვლა მცირე ვარიაციებს განიცდის და გრძელპერიოდული ტენდენციური ცვლილებებით არ ხასიათდება, მაშინ ენერგეტიკული დონე ნონასწორულ მდგომარეობაშია და მოცემული რეგიონის კლიმატის უცვლელობას განაპირობებს. წინააღმდეგ შემთხვევაში ადგილი აქვს ენერგეტიკული დონის შემცირებას ან მატებას, რაც კლიმატის ცვლილებაში ვლინდება. ამრიგად, რადიაციული ბა-

ლანსი განსაზღვრავს რა ენერგეტიკული დონის სიდიდეს, წონასწორობასა და ცვლილებას, საფუძველს უყრის ატმოსფეროში მიმდინარე თითქმის ყველა მნიშვნელოვან პროცესს.

განვიხილოთ საქართველოს ტერიტორიაზე მოწმენდილი ცის პირობებში მისი შიდა წლიური ვარიაციები და ცვალებადობა (სურ. 2.12ა და სურ. 2.12ბ).

მოწმენდილი ცის შემთხვევაში, საქართველოს ტერიტორიაზე, რადიაციული ბალანსის ცვლილება შედარებით სტაბილურია. განსხვავებას მხოლოდ აპრილის თვის ჯამები იძლევა. აღსანიშნავია, რომ საქართველოში, განსაკუთრებით მის დასავლეთ ნაწილში (აცივების ზონა), ე. წ. „აპრილის ფენომენი“ ჯერ-ჯერობით აუხსნელია. ანუ პროცესი რადიაციული ბალანსის კანონზომიერი სვლიდან მკვეთრი გადახვევით ხასიათდება. ამ დროს ანომალია ტემპერატურული ველის ცვლილებაშიც მკვეთრად იჩენს თავს [7]. კერძოდ, დასავლეთ საქართველოში, თითქმის ყველა თვეში (ზაფხულის თვეების გარდა), მინისპირა ტემპერატურული ველი საერთო შემცირებას განიცდის, აპრილის თვეში კი მნიშვნელოვანი ზრდაა გამოკვეთილი. მოსალოდნელია, იგი დაკავშირებული იყოს თოვლის საბურველის არსებობის ცვლილების პროცესთან.

რადიაციული ბალანსი მინიმალურ მნიშვნელობას დეკემბერში აღწევს, წლის პირველ ნახევარში მისი მნიშვნელობები იზრდება, ივნის-ივლისში მაქსიმუმს აღწევს და შემდეგ კლებას განიცდის. ორივე პერიოდისათვის მისი რაოდენობრივი მაჩვენებლები ერთიდაიგივე ინტერვალშია.



თავი 3
მონმენდილი და ღრუბლიანი
ცის თაღის პირობებში კავშირი
რადიაციულ ნაკადებს შორის

3.1. საერთო და ქვედა იარუსის მოღრუბლულობის
გავლენა რადიაციულ ნაკადებზე

მზის სხივური ენერგიის რაოდენობის ცვლილებების მიზეზი, რომელიც ქვეფენილ ზედაპირამდე ერთჯერადი და მრავალჯერადი გაბნევის შედეგად მოდის, ძირითადად ღრუბლიანობის ცვლილებაში უნდა ვეძებოთ. აქედან გამომდინარე, ჩვენს წინაშე დადგა საკითხი, შეგვესწავლა ღრუბლიანობის შიდაწლიური და ჩვენს მიერ საკვლევი პერიოდის (1954-1991 წწ) მანძილზე რაოდენობრივი ცვლილებები.

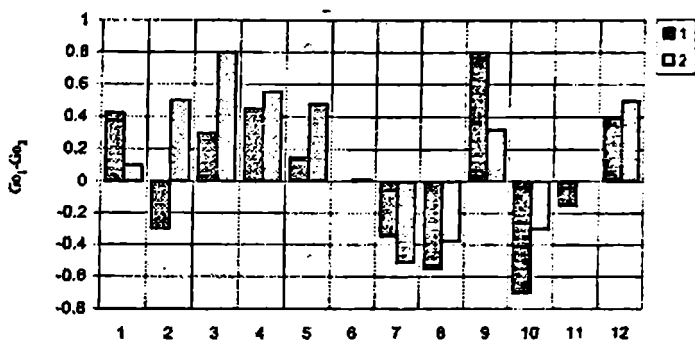
სურ. 3.1-ზე ექვსი დაკვირვების პუნქტის მონაცემებით, აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსთვის, 1954-1966 და 1979-1991 წლებს შორის, თვეების მიხედვით საერთო მოღრუბლულობის შიდაწლიური ვარიაციების ცვლილებათა სხვაობებია მოცემული ($Go_1 - Go_2$).

ცვლილება საერთო მოღრუბლულობის მიხედვით, როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში საკმაოდ დიდია. აღმოსავლეთ საქართველოში (სექტემბერში) და დასავლეთ საქართველოში (მარტში) ეს ცვლილებები თითქმის ერთ ბალამდე აღწევს, რაც მრავალწლიური საშუალოს დაახლოებით 15-20%-ია. მაგრამ ცვლილების რაიმე კანონზომიერება გამოკვეთილი არ არის, იგი სტოქასტიკურია. მაგალითად, აღმოსავლეთ საქართველოში სექტემბრის მონაცემთა მიხედვით, მოცემულ პერიოდში, საერთო მოღრუბლულობა თითქმის ერთ ბალამდე შემცირდა, ხოლო მოდევნო თვეში თითქმის იგივე სიდიდით გაიზარდა. მაშასადამე, საერთო მოღრუბლულობის ვარიაციები გაბნეული რადიაციის ცვლილებას ცალსახად ვერ განსაზღვრავს.

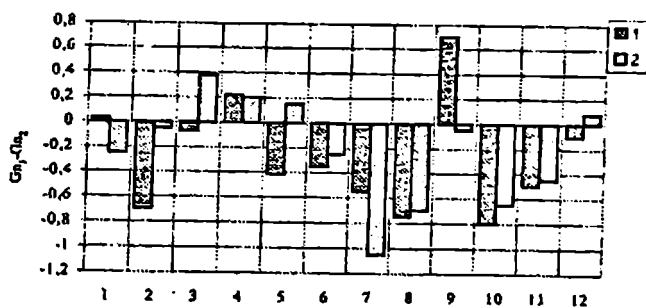
ატმოსფეროში სხივური ენერგიის გადატანის ნახევრად ემპირიული მოსაზრებიდან გამომდინარე, შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ენერგიის ინტენსიურად გამბნევი ქვედა იარუსის ღრუბლებია.

სურ. 3.1-ზე აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოში, 1954-1966 და 1979-1991 წლებში ქვედა იარუსის მოღრუბლულობის შიდაწლიური ვარიაციების ცვლილებათა სხვაობებია მოცემული.

ა)



ბ)



$(G_{n_1} - G_{n_2})$

სურ. 3.1. 1954-1966 და 1979-1991 წლების საერთო (ა) და ქვედა იარუსის (ბ) მოღრუბლულობებს შორის სხვაობა აღმოსავლეთ (1) და დასავლეთ (2) საქართველოში

როგორც უკანასკნელი სურათიდან ჩანს 1979-1991 წლებში 1954-1966 წლებთან შედარებით, როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში ქვედა იარუსის ღრუბლიანობა ძირითადად გაიზარდა. თუმცა საშუალო თვიური მონაცემების მიხედვით შიდაწლიურ განაწილებაში გარკვეულ ვარიაციებს აქვს ადგილი. მაგალითად, აღმოსავლეთ საქართველოში დეკემბერ-იანვარში მისი მნიშვნელობები თითქმის უცვლელია. თებერვალში, აგვისტოსა და ოქტომბერში კი მკვეთრად გაიზარდა – მატებამ 0,7-0,8 ბალს მიაღწია. დასავლეთ საქართველოში, მარტში, აპრილსა და მაისში ქვედა იარუსის ღრუბლიანობის შემცირებას აქვს ადგილი. ივლისში, აგვისტოსა და ოქტომბერში კი მკვეთრ მატებას. ივლისში მან 1.1 ბალი შეადგინა. თუმცა, ცვლილების რაიმე კანონზომიერების დაჭერა საერთო ღრუბლიანობის მსგავსად შეუძლებელია.

3.2. მზის ნათების ხანგრძლივობა და მისი ცვლილება საქართველოში

დედამიწის ზედაპირის რადიაციული რეჟიმის ფორმირებაში, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ერთ-ერთ მნიშვნელოვან როლს მზის ნათების ხანგრძლივობა და მისი ვარიაციები ასრულებს.

მზის ნათების ხანგრძლივობისა და მისი განმსაზღვრელი პარამეტრების შესწავლას როგორც თეორიული, ასევე პრაქტიკული გამოყენების ფართო დიაპაზონი გააჩნია. მისი გათვალისწინება, უშუალოდ რადიაციული რეჟიმის შესწავლის გარდა, აუცილებელია სოფლის მეურნეობაში, კურორტოლოგიაში, მშენებლობასა და ადამიანის ცხოვრების მრავალ სფეროში.

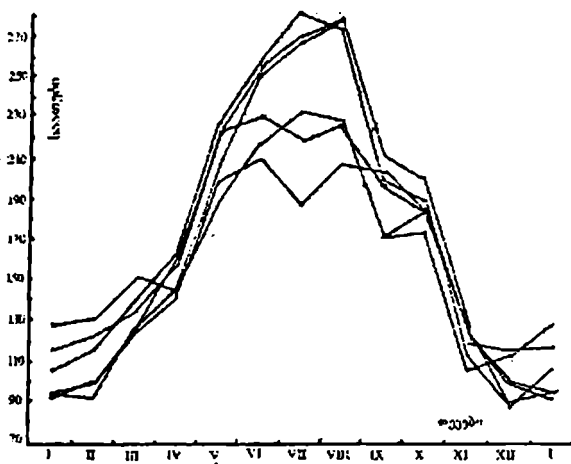
რამდენადაც ჩვენს მიზანს რადიაციული რეჟიმის ფორმირებასა და ცვალებადობაზე მისი გავლენის როლის დადგენა წარმოადგენდა მზის ნათების ხანგრძლივობის შიდაწლიური და

ნლიდან წლამდე ცვალებადობის კანონზომიერებათა შესწავლით შემოვიფარგლეთ.

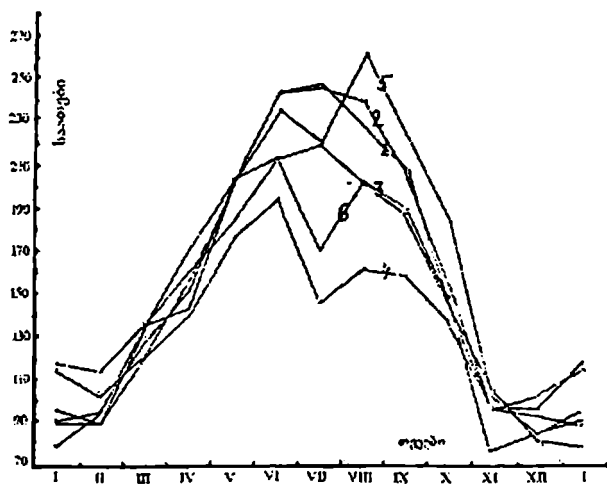
მზის ნათების ხანგრძლივობის (S) შიდა წლიური მსვლელობის კანონზომიერებათა გამოსავლენად, ექვსივე აქტიმონეტრიული სადგურის დაკვირვების მონაცემების გამოყენებით, 1954-1966 და 1979-1991 წლებისათვის ავაგეთ მზის ნათების ხანგრძლივობის საშუალო თვიურ მნიშვნელობათა განაწილების გრაფიკები. ისინი წარმოდგენილია სურ. 3.2ა და სურ. 3.2ბ-ზე.

მზის ნათების ხანგრძლივობის მინიმალური მნიშვნელობები დეკემბერსა და იანვარში ფიქსირდება. თბილისსა და წალკაში ორივე პერიოდისათვის მაქსიმალური მნიშვნელობები ივლისშია. თელავში 1954-1966 წლებში მაქსიმუმი აგვისტოში მიიღწეოდა. 1979-1991 წლებში კი მან ივლისში გადმოინაცვლა. შევნიშნავთ, რომ წალკაში, თბილისსა და თელავთან შედარებით მზის ნათების ხანგრძლივობა მნიშვნელოვნად დაბალია. ასევე მცირეა მისი მნიშვნელობები ანასეულისა და სენაკისათვის. სოხუმში, პირიქით, მზის ნათების ხანგრძლივობის მნიშვნელობები აშკარად მაღალია და ფაქტიურად თბილისისა და თელავის მნიშვნელობებს უტოლდება. სოხუმში ხანგრძლივობის მაქსიმუმი აგვისტოში მიიღწევა. აღსანიშნავია, რომ დასავლეთ საქართველოს დაკვირვების სამივე პუნქტის მონაცემების მიხედვით, განსხვავებით ანასეულისა და სენაკისა, ეს ფაქტი სოხუმში უკანასკნელ პერიოდში ჩამოყალიბდა. ივლისის თვეში S-ის სიდიდე მეზობელ თვეებთან შედარებით მკვეთრ შემცირებას განიცდის. აღნიშნული სადგურებისათვის მსგავსი კანონზომიერებით პირდაპირი რადიაციის რეჟიმიც ხასიათდება.

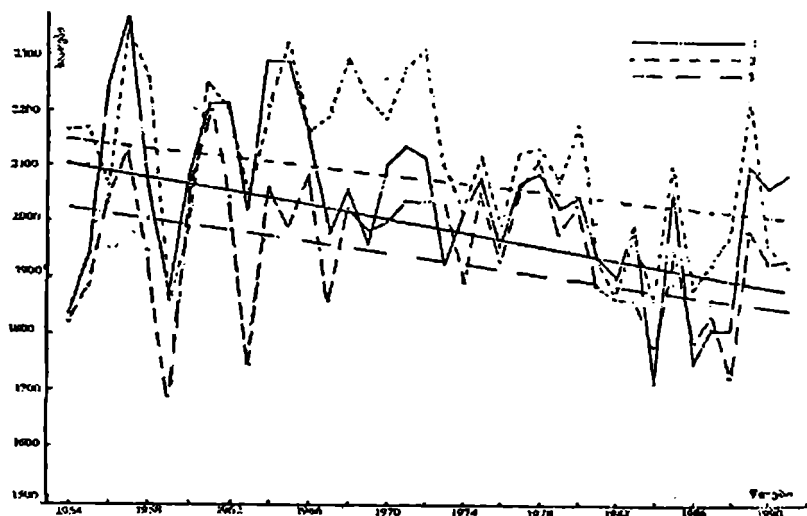
წლების მიხედვით, მზის ნათების ხანგრძლივობის ცვალებადობის კანონზომიერებებს სურათები 3.3ა და 3.3ბ ახასიათებს. ამ სურათებზე, დაკვირვების ექვსივე პუნქტისათვის, 1954-1991 წლებში, აგებულია მზის ნათების ხანგრძლივობის ანომალიათა ცვლილების და მათი წრფივი აპროქსიმაციით მიხსნობული განაწილების გრაფიკები.



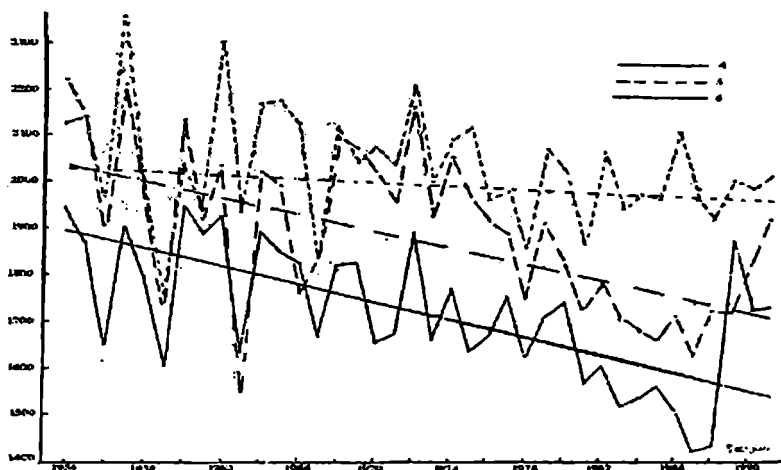
სურ. 3.2. ა. მზის ნათების შიდაწლიური მსვლელობა 1954-1966 წლებში (1 – თბილისი; 2 – თელავი; 3 – წალკა; 4 – ანასეული; 5 – სოხუმი; 6 – სენაკი).



სურ. 3.2. ბ. მზის ნათების შიდაწლიური მსვლელობა 1979-1991 წლებში (1 – თბილისი; 2 – თელავი; 3 – წალკა; 4 – ანასეული; 5 – სოხუმი; 6 – სენაკი)



სურ. 3.3ა. მზის ნათების ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით
მიღებული ცვლილებები 1954-1991 წლებში
(განმარტება იხ. სურ. 3.2-ზე)



სურ. 3.3ბ. მზის ნათების ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით
მიღებული ცვლილებები 1954-1991 წლებში
(განმარტება იხ. სურ. 3.2-ზე)

წრფივი აპროქსიმაციის A და B კოეფიციენტების
რიცხვითი მნიშვნელობები

	თბილისი	თელავი	წალკა	ანასეული	სოხუმი	სენაკი
A	14234	9825	10979	15283	4452	19349
B	-6,207	-3,931	-4,586	-6,862	-1,241	-8,862
B	-6,207	-3,931	-4,586	-6,862	-1,241	-8,862

წრფივი აპროქსიმაციის განტოლებაში $S=A + BT$, T – წლების თანმიმდევრობას წარმოადგენს 1991 წლამდე, ხოლო A და B ემპირიული კოეფიციენტებია. ამ კოეფიციენტების განსაზღვრა, ექვსივე სადგურისათვის, უმცირეს კვადრატთა მეთოდით განხორციელდა [73, 94, 144]. მათი მნიშვნელობები ცხრილი 3.1-შია წარმოდგენილი. როგორც ცნობილია B კოეფიციენტის დადებითი და უარყოფითი ნიშანი შესაბამისად სიდიდის ზრდასა და კლებას ახასიათებს, ხოლო სიდიდე – S-ის საშუალო წლიურ ცვალებადობას. კოეფიციენტის მნიშვნელობები და შესაბამისად სურ. 3.2-ის გრაფიკები თვალნათლივ გვიჩვენებს, რომ მთლიანად საქართველოში, მზის ნათების ხანგრძლივობა შემცირების ტენდენციით ხასიათდება. მისი ინტენსიურობა თბილისში, თელავში, წალკაში, ანასეულში და სენაკში საკმაოდ მაღალია. სოხუმში კი – მნიშვნელოვნად დაბალი. წლების მიხედვით გადახრის ამპლიტუდები ყველგან მნიშვნელოვანია. შევნიშნავთ, რომ აღნიშნული ანომალიები სხვადასხვა პერიოდების მიხედვით (მაგ, 1961-1963, 1982-1985 და 1986-1988 წლები) სინქრონულობით ხასიათდება.

3.3. კავშირი რადიაციულ ნაკადებს შორის მონმენდილი და ღრუბლიანი ცის თალის პირობებში

რადიაციული ნაკადების ფორმირებაში მოღრუბლულობას გადამწყვეტი როლი მიეკუთვნება. პროცესი, რომელიც ღრუბლებში სხივური ენერგიის გადატანაზე გავლენას ახდენს და მის ცვლილებას განაპირობებს, ისევე როგორც მონმენდილი ცის შემთხვევაში, რადიაციის გაბნევით და შთანთქმით ხასიათდება. ღრუბლებში, ნაწილაკების მაღალი კონცენტრაციის გამო, ამ პროცესების ინტენსიურობა ძალზე მაღალია.

ღრუბლებში რადიაციის გავრცელების მათემატიკური მოდელირება თეორიული თვალსაზრისით იშვიათადაა შესაძლებელი. აქედან გამომდინარე, დღემდე არსებული მეცნიერული კვლევები, ღრუბლიანი და მონმენდილი ცის დროს რადიაციულ ნაკადებს შორის, ძირითადად, ემპირიული კავშირების ძიებას ეძღვნება.

მეცნიერების თანამედროვე დონე და კომპიუტერული ტექნიკის შესაძლებლობები მონმენდილი ცის პირობებში რადიაციული ნაკადების თეორიული გამოთვლის საშუალებას იძლევა. მაშასადამე მონმენდილი ცის შემთხვევაში ქვეფენილი ზედაპირის ენერგო-ბალანსური მოდელის შექმნა თეორიული მეთოდებით შესაძლებელია. ეს კი საშუალებას იძლევა რადიაციული ნაკადის რაოდენობრივ ფორმირებაზე ყველა პარამეტრის გავლენის ხარისხი შევაფასოთ. მაგრამ, მიღებულ შედეგებს ძირითადი პრაქტიკული გამოყენება, განსაკუთრებით კლიმატის ცვლილების გამომწვევი მიზეზების დადგენისას, ატმოსფეროს, მხოლოდ, ფაქტიური მდგომარეობის გათვალისწინებისას ექნება. მონმენდილი და მოღრუბლული ცის შემთხვევაში რადიაციულ ნაკადებს შორის ანალიზური კავშირი მხოლოდ, ემპირიული მონაცემების გამოყენებით შეიძლება დამყარდეს. იგი რეგიონულ თვისებებზე იქნება დამოკიდებული და კლიმატის ცვლილების გამომწვევი მიზეზების დასადგენად რეგიონის ენერგო-ბალანსური მოდელის გამოყენების შესაძლებლობას მათი გათვალისწინების სიზუსტე განსაზღვრავს.

სხვადასხვა დროს, განსხვავებული რეგიონებისათვის მიღებული ემპირიული ფორმულები ითვალისწინებდნენ საერთო მოღრუბლულობას იარუსების მიხედვით, მზის ნათების ხანგრძლივობას, ღრუბლების ფორმებს, სიმძლავრეს და სხვ. მათი მრავალსახეობა და ემპირიული კოეფიციენტების განსხვავებული მნიშვნელობები მიუთითებს იმაზე, რომ ეს ფორმულები კერძო, რეგიონული მასშტაბით შემოისაზღვრება და მათი განზოგადება და გამოყენება მნიშვნელოვან ცდომილებებთან იქნება დაკავშირებული.

განხილული დაკვირვების ექვსი პუნქტის ფაქტიური მონაცემების ბაზაზე შევეცადეთ ოპტიმალურად შეგვერჩია როგორც ემპირიული ფორმულის სახე, ასევე ის პარამეტრები, რომლებიც დამაკმაყოფილებელი სიზუსტით განსაზღვრავდნენ მონმენდილი და მოღრუბლული ცის პირობებში რადიაციულ ნაკადებს შორის (პირდაპირი რადიაცია ჰორიზონტალურ ზედაპირზე, გაბნეული რადიაცია, გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი, ანუ ეფექტური გამოსხივება და რადიაციული ბალანსი) ანალიზურ კავშირს.

ცხრილი 3.1

კორელაციის კოეფიციენტები რადიაციულ ნაკადებს, ღრუბლიანობას და მზის ნათების ხანგრძლივობას შორის

პარამეტრები	პერიოდი	დაკვირვების პუნქტი					
		თბილისი	თელავი	ნალკა	ანასეული	სოხუმი	სენაკი
1	2	3	4	5	6	7	8
პირდ.რად.–	1954-1966	0,87	0,85	0,76	0,81	0,83	0,82
პირდ. რად.	1967-1978	0,86	0,89	0,67	0,85	0,92	0,89
მონმენდილი	1979-1991	0,89	0,88	0,81	0,88	0,85	0,82
ცის პირობებში $r_{\tau} G^{\circ}$							
პირდ. რად –	1954-1966	-0,53	-0,47	-0,11	-0,26	-0,64	-0,43
საერთო მოღრ.	1967-1978	-0,56	-0,42	-0,11	-0,31	-0,54	-0,26
$r_{\tau} G^{\circ}$	1979-1991	-0,52	-0,43	-0,21	-0,27	-0,53	-0,40

ცხრილი 3.1 (გაგრძელება)

1	2	3	4	5	6	7	8
პირდ. რად. – ქვედა იარუსის მოლრუბლუ- ლობა $r_{i.s}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	-0,48 -0,47 -0,41	-0,41 -0,28 -0,43	-0,12 -0,20 -0,18	0,02 -0,11 -0,03	-0,45 -0,19 -0,27	-0,40 -0,48 -0,44
პირდაპირი რად. – მზის ნათების ხან- გრძლივობა $r_{D.G^o}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,92 0,94 0,96	0,90 0,89 0,95	0,90 0,92 0,92	0,87 0,94 0,86	0,92 0,95 0,94	0,90 0,93 0,94
გაბნეული რად. გაბნეუ- ლი რად. მონმ. ცის პი- რობებში $r_{D.G^n}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,93 0,93 0,96	0,90 0,89 0,95	0,88 0,92 0,79	0,90 0,95 0,90	0,91 0,95 0,94	0,93 0,83 0,86
გაბნეული რად.– საერ- თო მოლრ. $r_{D.G^n}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	-0,02 -0,16 -0,20	0,05 -0,16 -0,06	0,43 0,27 0,04	0,25 0,23 0,05	-0,19 -0,21 -0,25	-0,01 0,16 -0,02
გაბნეული რად. – ქვედა იარუსის მოლრუბლუ- ლობა $r_{D.G^n}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	-0,05 -0,20 -0,11	0,04 -0,15 -0,14	0,37 0,18 -0,08	0,32 2 0,21 0,26	-0,07 0,09 0,03	0 0,08 -0,22
გაბნეული რად. – მზის ნათების ხან- გრძლივობა $r_{D.s}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,68 0,75 0,79	0,61 0,71 0,69	0,48 0,60 0,64	0,56 0,68 0,66	0,68 0,77 0,77	0,73 0,55 0,74

ცხრილი 3.1 (გაგრძელება)

1	2	3	4	5	6	7	8
გრძელტალ- ლიანი რად. ბალანსი – რად. ბალანსი მონმენდილი ცის პირო- ბებში r_{Bg, Bg^n}	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,90 0,79 0,80	0,89 0,78 0,51	- - -	0,74 0,53 0,84	0,51 0,66 0,28	0,75 0,70 0,55
გრძელტალ- ლიანი რად. ბალანსი– სა- ერთო მოლრ. r_{Bg, G^o}	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,35 0,64 0,60	0,58 0,61 0,74	- - -	0,38 0,18 0,24	0,68 0,50 0,76	0,51 0,41 0,58
გრძელტალ- ლიანი რადი- აც. ბალანსი – ქვედა ია- რუსის მოლ- რუბლულობა r_{Bg, G^n}	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,33 0,68 0,50	0,55 0,62 0,75	- - -	0,13 0,57 0,31	0,62 0,43 0,72	0,48 0,42 0,54
გრძელტალ- ლიანი რად. ბალანსი– მზის ნათების ხანგრძლივო- ბა $r_{Bg, S}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	-0,26 -0,59 -0,61	-0,47 -0,44 -0,37	- - -	-0,20 -0,22 -0,20	-0,51 -0,36 -0,43	-0,43 -0,39 -0,21
რად. ბალან- სი– რად. ბა- ლანსი მონ- მენდილი ცის პირობებში r_{B, B^o}	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,92 0,95 0,96	0,96 0,96 0,96	0,91 0,92 0,93	0,94 0,94 0,88	0,95 0,96 0,95	0,94 0,93 0,87

ცხრილი 3.1 (გაგრძელება)

1	2	3	4	5	6	7	8
რად. ბალანსი საერთო მოღრუბლუ- ლობა $\Gamma_{B.G}^{\circ}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	-0,37 -0,35 -0,35	-0,25 -0,22 -0,22	0,18 0,15 0,06	0,01 0,05 -0,09	-0,45 -0,36 -0,38	-0,18 -0,06 -0,26
რად. ბალან- სი— ქვედა ია- რუსის მოლ- რუბლულობა $\Gamma_{B.G}^{\circ}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	-0,35 -0,32 -0,24	-0,16 -0,21 -0,27	0,09 0,06 0,05	0,14 0,09 0,14	-0,27 0,02 -0,07	-0,38 -0,23 -0,37
რად. ბალან- სი— მზის ნა- თების ხან- გრძლივობა $\Gamma_{B.S}$	1954-1966 1967-1978 1979-1991	0,85 0,87 0,91	0,83 0,85 0,85	0,78 0,82 0,84	0,78 0,83 0,80	0,84 0,88 0,86	0,87 0,83 0,90

მონშენდილი და მოღრუბლული ცის პირობებში რადია-
ციულ ნაკადებს შორის ანალიზური კავშირის განსაზღვრის
მიზნით შემდეგი სამი პარამეტრი გამოვიყენეთ: საერთო მოლ-
რუბლულობა (G_0), ქვედა იარუსის მოღრუბლულობა (G_n) და
მზის ნათების ხანგრძლივობა (S).

სამი პერიოდისათვის (1954-1966, 1967-1978 და 1979-1991
წწ) საშუალო თვიური მონაცემების მიხედვით აღნიშნულ პარა-
მეტრებსა და რადიაციის შესაბამის ფაქტიურ მნიშვნელობებს
შორის კორელაციის კოეფიციენტები ცხრილ 3.2-შია წარმოდ-
გენილი.

უპირველეს ყოვლისა ყურადღებას იპყრობს სამივე წარ-
მოდგენილი პერიოდის მიხედვით როგორც მაღალი, ასევე და-
ბალი კორელაციური კავშირების სტაბილურობა. ის გარემოება,
რომ ცხრილის მიხედვით მონშენდილი და მოღრუბლული ცის
პირობებში, რადიაციულ ნაკადებს შორის კორელაციური კავ-
შირები მაღალია ან რადიაციასა და ქვედა იარუსის მოღრუბ-
ლულობას შორის კორელაციური კავშირი არ არსებობს აღნიშ-

ნული პარამეტრების შიდაწლიური ვარიაციებითაა გამოწვეული, რაც ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესების ცვლილებას ნაკლებად ახასიათებს.

წარმოდგენილი ცხრილის მონაცემების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ცალკეული პერიოდების მიხედვით აღნიშნული პარამეტრებისათვის ანალიზური კავშირების, დროის პერიოდების მიხედვით, ცვლილება ნაკლებადაა მოსალოდნელი. ამიტომ ემპირიული კავშირების დადგენას აზრი აქვს მთლიანად განხილული პერიოდისათვის (1954-1991 წწ).

მეთოდი, რომელიც აღწერილია ქვემოთ და თბილისის პირობებში ჰორიზონტალურ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის თვიურ ჯამებს (I'), მონმენდილი ცის პირობებში იგივე რადიაციის თვიურ ჯამებს ($I'o$), საერთო მოლრუბლულობის საშუალო თვიურ მნიშვნელობებს (Go) და მზის ნათების ხანგრძლივობის თვიურ ჯამებს (S) შორის ანალიზურ სახეს ადგენს, ყველა დანარჩენი რადიაციული ნაკადებისა და დაკვირვების დანარჩენი პუნქტების შემთხვევაშიცაა გამოყენებული (ქვედა იარუსის მოლრუბლულობა (Gn), არ გამოვიყენეთ, რადგან იგი დამატებით მცირე ინფორმაციას გვაძლევს).

38 წლის განმავლობაში, აღნიშნული პარამეტრების თვიური ჯამების ან საშუალო თვიური მნიშვნელობების თანმიმდევრობა წარმოვადგინეთ რიგების სახით (თითოეული რიგისათვის შემთხვევათა რიცხვი $n = 38 \times 12 = 456$).

$$\begin{aligned} I'_1, I'_2, \dots, I'_n; \\ S_1, S_2, \dots, S_n; \\ I'o_1, I'o_2, \dots, I'o_n; \\ Go_1, Go_2, \dots, Go_n; \end{aligned} \quad (3.1)$$

მიღებული სინქრონული რიგების დიაპაზონი მზის ნათების ხანგრძლივობის ზრდის მიხედვით დავყავით ექვს ინ-

ტერვალად ისე, რომ თითოეულ ინტერვალში წევრთა თანაბარი რაოდენობა მოხვედრილიყო, (ამ შემთხვევაში – 76). თითოეული ინტერვალისათვის განვსაზღვრეთ მზის ნათების ხანგრძლივობის თვიური ჯამების საშუალო მნიშვნელობები

$$S_1, S_2, ..., S_n; \quad (3.2)$$

თითოეულ ინტერვალში კავშირი $\frac{I'}{I_0}$ შეფარდებისა და G_0 -ს

შორის წარმოვიდგინეთ წრფივი სახით:

$$\frac{I'}{I_0} = A_i + B_i G_0, i = 1, 22, ...6. \quad (3.3)$$

ემპირიული კოეფიციენტების (A_i, B_i) ცვლილება მზის ნათების ხანგრძლივობის საშუალო მნიშვნელობების (3.2) მიხედვით კვლავ წრფივად წარმოვიდგინეთ:

$$A=C+DS;$$

$$B=E+FS \quad (3.4)$$

და განვსაზღვრეთ (C, D, E, F) კოეფიციენტების რიცხვითი მნიშვნელობები. საბოლოოდ, ემპირიულმა ფორმულამ შემდეგი სახე მიიღო:

$$I' = I'_0 (C + DS + (E + FS)G_0)$$

ანალოგიურად შეგვიძლია ჩავწეროთ ემპირიული ფორმულები დანარჩენი რადიაციული ნაკადებისათვის:

$$D = D_0 (C_1 + D_1 S + (E_1 + F_1 S)G_0), \quad (3.6)$$

$$Bg = Bg (C_2 + D_2 S + (E_2 + F_2 S)G_0), \quad (3.7)$$

$$B = B_0 (C_3 + D_3 S + (E_3 + F_3 S)G_0), \quad (3.6)$$

გამოთვლების შედეგად მიღებული ემპირიული კოეფიციენტების რიცხვითი მნიშვნელობები მოცემულია ცხრილში 3.3.

(3.5) – (3.8) ფორმულებში წარმოდგენილი ემპირიული
კოეფიციენტების მნიშვნელობები

რადია- ციული ნაკადი	კოეფ.	თბილისი	თელავი	ნალკა	ანანეული	სოხუმი	სენაკი	საშ.
პირდ.რა დ. პო- რი- ზონტ. ზედა- პირ. J	C	$5.42 \cdot 10^{-1}$	$9.51 \cdot 10^{-1}$	$7.70 \cdot 10^{-1}$	$7.36 \cdot 10^{-1}$	$8.97 \cdot 10^{-1}$	$8.01 \cdot 10^{-1}$	0.783
	D	$1.89 \cdot 10^{-3}$	$8.0 \cdot 10^{-5}$	$8.70 \cdot 10^{-4}$	$1.59 \cdot 10^{-3}$	$4.60 \cdot 10^{-4}$	$8.90 \cdot 10^{-4}$	$9.60 \cdot 10^{-4}$
	E	-4.44	$-9.72 \cdot 10^{-2}$	$-7.77 \cdot 10^{-2}$	$-6.30 \cdot 10^{-2}$	$-8.29 \cdot 10^{-2}$	$-8.07 \cdot 10^{-2}$	$-7.43 \cdot 10^{-2}$
	F	$-1.10 \cdot 10^{-4}$	$1.20 \cdot 10^{-4}$	$-1.00 \cdot 10^{-5}$	$-1.10 \cdot 10^{-4}$	$5.00 \cdot 10^{-5}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$	$-1.00 \cdot 10^{-5}$
გაბნე- ლი რა- დიაცია D	C ₁	$5.75 \cdot 10^{-1}$	1.010	1 379	$8.34 \cdot 10^{-1}$	$8.57 \cdot 10^{-1}$	1.874	1.088
	D ₁	$1.54 \cdot 10^{-1}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$	$1.50 \cdot 10^{-3}$	$1.51 \cdot 10^{-3}$	$-3.30 \cdot 10^{-3}$	$2.10 \cdot 10^{-4}$
	E ₁	$5.56 \cdot 10^{-2}$	$4.98 \cdot 10^{-2}$	$5.61 \cdot 10^{-2}$	$6.83 \cdot 10^{-2}$	$7.52 \cdot 10^{-2}$	$-7.57 \cdot 10^{-2}$	$3.82 \cdot 10^{-2}$
	F ₁	$1.80 \cdot 10^{-4}$	$1.70 \cdot 10^{-4}$	$1.80 \cdot 10^{-4}$	$4.00 \cdot 10^{-5}$	$-1.00 \cdot 10^{-5}$	$5.00 \cdot 10^{-4}$	$1.80 \cdot 10^{-4}$
გრძელ- ტალ. რად. ბა- ლანსი Bg	C ₂	2.784	2.141	-	3.588	1.716	2.264	2.499
	D ₂	$1.90 \cdot 10^{-3}$	$4.90 \cdot 10^{-4}$	-	$-1.04 \cdot 10^{-2}$	$-1.20 \cdot 10^{-3}$	$-1.00 \cdot 10^{-5}$	$-2.62 \cdot 10^{-3}$
	E ₂	$1.95 \cdot 10^{-1}$	$-1.23 \cdot 10^{-1}$	-	-0.303	-0.023	-0.130	-0.155
	F ₂	$3.00 \cdot 10^{-4}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$	-	$1.36 \cdot 10^{-3}$	$1.60 \cdot 10^{-4}$	0	$3.60 \cdot 10^{-4}$
რად. ბა- ლანსი B	C ₃	-1.360	$7.25 \cdot 10^{-1}$	$-2.48 \cdot 10^{-1}$	2.543	$5.29 \cdot 10^{-1}$	$4.20 \cdot 10^{-2}$	$3.72 \cdot 10^{-1}$
	D ₃	$9.64 \cdot 10^{-3}$	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$4.03 \cdot 10^{-3}$	$-1.01 \cdot 10^{-2}$	$9.70 \cdot 10^{-4}$	$3.25 \cdot 10^{-3}$	$1.30 \cdot 10^{-3}$
	E ₃	$2.51 \cdot 10^{-1}$	$-7.40 \cdot 10^{-2}$	$9.10 \cdot 10^{-2}$	$-3.00 \cdot 10^{-4}$	$-7.00 \cdot 10^{-3}$	$-2.40 \cdot 10^{-2}$	$-1.05 \cdot 10^{-2}$
	F ₃	$-1.18 \cdot 10^{-3}$	$2.40 \cdot 10^{-4}$	$-3.30 \cdot 10^{-4}$	$1.59 \cdot 10^{-3}$	$6.00 \cdot 10^{-5}$	$1.30 \cdot 10^{-4}$	$9.00 \cdot 10^{-5}$

მიღებული ფორმულების სიზუსტის შესამოწმებლად ცხრილში 3.3 მოცემული ემპირიული კოეფიციენტების მნიშვნელობებით მოღრუბლული ცის შემთხვევაში, რადიაციული ნაკადების მნიშვნელობები გამოვთვალეთ და ფაქტიურ მონაცემებს შევადარეთ. სურ. 3.3-ზე მოცემულია ჰორიზონტალურ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციისა და რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამების გამოთვლილ მნიშვნელობათა ფაქტიურ მონაცემებთან შედარება. როგორც სურათებიდან ჩანს, პირდაპირი რადიაციის შემთხვევაში მისი გამოთვლის სიზუსტე გაცილებით მაღალია, ვიდრე რადიაციული ბალანსის განსაზღვრის დროს. საშუალო კვადრატული გადახრები, გამოთვლილი 38 წლის 12

თვის ყველა მონაცემების გათვალისწინებით. მოცემულია ცხრილში 3.4. ამავე ცხრილის ბოლო სვეტში რეგიონალური ემპირიული კოეფიციენტების ნაცვლად, საქართველოს ტერიტორიისათვის ერთიანი, გასაშუალებული კოეფიციენტების გამოყენებით მიღებული ცდომილებების მნიშვნელობებია წარმოდგენილი.

მიუხედავად იმისა, რომ რეგიონული კოეფიციენტები საკმაოდ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან, რადიაციული ნაკადების საერთო კოეფიციენტებით განსაზღვრისას სიზუსტე მხოლოდ 2-5%-ით უარესდება.

ცხრილი 3.4

საშუალო კვადრატული გადახრები (%-ში) (3.5) – (3.8)
ფორმულებით გამოთვლილ და ფაქტიურ მონაცემებს შორის

დაკვირვების პუნქტი	ცალკეული პუნქტების კოეფიციენტების მიხედვით				საერთო (საშუალო) კოეფიციენტების მიხედვით			
	I	D	Bg	B	I	D	Bg	B
თბილისი	11,7	17,0	12,9	21,1	11,9	19,4	15,8	24,5
თელავი	15,5	22,5	16,9	15,6	22,8	24,5	58,2	20,7
წალკა	20,2	20,4	--	26,7	22,6	25,5	--	30,7
ანასეული	14,7	21,3	17,5	26,6	14,7	21,6	20,3	29,1
სოხუმი	12,0	17,8	17,4	16,5	12,8	18,3	20,4	17,7
სენაკი	16,9	26,4	15,0	25,8	18,3	33,9	15,7	31,5
საშუალო	15,2	20,9	16,1	22,1	17,2	23,3	21,7	25,7

ამრიგად (3.5) – (3.8) ფორმულები საშუალებას იძლევა, თუ მონმენდილი ცის შემთხვევაში განსაზღვრულია რადიაციული ნაკადების თეიური ჯამების მნიშვნელობები, აგრეთვე ცნობილია საერთო მოღრუბლულობა და მზის ნათების ხანგრძლივობა, ნებისმიერი მოღრუბლულობის პირობებში გამოთვლილ იქნას რადიაციული ნაკადები.

რთული რელიეფის რეგიონებში, სადაც ზღვისა და მაღალმთიანი ზონის გავლენათა ერთობლიობა ძნელად პროგნოზირ-

დება და ხშირი ცვალებადობის მქონე ატმოსფერულ პროცესებს ქმნის, რადიაციული ნაკადების დიდი სიზუსტით განსაზღვრა თითქმის შეუძლებელია. ასეთ შემთხვევაში ატმოსფეროს ნებისმიერი მდგომარეობისას რადიაციულ ნაკადებზე ღრუბლიანობის ზემოქმედების განსაზღვრის მიღებული სიზუსტე, განსაკუთრებით რადიაციული ნაკადების ტერიტორიული ინტერპოლაციისა და ექსტრაპოლაციის დროს, შესაძლებელია მისაღებიც იყოს. მაგრამ, რადიაციული ნაკადების ცვლილების დასადგენად და ქვეფენილი ზედაპირის ენერგო-ბალანსური მოდელის აგებისათვის უფრო მაღალი სიზუსტის მქონე ანალიზური კავშირის პოვნაა სასურველი. ამ საკითხის გადაწყვეტა ჩვენს მიერ ჩატარებული კვლევის მნიშვნელოვან ეტაპს წარმოადგენდა.

მიზანშეწონილად მიგვაჩნია, ვისაუბროთ ორი მეთოდის შესახებ. ამათგან ერთი მეტ ცდომილებას იძლევა ვიდრე (3.5) – (3.8) ფორმულები, მაგრამ რადგან იგი ხშირად გამოიყენება ატმოსფეროს ფიზიკის სხვადასხვა სფეროში, ვფიქრობთ, მისი წარმოდგენა ინტერესმოკლებული არ იქნება.

როგორც აღვნიშნეთ, ჰიდრომეტეოროლოგიაში უკანასკნელ წლებში მრავალ ცვლადზე დამოკიდებული შემთხვევითი ფუნქციის რეჟიმული მდგომარეობის შესწავლისას ან პროგნოზების დამუშავებისას ფართო გამოყენება ჰპოვა შემთხვევითი ფუნქციის ბუნებრივ ორთოგონალურ მდგენელებად დაშლის თეორიამ [108]. ამ მეთოდის გამოყენებით, განსაკუთრებით მაშინ, როცა ფუნქციის კორელაციური კავშირი რომელიმე ცვლადთან მაღალია, კარგი შედეგები მიიღწევა.

შევაფასოთ, რა სიზუსტით შეიძლება აღინეროს, მოლრუბლულობის პირობებში, მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამების შეფარდება იგივე ჯამებთან მონმენდილი ცის შემთვევაში, თუ ერთმანეთისაგან დამოუკიდებლად გამოვიყენებთ საერთო და ქვედა იარუსის მოლრუბლულობის ან მზის ნათების ხანგრძლივობის ფაქტიურ ვარიაციებს.

აღნიშნული შეფარდების ვარიაციებს შორის კავშირს, მაგალითად, საერთო მოღრუბლულობასთან, შემდეგი სახე აქვს:

$$\frac{I'}{I'_0} - \overline{\left(\frac{I'}{I'_0}\right)} = \frac{R\left(\frac{I'}{I'_0}, Go\right)}{R(Go, Go)} (Go - \overline{Go}), \quad (3.9)$$

სადაც, $\frac{I'}{I'_0}$ და Go ჰორიზონტალურ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის ჯამთა შეფარდების და საერთო მოღრუბლულობის თვიური მნიშვნელობებია, $R\left(\frac{I'}{I'_0}, Go\right)$ – აღნიშნულ შეფარდებასა და საერთო მოღრუბლულობას შორის არსებული კოვარიაციის (არანორმირებული კორელაციის) კოეფიციენტია, ხოლო $R(Go, Go)$ – საერთო მოღრუბლულობის დისპერსიაა.

$$I' = I'_0 \left[\overline{\left(\frac{I'}{I'_0}\right)} + \frac{R\left(\frac{I'}{I'_0}, Gn\right)}{R(Gn, Gn)} (Gn - \overline{Gn}) \right], \quad (3.10)$$

ქვედა იარუსის მოღრუბლულობასა და მზის ნათების ხანგრძლივობის დამოუკიდებელ ცვლადად გამოყენების შემთხვევაში მსგავსი ფორმულები გვექნება:

$$I' = I'_0 \left[\overline{\left(\frac{I'}{I'_0}\right)} + \frac{R\left(\frac{I'}{I'_0}, S\right)}{R(S, S)} (S - \overline{S}) \right]. \quad (3.11)$$

(3.9), (3.10) და (3.11) ფორმულების გამოყენებისათვის აუცილებელი პარამეტრები 1954-1991 წლების ცალკეული თვეების მიხედვით თბილისისათვის იქნა გამოთვლილი. შედეგები მოცემულია ცხრილებში 3.5ა და 3.5ბ.

აღსანიშნავია, რომ თვეების მიხედვით გამოთვლილი საშუალო კვადრატული გადახრები, აბსოლუტური მნიშვნელობებით, ერთმანეთთან ახლოსაა. ზამთრის თვეებში შედარებით დიდი ცდომილებები (პროცენტებში) I'-ის სიდიდის შემცირებითაა გამოწვეული.

ამრიგად, თუ მოღრუბლულობის შემთხვევაში მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამების გამოსათვლელად გამოვიყენებთ მის მნიშვნელობას მონმენდილი ცის პირობებში და ერთ-ერთ პარამეტრს – საერთო მოღრუბლულობას, ქვედა იარუსის მოღრუბლულობას ან მზის ნათების ხანგრძლივობას (3.9), (3.10) და (3.11) ფორმულებით მიღებული შედეგების საშუალო ცდომილებები 16-60%-ს შეადგენს.

იგივე მეთოდებით დანარჩენი რადიაციული ნაკადების გამოთვლის სიზუსტე პირდაპირ რადიაციასთან შედარებით უფრო დაბალია. ამდენად, მათი პრაქტიკული გამოყენება დიდი ცდომილებების გამო მიზანშეწონილი არ არის. თუ ერთი პარამეტრის ნაცვლად ერთდროულად სამივეს გამოვიყენებთ, აღწერილი მეთოდის სიზუსტე მნიშვნელოვნად გაიზრდება. თუმცა გამოთვლების პროცედურის გართულების გამო მისი გამოყენება ჯერ-ჯერობით მიზანშეწონილად არ მიგვაჩნია.

ჩვენ შევეცადეთ, ემპირიული კოეფიციენტების განსაზღვრის პროცედურა საგრძნობლად გაგვემარტივეინა და რადიაციულ ნაკადზე ღრუბლიანობის გავლენის ანალიზური გამოსახულება ზემოთ მოყვანილი სამი პარამეტრის (Go, G_n, S) ერთდროული გათვალისწინებით შეგვედგინა. ქვემოთ მოყვანილია დამუშავებული მეთოდის აღწერა მოღრუბლულობის შემთხვევაში, მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამების დასადგენად, ისევ თბილისის 1954-1991 წლების ფაქტიური მონაცემების გამოყენებით.

(3.9), (3.10) და (3.11) ფორმულებში შემავალი
პარამეტრების მნიშვნელობები

თვე	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I კვალ (სმ ² თვე)	1,69	2,37	3,97	5,81	7,98	9,68	9,77	8,62	6,35	4,29	1,79	1,38
II კვალ (სმ ² თვე)	4,74	6,52	10,91	13,61	16,01	16,29	15,09	13,5	10,85	8,01	5,24	3,94
Go ბალი	6,56	6,95	7,19	6,92	6,66	5,73	5,27	5,1	5,34	5,64	6,62	6,43
Gn ბალი	4,55	4,82	5,12	4,74	4,53	3,98	3,73	3,76	4,05	1,18	4,87	4,57
S საათი	96,6	101,8	135,6	163,9	208,3	250,1	267,5	249,8	202,9	167,5	100,4	92,2
R(I, A ₀ , Go)	-0,004	-0,01	-0,003	-0,004	-0,008	-0,007	-0,006	-0,021	-0,002	-0,07	-0,03	-0,01
R(I, A ₀ , Gn)	-0,004	-0,01	-0,005	-0,008	-0,01	-0,006	-0,006	-0,018	-0,004	-0,008	-0,001	-0,007
R(I, A ₀ , S)	-0,018	0,215	0,237	0,114	0,573	0,262	0,239	0,693	198	22	-045	075
R(C ₀ , C ₀)	1,022	1,025	878	562	698	497	918	96	1,003	1,172	1,243	1,113
R(C ₀ , Gn)	1,368	1,75	1,405	1,038	1,117	767	916	1,34	8	1,602	1,866	1,224
R(S, S)	814,9	813,5	1088	1357	1600	785,9	1021	1420	860	1171	1090	640,5

საშუალო კვადრატული გადახრები %-ში I-ის გამოთვლილ და
ფაქტიურ მნიშვნელობებს შორის

თვე	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
(3.9) ფორ- მუ- ლით	53,6	49,7	49,6	30,9	16,1	19,6	25,4	26,7	22,2	22,6	60,6	56,7
(3.10) ფორ- მუ- ლით	54,2	49,9	49,6	30,6	16,4	19,8	25,5	27,3	21,9	22,7	60,2	56,8
(3.11) ფორ- მუ- ლით	53,8	49,8	49,2	31,2	15,7	19,6	25,3	26,8	21,6	22,6	60,4	56,2

რიგების თანმიმდევრობიდან:

$$\begin{aligned}
&I_1, I_2, \dots, I_n; \\
&I'_0, I'_0, \dots, I'_{0_n}; \\
&Go_1, Go_2, \dots, Go_n; \\
&Gn_1, Gn_2, \dots, Gn_n; \\
&S_1, S_2, \dots, S_n;
\end{aligned} \tag{3.12}$$

ვადგენთ გამოსახულებას:

$$\eta = \sum_{i=1}^n \left[\left(\frac{I'_i}{I''_0} \right) - X_{1i}Go - X_{2i}Gn_i - X_{3i}S \right]^2, \tag{3.13}$$

სადაც, X_{1i} , X_{2i} , და X_{3i} , უცნობი ემპირიული პარამეტრებია. მათი განსაზღვრა შემდეგი განტოლებათა სისტემიდან შეიძლება:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \eta}{\partial X_1} &= 0, \\
\frac{\partial \eta}{\partial X_2} &= 0, \\
\frac{\partial \eta}{\partial X_3} &= 0.
\end{aligned} \tag{3.14}$$

აღწერილი მეთოდის საფუძველზე (3.12) რიგების გამოყენებით და (3.14) სისტემის ამოხსნით გამოთვლილი X_{1i} , X_{2i} , და X_{3i} , კოეფიციენტების მნიშვნელობები მოცემულია ცხრილში 3.6.

ფორმულის ემპირიული კოეფიციენტები და მათი
გამოყენებით დაშვებული გამოთვლის ცდომილებები

თვე	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
X_{1r}	$3.76 \cdot 10^{-2}$	$-3.11 \cdot 10^{-1}$	$-5.98 \cdot 10^{-2}$	$-3.87 \cdot 10^{-1}$	$-4.10 \cdot 10^{-2}$	$-3.94 \cdot 10^{-2}$	$-4.56 \cdot 10^{-2}$	$-7.27 \cdot 10^{-2}$	$-2.60 \cdot 10^{-2}$	$-6.09 \cdot 10^{-2}$	$-3.57 \cdot 10^{-2}$	$-5.20 \cdot 10^{-2}$
X_{2r}	$3.28 \cdot 10^{-2}$	$2.57 \cdot 10^{-2}$	$-4.10 \cdot 10^{-3}$	$-2.16 \cdot 10^{-2}$	$-2.02 \cdot 10^{-2}$	$-2.12 \cdot 10^{-2}$	$7.20 \cdot 10^{-3}$	$2.35 \cdot 10^{-2}$	$2.06 \cdot 10^{-2}$	$1.68 \cdot 10^{-2}$	$-8.00 \cdot 10^{-1}$	$-2.82 \cdot 10^{-2}$
X_{3r}	$6.40 \cdot 10^{-1}$	$-3.34 \cdot 10^{-3}$	$9.70 \cdot 10^{-4}$	$1.55 \cdot 10^{-3}$	$6.40 \cdot 10^{-1}$	$1.17 \cdot 10^{-3}$	$1.91 \cdot 10^{-3}$	$2.20 \cdot 10^{-3}$	$3.10 \cdot 10^{-3}$	$2.06 \cdot 10^{-3}$	$2.08 \cdot 10^{-3}$	$8.20 \cdot 10^{-4}$
(3.15) ფორმულის ცდომილება %ში	16.4	16.1	13.1	11.6	9.9	8.8	6.4	6.7	8.2	9.8	12.9	16.4
(3.15) ფორმულის ცდომილება %ში	18.8	17.0	13.7	12.1	12.6	9.2	6.5	7.8	8.9	10.2	13.0	16.6

ამრიგად, მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამების გამოთვლა, თუ ცნობილია იგივე ჯამები მონ-მენდილი ცის შემთხვევაში, შემდეგი ფორმულით შეიძლება:

$$I' = I_0(X_1Go + X_2Gn + X_3S) \quad (3.15)$$

ცხრილში 3.6, აგრეთვე, მოცემულია (3.15) ფორმულით განსაზღვრულ და ფაქტიურ მონაცემებს შორის პროცენტებში გამოსახული საშუალო კვადრატული გადახრები და ყველა თვისთვის გასაშუალებული კოეფიციენტებით ($A=-0,0448$, $B=-0,00292$, $C=0,00171$) თვეების მიხედვით, გამოთვლილი ცდომილებები.

როგორც უკანასკნელი ცხრილიდან ჩანს, (3.15) ფორმულის გამოყენებისას თვეების მიხედვით ცდომილება 6-დან 16%-მდე მერყეობს, რაც ზემოთ აღწერილ ორ მეთოდთან შედარებით გაცილებით მცირეა. თუ ცალკეული კოეფიციენტის ნაცვლად მათი თვეების მიხედვით გასაშუალებულ მნიშვნელობებს

გამოვიყენებთ, მაშინ ყველა თვეებისათვის ცდომილება დაახლოებით, მხოლოდ 2%-ით გაიზრდება.

ზემოთ აღწერილი მეთოდების შედარება საშუალებას გვაძლევს, დავასკვნათ, რომ რადიაციულ ნაკადებსა და მოლ-რუბლულობას შორის კავშირი, რომელიც რეგიონალური ენერგო-ბალანსური მოდელის დამუშავებისას და კლიმატის ცვლილებების გამომწვევი მიზეზების განსაზღვრისას, ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ეტაპს წარმოადგენს, შედარებით ზუსტად (3.15) ფორმულით შეიძლება წარმოვადგინოთ.

რადგან მოდელის აგება საშუალო წლიური მონაცემებითაა განზრახული, სხვა რადიაციული ნაკადების განსაზღვრისათვის ფორმულებში:

$$D = D_0(X_{1D}G_0 + X_{2D}G_n + X_{3D}S), \quad (3.16)$$

$$Bg = Bg_0(X_{1Bg}G_0 + X_{2Bg}G_n + X_{3Bg}S), \quad (3.17)$$

$$B = B_0(X_{1B}G_0 + X_{2B}G_n + X_{3B}S), \quad (3.18)$$

გამოთვლილი იქნა ემპირიული კოეფიციენტების საშუალო წლიური მნიშვნელობები.

კოეფიციენტის ეს მნიშვნელობები და შესაბამისი ფორმულებით გამოთვლისას დაშვებული საშუალო ცდომილებები მოცემულია ცხრილში 3.7.

ცხრილი 3.7

(3.15)-(3.18) ფორმულების ემპირიული კოეფიციენტების და მათი გამოყენებით დაშვებული გამოთვლის ცდომილებები

რადიაციული ნაკადი	დაკვირვების პუნქტები						
	ემპ. კოეფ.	თბილისი	თელავი	ნალკა	ანასუ-ლი	სოხუმი	სენაკი
პირდ.რად.	X_{1r}	$2.93 \cdot 10^{-2}$	$4.53 \cdot 10^{-2}$	$2.01 \cdot 10^{-2}$	$-1.36 \cdot 10^{-2}$	$7.97 \cdot 10^{-3}$	$1.18 \cdot 10^{-1}$
პირიზონტ.	X_{2r}	$3.85 \cdot 10^{-3}$	$-1.18 \cdot 10^{-3}$	$-1.72 \cdot 10^{-2}$	$6.09 \cdot 10^{-3}$	$-8.59 \cdot 10^{-4}$	$-2.11 \cdot 10^{-2}$
ზედაპირ. I	X_{3r}	$1.13 \cdot 10^{-4}$	$8.04 \cdot 10^{-3}$	$2.52 \cdot 10^{-4}$	$1.97 \cdot 10^{-4}$	$1.98 \cdot 10^{-4}$	$3.25 \cdot 10^{-4}$
(3.15) ფორმულის ცდომილება %-ში		5,90	6,10	7,40	9,50	7,40	9,50

ცხრილი 3.7-ის გაგრძელება

გაბნეული რადიაცია D	X_{1d}	$2.066 \cdot 10^{-1}$	$1.577 \cdot 10^{-1}$	$7.97 \cdot 10^{-2}$	$-2.77 \cdot 10^{-2}$	$1.626 \cdot 10^{-1}$	$-1.35 \cdot 10^{-2}$
	X_{2d}	$-2.089 \cdot 10^{-1}$	$3.17 \cdot 10^{-2}$	$8.53 \cdot 10^{-2}$	$2.96 \cdot 10^{-2}$	$2.759 \cdot 10^{-1}$	$2.277 \cdot 10^{-1}$
	X_{3d}	$7.30 \cdot 10^{-5}$	$6.48 \cdot 10^{-4}$	$3.00 \cdot 10^{-4}$	$7.21 \cdot 10^{-4}$	$4.21 \cdot 10^{-4}$	$3.73 \cdot 10^{-4}$
(3.16) ფორმულის ცდომილება %-ში		6.30	12.00	7.40	10.40	8.10	12.80
გრძელტალ. რად. ბა- ლანსი Bg	X_{1Bg}	$-1.50 \cdot 10^{-1}$	$-7.04 \cdot 10^{-2}$	-	$3.71 \cdot 10^{-2}$	$6.10 \cdot 10^{-1}$	$-4.58 \cdot 10^{-2}$
	X_{2Bg}	$-9.20 \cdot 10^{-3}$	$2.45 \cdot 10^{-2}$	-	$4.60 \cdot 10^{-1}$	$7.75 \cdot 10^{-2}$	$1.36 \cdot 10^{-3}$
	X_{3Bg}	$5.80 \cdot 10^{-5}$	$1.65 \cdot 10^{-4}$	-	$1.40 \cdot 10^{-4}$	$6.57 \cdot 10^{-4}$	$-3.20 \cdot 10^{-5}$
(3.17) ფორმულის ცდომილება %-ში		4.60	3.60	-	5.60	7.10	5.10

როგორც უკანასკნელი ცხრილიდან ჩანს, ღრუბლიანი და მონშენდილი ცის პირობებში, რადიაციული ნაკადების წლიური ჯამების მნიშვნელობებს შორის კავშირი (3.15)-(3.18) ფორმულებით, საკმაოდ მაღალი სიზუსტით შეიძლება იქნას წარმოდგენილი. განსაკუთრებული სიზუსტით გამოირჩევა (3.17) ფორმულით მიღებული შედეგები, რომლითაც ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობისათვის 3,6–7,1% ცდომილებით, გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის გამოთვლა შეიძლება. (3.18) ფორმულით გამოთვლილი რადიაციული ბალანსის ცდომილება 6–13%-ის ფარგლებში მერყეობს.

პრაქტიკული გამოყენების თვალსაზრისით გარკვეულ სირთულეებს ქმნის ის გარემოება, რომ ემპირიული კოეფიციენტების მნიშვნელობები რეგიონის მიხედვით იცვლება. თუ რადიაციული ნაკადების გამოსათვლელ ფორმულებში რეგიონული კოეფიციენტების ნაცვლად საქართველოს მთელი ტერიტორიის ნიშნით გასაშუალებულ მათ მნიშვნელობებს ჩავსვამთ, ფორმულების სიზუსტე გაუარესდება, მაგრამ გამოყენების თვალსაზრისით გაცილებით ხელსაყრელი გახდება.

ცხრილში 3.8, მოცემულია გასაშუალებული კოეფიციენტების მნიშვნელობები და მათი გამოყენებისას დაშვებული ცდომილებები პროცენტებში.

უკანასკნელი ორი ცხრილის მონაცემების შედარება გვიჩვენებს, რომ საერთო კოეფიციენტების გამოყენებით ფორმულების სიზუსტე მხოლოდ 1–2%-ით უარესდება.

მაშასადამე, საქართველოს ტერიტორიაზე ღრუბლიანობის პირობებში რადიაციული ნაკადების სიდიდის გამოთვლა (3.15)–(3.18) ფორმულების და 3.6 და 3.7 ცხრილებში მოცემული ემპირიული კოეფიციენტების გამოყენებით შეიძლება.

ცხრილი 3.8

(3.15)–(3.18) ფორმულებში შემავალი ტერიტორიული ნიშნით გაერთიანებული ემპირიული კოეფიციენტების მნიშვნელობები და მათი გამოთვლის ცდომილებები (%-ში)

რადიაციული ნაკადი	ემპირიული კოეფიციენტები			გამოთვლის ცდომილება (%-ში)					
	X_1	X_2	X_3	თბილისი	თელავი	ნაღვა	ანასკული	სოხუმი	სენაკი
I	-0,008	-0,006	0,0002	7,0	6,7	8,1	10,7	7,8	9,9
D	0,09	0,07	0,0004	11,6	12,4	7,4	12,4	9,3	14,6
Bg	-0,05	0,02	0,0002	5,0	3,6		6,2	7,6	5,7
B	0,02	-0,005	0,0002	13,5 6,7	6,4	12,6	15,7	6,6	11,6

ამრიგად, საქართველოს ტერიტორიაზე, თუ ცნობილია, მონმენდილი ცის შემთხვევაში რადიაციული ნაკადის მნიშვნელობები, საერთო და ქვედა იარუსის მოღრუბლულობის და მზის ნათების ხანგრძლივობის მნიშვნელობები, (3.15)–(3.18) ფორმულებით, 3.7 და 3.8 ცხრილებში მოცემული ემპირიული კოეფიციენტების გამოყენებით, ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობისას, საკმაოდ მაღალი სიზუსტით შეიძლება რადიაციული ნაკადების გამოთვლა.

თავი 4 რადიაციული რეჟიმის ცვლილება საქართველოში

4.1. რადიაციული ნაკადების ცვლილება მონმენდილი ცის შემთხვევაში

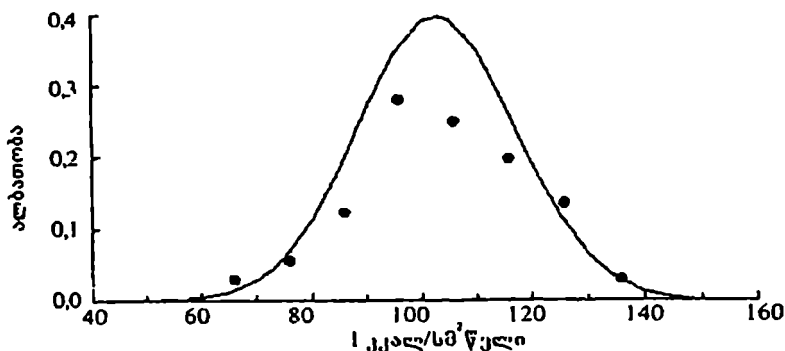
დედამიწის ზედაპირამდე მოსულ რადიაციულ ნაკადებს შორის, მზის პირდაპირი რადიაცია ენერგიის ყველაზე დიდ რაოდენობას შეიცავს. მისი ინტენსიურობის ვარიაციებზე ძირითად გავლენას ატმოსფეროში არსებული წყლის ორთქლის, ნახშირორჟანგის რაოდენობა და ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონე ახდენს. რაიმე პერიოდის მიხედვით მზის პირდაპირი რადიაციის ჯამების დახასიათებისას, გადამწყვეტი მნიშვნელობა მზის ნათების ხანგრძლივობას და მის განმსაზღვრელ ფაქტორებს ენიჭება.

საქართველოს ტერიტორიაზე, პირდაპირი რადიაციის ვარიაციების სტატისტიკური განაწილების დასახასიათებლად, განხილული ექვსი დაკვირვების პუნქტის ყოველწლიური ჯამების მონაცემებით (სულ 228 შემთხვევა), განვსაზღვრეთ პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების ალბათობის მნიშვნელობები 60-70; 70-80;; 130-140 კკალ/(სმ² წელი) დიაპაზონებში. მიღებული შედეგები სურ. 4.1-ზეა წარმოდგენილი. შესაბამისი საშუალო კვადრატული გადახრების მიხედვით იგივე სურათზე ნორმალური განაწილების მრუდია აგებული.

სურ. 4.1 გვიჩვენებს, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე პირდაპირი რადიაციის ვარიაციები ნორმალური განაწილების კანონს საკმაოდ დაშორებულია. იგივეს ადასტურებს ცხრ.4.1-ში მოყვანილი პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების მოდა (I), საშუალო კვადრატული გადახრა (σ), ასიმეტრიის (A) და ექსცესის (K) კოეფიციენტები.

მიუხედავად იმისა, რომ აღმოსავლეთ საქართველოში ატმოსფერო უფრო გაჭუჭყიანებულია, მართობულ ზედაპირზე

მოსული პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების მნიშვნელობა დასავლეთ საქართველოსთან შედარებით მეტია. ამ ფაქტს აღმოსავლეთ საქართველოს თავზე ატმოსფეროში წყლის მარაგის შედარებითი სიმცირე უნდა განაპირობებდეს. აღსანიშნავია, რომ აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოში განაწილების ასიმეტრიულობა ურთიერთ სანინალმდეგო მიმართულებისაა.



სურ. 4.1. მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის ალბათობის სიმკვრივე საქართველოს ტერიტორიაზე

ცხრილი 4.1

მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის განაწილების ზოგიერთი სტატისტიკური მახასიათებელი

დაკვირვების პუნქტი	მოდა $I_{კკალ/}$ ($სმ^2$ წელი)	საშ. კვ. გადახრა σ $კკალ/$ ($სმ^2$ წელი)	ასიმეტ. კოეფ. A	ექსც. კო- ეფ K
თბილისი	99,1	9,3	0,319	-0,147
თელავი	108,6	13,0	0,259	-1,150
ნალკა	109,8	11,0	0,207	-0,308
ანასეული	92,8	13,9	-0,169	0,377
სოხუმი	106,9	10,8	-0,107	-0,235
სენაკი	99,2	17,6	-0,124	-1,070

ცხრილი 4.1-დან ჩანს, რომ პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების ცვალებადობა საკმაოდ დიდ ინტერვალში მერყე-

ობს. საშუალო კვადრატული გადახრა 20%-ს აღწევს. ამ პირობებში რადიაციის ცვლილების ტენდენციის განსაზღვრა საკმაოდ რთულია.

ჩვენ შევეცადეთ (წლების მიხედვით), პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების ცვლილების მიმართულება და სიდიდე, წრფის განტოლების სახით წარმოგვედგინა და შესაბამისი პარამეტრები ოპტიმალურად განგვესაზღვრა.

თუ გვაქვს პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების მნიშვნელობათა თანმიმდევრობა $I_1, I_2, \dots, I_n$, რომლებიც შეესაბამება წლებს: $I_1, I_2, \dots, I_n$, მაშინ I_i -ის ცვლილების სიდიდე და მიმართულება პირველი მიახლოებით წრფის განტოლებით შეიძლება დავადგინოთ:

$$I_i = A + Bt_i, \quad (4.1)$$

ცხადია, უკანასკნელ განტოლებაში B კოეფიციენტის ნიშანი ცვლილების მიმართულებას (კლება ან მატება), ხოლო სიდიდე მთელი პერიოდის საშუალო წლიურ ცვლილებას განსაზღვრავს. A და B კოეფიციენტები

$$\eta = \sum_{i=1}^n (I_i - A - Bt_i)^2$$

გამოსახულების მინიმიზაციით (უმცირეს კვადრატთა მეთოდი) განვსაზღვრეთ. B კოეფიციენტის სეზონური და წლიური მნიშვნელობები 4.2 ცხრილშია მოცემული.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე, მართობულ ზედაპირზე, პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამები შემცირებას განიცდის. დასავლეთ საქართველოში აღმოსავლეთთან შედარებით შემცირების ინტენსიურობა თითქმის ორჯერ მეტია. კერძოდ, სენაკში პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამები 1954-1991 წლების განმავლობაში ყოველწლიურად საშუალოდ 1.184 კკალ/(სმ²·წელი) მცირდებოდა. როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში შემცირების ინტენსიურობა წლის თბილ პერიოდში სჭარბობს ცივი პერიოდი-

სას. აღნიშნული ფაქტი, ძირითადად, ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების გავლენის შედეგი უნდა იყოს.

ცხრილი 4.2

მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის სეზონური და წლიური ჯამების ცვლილება {კკალ/ (სმ²·წელი)} საქართველოში (კოეფიციენტის მნიშვნელობები).

დაკვირვების პუნქტი	ცივი პერიოდი (ოქტ.-მარტი)	თბილი პერიოდი (აპრ. - სექტ.)	წლიური
თბილისი	-0,217	-0,380	-0,597
თელავი	-0,397	-0,532	-0,929
ნალკა	-0,156	-0,074	-0,230
ანასეული	-0,509	-0,529	-1,038
სოხუმი	-0,216	-0,432	-0,648
სენაკი	-0,443	-0,741	-1,184

წლების მიხედვით ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით მიღებული პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების ცვლილება, განხილული დაკვირვებების პუნქტისათვის, მოცემულია სურ. 4.2ა და სურ. 4.2 ბ-ზე.

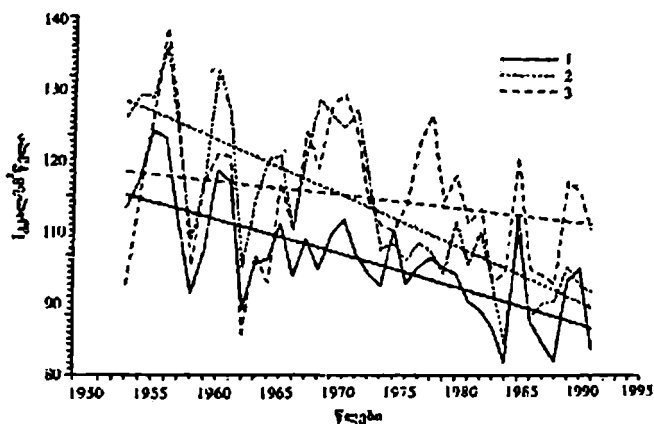
პირდაპირი რადიაციის წლების მიხედვით ცვლილების შედარებით ზუსტი წარმოდგენის მიზნით, შევეცადეთ ყველა მონაცემი გაგვეერთიანებინა და გვეცადა მისი აპროქსიმაცია მაღალი რიგის პოლინომით. ამ მიზნით თითოეული დაკვირვების პუნქტის მონაცემების მრავალწლიურ საშუალოსთან ნორმირება მოვახდინეთ და აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსთვის ცალკეული წლების მიხედვით საშუალო მნიშვნელობები გამოვთვალეთ.

მიღებული შედეგები წარმოდგენილია სურ. 4.2-ზე.

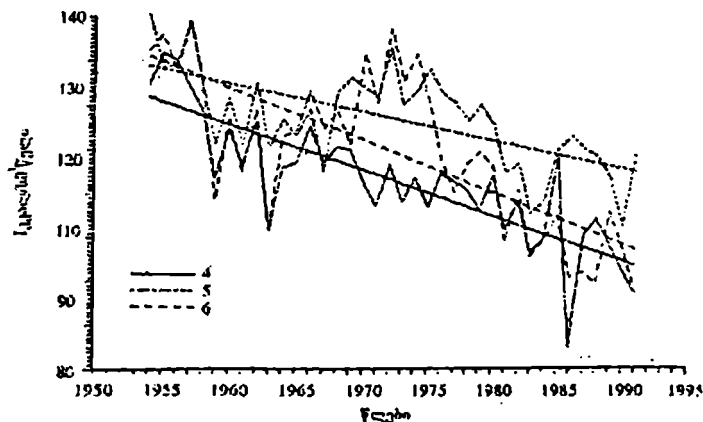
გამოთვლითი პროცესების შრომატევადობისა და სიზუსტის გათვალისწინებით, ოპტიმალური მეექვსე რიგის პოლინომი აღმოჩნდა:

$$\frac{I}{\bar{I}} = A_0 + \sum_{i=1}^6 A_i n^i, \quad (4.2)$$

სადაც, $n_i = t_i - 1953$, ხოლო t_i – წელთა თანმიმდევრობაა 1954-დან 1991 წლამდე.

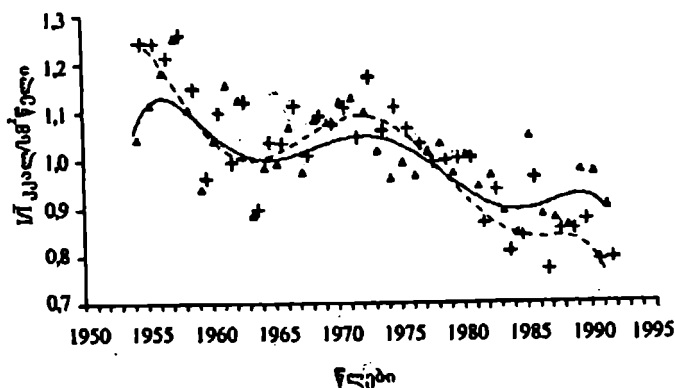


სურ.4.2ა. მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით მიღებული ცვლო-ლებები აღმოსავლეთ საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 4.2ბ. მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამების ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით მიღებული ცვლო-ლებები დასავლეთ საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

გამოთვლების შედეგად მიღებული კოეფიციენტების მნიშვნელობები აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის მოცემულია ცხრილში 4.3, ხოლო $\frac{I}{J}$ -ის მსვლელობა 1954-1991 წლებში სურ. - 4.3-ზეა წარმოდგენილი.



სურ. 4.3. მართობულ ზედაპირზე პირდაპირი რადიაციის ნორმირებული სიდიდეები წლების მიხედვით ცელილების აპროქსიმაცია 6-ე რიგის პოლინომით აღმოსავლეთ (უწყვეტი მრუდი) და დასავლეთ (წყვეტილი) საქართველოსათვის (▲ აღმოსავლეთ საქართველო, + გამოვკვეთით დასავლეთ საქართველო)

ცხრილი 4.3

არანრფივი აპროქსიმაციის ემპირიული კოეფიციენტები აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის

ემპირიული კოეფ.	A_0	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	A_6
აღმოსავლეთ საქართველო	0.95757	0.13181	$-0.33522x \cdot 10^{-1}$	$0.33705x \cdot 10^{-2}$	$-1.5318x \cdot 10^{-3}$	$-0.33243x \cdot 10^{-7}$	$-0.27341x \cdot 10^{-9}$
დასავლეთ საქართველო	1.22246	$0.42222x \cdot 10^{-1}$	$-0.23885x \cdot 10^{-1}$	$0.29708x \cdot 10^{-3}$	$-1.15012x \cdot 10^{-3}$	$-0.34453x \cdot 10^{-7}$	$-0.29374x \cdot 10^{-9}$

აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსთვის მიღებული $\frac{I}{\bar{I}}$ -ის ცვლილების მრუდები ერთმანეთისგან ძირითადად,

დახრილობით განსხვავდება. აღსანიშნავია, რომ ორივე შემთხვევაში გამოიკვეთა ცვლილებები, რომელთა პერიოდები (დაახლოებით 20 წლის ფარგლებში) და ამპლიტუდები ერთნაირია.

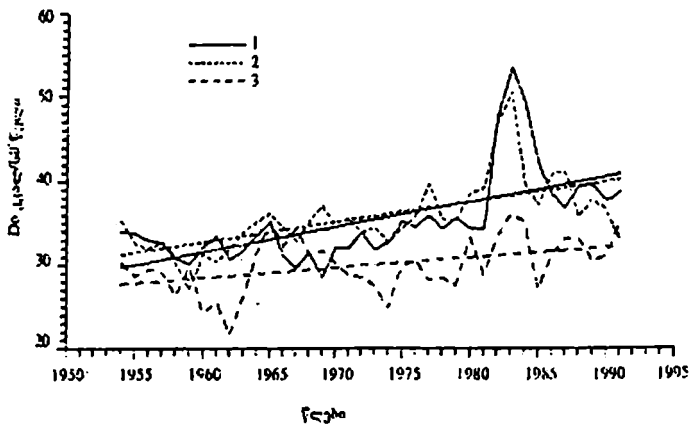
ყველაზე მაღალი კავშირი პირდაპირ რადიაციას (ცხრ. 4.4) ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივესთან აქვს. რაც შეეხება წყლის ორთქლის მიერ პირდაპირი რადიაციის შთანთქმას, აქ უფრო მნიშვნელოვანია ფარდობითი სინოტივის ეფექტური გავლენა.

ცხრილი 4.4

კორელაციის კოეფიციენტები I და τ° , E , F° , $G_{\circ}$, G_n -ის ვარიაციებს შორის

დაკვირვების პუნქტი	r_{II}	r_{IE}	r_{IF}	$r_{IG_{\circ}}$	r_{IG_n}
თბილისი	-0,65	-0,16	-0,16	-0,19	-0,68
თელავი	-0,78	-0,52	-0,55	-0,25	0,06
ნალკა	-0,40	-0,05	-0,25	-0,52	-0,07
ანასეული	-0,60	-0,12	-0,39	-0,60	-0,12
სოხუმი	-0,70	-0,09	-0,49	-0,28	-0,03
სენაკი	-0,77	-0,37	-0,73	-0,60	0,06

ცხადია, მონმენდილი ცის პირობებში გაბნეული რადიაციის ფორმირებაზე გადამწყვეტ გავლენას მხოლოდ, ატმოსფეროში არსებული აეროზოლების კონცენტრაცია მოახდენს.



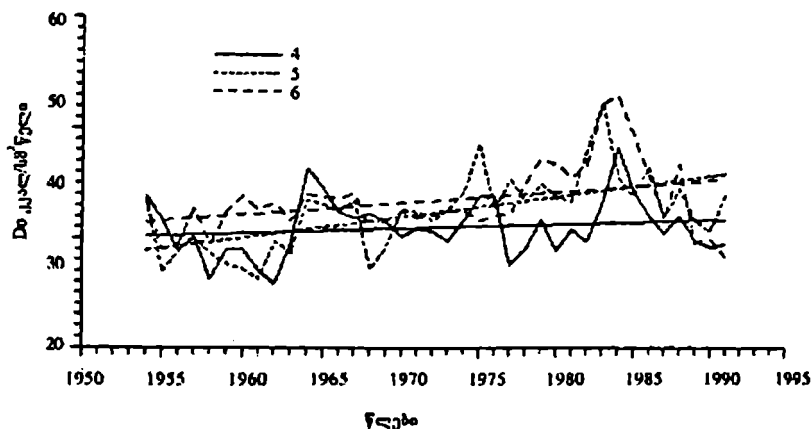
სურ. 4.4ა. გაბნეული რადიაციის ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით მიღებული ცვლილებები მონმენდილი ცის შემთხვევაში აღმოსავლეთ საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

სურათებზე 4.4ა და 4.4ბ მონმენდილი ცის შემთხვევაში გაბნეული რადიაციის წლიური ჯამების ცვლილებები და მათი წრფივი აპროქსიმაციაა მოცემული. როგორც სურათებიდან ჩანს, გაბნეული რადიაცია საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე იზრდება. ეს ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების თანდათანობითი ზრდის შედეგია.

თბილისსა და თელავში გაბნეული რადიაციის ზრდის ტემპი ერთნაირია. წალკაში გაბნეული რადიაციის როგორც წლიური ჯამები, ასევე ზრდის ტემპი დაბალია.

გაბნეული რადიაციის წლიური ჯამების ვარიაციებში განსაკუთრებულ ყურადღებას ცალკეულ წლებში ნორმიდან მკვეთრი გადახრების სინქრონულობა იმსახურებს. კერძოდ, გაბნეული რადიაციის ერთდროული მკვეთრი ზრდა 1983-1987 წლებში საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე. რადგან იგი ყველაზე გამორჩეული თბილისშია, განვიხილოთ ამ უკანასკნელის მონაცემები. სურ. 4.5-ზე მოცემულია მონმენდილი და მოლრუბლული ცის პირობებში 1981-87 წლებში გაბნეული რადიაციის ანომალიების ვარიაციები ყოველთვიური ჯამების მიხედვით

(ანომალიებს განვიხილავთ იმიტომ, რომ გამოირიცხოს გაბნეული რადიაციის შიდაწლიური მსვლელობა).

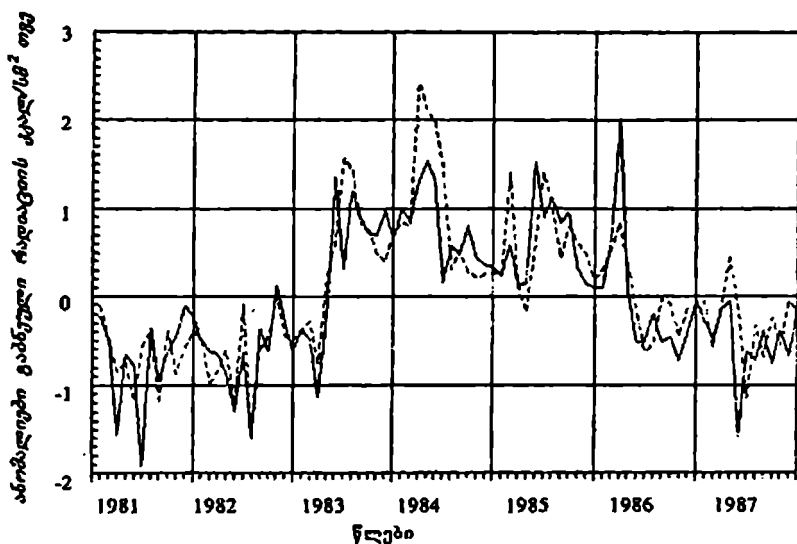


სურ. 4.4ბ. გაბნეული რადიაციის ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით მიღებული ცვლილებები მონმენდილი ცის შემთხვევაში დასავლეთ საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

როგორც სურათიდან ჩანს, 1983 წლის აპრილში გაბნეული რადიაცია მკვეთრად გაიზარდა და სანაყის მდგომარეობას დაახლოებით 3-4 წლის შემდეგ დაუბრუნდა.

1982 წლის დასაწყისში მექსიკაში ამოფრქვეულმა ვულკანმა (ელჩიჩონე), რომელიც ერთ-ერთი უძლიერესი იყო მე-20 საუკუნეში, აეროზოლების დიდი რაოდენობა სტრატოსფეროს შუა ფენამდე აიტანა. ცირკულაციური პროცესების შედეგად აეროზოლები ტროპოპაუზის ზემოთ მთელი დედამიწის გარშემო გავრცელდა და რამდენიმე წლის განმავლობაში მსოფლიოს ყველა კუთხეში მისი გავლენა შეიმჩნეოდა. საქართველოს ტერიტორიას მან ამოფრქვევიდან ერთი წლის შემდეგ მოაღწია. შედეგად აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის მკვეთრი გაზრდა გამოინვია. რაც დაახლოებით ორი წლის განმავლობაში შეიმჩნეოდა [46, 119, 140, 141]. რადგან მონმენდილი ცის პირობებში აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივე მკვეთრად გაიზარ-

და, ცხადია, მას გავლენა უნდა მოეხდინა პირდაპირ და განსაკუთრებით, გაბნეულ რადიაციაზე. ეს გავლენა გაბნეული რადიაციის მკვეთრი გაზრდით აღირიცხა. ანალოგიურ სურათს აქვს ადგილი 1964-1965 წლებში. ეს უკანასკნელი 1963 წელს ინდონეზიაში ვულკან აგუნგის ამოფრქვევის თანამდევ მოვლენების გავლენით უნდა აიხსნას.



სურ. 4.5. გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამების ანომალიები მონმენდილი (წყვეტილი მრუდი) და ღრუბლიანი ცის (უწყვეტი მრუდი) შემთხვევაში თბილისისათვის

განსხვავება გაბნეული რადიაციის და აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის მკვეთრი ცვლილების პერიოდების დაწყებას შორის, რომელიც თითქმის ნახევარი წლის ტოლია, რა თქმა უნდა არ განსაზღვრავს ვულკანიდან ამოფრქვეული აეროზოლების გადატანის პერიოდს. გ. როზენბერგის აეროზოლების კინეტიკური მოდელის მიხედვით [114, 116] ოპტიკურად აქტიური ტროპოსფერული აეროზოლების წინამორბედი, აეროზოლ-

წარმომქმნელი სუბსტანციებია. მათ სპეციალური პირობები სჭირდებათ, რომ ზრდა დაიწყონ და ოპტიკურად აქტიურ ზომებს მიაღწიონ. ამის შემდეგ, ისინი ატმოსფერულ პროცესებზე, განსაკუთრებით რადიაციის გადატანაზე შესამჩნევ გავლენას ახდენენ. ეს პროცესი ტრანზიტულია. კერძოდ, თუ კლასტერების ზომებმა 0.1 მკმ-მდე მიაღწია, ისინი 1 მკმ-მდე აუცილებლად გაიზრდება და აეროზოლების დაგროვების ანუ ე. წ. აკუმულაციურ ზონაში გადავა. ამრიგად, აეროზოლები შეიძლება გაცილებით სწრაფად გავრცელდეს, მითუმეტეს სტრატოსფეროში, მაგრამ მათი გავლენა ატმოსფერულ პროცესებზე გაცილებით გვიან გამომჟღავნდება. თუ გავითვალისწინებთ ცირკულაციურ პროცესებს, ამოფრქვევის პროდუქტები სტრატოსფეროში, დედამიწის გარშემო, შეიძლება 2-3 თვის განმავლობაში გავრცელდეს, მაგრამ ტროპოსფერულ პროცესებზე გავლენა გაცილებით გვიან გამომჟღავნდეს.

4.2. რადიაციული ნაკადების ფაქტიური ცვლილება

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, საკმაოდ რთული, ხშირად ერთმანეთის საპირისპირო კანონზომიერებებით ხასიათდება აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის რადიაციული ნაკადების, როგორც შიდაწლიური, ასევე წლების მიხედვით ცვალებადობის რეჟიმი. რაც საქართველოში რეგიონული კლიმატის ცვლილების საოცრად რთულ სურათში აისახება.

ტროპოსფეროს შემადგენელი ჰაერის ფიზიკური თვისებების და მასში მიმდინარე პროცესების პირდაპირ რადიაციაზე გავლენის მიახლოებითი შეფასება იმ პარამეტრების საშუალებითაც შეიძლება, რომლებსაც ზოგადად ტროპოსფეროს მთელი ფენა შეუძლიათ დაახასიათონ. ასეთ პარამეტრებად ღრუბლიანობა და მზის ნათების ხანგრძლივობა, აგრეთვე ატმოსფერული აეროზოლების ვერტიკალური ოპტიკური სიმკვრივე შეიძლება მივიჩნიოთ. შევნიშნავთ, რომ ეს უკანასკნელი საქარ-

თველოში საფუძვლიანადაა შესწავლილი [1, 12, 15, 32, 33, 34, 38, 39, 56, 66, 77, 96, 131, 132, 133, 134, 135, 137, 139, 140, 141, 142, 145, 147, 164, 165, 166, 208, 221, 222 და სხვ.].

აღნიშნული ორი პერიოდისათვის (1954-1966 და 1979-1991 წლები) თბილისისა და ანასეულის მაგალითზე შევეცადეთ დაგვედგინა მზის ნათების ხანგრძლივობის (S) საერთო (G₀) და ქვედა იარუსის (G_n) მოღრუბულობის და ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონის ძირითადი განმსაზღვრელი პარამეტრების – აეროზოლების ვერტიკალური ოპტიკური სიმკვრივის (τ) შიდაწლიურ ცვლილებასთან დამოკიდებულება.

განხილული ორი პერიოდისათვის აღნიშნული პარამეტრების საშუალო მნიშვნელობები შესაბამისი საშუალო კვადრატული გადახრები და მათი ურთიერთკავშირების განმსაზღვრელი ნორმირებული ავტოკორელაციური მატრიცები მოცემულია ცხრილებში 4.5 და 4.6.

ამ პარამეტრების მიხედვით ზოგადად შეიძლება დავასკვნათ, დაახლოებით 20-25 წლის განმავლობაში მზის პირდაპირი რადიაცია, სხივის გავრცელებისადმი მართობულ ზედაპირზე, 15-25%-ით შემცირდა. დასავლეთ საქართველოში აღმოსავლეთთან შედარებით ეს პროცესი თითქმის ორჯერ უფრო მკვეთრი იყო. შემცირების გარკვეული რაოდენობა მზის ნათების ხანგრძლივობის შემცირებამ გამოიწვია, რომელიც დასავლეთ საქართველოში აღმოსავლეთთან შედარებით უფრო მკვეთრად გამოიხატა. აღსანიშნავია, რომ საქართველოში რადიაციის შემცირება საერთო მოღრუბულობის შემცირების ფონზე მოხდა.

პირდაპირი რადიაციის, მზის ნათების ხანგრძლივობის, ღრუბლიანობის და აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივის საშუალო მნიშვნელობები და საშ. კვ. გადახრები თბილისისა და ანასეულისათვის (1954-1966 და 1979-1991 წლები)

დაკვირვების პუნქტი		I კკალ/სმ ²			S საათი		
		1954 1966 66	1979 1991 66	სხვ. %-ში	1954 1966 66	1979 1991 66	სხვ. %-ში
თბილი სი	საშ.	8,86	7,63	-13,9	177	162	-8,5
	ს.კვ.გ	3,63	3,03	-	66,1	62,2	-
ანასეუ-ლი	საშ	8,73	6,68	-23,5	152	134	-11,8
	ს.კვ.გ	1,93	1,69	-	43,1	34,6	-

დაკვირვების პუნქტი		Gi ბალი (10 ბალ. სისტ.)			Gn ბალი (10 ბალ. სისტ.)			τ		
		1954 19 66	1979 1991 66	სხვ. %-ში	1954 1966 66	1979 1991 66	სხვ. %-ში	1954 1966 66	1979 1991 66	სხვ. %-ში
თბილი სი	საშ.	6,31	6,03	-4,4	4,06	4,91	+20,9	0,078	0,152	+94,9
	ს.კვ.გ	0,81	0,67	-	0,57	0,47	-	0,018	0,034	-
ანასეული	საშ	6,09	5,3	-12,2	4,77	5,14	+7,8	0,061	0,120	+96,7
	ს.კვ.გ	1,04	0,75	-	0,57	0,66	-	0,027	0,039	-

I, S, Go, Gn და τ პარამეტრების შიდა წლიური ვარიაციების ნორმირებული ავტოკორელაციური მატრიცა თბილისისათვის 1954-1966 (ინდექსით 1) და 1979-1991 (ინდექსით 2) წლებში

	I ₁	I ₂	S ₁	S ₂	Go ₁	Go ₂	Gn ₁	Gn ₂	τ ₁	τ ₂
I ₁	1	0.98	0.99	0.98	-0.68	-0.63	-0.75	-0.53	0.95	0.96
I ₂		1	0.96	0.99	-0.61	-0.66	-0.67	-0.59	0.94	0.96
S ₁			1	0.96	-0.75	-0.66	-0.81	-0.53	0.94	0.94
S ₂				1	-0.62	-0.68	-0.67	-0.61	0.94	0.96
Go ₁					1	0.82	0.94	0.65	-0.53	-0.51
Go ₂						1	0.69	0.95	-0.48	-0.51
Gn ₁							1	0.53	-0.61	-0.60
Gn ₂								1	-0.37	-0.42
τ ₁									1	0.99
τ ₂										1

I, S, Go, Gn და τ პარამეტრების შიდაწლიური ვარიაციების ნორმირებული ავტოკორელაციური მატრიცა ანასეულისათვის 1954-1966 (ინდექსით 1) და 1979-1991 (ინდექსით 2) წლებში.

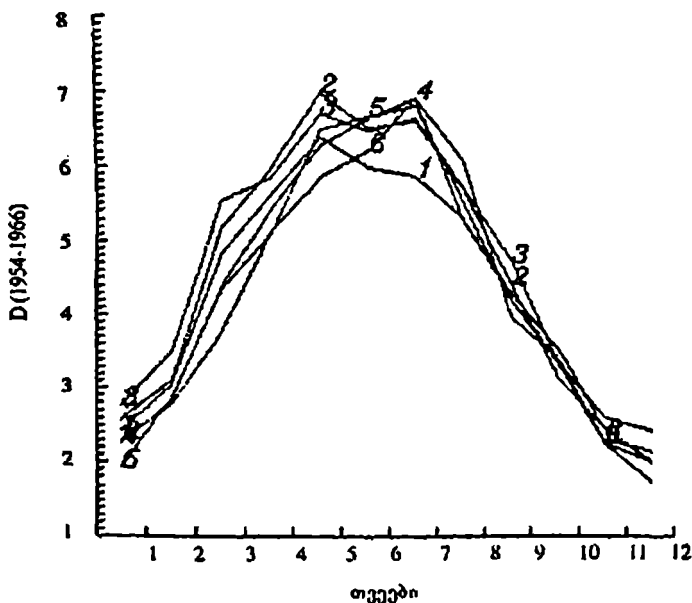
	I_1	I_2	S_1	S_2	Go_1	Go_2	Gn_1	Gn_2	τ_1	τ_2
I_1	1	0,93	0,97	0,91	-0,70	-0,58	0,07	0,27	0,73	0,36
I_2		1	0,89	0,95	-0,43	-0,37	0,11	0,12	0,73	0,47
S_1			1	0,94	-0,70	-0,57	0,22	0,45	0,85	0,46
S_2				1	-0,49	-0,44	0,35	0,36	0,88	0,61
Go_1					1	0,92	0,07	-0,35	-0,40	0,15
Go_2						1	-0,02	-0,25	-0,30	0,21
Gn_1							1	0,79	0,64	0,77
Gn_2								1	0,70	0,62
τ_1									1	0,79
τ_2										1

მაგრამ ამ პერიოდში, განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოში (21%-მდე) დაბალი იარუსის ღრუბლების რაოდენობა მკვეთრად გაიზარდა. რადიაციის შესუსტებაში ძირითადი როლი ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების ზრდას მიუძღვის (საქართველოში თითქმის 2-ჯერ). როგორც ნორმირებული ავტოკორელაციური მატრიცებიდან ჩანს, სხვადასხვა პარამეტრებს შორის შიდაწლიური ცვლილების კორელაციური კავშირი ძალზე მაღალია - ეს ართულებს ამ კავშირის დროში ცვლილების დადგენას: ამიტომ პირდაპირი რადიაციის ვარიაციების ფონზე შიდაწლიური მსვლელობის პროცესში რაიმე ცვლილების დადგენა რთულია. საერთოდ დასავლეთ საქართველოში შიდაწლიური ვარიაციების კანონზომიერებაში გაცილებით მეტი ცვლილებები ხდება, ვიდრე აღმოსავლეთში. ეს მჟღავნდება, როგორც განხილული პარამეტრების ურთიერთკავშირში, ასევე მათ შიდაწლიურ ცვლილებათა პირდაპირ რადიაციასთან დამოკიდებულებაში.

პირდაპირი რადიაციის შიდაწლიურ მსვლელობაზე ტროპოსფეროში მიმდინარე პროცესების გავლენის ანალიზი მიგვაჩვენებს, რომ დასავლეთ საქართველოში ზაფხულის თვეებში რადიაციის მკვეთრი შემცირების მიზეზი ატმოსფეროს გაჭუჭყიანებისა და ქვედა იარუსის მოღრუბულობის ზრდა უნდა იყოს.

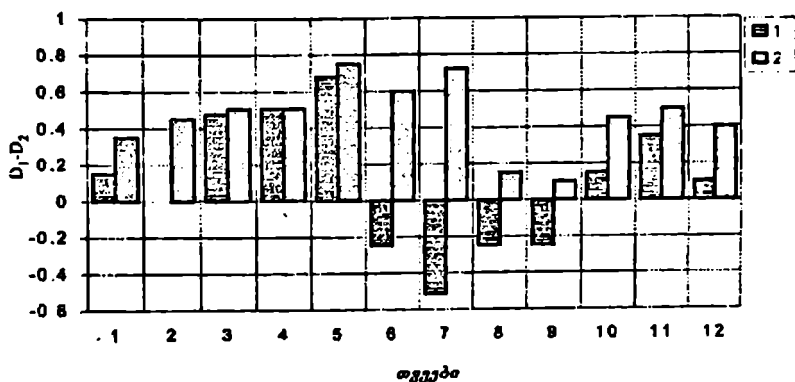
ვნახოთ ქცევის რა კანონზომიერებებს ამჟღავნებს გაბნეული რადიაცია.

სურათებზე 4.6ა და 4.6ბ ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობის დროს საქართველოს ექვსივე აქტინომეტრიული სადგურისათვის მოცემულია 1954-1966 და 1979-1991 წლებში გაბნეული რადიაციის საშუალო შიდაწლიური მსვლელობები.



სურ. 4.6 ა. გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამების შიდაწლიური ცვლილებები 1954-1966 წლებში ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობისას (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

პუნქტიდან განსხვავებით, აცივების ზონაში არ მდებარეობს. ხოლო მეორე სამხრეთ საქართველოს მაღალმთიან ზონას ახასიათებს. ამ ორი დაკვირვების პუნქტის მონაცემების მიხედვით, გაბნეული რადიაცია, ზაფხულის თვეებში. მკვეთრად გაიზარდა. განსაკუთრებით უჩვეულო ცვლილებას, ზამთრის თვეებში. ნალკის მონაცემები განიცდის. მაშინ, როდესაც ყველა განხილული დაკვირვების პუნქტისათვის გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამები 1979-1991 წლებში, 1954-1966 წლებთან შედარებით შემცირებით ხასიათდება, ნალკაში მნიშვნელოვნად იზრდება. ბუნებრივია, ამ მოვლენას ის ატმოსფერული პროცესები და ატმოსფეროს ფიზიკური მდგომარეობის განმსაზღვრელი პარამეტრები განაპირობებენ, რომელთაც რადიაციის გადატანის პროცესზე რაიმე გავლენის მოხდენა შეუძლიათ.



სურ. 4.7 1954-1966 და 1979-1991 წლების გაბნეული რადიაციის თვიური ჯამების საშუალო მნიშვნელობებს შორის სხვაობა აღმოსავლეთ (1) და დასავლეთ (2) საქართველოში ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობის დროს

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ამ პროცესებიდან თუ პარამეტრებიდან გაბნეულ რადიაციაზე ყველაზე მეტად ღრუბლიანობა მოქმედებს. განვიხილოთ აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის აღნიშნულ ორ პერიოდს შორის ცალკეული თვეების მიხედვით გაბნეული რადიაციის რაოდენობრივი ცვლილე-

ბები. სურ. 4.7-ზე მოცემულია, ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობის შემთხვევაში, გაბნეული რადიაციის თვითური ჯამების (D_1 , D_2) საშუალო მნიშვნელობებს შორის სხვაობები 1954 -1966 და 1979-1991 წლების მიხედვით. სხვაობები აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოს სამ-სამი დაკვირვების პუნქტის მონაცემთა გასაშუალებითაა მიღებული.

როგორც სურათიდან ჩანს, აღმოსავლეთ საქართველოში ოქტომბრიდან მაისის ჩათვლით გაბნეული რადიაციის სიდიდე მცირდება (სხვაობა დადებითია). შემცირების ინტენსიურობა მარტის, აპრილის და მაისის თვეებში განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია. წლის თბილ პერიოდში, მაქსიმუმით ივლისში, (ივნისი-სექტემბერი) გაბნეული რადიაციის ზრდას აქვს ადგილი.

1979-1991 წლებში 1954-1966 წლებთან შედარებით აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოს შორის გაბნეული რადიაციის შიდაწლიური ვარიაციების სიდიდეთა შორის განსხვავება ძირითადად წლის თბილ პერიოდშია. კერძოდ, განხილული 20-25 წლის მანძილზე დასავლეთ საქართველოში გაბნეული რადიაციის ზრდას ადგილი არ აქვს. ცვლილება აგვისტოსა და სექტემბერში ნულს უახლოვდება.

მზის სხივური ენერგიის რაოდენობის ცვლილების მიზეზი, რომელიც არაპირდაპირი გზით, ერთჯერადი თუ მრავალჯერადი გაბნევის შედეგად მოდის ქვეფენილ ზედაპირამდე, ძირითადად, ღრუბლიანობის ცვლილებებში უნდა ვეძებოთ.

თუ სურათი 4.7-ს და 3.1-ს შევადარებთ, შეიძლება დავასკვნათ, რომ საერთო მოლრუბლულობის ვარიაციები გაბნეული რადიაციის ცვლილებას ცალსახად ვერ განსაზღვრავს.

ატმოსფეროში სხივური ენერგიის გადატანის ნახევრად ემპირიული მოსაზრებებიდან გამომდინარე შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ენერგიის ინტენსიურად გამბნევი, ქვედა იარუსის ღრუბლებია.

როგორც სურ. 4.7 და სურ. 3.1-დან ჩანს ქვედა იარუსის მოლრუბლულობაში რაიმე გამოკვეთილი ცვლილების პროცესი,

რომელიც რადიაციული გაბნევის ცვლილებას შეიძლება დაუკავშირდეს, არ შეიმჩნევა.

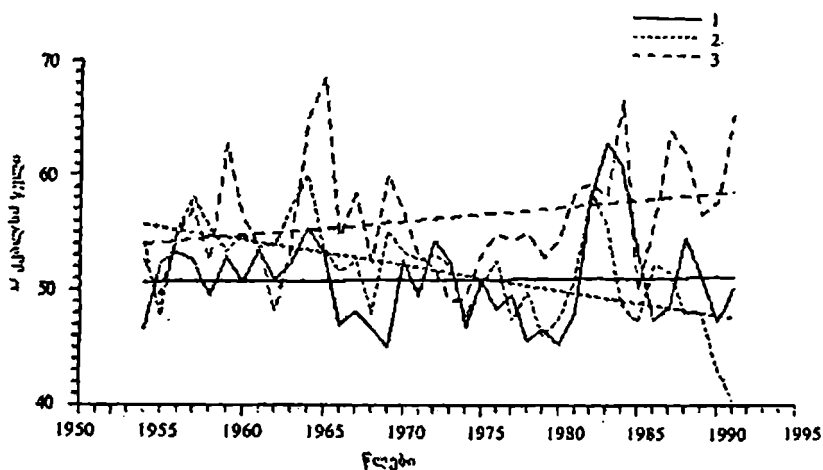
უნდა აღინიშნოს, რომ ჩვენს მიერ მიღებული დასკვნები გაბნეული რადიაციის და საერთო და ქვედა იარუსის ღრუბლიანობის შიდაწლიური ვარიაციების შედარებისას, არ ნიშნავს, რომ ღრუბლიანობის ცვლილებას გაბნეული რადიაციის ფორმირებაზე მნიშვნელოვანი გავლენა არ გააჩნდეს. როგორც უკვე აღნიშნული იყო, რადიაციული ნაკადების შიდაწლიურ ვარიაციებს, კლიმატის განმსაზღვრებელი ფაქტორებიდან, ძირითადად, მზის სხივის მიმართ ზედაპირის დახრილობა, ანუ ადგილის განედი განაპირობებს. მაგრამ იგივე დახრილობა სხვა პროცესების ფორმირებასაც იწვევს, რომელთაც მნიშვნელოვანი გავლენის მოხდენა შეუძლიათ რადიაციული ნაკადების ჩამოყალიბებაში. ამის ნათელი მაგალითია სურათები 4.7 და 3.1. თუ აღნიშნულ პერიოდებს შორის, საშუალო წლიური მნიშვნელობებისთვის ვიმსჯელებთ, ვნახავთ, გაბნეული რადიაციის სიდიდე 1979-1991 წლებში 1954-1966 წლებთან შედარებით შემცირდა (სურ. 4.7). ეს ფაქტი ამ პერიოდში საერთო მოღრუბლულობის შემცირების (სურ. 3.1) შედეგია. ის ფაქტი, რომ ამავე პერიოდში ქვედა იარუსის მოღრუბლულობა გაიზარდა (სურ. 3.1), რომელიც გაბნეული რადიაციის ინტენსიურობის ზრდას უწყობს ხელს, ამ უკანასკნელის ცვლილების საერთო ტენდენციას და მიმართულებას ვერ განსაზღვრავს. რადგან, თუ ღრუბლიანობის საერთო და ქვედა იარუსებად დაყოფით შემოვიფარგლებით, გაბნევის პროცესებზე თავდაპირველ და გაცილებით მნიშვნელოვან გავლენას საერთო მოღრუბლულობა ახდენს.

ამრიგად, გაბნეული რადიაციის შიდაწლიურ ვარიაციებზე, ძირითადად, საერთო და ქვედა იარუსის მოღრუბლულობა და ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონე ახდენს გავლენას. ყოველი მათგანის გაზრდა გაბნეული რადიაციის გაზრდას იწვევს. ცვლილება, გაბნეული რადიაციის შიდაწლიურ მსვლელობაში, რომელსაც ცის თალის ნებისმიერი მდგომარეობის დროს, რაი-

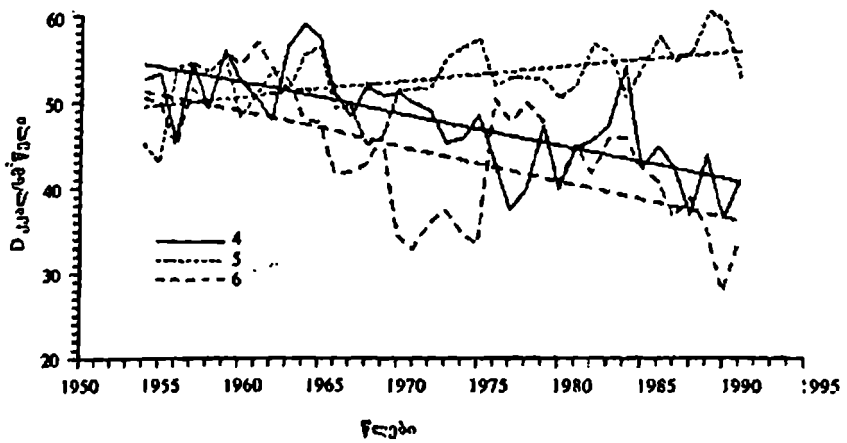
მე გარკვეული კანონზომიერება არ გააჩნია (სურ. 4.7), გამოწვეულია საერთო მოღრუბლულობის შემცირებით, რომლის შედეგად გაბნეული რადიაცია მცირდება ქვედა იარუსის ღრუბლიანობის გაზრდით, რომელიც სხივური ენერგიის გაბნევას ხელს უწყობს და ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების გაზრდით, რომელიც გაბნეული რადიაციის გაზრდას იწვევს. ამ ფაქტორების ზემოქმედების ჯამური ეფექტი შეიძლება გამოვლინდეს გაბნეული რადიაციის როგორც გაზრდით, ისე შემცირებით.

გაბნეული რადიაციის წლიური ჯამების ცვლილება 1954-1991 წლებში, 4.8ა და 4.8ბ სურათებზეა მოცემული. ამავე სურათებზე დატანილია წრფეები, რომლებიც პირველი მიახლოებით გაბნეული რადიაციის ცვლილების მიმართულებას და სიდიდეს განსაზღვრავს. სურათებიდან ჩანს, რომ გაბნეული რადიაციის ცვლილებას ტერიტორიული ფაქტორი არ განაპირობებს. როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში ადგილი აქვს გაბნეული რადიაციის შემცირებასაც და ზრდასაც. გაბნეული რადიაციის სიდიდე, ძირითადად, ღრუბლიანობაზეა დამოკიდებული. თბილისსა და თელავში გაბნეული რადიაციის ზრდის ტენდენციაა, ხოლო წალკაში – კლების. ასევე კლების ტენდენციით ხასიათდება ანასეული და სენაკი (აცივების ზონა). სოხუმში, თბილისისა და თელავის მსგავსად გაბნეული რადიაცია ზრდის ტენდენციით ხასიათდება. მონმენდილი ცის მსგავსად, გაბნეული რადიაციის ცვლილება განსაკუთრებულ ანომალიებს 1981-1987 წლებში ამჟღავნებს. სურ. 4.5-ზე წარმოდგენილია აღნიშნულ პერიოდში რადიაციის ანომალიების ვარიაციები, ყოველთვიური ჯამების მიხედვით. როგორც უკანასკნელი სურათიდან ჩანს 1983 წლის აპრილში გაბნეული რადიაცია ღრუბლიანი ცის შემთხვევაში, მონმენდილი ცის შემთხვევის მსგავსად, მკვეთრად გაიზარდა და სანყის მდგომარეობას მხოლოდ 3-4 წლის შედეგად დაუბრუნდა. ამის მიზეზი ჩვენს მიერ წინა პარაგრაფშია ახსნილი.

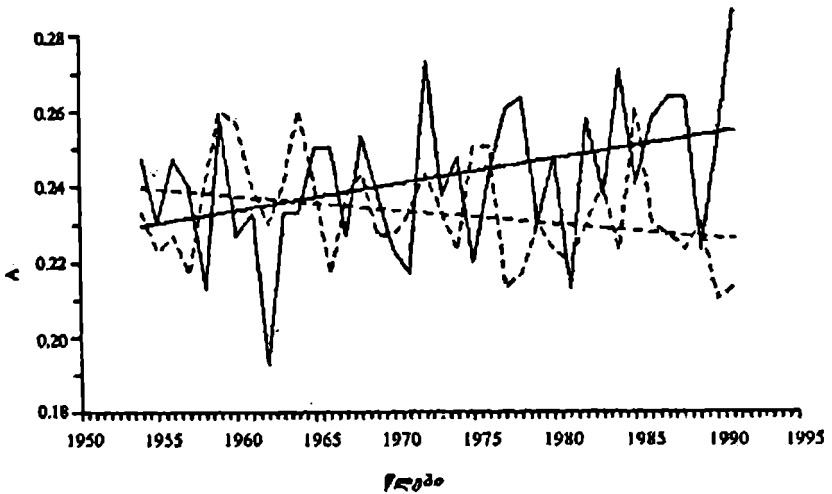
ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული, ენერგეტიკული წონასწორული მდგომარეობის შენარჩუნებაში, მის მიერ შთანთქმული ენერგიის სტაბილურობას დიდი მნიშვნელობა აქვს. ამ პროცესს ცალსახად ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო განსაზღვრავს. მისი, როგორც ენერგეტიკული მდგომარეობის განმსაზღვრელი ძირითადი პარამეტრთაგანის ცვლილებას ლანდშაფტური გარდაქმნები განაპირობებს. ის ცვლილება, რომელიც აქტინომეტრიული დაკვირვების მასალებიდან შეიძლება დადგინდეს, თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის ან ატმოსფეროდან დალექილი მტვრის ზეგავლენით შეიძლება იყოს გამოწვეული.



სურ. 4.8ა. გაზნეული რადიაციის ფაქტიური და ნრფივი აპროქსიმაციით მიღებული ცვლილებები აღმოსავლეთ საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 4.8. გაბნეული რადიაციის ფაქტიური და წრფივი აპროქსიმაციით მიღებული ცვლილებები დასავლეთ საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 4.9. ალბედოს ცვლილება 1954-1991 წლებში აღმოსავლეთ (უწყვეტი ტეხილი) და დასავლეთ (წყვეტილი ტეხილი) საქართველოსთვის

სურ. 4.9-ზე 1954-1991 წლებში აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოს ალბედოს საშუალო წლიურ მნიშვნელობათა ვარიაციები და მათი წრფივი აპროქსიმაციის შედეგებია მოცემული. ეს მნიშვნელობები, თითოეულისათვის (აღმოსავლეთი და დასავლეთი) დაკვირვების სამივე პუნქტის მონაცემთა გასაშუალებითაა მიღებული. მაშინ, როცა დასავლეთ საქართველოში ალბედო უმნიშვნელოდ მაგრამ, მაინც შემცირდა, აღმოსავლეთ საქართველოში იგი მნიშვნელოვნად გაიზარდა.

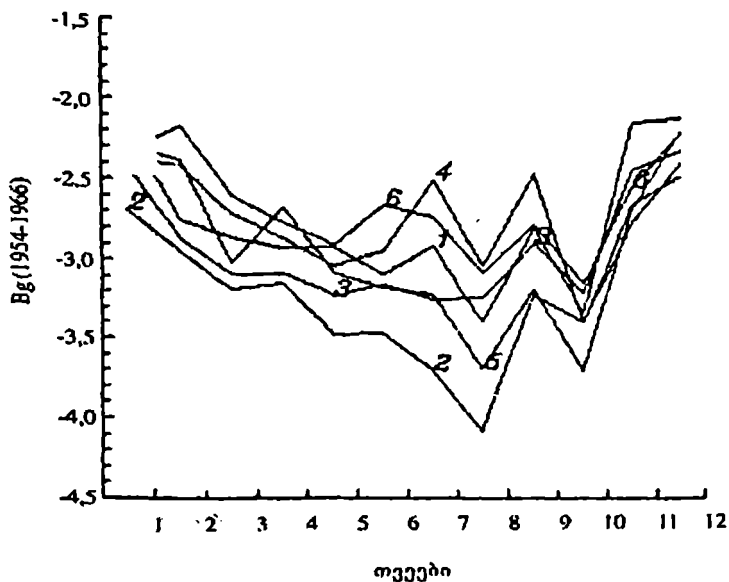
ალბედოს ცვლილებაში დღიური მსვლელობის ფაქტორი გამორიცხულია, რადგან ყოველთვის ერთიდაიგივე სტანდარტულ დროს ხდებოდა დაკვირვება. ამდენად, ცვლილების მიზეზი უნდა ვეძებოთ ორ ფაქტორში – თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის გაზრდა ან შემცირება, რაც ალბედოს გაზრდას ან შემცირებას გამოიწვევდა და ატმოსფეროდან დაღეჩილი მტკრის რაოდენობის გაზრდა ან შემცირება, რაც შესაბამისად ალბედოს შემცირებას ან გაზრდას გამოიწვევდა. მაშასადამე, აღნიშნული ფაქტორების მატება ან კლება ცალ-ცალკე ალბედოს ცვლილებას სანინალმდეგო მიმართულებით იწვევს. აღსანიშნავია, რომ კავშირი აღნიშნული პროცესების ცვლილებასა და ალბედოს შორის ცალსახა არ არის.

ატმოსფეროს ცალკეულ პარამეტრებთან და რადიაციულ ნაკადებთან ქვეფენილი ზედაპირის მოკლეტალღიანი ალბედოს კორელაციური კავშირების გამომხატველი კოეფიციენტების მნიშვნელობების ანალიზიდან ჩანს, ზედაპირის ალბედოს, ატმოსფეროს გაჭუჭყიანებასთან კორელაციური კავშირი საერთოდ არ გააჩნია. შედარებით მაღალი კორელაციური კავშირი ალბედოს მინისპირა ატმოსფეროს ტემპერატურასთან, წყლის ორთქლის დრეკადობასა და გაბნეულ რადიაციასთან აქვს. კერძოდ, ალბედოს გაზრდა ტემპერატურისა და სინოტივის შემცირებას, ხოლო გაბნეული რადიაციის გაზრდას იწვევს. ეს ბუნებრივია, მაგრამ ამ პროცესებზე მნიშვნელოვან გავლენას ატმოსფეროში აეროზოლების კონცენტრაციის ცვლილება ახდენს. ჩატარებული ანალიზი საშუალებას გვაძლევს, დავადასტუროთ,

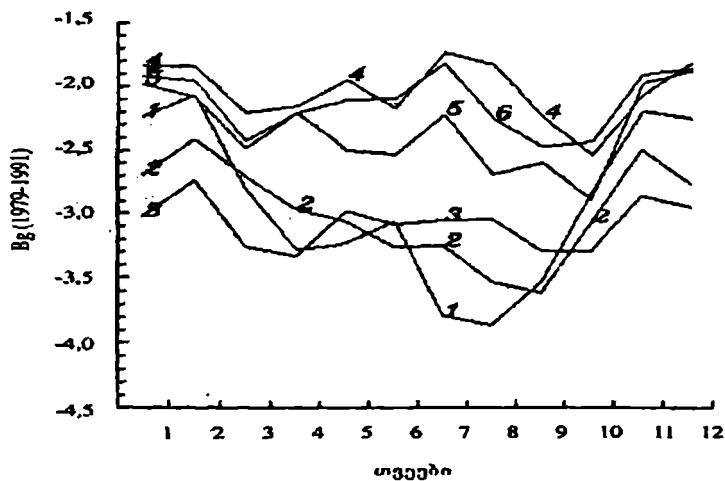
რომ დასავლეთ საქართველოში სტანდარტული ზედაპირის, ანუ მწვანე ზოლით დაფარული ზედაპირის ალბედოს ცვლილება 1954-1991 წლების განმავლობაში, შემთხვევითი ვარიაციების გარდა ან რაიმე ტენდენციურ ცვლილებას არ განიცდის ან შეინიშნება უმნიშვნელო შემცირება. აღმოსავლეთ საქართველოში კი ალბედო მნიშვნელოვან ზრდას განიცდის. ამრიგად, სტანდარტული ზედაპირის ალბედოს მატება, რაც ატმოსფეროდან მტვრის ინტენსიური დალექვით გამოწვეული ზედაპირის არეკვლისუნარიანობის შემცირების ან თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის ზრდის (რაც ნაკლებადაა მოსალოდნელი) შედეგი შეიძლება იყოს, აღმოსავლეთ საქართველოში კლიმატის ცვლილებაში მნიშვნელოვან როლს არ თამაშობს. ეჭვს არ უნდა იწვევდეს ის გარემოება, რომ აღმოსავლეთ საქართველოში ალბედოს შემცირებაზე გავლენა აქვს ანთროპოგენულ პროცესებს, რაც ლანდშაფტის ოპტიკური თვისებების გარდაქმნით გამოიხატება (სამეურნეო ფართობის ზრდა, მწვანე ნარგავების შემცირება და ა.შ.) და მას აქტინომეტრიული დაკვირვებები ვერ აღრიცხავენ.

ქვეყნილი ზედაპირისა და ატმოსფეროს ენერგეტიკული დონის, ანუ კლიმატის განმსაზღვრელი ერთ-ერთი წყაროს, გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი, ანუ ეფექტური გამოსხივება წარმოადგენს. განვიხილოთ კანონზომიერებები, რომლებსაც საქართველოს ტერიტორიაზე ეფექტური გამოსხივება ემორჩილება.

გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის (Bg) საშუალო თვიური ჯამები 1954-1966 და 1979-1991 წლებში, ექვსი დაკვირვების პუნქტისათვის 4.10ა და 4.10ბ სურათებზეა მოცემული.



სურ. 4.10ა. გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა 1954-1966 წლებში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 4.10ბ. გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა 1979-1991 წლებში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე 1954-1966 წლებში მსგავს ცვლილებებს განიცდის. იანვრიდან აგვისტომდე, იგი თანდათანობითი შემცირებით ხასიათდება. აგვისტოში, მთლიანად საქართველოსთვის, აღინიშნება ეფექტური გამოსხივების გაზრდა, ხოლო სექტემბერში მკვეთრი შემცირება. გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი საქართველოს ტერიტორიაზე (-2.5-დან -2.0 კკალ/(სმ².თვე)-მდე) დეკემბერსა და იანვარში აღწევს. რადიაციული ბალანსის შიდაწლიურ მსვლელობაში აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოს შორის მნიშვნელოვან განსხვავებას ადგილი არ აქვს.

20-25 წლის შემდეგ სურათი მთლიანად შეიცვალა, აღმოსავლეთ საქართველოში შიდაწლიური ცვლილება დაახლოებით შენარჩუნებულია. დასავლეთ საქართველოში, მარტიდან ივლისამდე, წინა პერიოდთან შედარებით, კლების ტენდენცია არ შეიმჩნევა. სექტემბერში აღინიშნება მაქსიმუმი და შემდეგ კვლავ შემცირებას აქვს ადგილი. მაშასადამე 1979-1991 წლებში 1954-1966 წლებთან შედარებით გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა დასავლეთ საქართველოში სრულიად შეიცვალა.

ცხრილში 4.7 მოცემულია გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის (Bg) წლიური ჯამების, 1954-1991 წლების, ვარიაციების კორელაციური კავშირები, გრძელტალღიან რადიაციულ ბალანსთან, მოწმენდილი ცის დროს (Bgo), ჰაერის ტემპერატურასთან (T), ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურასთან (To), წყლის ორთქლის დრეკადობასთან (E), აბსოლუტურ სინოტივესთან (P), ფარდობით სინოტივესთან (F), მოსული ნალექების ჯამებთან (N), მზის ნათების ხანგრძლივობასთან (S), საერთო (Go) და ქვედა იარუსის (Gn) მოლრუბლულობასთან.

გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის კორელაციური
კავშირი ატმოსფეროს ფიზიკური მდგომარეობის გამომხატ-
ველ პარამეტრებთან

	Bg-ს კორელაციური კავშირი პარამეტრებთან									
	Bgo	T	To	E მზ	P	F	N	S	Go	Gn
თბი- ლისი	0,94	-0,05	-0,02	-0,12	-0,12	0,16	0,11	-0,18	0,30	0,18
თე- ლავი	0,87	-0,13	-0,13	0,43	0,46	0,59	0,32	-0,33	0,37	0,33
ნალკა	-	-0,26	-0,34	0	0,01	0,26	0,46	-0,40	0,49	0,43
ანასე- ული	0,97	-0,33	-0,27	-0,12	-0,11	0,21	-0,09	-0,40	0,17	0,08
სოხუ- მი	0,86	-0,17	-0,11	0,13	0,16	0,57	0,34	-0,50	0,21	0,06
სენა- კი	0,93	-0,36	-0,33	0,23	0,26	0,56	0,31	-0,53	0,28	-0,28

მნიშვნელოვანია ის გარემოება, რომ გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის კორელაციური კავშირი, იგივე ბალანსთან, მონმენდილი ცის შემთხვევაში, ძალიან მაღალია. ეს საშუალებას იძლევა ღრუბლიანი და მონმენდილი ცის პირობებში გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შესაბამის მნიშვნელობებს შორის, საკმაოდ დიდი სიზუსტით, დამყარდეს ანალიზური კავშირი. მონმენდილი ცის პირობებში, რადიაციის გადანის ინტეგროდიფერენციალური განტოლებით, ქვეფენილი ზედაპირის სითბური გამოსხივებისა და ატმოსფეროს უკუგამოსხივების გამოთვლა, პრინციპულად, შესაძლებელია. თუ აღნიშნულ ემპირიულ კავშირს ანალიზურად გამოვსახავთ, საკმაოდ დიდი სიზუსტით შეიძლება თეორიულად გამოთვლილ იქნას ქვეფენილი ზედაპირის გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსიც.

როგორც ცნობილია, ქვეფენილი ზედაპირის ენერგეტიკულ პოტენციალს მისი რადიაციული ბალანსი განსაზღვრავს. რამდენადაც იგი ქვეფენილი ზედაპირის მიერ მიღებული და გაცემული ენერგიების სხვაობაა და აქედან გამომდინარე კლიმა-

ტის ფორმირების ძირითად წყაროს წარმოადგენს, განვიხილოთ, საქართველოს ტერიტორიაზე, მისი შიდაწლიური ვარიაციები და წლების მიხედვით ცვალებადობა.

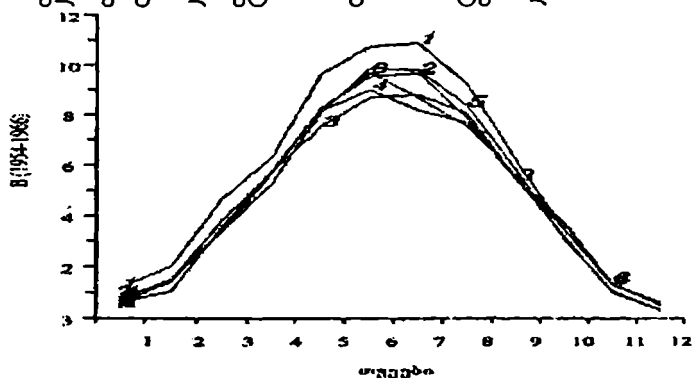
ორი პერიოდის რადიაციული ბალანსის თვითური ჯამების შიდაწლიური მსვლელობები და მათი ცვლილება ექვსი დაკვირვების პუნქტისათვის მოცემულია სურათებზე 4.11ა და 4.11ბ.

როგორც სურათებიდან ჩანს, საქართველოში რადიაციული ბალანსის თვითური ჯამები ზამთრის თვეებშიც დადებითია. ე. ი. ქვეფენილი ზედაპირის მიერ მიღებული ენერგიის რაოდენობა ყოველთვის სჭარბობს გაცემულს. ანუ რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობაში ძირითადი წვლილი მოკლეტალღიან რადიაციულ ბალანსს შეაქვს.

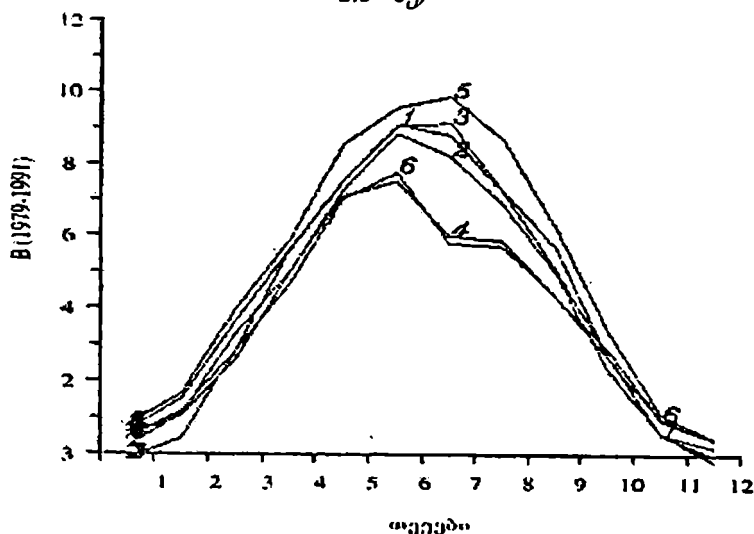
დაკვირვების პუნქტებისათვის, რადიაციული ბალანსის მსვლელობის სინქრონულობის შემოწმების მიზნით, როგორც წლიური, ასევე წლის ცივი და თბილი სეზონებისათვის (შესაბამისად ოქტომბერი-მარტი და აპრილი-სექტემბერი), ავაგეთ სადგურებზე მის ვარიაციათა შორის დამოკიდებულების განმსაზღვრელი, ნორმირებული კორელაციური მატრიცები. მიღებული შედეგები წარმოდგენილია ცხრილში 4.8.

ცხრილში მოცემული მნიშვნელობები კიდევ ერთხელ უსვამს ხაზს საქართველოში რამდენად რთულია კლიმატის ფორმირების და ცვლილების პროცესი. მის დასავლეთ ნაწილში რადიაციული ბალანსის ვარიაციების სინქრონულობა, უფრო მეტად, ანასეულსა და სენაკს შორის შეიმჩნევა (კორელაციის კოეფიციენტი 0,7-ს უახლოვდება). ეს კავშირი საგრძნობლად სუსტდება წლის ცივ პერიოდში. დასავლეთ საქართველოში განთავსებული მესამე სადგურისთვის (სოხუმი) რადიაციული ბალანსის ვარიაციები, პირველი ორისგან, სრულიად განსხვავებულია. აღმოსავლეთ საქართველოში დაბალი კორელაციური კავშირებია თბილისისა და თელავის, აგრეთვე წალკისა და თელავის მონაცემებს შორის. ე. ი. თელავში რადიაციული ბალანსის ფორმირებაზე, თბილისისა და წალკისგან განსხვავებული ფაქტორები ახდენენ გავლენას. მოსალოდნელია ამ პროცესს

ხელი შეუწყო იმ ფაქტმა, რომ ამ პერიოდში კახეთის ტერიტორიაზე სეტყვის სანინაალმდეგო მოქმედებები ინტენსიურად ტარდებოდა, რაც ატმოსფეროში დიდი რაოდენობით, აეროზოლების ხელოვნურად შეტანაში გამოიხატებოდა.



სურ. 4.11ა. რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა 1954-1966 წლებში საქართველოს ტერიტორიაზე (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 4.11ბ. რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური მსვლელობა 1979-1991 წლებში საქართველოს ტერიტორიაზე (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

რადიაციული ბალანსის ფორმირებაში მოკლეტალღიანი და გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსების წვლილის განსაზღვრის მიზნით, თბილისისა და ანასეულისათვის ავაგეთ, მათ შორის ურთიერთკავშირის გამომხატველი, ნორმირებული კორელაციული მატრიცები (ცხრილი 4.9). როგორც დათბობის, ასევე აცივების ზონაში რადიაციული ბალანსის ფორმირებაში გადამწყვეტ როლს მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსი ასრულებს. ეს უკანასკნელი კი პირდაპირი რადიაციის ცვლილების მიმართაა განსაკუთრებით მგრძნობიარე. აღსანიშნავია გაბნეული რადიაციის მნიშვნელოვანი როლი რადიაციული ბალანსის ჩამოყალიბებაში, რომელსაც იგი თბილისთან შედარებით ანასეულში უფრო შესამჩნევად ავლენს.

თბილისსა და ანასეულს შორის (დათბობისა და აცივების ზონაში) ატმოსფეროს მიწისპირული ფენის აიროვანი შემადგენლობისა და ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური მდგომარეობის განსხვავება, განაპირობებს რადიაციული ბალანსის სანინა-აღმდეგო ცვლილებებს, გამოწვეულს გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის ვარიაციებით.

ცხრილი 4.8

დაკვირვების პუნქტებს შორის რადიაციული ბალანსის
წლიური და სეზონური ვარიაციების ნორმირებული
კორელაციური მატრიცა.

დაკვირვების პუნქტი	პერიოდი	დაკვირვების პუნქტი					
		თბილისი	თელავი	წალკა	ანასეული	სოხუმი	სენაკი
თბილისი	წლიური	1	0,22	0,61	0,54	0,21	0,53
	რი	1	0,21	0,43	0,56	0,19	0,19
	ცივი	1	0,24	0,53	0,46	0,24	0,57
	თბილი						

თელავი	წლიუ- რი		1	0,28	0,52	-0,33	0,75
			1	0,37	0,21	-0,63	0,32
	ცივი		1	0,23	0,53	0,01	0,70
	თბილი						
ნალკა	წლიუ- რი			1	0,31	0,35	0,47
				1	0,49	-0,10	0,49
	ცივი			1	0,10	0,45	0,25
	თბილი						
ანასეუ- ლი	წლიუ- რი				1	-0,26	0,69
					1	-0,07	0,43
	ცივი				1	-0,19	0,71
	თბილი						
სოხუმი	წლიუ- რი					1	-0,19
						1	-0,37
	ცივი					1	-0,04
	თბილი						
სენაკი	წლიუ- რი						1
							1
	ცივი						1
	თბილი						

რადიაციული ბალანსის და ატმოსფეროს პარამეტრების ურთიერთკავშირის ხარისხის შემოწმების მიზნით, თბილისისა და ანასეულისათვის, რადიაციული ბალანსისა და მეტეოროლოგიური პარამეტრების მრავალწლიური მონაცემების მიხედვით ავაგეთ ნორმირებული კორელაციური მატრიცები (ცხრილი 4.10).

კორელაციური მატრიცები გვიჩვენებს, რომ რადიაციული ბალანსისა და ატმოსფეროს მეტეოროლოგიური პარამეტრების ვარიაციებს შორის კავშირი თითქმის არ აღინიშნება. რადიაციული ბალანსის კავშირი მზის ნათების ხანგრძლივობასთან, ფარდობით ტენიანობასთან და საერთო მოლრუბლულობასთან, შედარებით უკეთაა გამოხატული დასავლეთ საქართველოში.

დაკვირვების ექვსი პუნქტისათვის რადიაციული ბალანსის შიდაწლიურ განაწილებას და მის ცვლილებას 1954-1991 წლებში კარგად ასახავს სურ. 4.12-ზე წარმოდგენილი რადიაციული

ბალანსის ჯამების უალბათესი მნიშვნელობები დანყებული
1 იანვრიდან წლის ნებისმიერ პერიოდში.

ცხრილი 4.10ა

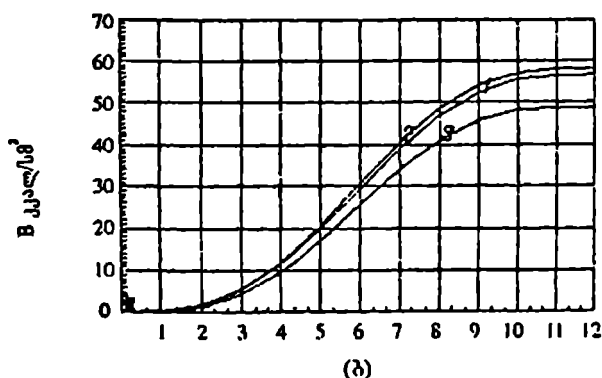
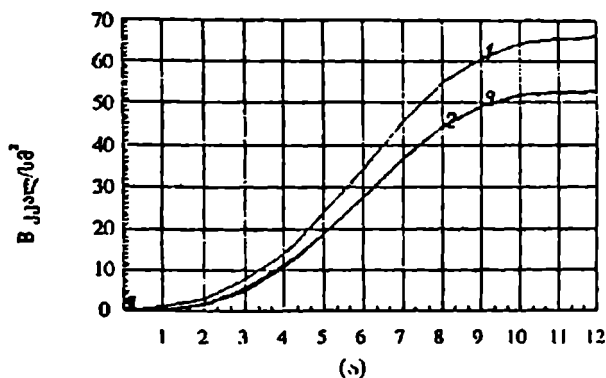
ნორმირებული კორელაციური მატრიცა რადიაციულ ბალან-
სსა და მეტეოროლოგიურ პარამეტრებს შორის თბილისის-
თვის

	B	T	To	E	P	F	N	S	Go	Gn
B	1	0.14	0.32	-0.17	-0.18	0.11	-0.13	0.37	0.16	-0.32
T		1	0.90	0.54	0.50	-0.35	-0.41	0.25	-0.35	-0.15
To			1	0.40	0.37	-0.32	-0.45	0.22	-0.30	-0.10
E				1	0.99	0.38	0.26	-0.10	0.16	0.05
P					1	0.42	0.32	-0.11	0.19	0.06
F						1	0.52	-0.28	0.64	0.12
N							1	-0.37	0.30	0.16
S								1	-0.35	-0.73
Go									1	0.27
Gn										1

ცხრილი 4.10ბ

ნორმირებული კორელაციური მატრიცა რადიაციულ ბალან-
სსა და მეტეოროლოგიურ პარამეტრებს შორის ანასეული-
სათვის

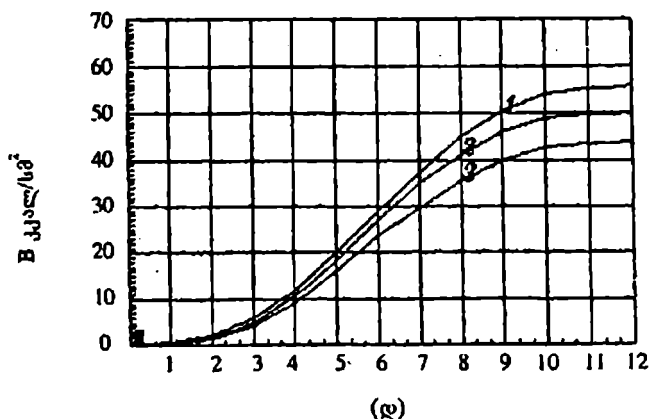
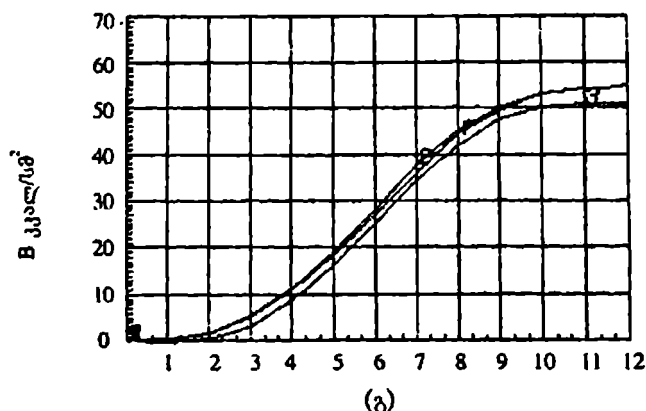
	B	T	To	E	P	F	N	S	Go	Gn
B	1	0.14	0.32	-0.17	-0.18	0.11	-0.13	0.37	0.16	-0.32
T		1	0.90	0.54	0.50	-0.35	-0.41	0.25	-0.35	-0.15
To			1	0.40	0.37	-0.32	-0.45	0.22	-0.30	-0.10
E				1	0.99	0.38	0.26	-0.10	0.16	0.05
P					1	0.42	0.32	-0.11	0.19	0.06
F						1	0.52	-0.28	0.64	0.12
N							1	-0.37	0.30	0.16
S								1	-0.35	-0.73
Go									1	0.27
Gn										1



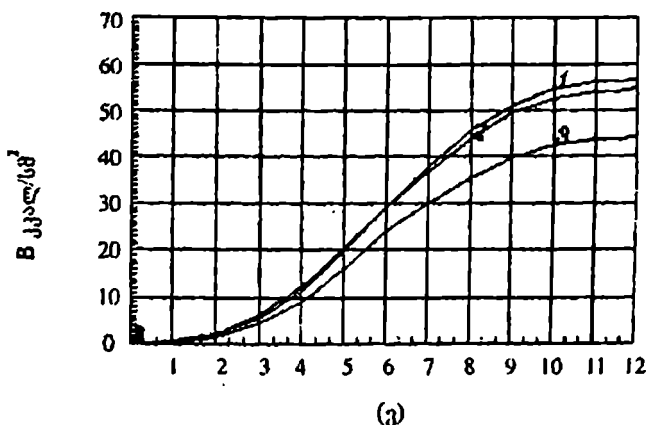
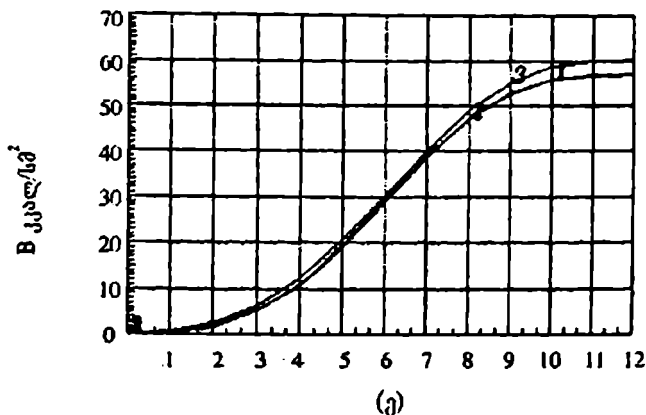
სურ. 4.12. რადიაციული ბალანსის ჯამების უაღბათესი მნიშვნელობები I იანვრიდან დანყებული დროის შიდაწლიური ნებისმიერი მონაკვეთისათვის 1954-1966 (მრუდი 1), 1967-1978 (2) და 1979-1991 (3) წლების მიხედვით: (ა) – თბილისი; (ბ) – თელავი; (გ) – წალკა; (დ) – ანასეული, (ე) – სოხუმი და (ვ) – სენაკი

როგორც სურ. 4.12-დან ჩანს 1954-1991 წლებში წალკასა და სოხუმში რადიაციული ბალანსის შიდაწლიური განაწილება თითქმის არ შეცვლილა. თბილისში მკვეთრი ცვლილება მოხდა განხილული პერიოდის საწყის მონაკვეთში. რაც შეეხება 1967-1978 და 1979-1991 წლებში რადიაციული ბალანსის შიდაწლიურ მსვლელობას, მას რაიმე ცვლილება არ განუცდია. დაკვირვების დანარჩენ პუნქტებში რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამების

თანდათანობით შემცირებასთან ერთად, შიდაწლიურ განაწილებაში ცვლილებას შემდეგი სახე აქვს: ანასეულში იგი მთელი პერიოდის განმავლობაში თანაბარი ინტენსიურობით ხასიათდება; თელავსა და სენაკში შემცირების ინტენსიურობა 1979-1991 წლებში მკვეთრად გაიზარდა.



სურ. 4.12. რადიაციული ბალანსის ჯამების უაღბათესი მნიშვნელობები 1 იანვრიდან დაწყებული დროის შიდაწლიური ნებისმიერი მონაკვეთისათვის 1954-1966 (მრუდი 1), 1967-1978 (2) და 1979-1991 (3) წლების მიხედვით: (ა) – თბილისი; (ბ) – თელავი; (გ) – წალკა; (დ) – ანასეული, (ე) – სოხუმი და (ვ) – სენაკი



სურ. 4.12. რადიაციული ბალანსის ჯამების უაღბათესი მნიშვნელობები 1 იანვრიდან დაწყებული დროის შიდაწლიური ნებისმიერი მონაკვეთისათვის 1954-1966 (მრუდი 1), 1967-1978 (2) და 1979-1991 (3) წლების მიხედვით: (ა) – თბილისი; (ბ) – თელავი; (გ) – წალკა; (დ) – ანასეული, (ე) – სოხუმი და (ვ) – სენაკი

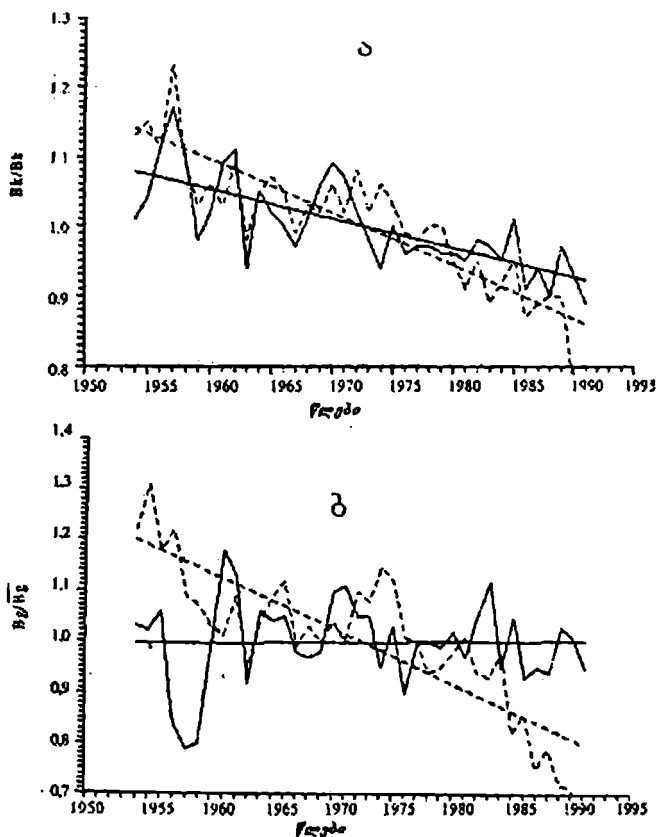
განვიხილოთ, წლების მიხედვით, რადიაციული ბალანსის ცვალებადობის კანონზომიერებანი. ცხადია, იგი მოკლელტალ-ლიანი და გრძელტალლიანი რადიაციული ბალანსების ინტეგრალურ ეფექტს წარმოადგენს. მათი შესწავლის მიზნით, დაკვირ-

ვების ექვსი პუნქტისათვის, თითოეული პუნქტის 38 წლიანი პერიოდის ნორმის მიხედვით, რადიაციული ბალანსის საშუალო წლიურ მნიშვნელობათა ნორმირება მოვახდინეთ. მიღებული შედეგები ცალ-ცალკე აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსთვის გავაერთიანეთ. ამის შედეგად შესაძლებელი გახდა ვარიაციების სიდიდისა და ცვლილების ტენდენციის შედარება. მიღებული შედეგები შესაბამისად მოკლეტალღიანი და გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსისათვის წარმოდგენილია 4.13 სურათზე.

მოკლეტალღიანი რადიაციული ბალანსი საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე შემცირებას განიცდის. იგი დასავლეთ საქართველოში ბევრად ინტენსიურია. ეს ფაქტი, რა თქმა უნდა, დასავლეთ საქართველოში აცივების ერთ-ერთი ძირითადი ფაქტორთაგანია. აღსანიშნავია, რომ მოკლე პერიოდის მქონე ვარიაციები აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოში უმეტესად სინქრონულია. ე. ი. ისინი ტროპოსფეროში, თუ მის საზღვრებს გარეთ მიმდინარე გლობალური პროცესების შედეგია და მათი გავლენა რამდენიმე წლის შემდეგ ქრება. რაც შეეხება შემთხვევითი ვარიაციებიდან თავისუფალი ცვლილების საერთო ტენდენციას, მას ძირითადად წრფივი სახე აქვს, განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოსათვის. აღნიშნული პერიოდისთვის, იგი ბალანსის შემცირების მუდმივ მოქმედ პროცესს გამოხატავს. ეს პროცესი დასავლეთ საქართველოში გაცილებით ინტენსიურია. საქართველოში კლიმატის ცვლილებაზე აღნიშნულ ფაქტორს გადამწყვეტი მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს. რადგან საერთო ბალანსში მოკლეტალღიან რადიაციულ ბალანსზე გრძელტალღიანთან შედარებით მეტი წილი მოდის.

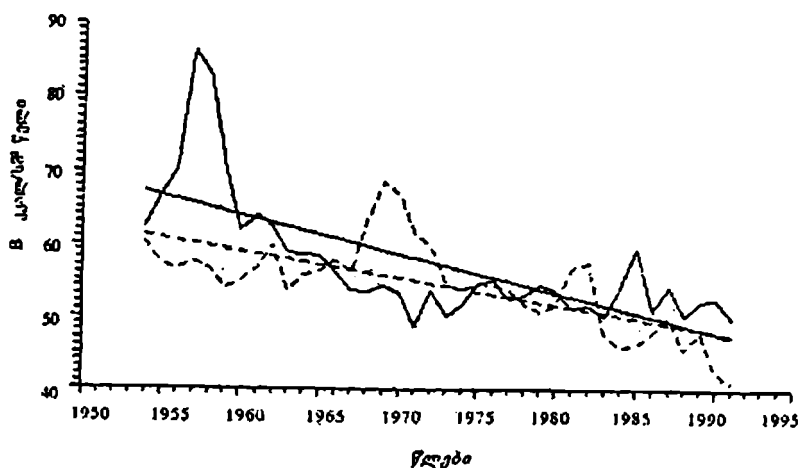
წლების მიხედვით გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის ფარდობითი სიდიდეების ცვლილება უფრო აძლიერებს კლიმატზე ზემოქმედების ზემოთ აღწერილ ეფექტს (სურ. 4.13). დასავლეთ საქართველოში გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის შემცირება უფრო ინტენსიურია, ვიდრე მოკლეტალღიანისა, აღმოსავლეთში კი პირიქით. ინტენსიურობა იმდენად

შემცირდა, რომ თითქმის ნულს გაუტოლდა. სინქრონულობა, რომელსაც ადგილი ჰქონდა აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოს მოკლელტალლიან რადიაციულ ვარიაციებში გრძელტალლიანი რადიაციული ბალანსის ცვლილებისას არ შეიმჩნევა. ამრიგად, გრძელტალლიანი რადიაციული ბალანსის ფორმირებაზე ძირითად გავლენას არა გლობალური, არამედ რეგიონული პროცესები ახდენს.



სურ.4.13. მოკლელტალლიანი (ა) და გრძელტალლიანი (ბ) ბალანსების ფარდობით სიდიდეთა ცდომილება 1954-1991 წლებში აღმოსავლეთ (უწყვეტი მრუდი) და დასავლეთ (წყვეტილი მრუდი) საქართველოსთვის და ამ ცვლილების წრფივი აპროქსიმაცია

მოკლეტალღიანი და გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობები ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულების რადიაციული ნაკადების ალგებრულ ჯამებს წარმოადგენს. მათი ცვლილების სიდიდე და მიმართულება, ცალკეული რადიაციული ნაკადის წონასწორული მდგომარეობიდან გამოსვლის შედეგია, რაც თავის მხრივ მრავალ ფაქტორზეა დამოკიდებული. როგორც ვულკან ელჩიჩონეს ამოფრქვევის მაგალითზე ვნახეთ, მათი ზემოქმედების ხანგრძლივობა სხვადასხვა ინერციულობით ხასიათდება. რა თქმა უნდა, ეს ამა თუ იმ ატმოსფერული პროცესის გავლენის მიზეზის დადგენას ართულებს (მათ შორის რადიაციული ბალანსის მოქმედების დადგენას კლიმატის ცვლილებაზე). რადიაციული ბალანსის ვარიაციების მიხედვით კლიმატის ცვლილების პროცესის განსაზღვრა თითქმის შეუძლებელია.



სურ. 4.14. 1954-1991 წლებში რადიაციული ბალანსის ვარიაციები აღმოსავლეთ (უწყვეტი მრუდი) და დასავლეთ (წყვეტილი მრუდი) საქართველოში და მათი წრფივი აპროქსიმაცია

საქართველოს ტერიტორიაზე რადიაციული ბალანსის ცვლილების დასახასიათებლად მისი წრფივი სახით წარმოდგე-

ნა უხეში მიახლოებაა. ამას ადასტურებს სურ. 4.14, რომელზეც აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსთვის რადიაციული ბალანსის ვარიაციებია მოცემული.

როგორც სურათიდან ჩანს, რადიაციული ვარიაციების წრფივი აპროქსიმაცია, როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში შემცირების ტენდენციებით ხასიათდება. შემცირების ინტენსიურობა აღმოსავლეთ საქართველოში დასავლეთთან შედარებით მეტია, მაგრამ ერთმანეთისაგან მცირედით განსხვავდებიან. სინამდვილეში, განხილული პერიოდის (1954-1991 წწ) სხვადასხვა მონაკვეთებში, სრულიად სხვადასხვა სურათი გვაქვს. დაწყებული 1959 წლიდან, აღმოსავლეთ საქართველოში რადიაციული ბალანსი 4-5 წლის მანძილზე მაღალი ინტენსიურობით იზრდებოდა და მხოლოდ 1964 წლისთვის დაუბრუნდა 1954 წლის დონეს. ამ პერიოდში დასავლეთ საქართველოში, პირიქით რადიაციული ბალანსი თანდათან მცირდებოდა. განსაკუთრებით პერიოდის საწყის და ბოლო წლებში.

ასევე მკვეთრი განსხვავებაა 1966-1973 წლებში. აქ უკვე პირიქით, დასავლეთ საქართველოში ადგილი აქვს ბალანსის მკვეთრ ზრდას მაქსიმუმით 1969 წელს, მაშინ როცა აღმოსავლეთ საქართველოში, ძირითადად, შემცირების ტენდენციაა გამოხატული. მსგავს სურათს აქვს ადგილი 1983-1986 წლებში. ასეთ პირობებში მიგვაჩნია, რომ რადიაციული ბალანსის ცვლილების უფრო სრულყოფილი აღწერა მაღალი რიგის პოლინომითაა აუცილებელი. ჩვენ შევეცადეთ, აპროქსიმაცია მე-ნ რიგის პოლინომით წარმოგვედგინა:

$$B = A_0 + \sum_{i=1}^6 A_i n^i, \quad n = t - 1953 \quad (4.3)$$

და ექვსივე დაკვირვების პუნქტისათვის ემპირიული კოეფიციენტების მნიშვნელობები გამოგვეთვალა. გამოთვლის შედეგები მოცემულია ცხრილში 4.11. უკანასკნელ ფორმულაში ნელთა

თანმიმდევრობის აღმრიცხველი t პარამეტრის საწყისი მნიშვნელობა 1954 წელია. იგი 1991 წლამდე იცვლება.

(4.3) ფორმულისა და ცხრილში 4.11 მოცემული ემპირიული კოეფიციენტების გამოყენებით, ცალკეული დაკვირვების პუნქტისათვის ავაგეთ რადიაციული ბალანსის ცვლილების მრუდები. ისინი წარმოდგენილია სურათებზე 4.15ა და 4.15ბ.

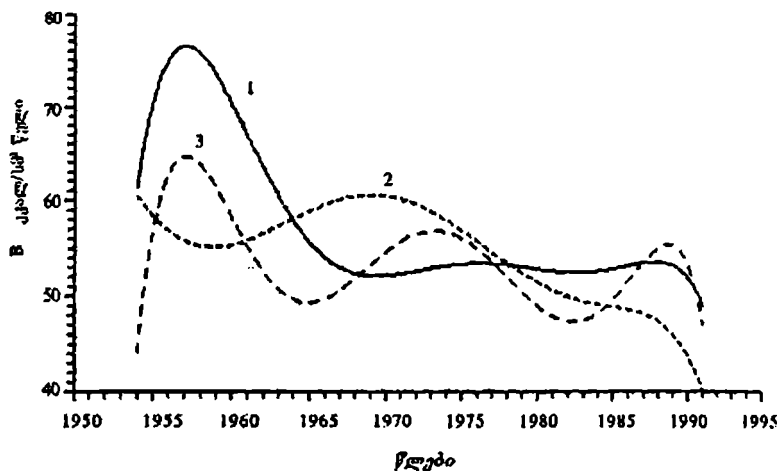
წარმოდგენილი მრუდები გვიჩვენებს, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე რადიაციული ბალანსის ვარიაციების სინქრონული ცვლილებები იშვიათად ხდება. ყველაზე მკვეთრად იგი გამოხატულია თბილისსა და ნალკას შორის 1954-1965 წლებში. მათთან ახლოს მდებარე თელავში სრულიად საწინააღმდეგო სურათია. დაწყებული 1970 წლიდან თბილისში რადიაციული ბალანსი ცვლილებას თითქმის არ განიცდის. ნალკაში კი რადიაციული ბალანსის პერიოდულ ცვლილებას აქვს ადგილი მაქსიმუმით 1972 და 1985 წლებში. ხოლო თელავში – 1970 წლიდან ძირითადად შემცირებაა.

ცხრილი 4.11

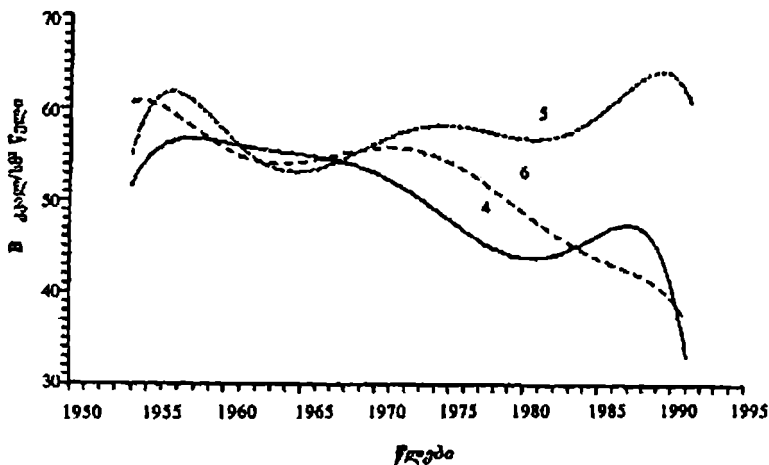
რადიაციული ბალანსის ცვლილების ამსახველი პოლინომის ემპირიული კოეფიციენტები

დაკვირვების პუნქტი	ემპირიული კოეფიციენტი						
	A_0	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	A_6
თბილისი	4.63864×10^1	1.86098×10^1	-3.86244	0.32025	-1.29870×10^{-2}	2.57079×10^{-4}	1.98944×10^{-6}
თელავი	6.31745×10^1	-2.99427	2.84540×10^{-1}	5.64842×10^{-3}	-1.45538×10^{-3}	5.16465×10^{-5}	-5.60477×10^{-7}
ნალკა	2.30030×10^2	2.66235×10^1	-5.88200	5.4729×10^{-1}	-2.46228×10^{-2}	5.29780×10^{-4}	-4.37072×10^{-6}
ანასეული	4.71002	5.78434	-1.25619	1.26760×10^{-1}	-6.50471×10^{-3}	1.60012×10^{-4}	-1.49148×10^{-6}
სოხუმი	4.69001	1.05848×10^1	-2.53368	2.43474	-1.11258×10^{-2}	2.41943×10^{-4}	-2.01299×10^{-6}
ენაკი	5.95682	1.92734	-8.26480×10^{-1}	9.65155×10^{-2}	-0.46843×10^{-3}	1.11030×10^{-4}	-9.41730×10^{-7}

მსგავსი სინქრონული ცვლილებები ახასიათებს ანასეული-სა და სოხუმის მონაცემებს, მაგრამ ურთიერთ საწინააღმდეგო მიმართულებით. სოხუმში ადგილი აქვს რადიაციული ბალანსის ზრდას, ხოლო ანასეულში – შემცირებას. ორივე სადგურის მონაცემებით ზრდის ინტენსიურობა მატულობს 1980-1987 წლებში და მაქსიმუმს, თითქმის ერთდროულად, 1986-1987 წლებში აღწევს. სენაკში რადიაციული ბალანსი 1970 წლიდან თანდათანობით კლებულობს.



სურ. 4.15ა. რადიაციული ბალანსის წლების მიხედვით ცვლილების აპროექსიმაცია მე-ნ რიგის პოლინომით აღმოსავლეთ საქართველოსთვის (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)



სურ. 4.15ბ. რადიაციული ბალანსის წლების მიხედვით ცვლილების აპროექსიმაცია მე-ნ რიგის პოლინომით დასავლეთ საქართველოსთვის (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

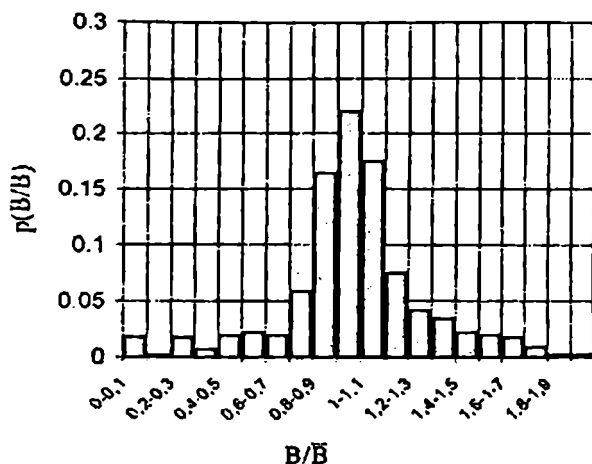
საქართველოში რადიაციული რეჟიმისა და მისი ცვლილების სტატისტიკური მახასიათებლების განსაზღვრის მიზნით 6 დაკვირვების პუნქტისათვის მოვახდინეთ გამოყენებულ ყოველთვიურ მონაცემთა ნორმირება (სულ 456 შემთხვევა თითოეული პუნქტისათვის), რადიაციული ბალანსის ყოველი თვის 38 წლიანი საშუალო არითმეტიკულის მიმართ. ეს საშუალებას გვაძლევს, გამოვრიცხოთ ბალანსის შიდაწლიური ვარიაციები, რომლებიც წლის განმავლობაში მზის დახრილობის ცვლილების გამო დიდ განსხვავებას იძლევა. ამ განსხვავებებს კავშირი არ აქვს ატმოსფეროს შემადგენლობასა და ქვეფენილი ზედაპირის ოპტიკურ თვისებებთან. დაკვირვების თითოეული პუნქტისათვის, მიღებული რიგებით ნორმიდან გადახრის ალბათობათა ჰისტოგრამები ავაგეთ. ისინი სურ. 4.16-ზეა წარმოდგენილი. გრაფიკების აბსცისები 10, 20, 30 და ა.შ. პროცენტთან შუალედში რადიაციული ბალანსის ნორმიდან გადახრის ალბათობას განსაზღვრავს, ხოლო ორდინატები – ალბათობათა სიდიდეებს.

როგორც სურათებიდან ჩანს, რადიაციული ბალანსის ალბათობათა განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე ერთმანეთისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავდება, საკმაოდ შორდებიან ნორმალური განაწილების კანონს და ერთმანეთთან რაიმე მსგავსებას არ ამჟღავნებენ.

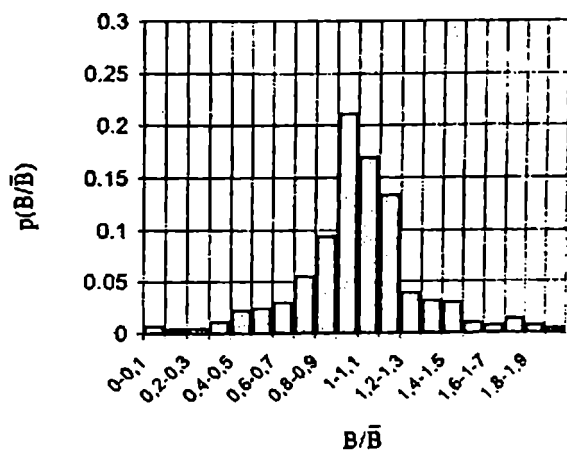
ცხრილში 4.12, დაკვირვების პუნქტებისათვის მოცემულია ძირითადი სტატისტიკური მახასიათებელი და მათი ცვლილება სამი პერიოდისათვის – (1954-1968, 1969-1978 და 1979-1991 წლები).

აღსანიშნავია, რომ უკანასკნელ ცხრილში გარდა საშუალო მნიშვნელობებისა, ყველა მახასიათებელი გამოთვლილია რიგთა ნორმირებული წევრების მიხედვით. ფაქტია, ასეთი რიგის საშუალო მნიშვნელობა რომ გამოგვეთვალა მთელი პერიოდისათვის, იგი 1-ის ტოლი იქნებოდა, ხოლო ცალკეული პერიოდისათვის 1-სგან მცირედ განსხვავებული.

ობიექტის

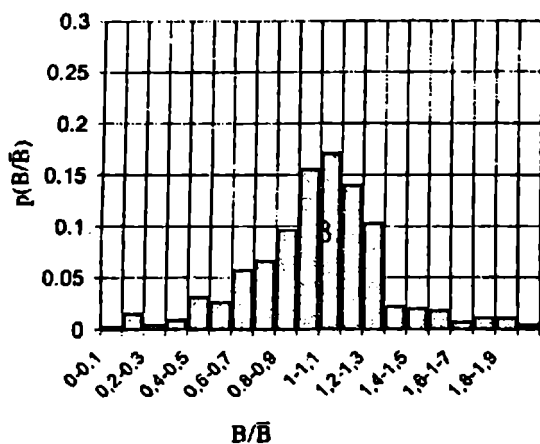


თელაუი

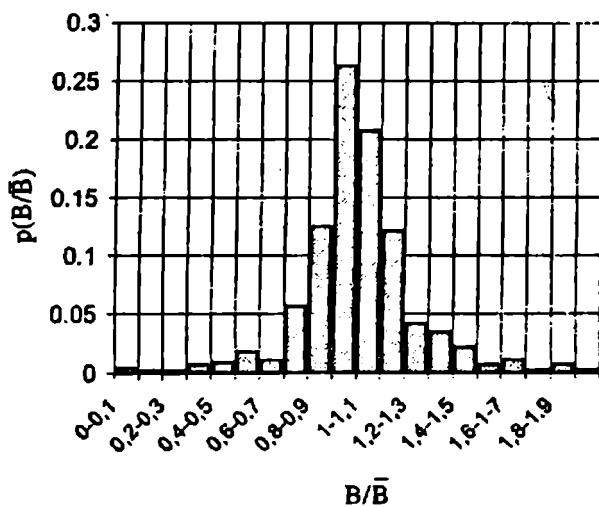


სურ. 4.16. რადიაციული ბალანსის ნორმიდან გადახრის ალბათობათა განაწილება

წალკა

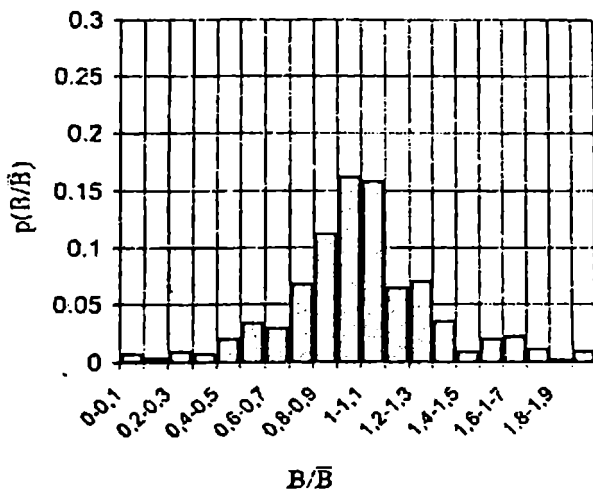


ანახეული

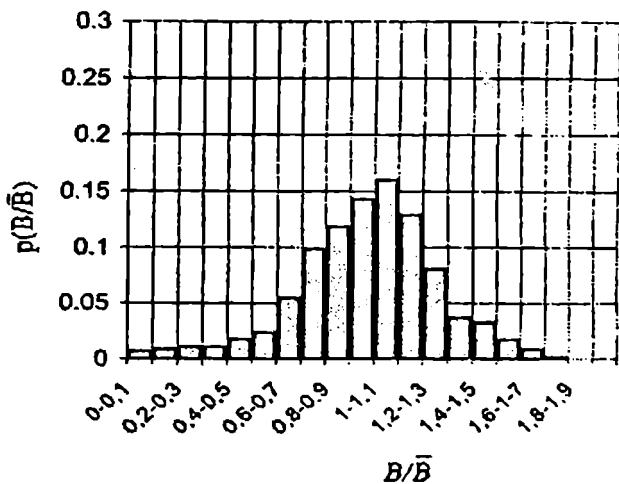


სურ. 4.16. რადიაციული ბალანსის ნორმიდან გადახრის ალბათობათა განაწილება

სახეში



სენაკი



ურ. 4.16. რადიაციული ბალანსის ნორმიდან გადახრის ალბათობათა განაწილება

რადიაციული ბალანსის სტატისტიკური მახასიათებლები
და მათი ცვლილება 1954-1968, 1969-1978 და
1979-1991 წლების მიხედვით

სტატისტიკური მახასიათებლები	პერიოდი	დაკვირვების პუნქტი					
		თბი- ლისი	თე- ლავი	ნალ- კა	ანასე- ული	სო- ხუმი	სე- ნაკი
საშუალო (კკალ/სმ ² თვე)	1954-1968	5,60	4,79	4,63	4,71	4,81	4,77
	1969-1978	4,31	4,74	4,44	4,10	4,62	4,46
	1979-1991	4,43	4,09	4,27	3,65	5,07	3,69
საშუალო კვად- რატული გადახრა	1954-1968	0,62	1,08	1,04	0,40	0,35	0,36
	1969-1978	0,60	0,91	0,87	0,35	0,44	0,40
	1979-1991	0,33	1,12	0,87	0,39	0,43	0,26
ვარიაციის კოე- ფიციენტი	1954-1968	48,6	85,1	87,5	33,6	36,74	32,5
	1969-1978	70,1	78,4	78,0	37,2	50,5	37,4
	1979-1991	37,9	-200	-123	44,9	38,1	32,0
ასიმეტრიის კოე- ფიციენტი	1954-1968	4,52	4,03	1,82	4,10	1,10	1,38
	1969-1978	1,90	0,70	0,31	-3,90	-0,75	1,56
	1979-1991	-3,30	-5,10	-3,20	-0,53	3,16	-2,70
ექსცესის კოეფი- ციენტი	1954-1968	5,52	4,27	-0,21	3,96	1,68	-0,65
	1969-1978	6,81	6,03	0,11	6,38	2,97	0,36
	1979-1991	-13,00	-7,60	-6,70	-4,40	4,41	-13,02
საშუალო მნიშ. საშუალო ცდომი- ლება	1954-1968	0,05	0,09	0,08	0,03	0,03	0,03
	1969-1978	0,05	0,07	0,07	0,03	0,04	0,03
	1979-1991	0,03	0,09	0,07	0,03	0,03	0,02
საშუალო მნიშვნ. სიზუსტის მაჩვენე- ლები	1954-1968	3,94	6,90	7,09	2,73	2,82	2,63
	1969-1978	5,69	6,36	6,33	3,01	4,09	3,03
	1979-1991	3,07	16,20	10,20	3,64	4,09	2,60
საშუალო კვადრ. გადახრის ცდომი- ლება	1954-1968	0,04	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02
	1969-1978	0,03	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02
	1979-1991	0,02	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02
ვარიაციის კოეფ. ცდომილება	1954-1968	3,38	7,63	7,98	2,14	2,22	2,05
	1969-1978	5,66	6,71	6,66	2,41	3,55	2,42
	1979-1991	2,46	34,40	14,80	3,05	2,48	2,02

ამიტომ ცხრილში შეტანილია განხილული პერიოდის, თვის საშუალო მნიშვნელობები, რომლებიც მასში შემავალი თვეების რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამების გასაშუალებითაა მიღებული. ამ რიცხვებს ის უპირატესობა აქვთ, რომ ისინი აბსოლუტურ ერთეულებში ახასიათებენ სამ დროით ინტერვალში გასაშუალებული რადიაციული ბალანსის ცვლილებას. დანარჩენი პარამეტრები, რომლებიც ნორმირებული რიგების გამოყე-

ნებითაა განსაზღვრული, ატმოსფეროსა და ქვეფენილი ზედაპირის ფიზიკური თვისებების ცვლილებიდან გამომდინარე ვარიაციებს ახასიათებენ.

უკანასკნელი ცხრილის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე რადიაციული ბალანსის განაწილებას და ცვლილებას რეგიონალური მახასიათებლები განსაზღვრავენ. ისეთი, ერთმანეთთან ახლოს მდებარე პუნქტებისათვის, როგორც სოხუმი და სენაკია, 1969-1978 წლების მიხედვით რადიაციული ბალანსის საშუალო ნიშვნელოვნები მკვეთრ ცვლილებას განიცდის. სოხუმში ზრდის, ხოლო სენაკში – შემცირების მიმართულებით. ამის მიზეზია ის, რომ ისეთ მცირე ტერიტორიაზე, რომელიც კოლხეთის დაბლობს უკავია ადგილი აქვს კლიმატის დათბობასაც და აცივებასაც. ამ პროცესს რადიაციული ბალანსის ცვლილება ცალსახად არ განსაზღვრავს, მაგრამ მისი წვლილი კლიმატის ფორმირებასა და ცვლილებაში ძალზე მნიშვნელოვანია.

რადიაციული რეჟიმის, განსაკუთრებით რადიაციული ბალანსის კავშირი ატმოსფეროს მეტეოროლოგიურ პარამეტრებთან, რომელთა ფორმირებაში სხივური ენერგიის ენერგეტიკულ პოტენციალს და მის ცვლილებებს გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს, შემდეგნაირად განვსაზღვრეთ: 1954-1991 წლებში (გენერალური სიმრავლე) რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამების ემპირიული მონაცემები რომელიმე პარამეტრის მიმართ (ჰაერის ტემპერატურის, ფარდობითი ტენიანობის და ატმოსფერული ნალექების) ცვლილების მიხედვით, გარკვეულ შუალედებში ქვესიმრავლეებად დავყავით. შემდეგ, ქვესიმრავლეებში რადიაციული ბალანსის, აღებული პარამეტრების საშუალო მნიშვნელოვნები და მათ შორის კავშირი განვსაზღვრეთ.

გენერალური სიმრავლის ნევრთა რაოდენობა 456-ის ტოლი იყო (38 წლის 12 თვე). აღებული სიმრავლიდან ჰაერის ტემპერატურის საშუალო თვიური მონაცემების ყოველი ორგრადუსიანი შუალედის შესაბამისად 13 ქვესიმრავლე გამოვყავით და მათში რადიაციული ბალანსის თვიური ჯამების და ტემპე-

რატურების საშუალო მნიშვნელობები განვსაზღვრეთ. მიღებული შედეგები სურ.4.17-ზე წარმოდგენილი.

უკანასკნელი სურათიდან ჩანს, რომ რადიაციულ ბალანსსა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის კავშირი, როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ საქართველოში საკმაოდ მკაფიოდაა გამოხატული. შევნიშნავთ, რომ უარყოფითი ტემპერატურების დროს აღმოსავლეთ საქართველოში ტემპერატურის ზრდა რადიაციული ბალანსის უმნიშვნელო შემცირებას იწვევს.

საქართველოში რადიაციული ბალანსის ტემპერატურისადმი დამოკიდებულების ანალიზური სახით წარმოსადგენად გამოვიყენოთ ფორმულა:

$$B = A_0 + A_1 T + A_2 T^2 + A_3 T^3; \quad (4.4)$$

A_0, A_1, A_2, A_3 - ემპირიულ კოეფიციენტების მნიშვნელობები უმცირეს კვადრატთა მეთოდით განვსაზღვრეთ. ისინი დაკვირვების პუნქტების მიხედვით ცხრილი 4.13-შია მოცემული (B -ს განზომილება კკალ/($\text{სმ}^2 \cdot \text{თვე}$), ხოლო T -სი $^{\circ}\text{C}$).

როგორც უკანასკნელი სურათიდან და ცხრილიდან ჩანს რადიაციულ ბალანსსა და ჰაერის ტემპერატურას შორის დამოკიდებულება დასავლეთ საქართველოში უფრო სტაბილურია, ვიდრე აღმოსავლეთში.

ამას ძირითადად, დასავლეთ საქართველოში დაკვირვების სამივე პუნქტის ზღვის დონიდან თითქმის ერთიდაიგივე სიმაღლეზე მდებარეობა განაპირობებს. ნალკა ზღვის დონიდან დაახლოებით ათასი მეტრით მაღლა მდებარეობს ვიდრე თბილისი და თელავი, სწორედ ამის მიზეზია დაბალი ტემპერატურებისკენ მრუდის წანაცვლება.

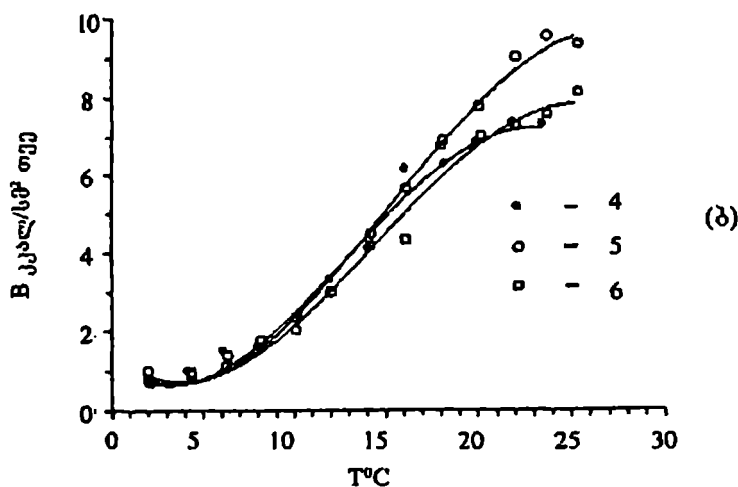
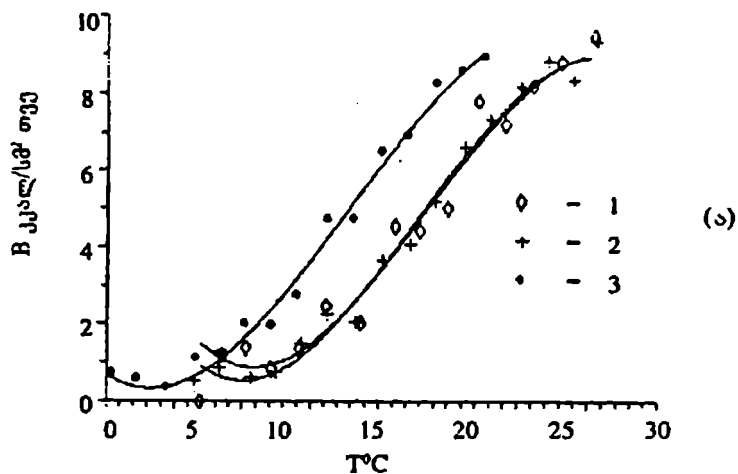
განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს რადიაციული ბალანსის კავშირი ატმოსფეროს დამახასიათებელ ისეთ პარამეტრებთან, რომლებიც რადიაციული ნაკადების თეორიული გზით გამოთვლაში (მონმენდილი ცის პირობებში) უშუალო მონაწილეობას არ ღებულობს. რადიაციული ბალანსის ცვლილე-

ბების ასეთ პარამეტრებთან კავშირის დადგენა მხოლოდ ემპირიული მონაცემების შედარებით შეიძლება.

ვნახოთ ამ კავშირების ბუნება, რადიაციული ბალანსის და ფარდობითი ტენიანობის ვარიაციებს შორის.

ფარდობითი ტენიანობის საშუალო თვიური მნიშვნელობების ცვალებადობის საზღვრები აღმოსავლეთ საქართველოში 1954-1991 წლებში 40-90%-ის, ხოლო დასავლეთ საქართველოში 50-95%-ის ფარგლებში მერყეობს. გენერალური სიმრავლე ქვესიმრავლეებად 5%-იანი ინტერვალით იქნა დაყოფილი და თითოეული ქვესიმრავლისათვის რადიაციული ბალანსისა და ფარდობითი ტენიანობის მნიშვნელობები გამოვთვალეთ. მიღებული შედეგები დაკვირვების ექვსივე პუნქტისათვის სურ. 4.18-ზეა მოცემული.

საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე, რადიაციულ ბალანსსა და ჰაერის ტემპერატურას შორის კავშირი ცალსახად იყო განსაზღვრული (რადიაციული ბალანსის გაზრდით – ტემპერატურის მატება). რაიმე კავშირი რადიაციულ ბალანსსა და ფარდობით ტენიანობას შორის, რომელსაც ტერიტორიული ფაქტორი გააერთიანებდა არ არსებობს. თბილისსა და თელავში რადიაციულ ბალანსსა და ფარდობით ტენიანობას შორის წრფივი დამოკიდებულებაა: ორივეგან რადიაციული ბალანსის ზრდას ფარდობითი ტენიანობის შემცირება შეესაბამება. ნალკაში აღნიშნულ პარამეტრებს შორის კავშირი სულ სხვა სახისაა. ფარდობითი ტენიანობის ცვლილებისას 60%-დან 80%-მდე რადიაციული ბალანსი იზრდება, 80%-ზე იგი მაქსიმუმს აღწევს. ფარდობითი ტენიანობის შემდგომი ზრდის პარალელურად რადიაციული ბალანსი შემცირებას განიცდის. დაახლოებით ასეთივე სურათია ანასეულსა და სენაკში. ამ პუნქტებში დაწყებული 50-55%-დან 75-80%-მდე რადიაციული ბალანსი იზრდება, ხოლო ფარდობითი ტენიანობის შემდეგი ზრდისას რადიაციული ბალანსი მცირდება. აღნიშნულ პარამეტრებს შორის დამოკიდებულებას სოხუმში სულ სხვა სახე აქვს. აქ 50-55%-დან ფარდობითი ტენიანობის ზრდის პარალელურად რადიაციული ბალანსიც იზრდება.



სურ. 4.17. კავშირი რადიაციულ ბალანსსა [კკალ/ (სმ² თვე)] და ჰაერის ტემპერატურას შორის აღმოსავლეთ (ა) და დასავლეთ (ბ) საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

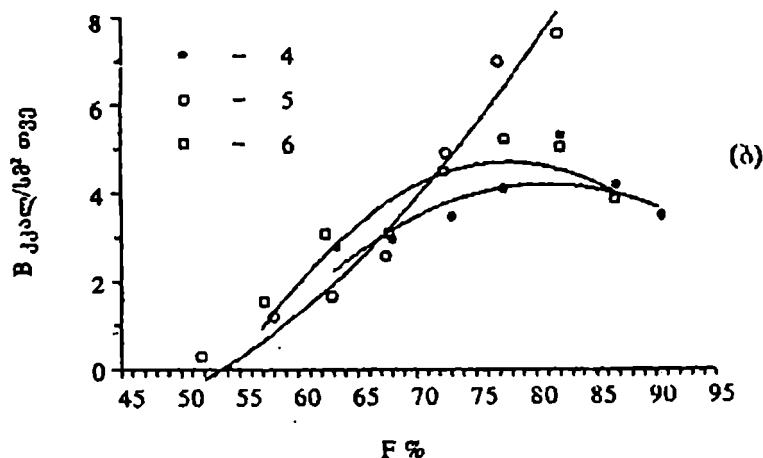
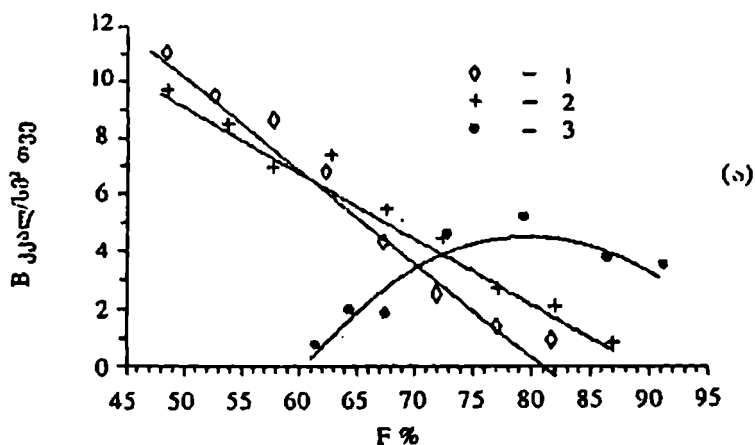
ფორმულაში (4.4) შემავალი ემპირიული კოეფიციენტების მნიშვნელობები

დაკვირვების პუნქტი	ემპირიული კოეფიციენტი			
	A_0	A_1	A_2	A_3
თბილისი	0,907	-0,063	0,040	-0,0010
თელავი	0,531	-0,004	0,038	-0,0010
წალკა	1,584	-0,339	0,018	-0,0007
ანასეული	1,180	-0,360	0,065	-0,0017
სოხუმი	1,361	-0,406	0,064	-0,0014
სენაკი	1,482	-0,411	0,062	-0,0014

მიუხედავად იმისა, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე ფარდობითი ტენიანობის მატებისას, შეიძლება ადგილი ჰქონდეს რადიაციული ბალანსის როგორც შემცირებას, ასევე ზრდას ან ჯერ ზრდას შემდეგ კი შემცირებას, დაკვირვების ცალკეულ პუნქტში ბალანსის ცვლილების პროცესი საკმაოდ სტაბილურად მიმდინარეობს. ამას ადასტურებს ის გარემოება, რომ გენერალური ერთობლიობიდან გამოყოფილ ქვესიმრავლეებში რადიაციული ბალანსის დისპერსიები მცირეა და მისი ცვლილება ფარდობითი ტენიანობის ზრდის პარალელურად მონოტონურად ხდება. ეს საშუალებას იძლევა, თითოეული პუნქტისათვის, რადიაციულ ბალანსსა და ფარდობით ტენიანობას შორის კავშირი ანალიზური სახით იქნას წარმოდგენილი. ეს კავშირი დროის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლილებას არ უნდა განიცდიდეს.

რადიაციულ ბალანსსა და ფარდობით ტენიანობას შორის ანალიზური კავშირი წრფივი (თბილისი, თელავი) ან კვადრატული ფუნქციით განვსაზღვრეთ. მათი მნიშვნელობები ცხრილ 4.14-შია მოცემული.

ამ კოეფიციენტების დახმარებით განვსაზღვრეთ განხილულ პუნქტებში ფარდობით ტენიანობასთან კავშირში, რადიაციული ბალანსის ცვლილების კანონზომიერებები. შედეგები მოცემულია სურ.4.18-ზე.



სურ. 4.18. კავშირი რადიაციულ ბალანსსა და ფარდობით ტენიანობას შორის აღმოსავლეთ (ა) და დასავლეთ (ბ) საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

აღმოსავლეთ საქართველოში, სადაც მოსული ნალექების რაოდენობა 2-3-ჯერ მცირეა დასავლეთ საქართველოსთან

შედარებით, კარგად არის გამოკვეთილი რადიაციულ ბალანსსა და ატმოსფერული ნალექების თვითურ ჯამებს შორის დამოკიდებულებები. ატმოსფერული ნალექების მატების პარალელურად, რადიაციული ბალანსი იზრდება. ნალკაში, თბილისისა და თელავისგან განსხვავებით, უხვი ნალექების შემთხვევაში, რადიაციული ბალანსი შემცირებას იწყებს (შეგნიშნავთ, რომ ნალკაში უხვ ნალექიან თვეებად შეიძლება ჩაითვალოს ის თვეები, როცა ნალექების თვითური ჯამი 150 მმ-ს გადააჭარბებს) სურ.4.19ა.

ცხრილი 4.14

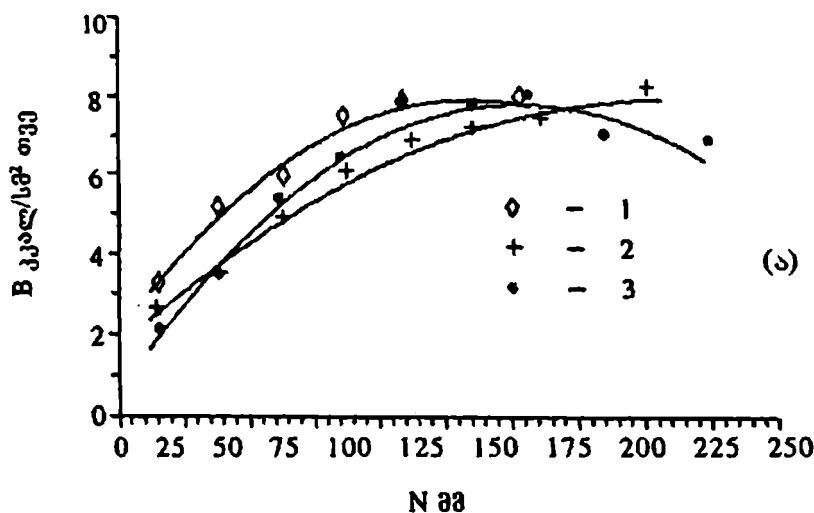
რადიაციულ ბალანსსა და ფარდობით ტენიანობას შორის ანალიზური გამოსახულებისათვის ემპირიული კოეფიციენტები

დაკვირვების პუნქტი	ემპირიული კოეფიციენტი		
	A_0	A_1	A_2
თბილისი	26,415	-0,326	----
თელავი	20,480	-0,229	----
ნალკა	-71,492	1,903	-0,0119
ანასეული	-35,436	0,979	-0,0060
სოხუმი	3,481	-0,294	0,0043
სენაკი	-48,124	1,359	-0,0087

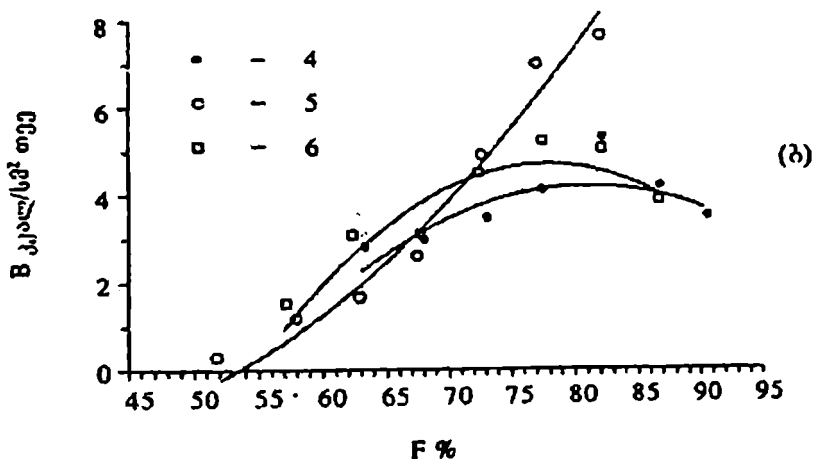
დასავლეთ საქართველოში, ატმოსფერული ნალექების მატებისას, რადიაციული ბალანსი მცირდება (სურ. 4.19ბ). აღსანიშნავია, რომ გამოყოფილი ქვესიმრავლეებისათვის რადიაციული ბალანსის საშუალო მნიშვნელობებს საკმაოდ დიდი დისპერსიულობა ახასიათებს.

ცალკეული დაკვირვების პუნქტებისათვის, რადიაციულ ბალანსსა და ატმოსფერულ ნალექებს შორის კავშირი, ფარდობითი ტენიანობის შემთხვევის მსგავსად, შეეცადეთ ანალიზური სახით წარმოგვედგინა. ანალიზური კავშირის სახედ წარფივი და კვადრატული ფუნქცია გამოვიყენეთ. შესაბამისი ემპირიული კოეფიციენტები მოცემულია ცხრილში 4.15.

როგორც აღვნიშნეთ, ტემპერატურის, სინოტივისა და ნალექების ქვესიმრავლეების მიხედვით განსაზღვრული რადიაციული ბალანსის საშუალო მნიშვნელობები საკმაოდ დიდი დისპერსიით ხასიათდება. ამიტომ, ანალიზურმა გამოსახულებებმა, რომლებიც რადიაციულ ბალანსსა და ამ პარამეტრებს შორის სტატისტიკურ კავშირს ასახავენ, შეიძლება ცალკეულ, კონკრეტულ შემთხვევაში ბალანსის გამოთვლილ და ფაქტიურ მნიშვნელობათა შორის მნიშვნელოვან განსხვავებამდე მიგვიყვანოს. ფაქტიურად, მიღებული ფორმულები ერთპარამეტრიან დამოკიდებულებას გამოხატავენ, მაშინ, როცა რადიაციული ბალანსი საკმაოდ მრავალრიცხოვან პარამეტრებზეა დამოკიდებული.



სურ. 4.19 ა (განმარტება იხ. მომდევნო გვერდზე)



სურ. 4.19 ბ. ემპირიული კავშირი რადიაციულ ბალანსსა და ატმოსფერულ ნალექებს შორის აღმოსავლეთ (ა) და დასავლეთ (ბ) საქართველოში (განმარტება იხ. სურ. 2.3-ზე)

ცხრილი 4.15

ემპირიული კოეფიციენტები ანალიზური გამოსახულებისათვის რადიაციულ ბალანსსა და ატმოსფერულ ნალექებს შორის

დაკვირვების პუნქტი	ემპირიული კოეფიციენტი		
	A_0	A_1	A_2
თბილისი	2,075	$8,51 \cdot 10^{-2}$	$-3,10 \cdot 10^{-4}$
თელავი	1,689	$5,80 \cdot 10^{-2}$	$-1,30 \cdot 10^{-4}$
ნალკა	0,594	$9,22 \cdot 10^{-2}$	$-2,90 \cdot 10^{-4}$
ანასეული	7,245	$-2,27 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$
სოხუმი	4,997	$6,10 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$
სენაკი	5,250	$-5,40 \cdot 10^{-3}$	----

მიღებული ფორმულების მნიშვნელობა იმით შემოისაზღვრება, რომ ისინი რადიაციულ ბალანსსა და განხილულ პარამეტრებს შორის ემპირიულ კავშირს კონკრეტულ რეგიონში გამოხატავენ.

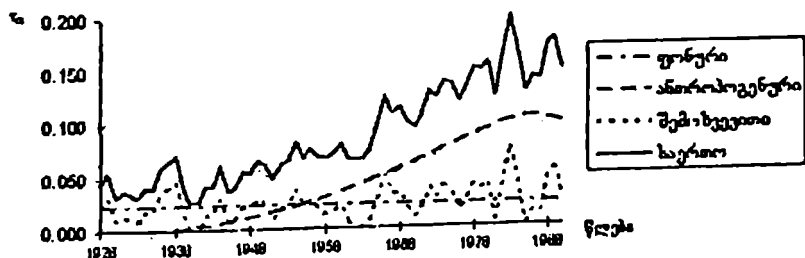
4.3. ანთროპოგენული ფაქტორების როლი რადიაციული ნაკადების ცვლილებაზე

როგორც ცნობილია, მზის სხივური ენერგია, ვიდრე დედამიწის ზედაპირამდე მიაღწევს, ატმოსფეროში რთულ გზას გაივლის. მისი ნაწილი ატმოსფეროში შთაინთქმება, ხოლო ნაწილი გაიბნევა. გაბნეული რადიაციის ნაწილი კვლავ მოდის დედამიწის ზედაპირზე, ხოლო ნაწილი საპლანეტთაშორისო სივრცეს უბრუნდება. რადიაციის გაბნევაში ერთ-ერთ მნიშვნელოვან როლს ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება ასრულებს. ატმოსფერული გაჭუჭყიანების განხილვისას გაჭუჭყიანების ძირითადი წყაროების გამოყოფაა მიზანშეწონილი. ესენია ატმოსფეროს ფონური გაჭუჭყიანება, ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება გლობალური, ძლიერგამაჭუჭყიანებელი შემთხვევითი ბუნებრივი წყაროებით (მაგ. ვულკანი, ტყის ხანძარი და სხვა) და ანთროპოგენული გაჭუჭყიანება. ისინი თავის მხრივ ატმოსფერული აეროზოლების სხვადასხვა ბუნებრივი ანთროპოგენული წყაროების ერთობლიობას წარმოადგენენ. მათი თვისებებისა და კლასიფიკაციის კვლევისადმი მრავალი სამეცნიერო შრომაა მიძღვნილი [82, 83, 84, 87, 89, 109, 158, 159, 160, 161, 163, 170, 171, 173, 179, 182, 193, 194, 195, 199, 200, 201, 202, 217, 225, 231 და სხვ.].

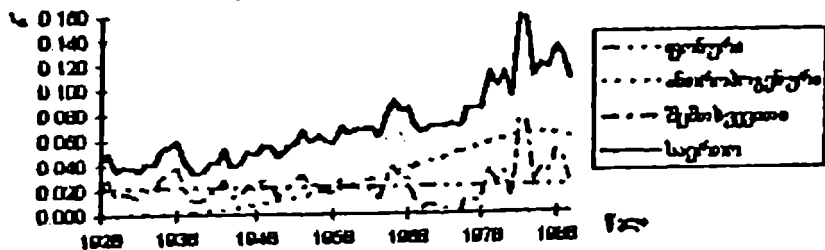
ეს შრომები ძირითადად ატმოსფერული გაჭუჭყიანების გლობალურ სურათს ახასიათებენ. ამდენად, მათი გამოყენება რეგიონული თავისებურებების გამოსავლენად ნაკლებად ეფექტურია. სიამოვნებით აღვნიშნავთ, რომ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დონის, მისი ოპტიკური თვისებების შესწავლისა და კლასიფიკაციისადმი საქართველოში გამორჩეულად მნიშვნელოვანი შედეგებია მიღებული [32, 33, 34, 45, 46, 56, 66, 96, 125, 136, 140, 146, 162 და სხვ.].

ბუნებრივი ფონური აეროზოლების ოპტიკური სიმკვრივეები წლიდან წლამდე ფაქტიურად უცვლელია. მიუხედავად იმისა, რომ შემთხვევითი, ძლიერ გამაჭუჭყიანებელი წყაროები წლიდან წლამდე ატმოსფერული აეროზოლების ძლიერ ვარია-

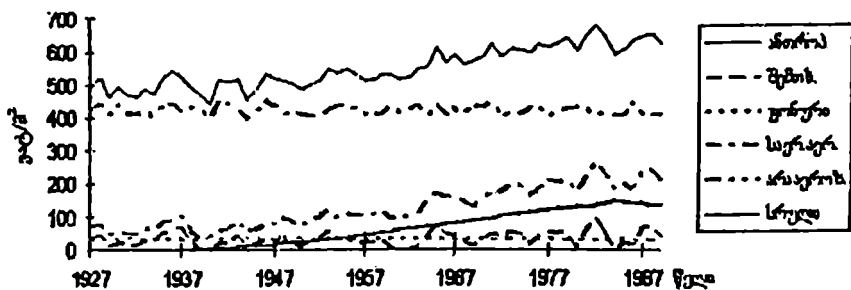
ციებს იწვევს და აქედან გამომდინარე, რადიაციის ასევე მნიშვნელოვან ცვალებადობას განაპირობებს, მას მაინც დროის მიხედვით ცვალებადობის შემოსაზღვრული დიაპაზონი გააჩნია. ასეთი წყაროების გაჩენიდან გარკვეული დროის გასვლის შემდეგ მათი გავლენა ქრება. ანთროპოგენული წარმოშობის აეროზოლები კი ატმოსფეროში მუდმივად ხვდება და მათი კონცენტრაცია წლიდან წლამდე ვარიაციების გარეშე თანდათან იზრდება. აქედან გამომდინარე, თუ დაკვირვების პერიოდში ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკურ სიმკვრივეს ცვლილების რაიმე ნიშნადი ტრენდი გააჩნია, იგი აუცილებლად ანთროპოგენული წარმოშობის აეროზოლებით უნდა იყოს გამოწვეული. მაგალითისათვის [1]-დან მოვიყვანოთ თბილისისა და სენაკისათვის საერთო, ანთროპოგენული, შემთხვევითი და ფონური გაჭუჭყიანების დინამიკა 1928-1991 წლებში (სურ. 4.20ა).



სურ. 4.20.ა. საერთო, ანთროპოგენული, შემთხვევითი და ფონური გაჭუჭყიანების დინამიკა 1928-1990 წწ. თბილისში



სურ. 4.20.ბ. საერთო, ანთროპოგენული, შემთხვევითი და ფონური გაჭუჭყიანების დინამიკა 1928-1990 წწ. სენაკში



სურ. 4.21ა. ატმოსფეროს აეროზოლური კომპონენტების, არააეროზოლური კომპონენტებით და რეალური ატმოსფეროს მიერ შემცირებული მზის სხივური ენერგიის დინამიკა 1928-1990 წლებში თბილისში



სურ. 4.21ბ. ატმოსფეროს აეროზოლური კომპონენტების, არააეროზოლური კომპონენტებით და რეალური ატმოსფეროს მიერ შემცირებული მზის სხივური ენერგიის დინამიკა 1928-1990 წლებში სენაკში

საერთო, ანთროპოგენული, შემთხვევითი და ფონური გაჭუჭყიანების ოპტიკური მახასიათებლების საშუალებით შესაძლებელია, საქართველოში, მზის პირდაპირი რადიაციის ცვლილებაში მათი წილის განსაზღვრა. ილუსტრაციისათვის [1]-დან მოვიყვანოთ თბილისისა და სენაკისათვის ატმოსფეროს აეროზოლური, არააეროზოლური კომპონენტებით და რეალური ატმოსფეროს მიერ შემცირებული მზის სხივური ენერგიის რაოდენობათა ცვალებადობა 1928-1990 წლებში (სურ. 4.21.).

ამ სურათიდან ჩანს, რომ განხილულ პუნქტებში, ატმოსფეროს მიერ შემცირებული მზის სხივური ენერგიის ინტეგრალური ნაკადის საშუალო წლიური მნიშვნელობების ზრდა, ბოლო 20-30 წლის მანძილზე, ატმოსფეროში ანთროპოგენული აეროზოლების ზრდითაა გამოწვეული. სხვა ფაქტორები, რადიაციული ნაკადის საშუალო წლიური მნიშვნელობების მხოლოდ წლიდან წლამდე ვარიაციებს იწვევს და რადიაციის საუკუნოვან სვლაზე გავლენას არ ახდენს, საქართველოს ექვსი აქტინომეტრიული სადგურისათვის გამოთვლილი მონაცემების მიხედვით იგივე დასკვნის გაკეთება შეიძლება მთლიანად საქართველოსათვის [1]. ამრიგად, შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე რადიაციული რეჟიმის ცვლილებაში გადამწყვეტი წვლილი ატმოსფერულ აეროზოლებს, კერძოდ კი, ანთროპოგენული წარმოშობის აეროზოლებს შეაქვთ.

4.4. კლიმატური სისტემის ციკლური ცვლილებები

როგორც ცნობილია, ატმოსფეროში ყველა პროცესი ენერგიის ხარჯზე მიმდინარეობს. ენერგიის ძირითადი წყარო კი მზეა. მზეზე ციკლური ცვლილებები შეიმჩნევა. იგი გამოსხივებული ენერგიის ვარიაციებში უნდა აისახოს. რამდენადაც, მზის სხივური ენერგია ატმოსფეროს გავლისას რთულ გარდაქმნებს განიცდის, დედამიწის ზედაპირამდე მოღწეული ენერგიის ვარიაციებში ციკლური ცვლილებების შემჩნევა თითქმის შეუძლებელია. ამასთან, რადიაციული დაკვირვების მონაცემები საქართველოსთვის სულ 38 წელს მოიცავს. ციკლური პროცესის პერიოდი კი შეიძლება უფრო გრძელიც იყოს. ამდენად 38 წლიანი რიგით მისი დაჭერა შეუძლებელია. ამიტომ ციკლური ცვლილებების ძიება მიზანშეწონილია იმ მეორად პროცესებში, რომლებიც ატმოსფეროში ენერგიის გარდაქმნის შედეგად ჩნდება. ასეთ პროცესებს შეიძლება წარმოადგენდეს მინისპირული ატმოსფეროს დამახასიათებელი იმ პარამეტრების ვარიაციები,

რომლებშიც ციკლური ცვლილებების შემჩნევა შეიძლება. ამ შემთხვევაში მთავარი მოთხოვნაა, ხანგრძლივი დაკვირვების მონაცემების არსებობა. ამ მიმართულებით მრავალრიცხოვანი გამოკვლევაა ჩატარებული და მეტი თუ ნაკლები დამაჯერებლობით სხვადასხვა პერიოდის მქონე ციკლური პროცესების არსებობაა ნავარაუდები [7, 12, 26, 52, 207, 221, 222, 223, 224 და სხვ.].

ჩვენ მიზნად დავისახეთ, პირველად კ.თავართქილადის მიერ გამოყენებული კრიტერიუმით [7], საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე მინისპირა ატმოსფეროს ტემპერატურის, ფარდობითი სინოტივის და წყლის ორთქლის დრეკადობის მრავალწლიურ ვარიაციებში ციკლური პროცესების არსებობის შეფასება.

აღნიშნული კრიტერიუმის არსი შემდეგში მდგომარეობს: თუ მოცემულია რაიმე პარამეტრის დისკრეტული მნიშვნელობები ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში

$$X_1, X_2, \dots, X_n, \quad (4.5)$$

ამ მიმდევრობის საშუალო არითმეტიკული და დისპერსია (ან საშუალო კვადრატული გადახრა) ამ პარამეტრის ე.წ. „ნორმას“ და მის გარშემო შემთხვევითი ვარიაციების საშუალო დიაპაზონს განსაზღვრავს. ამ წესით განსაზღვრული „ნორმა“ მიღებულია ამ პარამეტრის რეჟიმული მდგომარეობის ნულოვან მიახლოებად და მისი ცვლილების საშუალო დიაპაზონს d_0 დისპერსია (ან საშუალო კვადრატული გადახრა) ახასიათებს.

პირველ მიახლოებად განხილულ პერიოდში დროის (n) მიხედვით X პარამეტრის წრფივი ცვლილებაა მიღებული. ე.ი

$$X = a + bn \quad (4.6)$$

კოეფიციენტები a და b განისაზღვრება ისე, რომ უკანასკნელი ფორმულით გამოთვლილი X -ის მნიშვნელობების საშუალო კვადრატული გადახრა (4.5) სიმრავლის ფაქტიური მნიშვნელობებიდან მინიმალური იყოს. თუ $b = 0$, მაშინ შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ მოცემულ სიმრავლეში დროის მიხედვით

ტენდენციურ ცვლილებას ადგილი არ აქვს. თუ $b \neq 0$, მაშინ სიმრავლის ელემენტები (d_1) დროის მიხედვით ცვლილებას განიცდის. ცვლილებების მიმართულებას ზრდის ან შემცირებისაკენ b -ს ნიშანი, ხოლო ინტენსიურობას მისი სიდიდე განსაზღვრავს. $\frac{d_0}{d_1}$ შეფარდება პირველი რიგის მიახლოებებისას ნულოვან მიახლოებასთან დისპერსიის შემცირების სიდიდეს ახასიათებს.

თუ (4.5) სიმრავლეში, დროის მიხედვით ცვლილებაში რაიმე ციკლური პროცესი არსებობს, მაშინ გამოსახულებით

$$X = a + bn + A \sin\left(\frac{2T_n}{T} + F\right) \quad (4.7)$$

და A , T და F პარამეტრების (ამპლიტუდა, პერიოდი და სანყისი ფაზა) ოპტიმალური მნიშვნელობების შერჩევით გამოთვლილ და ფაქტიურ მნიშვნელობებს შორის დისპერსია (ან საშუალო კვადრატული გადახრა) d_2, d_1 -თან შედარებით უნდა შემცირდეს. შეფარდება მოცემულ სიმრავლეში, თუ ციკლური პროცესი არსებობს, ციკლურობის გათვალისწინებით d_2, d_1 -ზე. გამონეული დისპერსიის შემცირების სიდიდეს განსაზღვრავს.

წინააღმდეგ შემთხვევაში მეტი იქნება $\frac{d_0}{d_2} > 1$.

ამრიგად უტოლობა ადასტურებს იმ ფაქტს, რომ (4.5) მიმდევრობა დროის მიხედვით ტენდენციური ცვლილებებით ხასიათდება, ხოლო უტოლობა

$$\frac{d_1}{d_2} > 1 \quad (4.9)$$

წარმოადგენს აუცილებელ პირობას იმისა, რომ (4.5) სიმრავლის პარამეტრების ვარიაციები დროის მიხედვით, შემცირების ან ზრდის ფონზე ციკლურობითაც ხასიათდება.

იმ შემთხვევაში, როცა (4.5) დროის მიხედვით ცვლილებას ზრდის ან კლების ტენდენცია არ გააჩნია, ციკლური პროცესის არსებობის კრიტერიუმს განსაზღვრავს უტოლობა

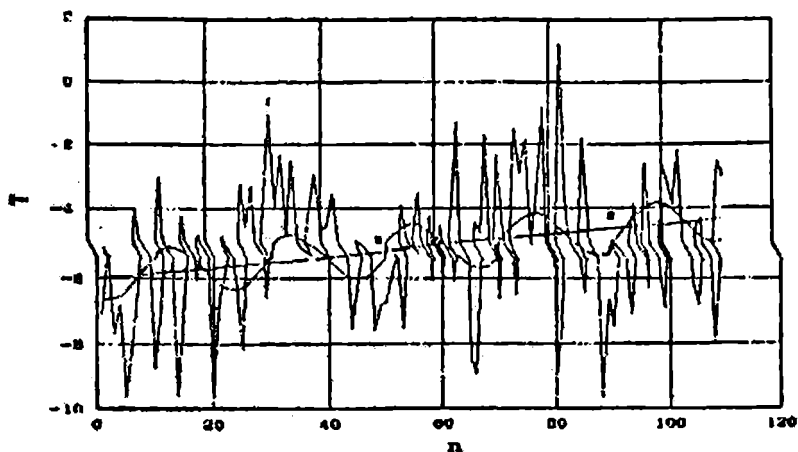
$$\frac{d_0}{d_2} > 1, \quad (4,10)$$

ხოლო d_2 -ის გამოთვლისას (5.7) ფორმულაში $b = 0$.

შევნიშნავთ, რომ (4.9) და (4.10) კრიტერიუმები ციკლური პროცესის მხოლოდ აუცილებელ პირობას წარმოადგენს, რამდენადაც ციკლურ პროცესს შეიძლება არ ჰქონდეს ადგილი, მაგრამ ეს პირობები მაინც შესრულდეს. ე. ი. მოცემულ პერიოდში ვარიაციების თანმიმდევრობა შემთხვევით ციკლურად განლაგდეს. ასეთი შემთხვევების აცილება ორი გზით შეიძლება. ან განხილული პერიოდი უნდა იყოს იმდენად გრძელი, რომ მასში რამდენიმე ციკლი მოთავსდეს, ან განხილული უნდა იყოს რამდენიმე დამოუკიდებელი სიმრავლე, რომელთაც რეგიონული პრინციპი გააერთიანებს და ყველა შემთხვევაში ერთმანეთთან ახლოს უნდა იყოს ციკლის პერიოდის და სანყისი ფაზის მნიშვნელობები. ეს იქნება ციკლური პროცესის არსებობის საკმარისი პირობა.

მიწისპირა ჰაერის ტემპერატურის, ფარდობითი სინოტივის და წყლის ორთქლის დრეკადობის მრავალწლიურ ვარიაციებში, ციკლური პროცესის არსებობის შესამოწმებლად გამოვიყენეთ საქართველოს ტერიტორიაზე არსებული 90-მდე დაკვირვების პუნქტის საშუალო წლიური მონაცემები, 1906-დან 1995 წლის ჩათვლით.

საქართველოს ტერიტორია ოთხ ზონად დავყავით: დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი, რომელიც 33 დაკვირვების პუნქტის მონაცემებით დახასიათდა; აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე (24 დაკვირვების პუნქტი), კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა (20 დაკვირვების პუნქტი) და მესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი, სადაც დაკვირვების მხოლოდ 12 პუნქტის მონაცემების გამოყენება გახდა შესაძლებელი.



სურ. 4.22. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურის ცვლილება აბასთუმანში 1885-1995 წლებში (ფაქტიური – მრუდი 1; წრფივი მოახლოებით – 2; ციკლორობის გათვალისწინებით – 3)

დაკვირვების პუნქტის 90 წლიანი პერიოდის მონაცემთა ბაზის შექმნის შესახებ უკვე ვისაუბრეთ 1.2 და 1.3 პარაგრაფებში.

წინამდებარე ნაშრომში კრიტერიუმების შემოწმების რამდენიმე მაგალითს მოვიყვანთ.

სურ. 4.22-ზე მოცემულია აბასთუმანში მიწისპირული ჰაერის იანვრის თვის ტემპერატურის ვარიაციები (მრუდი 1) 111 წლის მანძილზე ანუ 1885-1995 წლებში (ციკლური პროცესები წლის ცივ პერიოდში უფროა გამოკვეთილი). ნულოვანი მიახლოებით, ნორმა და საშუალო კვადრატული გადახრა შესაბამისად შეადგენს $-4,9^{\circ}\text{C}$ და $2,1^{\circ}\text{C}$. ტემპერატურის ცვალებადობის წრფივ მიახლებას იძლევა განტოლება:

$$T = -6,0 + 0,015n,$$

სადაც, n – წელთა თანმიმდევრობაა დაწყებული 1885 წლიდან. რადგან კოეფიციენტი $b = 0,0015 > 0$ აღნიშნულ პერიოდში, იან-

ვრის თვის მიხედვით, აბასთუმანში დათბობას აქვს ადგილი და მისი სიდიდე 100 წლის მანძილზე $1,5^{\circ}\text{C} - \frac{d_0}{d_2} 1.0257$ -ია. საშუალო

კვადრატული გადახრების შეფარდება ე. ი. თუ საშუალო არითმეტიკული, ნორმის ნაცვლად, მოცემულია წრფივი განტოლებით, გ საშუალო კვადრატული გადახრა 2,57%-ით შემცირდება.

ციკლური პროცესის შემოწმების მიზნით გამოვიყენეთ (4.7) განტოლება და კოეფიციენტები იტერაციული გზით განვსაზღვრეთ. $A=0,70$, $T=21,7$ წელს, $F=0,72$. (სურ. 4.22-ზე მე-3 მრუდი). აღსანიშნავია, რომ ციკლურობის პერიოდი $T=21,7$ წელი სხვა პერიოდებთან შედარებით ყველაზე ნაკლებ დისპერსიას იძლეოდა. ე. ი. სხვა პერიოდებიც არსებობდა, რომლებიც კრიტერიუმის პირობებს აკმაყოფილებდნენ, მაგრამ დისპერსიას ნაკლებად ამცირებდნენ. ამრიგად კრიტერიუმის (4.9) პირობების თანახმად ანუ ციკლურობის გათვალისწინებით წრფივ მიახლოებასთან შედარებით საშუალო კვადრატული გადახრა 3,04%-ით, ხოლო ნულოვან მიახლოებასთან 5,53%-ით შემცირდება. ე. ი. აბასთუმნის იანვრის თვის საშუალო ტემპერატურის მრავალწლიურ ვარიაციებში, სადაც თანდათანობითი დათბობის პროცესს აქვს ადგილი 21.7 წლიანი ციკლის არსებობის აუცილებელი პირობა შესრულებულია.

ვნახოთ, როგორ სრულდება კრიტერიუმის პირობები ფარდობითი სინოტივის 1905-1995 წლების მონაცემების მიხედვით გორში, იანვრისათვის. სურ. 4.23-ზე მოცემულია ფაქტიური, წრფივი და ციკლური პროცესის გათვალისწინებით განსაზღვრული მიახლოებები. წრფივი და ნულოვანი მიახლოება თითქმის ერთიდაიგივეა. ანუ აღნიშნულ პერიოდში ფარდობითი ტენიანობა ტენდენციურ ცვლილებას თითქმის არ განიცდის. ადგილი აქვს უმნიშვნელო ზრდას $\frac{d_0}{d_2} = 0.18\%$.

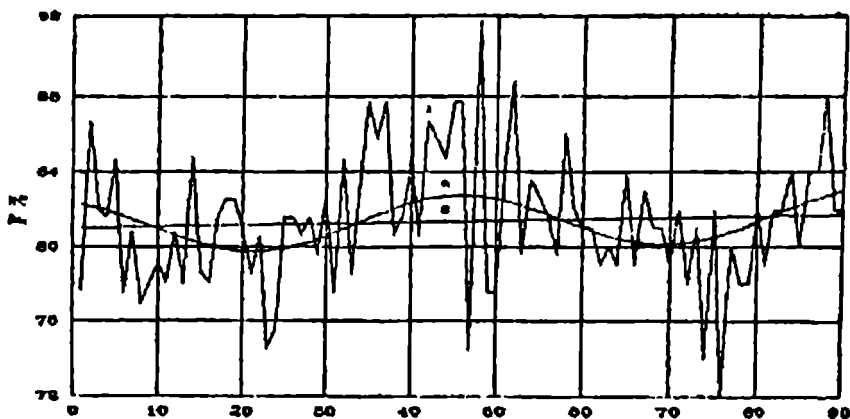
ფარდობითი ტენიანობის ვარიაციებში ყველაზე ძლიერი ციკლური პროცესი პარამეტრების შემდეგი მნიშვნელობები-

სათვის გამოიყენეთ: $A=1,4$, $T=48$ წელს, $F=1,4$ მათი გათვალისწინებით $\frac{d_1}{d_2} = 1.0790$, ამ შემთხვევაში საშუალო კვადრატული

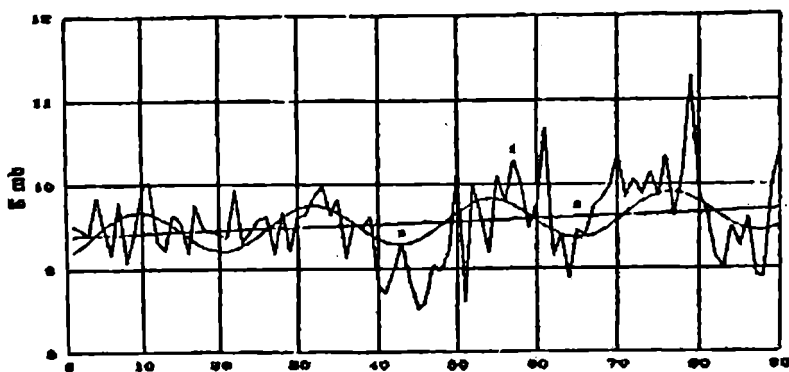
გადახრა 7,9%-ით შემცირდა: $\frac{d_1}{d_2} = 1.0841$.

სურ. 4.24-ზე დუშეთის საშუალო წლიური მონაცემების მიხედვით მოცემულია წყლის ორთქლის დრეკადობის ფაქტიური ცვლილება 1905-1995 წლებში და ამ ცვლილების წრფივი და ციკლური პროცესის გათვალისწინებით მიღებული მიახლოებები. როგორც სურათიდან ჩანს, წყლის ორთქლის დრეკადობა მოცემულ პერიოდში მცირედ გაიზარდა, ხოლო ციკლური პროცესის გათვალისწინებით ($A=0,25$, $T=22,3$ წელი, $F=35$). ე. ი. წყლის ორთქლის დრეკადობა დუშეთში 90 წლის მანძილზე ტენდენციურ ცვლილებას თითქმის არ განიცდის, მაგრამ ციკლური პროცესი მკვეთრად გამოხატული. საშუალო კვადრატული გადახრა უკანასკნელ შემთხვევაში წრფივ მიახლოებასთან შედარებით 8,41%-ით შემცირდა.

განხილული მაგალითების მიხედვით შეიძლება დავასკვნათ, რომ კლიმატის განმსაზღვრელი მეტეოროლოგიური პარამეტრების მრავალწლიური ვარიაციების მიხედვით, საქართველოს ტერიტორიაზე, სხვადასხვა პერიოდის მქონე ციკლური ცვლილება შეიძლება არსებობდეს. მაგრამ იგი დასაბუთებას მოითხოვს. ამისათვის, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, აუცილებელია მისი გავლენა, ერთიდაიგივე პერიოდითა და სანყისი ფაზით, მთელ ტერიტორიაზე ვრცელდებოდეს.



სურ. 4.23. იანვრის საშუალო თვიური ფარდობითი ტენიანობის ცვლილება გორში 1905-1995 წლებში (ფაქტიური – მრუდი 1, წრფივი მიახლოებით – 2; ციკლოზების გათვალისწინებით – 3)



სურ. 4.24. წყლის ორთქლის დრეკადობის საშუალო წლიური მნიშვნელობების ცვლილება დუშეთში 1950-1995 წლებში (ფაქტიური – მრუდი 1, წრფივი მიახლოებით – 2; ციკლოზების გათვალისწინებით – 3)

კლიმატის განმსაზღვრელი ძირითადი მეტეოროლოგიური პარამეტრების ვარიაციებში ციკლური პროცესების არსებობის დასადაგენად, საქართველოს ტერიტორიაზე, ჩვენს მიერ აღებული ყველა მეტეოროლოგიური სადგურის 90 წლიანი პერიოდის

მონაცემებით განესაზღვრეთ $\frac{d_1}{d_2}$ და მიღებული შედეგები ზე-

მოთ აღნიშნულ ოთხ ჯგუფში გაენაწილეთ. $\frac{d_1}{d_2}$ შეფარდების

განსაზღვრისას, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე, ამპლიტუდის და სანყისი ფაზის მონაცემები ერთნაირი ავიღეთ – $A=0,23$ და $F=0,32$, ხოლო პერიოდს ცვლიდით 1-დან 80-მდე და დაკვირვების თითოეული პუნქტისათვის, შესაბამისად, განვსაზღვრავდით აღნიშნული შეფარდების რხევის პერიოდზე დამოკიდებულებას. ე.ი.

$$\frac{d_1}{d_2} = f(T), \quad (4, 11)$$

სადაც $T=1, 2, \dots, 80$ წელი.

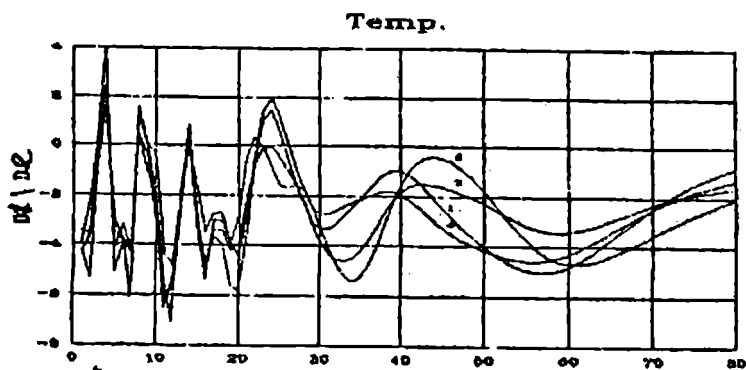
მინისპირა ტემპერატურული ველისათვის, ოთხი რეგიონის მიხედვით გასაშუალებული მნიშვნელობები წარმოდგენილია სურ. 4.25-ზე. ციკლურობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით ოთხი, ერთმანეთისაგან დამოუკიდებელი და მკვეთრად განსხვავებული რეგიონისათვის, განსაკუთრებით მოკლეპერიოდიანი ციკლებისათვის, თითქმის ერთმანეთს ემთხვევა. ასეთი დამთხვევის პირობებში (4.9) და (4.10) კრიტერიუმის შემოწმება აუცილებელი არ არის. მაგალითად, ციკლური პერიოდისათვის $T=40 \div 43$ წელი, კრიტერიუმი (4.9) არ სრულდე-

ბა, როგორც ეს სურათიდან ჩანს $\frac{d_1}{d_2} < 1$. მაგრამ აღნიშნული

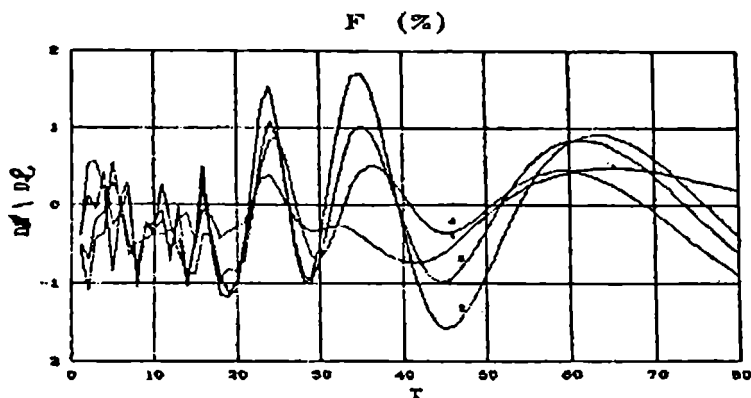
პერიოდის მაქსიმუმების ოთხივე რეგიონისათვის თითქმის თანხვედრა ციკლის უდავო არსებობაზე მიუთითებს. მართლაც, იგივე სანყისი ფაზისა და პერიოდისათვის, თუ A -ს ოპტიმალურ მნიშვნელობას ვიპოვით (როგორც უკვე აღვნიშნეთ A პარამეტრი ციკლის მხოლოდ ინტესიურობას არეგულირებს), (4.9) კრიტერიუმი ოთხივე რეგიონისათვის შესრულდება.

ამრიგად, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე, მინისპირა

ტემპერატურული ველის გრძელვადიან ვარიაციებში მკვეთრად გამოხატული ერთიდაიგივე პერიოდისა და სანუსი ფაზის მქონე ციკლური ცვლილებები. მისი ძირითადი პერიოდებია 4, 8, 13-14, 22-23 და 40-43 წლის ხანგრძლივობა.



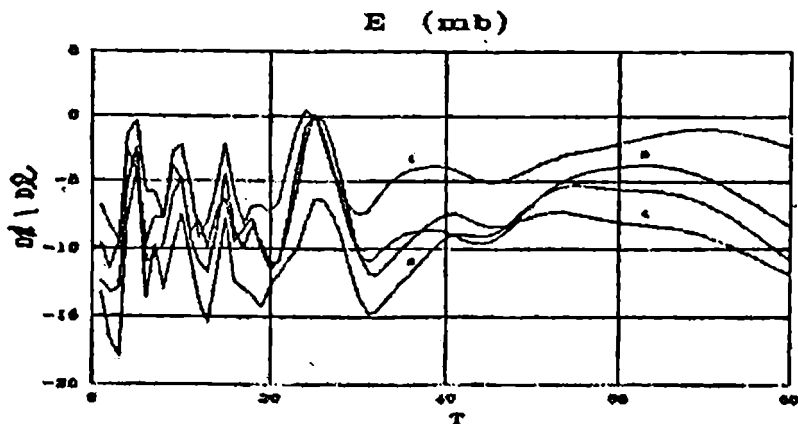
სურ. 4.25. ტემპერატურის ვარიაციებში ციკლურობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით (1 – დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთი; 2 – აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე; 3 – კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მაღალმთიანი ზონა; 4 – მესხეთ-ჯავახეთის ზეგანი)



სურ. 4.26. ფარდობითი სინოტივის ვარიაციებში ციკლურობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით (განმარტება იხ. სურ. 4.24-ზე)

სურ. 4.26-ზე მოცემულია მინისპირა ფარდობითი ტენიანობის მიხედვით იგივე (4.11) ფუნქციონალური კავშირი ოთხი რეგიონის მიხედვით საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე. სანყისი ფაზა და ამპლიტუდა აქაც იგივეა, რაც ტემპერატურის შემთხვევაში ($F=0,32$; $A=0,22$). იქვე, როგორც ტემპერატურის შემთხვევაში, თითქმის ყველაზე მნიშვნელოვანია ციკლი 22-23 წლის ხანგრძლივობით. დასავლეთ საქართველოს გარდა დარჩენილ სამ რეგიონში 34-35 და 60-62 წლიანი ციკლი გამოიკვეთა.

რაც შეეხება მინისპირული წყლის ორთქლის დრეკადობას, ამ შემთხვევაშიც $\frac{d_1}{d_2}$ -ის ცვლილება პერიოდის სხვადასხვა მნიშვნელობისთვის საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე სინქრონულია (სურ.4.27). მოკლე პერიოდიანი ციკლებისათვის იგივე ხანგრძლივობა მეორდება, რომელსაც ტემპერატურის დროს ჰქონდა ადგილი.



სურ. 4.27. წყლის ორთქლის დრეკადობის ვარიაციებში ციკლურობის კრიტერიუმის ცვლილება რხევის პერიოდის მიხედვით (განმარტება იხ. სურ. 4.24-ზე)

ამრიგად, საქართველოს ტერიტორიაზე მიწისპირა ტემპერატურული ველის ფარდობითი სინოტივის და წყლის ორთქლის დრეკადობის მრავალწლიური მონაცემების ვარიაციებში ადგილი აქვს აღნიშნული პარამეტრების ციკლურ ცვლილებას 4, 8, 13-14 და განსაკუთრებით 22-23 წლიანი პერიოდებით და ერთნაირი სანყისი ფაზით. აღნიშნული პერიოდული ცვლილებები გამოწვეული უნდა იყოს მზის მიერ გამოსხივებული ენერგიის ციკლური ცვლილებების გამო.

ლიტერატურა

1. ვ. ამირანაშვილი – ატმოსფერული აეროზოლების გავლენა მზის პირდაპირ რადიაციაზე საქართველოში. ავტორეფერატი ფიზ. მათ. მეცნ. კანდ. სამეცნ. ხარისხის მოსაპოვებლად. თბილისი, 1998.
2. ლ. ბეროშვილი – ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების თავისებურებანი თბილისში. ავტორეფერატი გეოგრ. მეცნ. კანდ, სამეცნ. ხარისხის მოსაპოვებლად, თბილისი, 1999.
3. გ. გიგინეიშვილი, გ. მეტრეველი – შავი ზღვის სანაპირო ზონის ინფრასტრუქტურის მონყვლადობის შეფასება კლიმატის პროგნოზირებული ცვლილებების მიმართ. კლიმატის კვლევის ეროვნული ცენტრის საინფორმაციო ბიულეტენი N4, 1997.
4. გ. გიგინეიშვილი, გ. მეტრეველი, თ. გზირიშვილი, ბ. ბერიტაშვილი – კლიმატის თანამედროვე გლობალური დათბობის გავლენა საქართველოს ზღვის სანაპირო ზონაზე. გაეროს კლიმატის ცვლილების ჩარჩო კონვენციის ეროვნული სააგენტო, თბილისი, 1999.
5. ე. ელიზბარაშვილი – საქართველოს ჰავა, თბილისი, 2017.
6. კ. თავართქილაძე, თ. გზირიშვილი, ე. ელიზბარაშვილი, დ. მუმლაძე, ჯ. ვაჩნაძე – მინისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში; სამეცნიერო სესიის მასალები, თბილისი, მეცნიერება, 1998.
7. კ. თავართქილაძე, ე. ელიზბარაშვილი, დ. მუმლაძე, ჯ. ვაჩნაძე – საქართველოს მინისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბილისი, 1999.
8. კ. თავართქილაძე, ი. შენგელია – ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა, თბილისი, 1999.
9. კ. თავართქილაძე, ი. შენგელია – ატმოსფეროში ნყლის მარაგის ცვლილების კავშირი საერთო მოღრუბულობასთან, ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. მეტეოროლოგიური ელემენტების ურთიერთკავშირი და ცვალებადობა. საქართველოს

- მეცნიერებათა აკადემია. ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები. ტომი – 21. 2003 წ. 128-133 გვ.
10. კ. თავართქილაძე, ი. შენგელია – ღრუბლიანობის გავლენა ატმოსფეროს მინისპირულ ტემპერატურაზე. შავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. მეტეოროლოგიური ელემენტების ურთიერთკავშირი და ცვალებადობა. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია. ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 21, 2003.
 11. კ. თავართქილაძე, ი. შენგელია – შაერის ტემპერატურის ცვლილების ზოგიერთი თაბისებურებანი საქართველოს ტერიტორიაზე, საქართველოს მეც. აკად. ვახუშტი ბაგრატიონის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, თბილისი, 2006.
 12. კ. თავართქილაძე, ნ. ბეგალიშვილი, ჯ. ხარჩილავა, დ. მუმლაძე, ა. ამირანაშვილი, ჯ. ვაჩნაძე, ი. შენგელია, კ. ამირანაშვილი – შავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში, შავის განმსაზღვრელი ზოგიერთი პარამეტრის რეჟიმი და მათი ცვალებადობა. თბილისი, 2006.
 13. მ. კორძახია – საქართველოს შავა, თბილისი, მეცნიერება 1987.
 14. დ. მუმლაძე, ი. შენგელია, ქვეფენილი ზედაპირის ანთროპოგენული ცვლილებები საქართველოში (უკანასკნელ ათწლეულებში), შავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში, მეტეოროლოგიური ელემენტების ურთიერთკავშირი და ცვლილებები. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია, ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები. ტომი 21, 2003.
 15. რ. სამუკაშვილი – კავკასიის ტერიტორიის რადიაციული რეჟიმი და ჰელიოენერგეტიკული რესურსები. უნივერსიტეტი, 2015.
 16. ე. საჯაია – შიდა და გარე ფაქტორების გავლენა ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების დინამიკაზე საქართველოში. ავტორეფერატი გეოგრ. მეცნ. კანდ. სამეცნ. ხარისხის მოსაპოვებლად, თბილისი, 1999.
 17. ი. შენგელია – წყლის ორთქლის განაწილების მოდელი დასავლეთ საქართველოსათვის. საქ. სსრ მეც, აკად, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შემაჯამებელი სამეცნიერო სესია, თბილისი, 1984.

18. ი. შენგელია – დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის ზედა ატმოსფეროში წყლის მარაგის განაწილების მოდელი. საქ. სსრ მეც. აკად. ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შემაჯამებელი სამეცნიერო სესია, თბილისი, 1985.
19. ი. შენგელია – ჯამური სპექტრული რადიაციის ნაკადის ცვალებადობა ზღვის დონიდან ადგილის სიმაღლის მიხედვით. საქ. მეცნ. აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. 101, 1998.
20. ი. შენგელია – ჯამური რადიაციის სპექტრული შემადგენლობის ცვალებადობა ადგილის სიმაღლის მიხედვით. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შემაჯამებელი სამეცნიერო სესია. თბილისი. 1987.
21. ი. შენგელია – ჯამური სპექტრული რადიაციის ნაკადის ცვალებადობა ზღვის დონიდან ადგილის სიმაღლის მიხედვით. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, 1998, ტომის 101, 184-188 გვ.
22. ი. შენგელია – ფოტოსინთეზურად აქტიური რადიაციული ველის მოდელი საქართველოში მონმენდილი ცის დროს. აგრარული მეცნიერების პრობლემები – საქართველოს სახ. აგრარული უნივერსიტეტი. აზერბაიჯანის მეც. აკადემიის გენეტიკისა და სელექციის ინსტიტუტი, ტომი XI. თბილისი, ბაქო, 2000.
23. ი. შენგელია – სპექტრული გაბნეული რადიაციული ველის მოდელი საქართველოსათვის. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე, თბილისი, ტომი 160, 1999.
24. ი. შენგელია – ჯამური რადიაციული ველის მოდელი საქართველოში მონმენდილი ცის შემთხვევაში. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 104, 2002.
25. ი. შენგელია – პირდაპირი რადიაციული ველის მოდელირება საქართველოში მონმენდილი ცის შემთხვევაში. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები ტომი 104, 2002.
26. ი. შენგელია, კ. თავართქილაძე – ციკლური ცვლილებები ტროპოსფეროში. ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. მეტეოროლოგიური ელემენტების ურთიერთკავშირი და ცვალებადობა

- ბადობა. საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია, ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი 21, 2003.
27. ი.შენგელია, თ. სარჯველიძე – ზღვის სანაპირო ზონის გავლენა ატმოსფერული აეროზოლების ჰორიზონტალურ გადაადგილებაზე. საქართველოს ბუნების დაცვა, XVI, თბილისი, მეცნიერება, 1988,
28. შ. ჯავახიშვილი – საქართველოს სსრ კლიმატოგრაფია, თბილისი, 1977.
29. შ. ჯავახიშვილი – საქართველოს ჰავის დახასიათება თვეების მიხედვით, განათლება, თბილისი 1988.
30. ა. ხანთაძე, თ. გზირიშვილი – კლიმატის დათბობა როგორც ატმოსფეროს სითბო გამტარობის არანრფივი ამოცანა. კლიმატის კვლევის ეროვნული ცენტრის საინფორმაციო ბიულეტენი N5, თბილისი 1997.
31. ა. ხანთაძე, თ. გზირიშვილი, გ. ლაზრიევი – კლიმატის გლობალური დათბობის არანრფივი თეორიის შესახებ. კლიმატის კვლევის ეროვნული ცენტრის საინფორმაციო ბიულეტენი N6, თბილისი 1997.
32. ზ. ხვედელიძე – ტალღური მოძრაობა ატმოსფეროს ქვედა ფენებში და გაჭუჭყიანების პრობლემა (ლექციების კურსი), თბილისი, 1991.
33. ზ. ხვედელიძე, მ. გურგენიძე – ატმოსფერული დინამიკა და აეროზოლური მინარევეები ტროპოსფეროში. საქ. მეც, აკადემიის მოამბე, თბილისი, 152, 3, 1995.
34. ზ. ხვედელიძე, ე. ელიზბარაშვილი – რელიეფის გავლენა ატმოსფერულ პროცესებზე, თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა 1984.
35. ზ. ხვედელიძე, შ. ჯავახიშვილი – წარსულისა და მომავლის კლიმატი, თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 1988.
36. Актинометрический ежегодник ГГО. Л., 1937-1940.
37. Актинометрический справочник по Тбилиси. УГМС Грузинской ССР, Тбилиси, 1963.
38. Амиранашвили А.Г., Амиранашвили В.А., Киркитадзе Д.Д., Чиабришвили Н.Г., Чочишвили К.М. К вопросу образования

- вторичных аэрозолей в атмосфере. Труды Института геофизики им. М. Нодия АН Грузии т. LVII, с. 119-127.
39. Амиранашвили А.Г., Гзиришвили Т.Г. Аэрозоли и ледяные кристаллы в атмосфере. Тбилиси, Месниереба, 1991.
 40. Антропогенное изменение климата (Заключение советско-американского совещания экспертов по проблеме антропогенного изменения климата. Ленинград, 1983). Метеорология и гидрология, 1984.
 41. Асланикашвили Н.А. Вековой ход интенсивности прямой солнечной радиации. В кн.: «Актинометрия и оптика атмосферы». Л.: Гидрометеиздат, 1969.
 42. Асланикашвили Н.А. О вековом ходе солнечной радиации в Тбилиси. Труды Зак. НИГМИ, вып. 35, Л., 1970.
 43. Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Труды ЦИП, вып. 74, 1959.
 44. Берлянд Т.Г. Годовой ход суммарной радиации по данным фактических наблюдений. Труды ГГО, вып. 48 (110), 1954.
 45. Бeroшвили Л.И. Особенности загрязнения атмосферы над Тбилиси. Сообщ. АН ГССР, №3, 1988.
 46. Бeroшвили Л.И., Таварткиладзе К.А. О внутригодовых вариациях загрязнения атмосферы над Тбилиси. Сообщ. АН ГССР, №1, 1989.
 47. Борзенкова И.И., Винников К.Я., Спирина Л.П., Сехновский Д.И. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881-1975 гг. – Метеорология и гидрология, №7, 1976.
 48. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971.
 49. Будыко М.И. Изменение климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974.
 50. Будыко М.И. Исследование современных изменений климата. Метеорология и гидрология, №11, 1977.
 51. Будыко М.И. Климат будущего. М.: Мысль, 1985.
 52. Будыко М.И., Дроздов О.А. О применении осреднения в климатических исследованиях. Метеорология и гидрология, № 10, 1996.
 53. Будыко М.И., Гройсман П.Я. Потепление 80-х годов. Метеорология и гидрология, №3, 1989.
 54. Будыко М.И., Винников К.Я. Современные изменения климата. Метеорология и гидрология, №9, 1973.

55. Бюллетень постоянной актинометрической комиссии. Под редакцией Н.Калитина, Л., 1993-1997.
56. Валабуев А.Г., Ломая О.В., Цинцадзе Д.Г. О зависимости загрязнения воздуха над г. Тбилиси от метеорологических процессов, в кн.: Некоторые вопросы физики атмосферных процессов. «Изд-во “Мецниереба”», 1973.
57. Ван де Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами. М.: Изд-во Иностран. Лит-ры, 1961.
58. Винников К.Я., Чувствительность климата. Л.: Гидрометеиздат, 1986. .
59. Винников К.Я., Гройсман П.Я., Лугина К.М. Получение временных рядов характеристик глобального термического режима на основе статистически-оптимальных методов пространственного осреднения. –Тезисы 5 Всесоюзного совещания по применению статистических методов в метеорологии. Казань, 1985.
60. Винников К.Я. и др. Современные изменения климата северного полушария /К.Я. Винников, Г.В. Грузия, В.Ф. Захаров, А.А. Кирилов, Н.П. Ковынева, Э.Я. Ранькова. – Метеорология и гидрология, №6, 1980.
61. Винников К.Я., Лугина К.М. Некоторые проблемы мониторинга глобального термического режима северного полушария. – Метеорология и гидрология, №11, 1982.
62. Влияние увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат. Материалы советско-американского совещания. Ленинград, 15-20 июня 1981 г., Л.: Гидрометеиздат, 1982, 57 с.
63. Гвасалия Н.В. Характеристика составляющих радиационного баланса в околополуденные часы для курортных районов Грузии. Труды ГГО, вып. 233, 1968.
64. Гвасалия Н.В. Радиационный баланс поверхности тела человека на территории Грузии. Труды Географического общества ГССР. т. 12, Тбилиси, Изд-во “Мецниереба”, 1973.
65. Гвасалия Н.В. Тепловой баланс Грузии. Тбилиси, Изд-во “Мецниереба”, 1986.
66. Гуня Г.С. Вопросы мониторинга загрязнения атмосферного воздуха на территории Грузинской ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1985.

67. Давитая Ф.Ф., О возможности влияния запыленности атмосферы на уменьшение ледников и потепление климата – Изв. АН СССР, 1966 серия географическая №2
68. Давитая Ф.Ф., Таварткиладзе К.А. Проблема борьбы с градобитием и морозами в субтропиках и другими стихийными бедствиями. Тбилиси, Изд-во “Мецниереба”, 1982.
69. Деметрашвили Д.И. Нестационарная квазиродномерная модель планетарного пограничного слоя Земли. Труды ЗакНИИ, 1989, вып. 91 (98).
70. Долидзе Д.Ш. К вопросу о расчете спектральных сумм рассеянной радиации при ясном небе на склонах. Сообщ. АН ГССР, т. 69, № 2, 1973.
71. Долидзе Д.Ш. Об учете закрытости горизонта при расчете возможных сумм прямой солнечной радиации на склонах. Труды ЗакНИГМИ, вып. 57 (63), 1974.
72. Дроздов О.А. О необходимости учета возможных различий генезиса климатических явлений для оценки современных изменений климата. Труды ГГИ, 1988, вып. 330.
73. Дроздов О.А. Рубинштейн Е.С. Что следует называть климатологическими нормами? Изв. АН СССР, сер. Геогр., № 1, 1966.
74. Ежемесячный метеорологический бюллетень Тифлисской физической обсерватории. Тифлис, 1914-1916.
75. Калитин Н.Н. Величины и изменения общего коэффициента прозрачности атмосферы. Журнал Петроградского агр. института, № 3-4, 1921.
76. Карты отклонений температуры воздуха от многолетних средних северного полушария. Изд-во ГГО, вып. 1-4, 1960-1967.
77. Киркитадзе Д.Д. Некоторые результаты исследований аэрозольного загрязнения атмосферы в Тбилиси. Труды института геофизики им. М.Нодия, АН Грузии, т. LVIII, с. 177-182.
78. Климатический справочник СССР, вып. 14 (Грузинская ССР). Тбилиси, Изд-во «Текника да шრომა», 1949.
79. Кондратьев К.Я. Лучистая энергия Солнца. Л.: Гидрометеиздат, 1954.
80. Кондратьев К.Я. Всемирная климатическая исследовательская программа: Состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений. Итоги науки и техники. Метеорология и климатология, т. 8, М.: ВИНТИ, 1982, 274

81. Кондратьев К.Я. Спутниковая климатология, Л.: Гидрометеоиздат, 1983.
82. Кондратьев К.Я., Парниковый эффект атмосферы и климат. Изд-во ВГО, 1985, вып. 3.
83. Кондратьев К.Я. Антропогенное воздействие на арктическую атмосферу. Изд-во ВГО, 1986, вып. 3.
84. Кондратьев К.Я. Природные и антропогенные изменения климата. Итоги науки и техники. Метеорология и климатология, т. 16, М.: ВИНТИ, 1986.
85. Кондратьев К.Я. Проблема климата и роль радиационных исследований. Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды. Л.: Гидрометеоиздат, 1987.
86. Кондратьев К.Я. Глобальный климат. Итоги науки и техники. Метеорология и климатология, т. 17, М.: ВИНТИ, 1987.
87. Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1991.
88. Кондратьев К.Я. Глобальный климат. СПб.: Наука, Санкт-Петербургское отделение, С.-Петербург, 1992.
89. Кондратьев К.Я, Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль, Л.: Гидрометеоиздат, 1983.
90. Котария А.Ф. К вопросу о климатологическом расчете суммарной радиации в условиях пересеченного рельефа Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. 26, № 2, 1961.
91. Котария А.Ф. К вопросу о распределении эффективного излучения на территории Грузии. Труды ТГУ, т. 231, Тбилиси, 1964.
92. Крамер Г. Математические методы статистики. М.: «Мир», 1975.
93. Малкевич М.С. Оптические исследования атмосферы со спутников. М.: «Наука», 1973.
94. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
95. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Лаппо С.С., Саракисян А.С., Хворостянов В.И. Энергоактивные зоны: Концептуальные аспекты. Итоги науки и техники. Атмосфера-океан-космос-прогшрамма «Резервы». М.: ВИНТИ, т. 10, 250 с., т.11, 1989.
96. Махарашвили А.З. К вопросу о распределении аэрозолей в нижних слоях атмосферы. В кн.: Некоторые вопросы атмосферных процессов. Изд-во «Мецниереба», 1973.

97. Местиашвили Г.А. Распределение аэрозольных частиц по размерам в различных типах воздушных масс в прибрежной зоне. Сообщ. АН ГССР, т. 131, № 13, 1988.
98. Местиашвили Г.А. Влияние воздушных масс на оптическую толщину атмосферных аэрозолей в прибрежной зоне. Охрана природы Грузии, Тбилиси, изд-во «Мецниереба», т.16, 1988.
99. Местиашвили Г.А. Статистическая структура оптических характеристик атмосферного аэрозоля над континентом и над морем. Автореферат на соискание ученой степени кандидата физ-мат. наук, Тбилиси, 1989.
100. Месячный актинометрический бюллетень Геофизической обсерватории Грузии. № 1-3, 1963.
101. Методические указания управлениям гидрометслужбы к первой части Справочника по климату СССР. Раздел «Солнечная радиация и радиационный баланс», Л.: ГГО, ч.2, 1964.
102. Мосидзе Ш.В. Годовой ход прозрачности атмосферы в Тбилиси по актинометрическим наблюдениям 1914-1915 гг. Метеорологический вестник №12, 1927.
103. Мосидзе Ш.В. Радиационный и тепловой баланс Тбилиси и его окрестности. Труды ТбилНИИГМИ, вып. 1, 1956.
104. Мосидзе Ш.В. Радиационный и тепловой баланс Сухуми и его окрестности. Труды ТбилНИИГМИ, вып. 2, 1957.
105. Мосидзе Ш.В. Радиационный и тепловой баланс в условиях высокогорной зоны Казбеги. Труды Тбил НИИГМИ, вып. 7, 1961.
106. Мосидзе Ш.В., Рухадзе Ш.М., Рухадзе П.А., Векуа Л.В., Дзаганя Б.А. Актинометрическая характеристика курортов Бахмаро, Шови, Сухуми, Абастумани, Ликани. Труды ГГО, вып. 1(63), 1947.
107. Научно прикладной справочник по климату СССР, серия 3, многолетние данные. Части 1-6, вып. 14, Груз. ССР, Л.: Гидрометеиздат, 1990.
108. Обухов А.М. О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций. Изд. АН СССР, сер. Геофиз., № 1, 1960.
109. Петренчук О.П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1979.
110. Пивоварова З.И. Исследование временных рядов и структуры поля солнечной радиации. – В кн.: Применение статистических методов в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1971.

111. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР Гидрометеиздат, Ленинград, 1977.
112. Пивоварова З.И., Дворина М.Д. Исследование однородности рядов актинометрических наблюдений и возможность приведения их к длительному периоду. Труды ГГО, вып. 179, 1965.
113. Радиационный баланс деятельности поверхности и методика его обработки. Труды ГГО, вып. 61, 1956.
114. Розенберг Г.В. Тонкодисперсный аэрозоль стратосферы и мезосферы. Изв. АН СССР, ФАО, т.18, № 6, 1982.
115. Розенберг Г.В. Возникновение и развитие атмосферного аэрозоля – кинетически обусловленные параметры. Изв. АН СССР, ФАО, т. 19, №3, 1983.
116. Розенберг Г.В. Кинетическая модель обезвоженного тонкодисперсного аэрозоля тропосферы. Изв. АН СССР, ФАО, т.19, № 3, 1983.
117. Рубинштейн Е.С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии. Л.: Гидрометеиздат, 1973, 34 с.; Часть II. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
118. Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. Л.: Гидрометеиздат, 1966.
119. Саджая Э.В. Вековой ход замутненности атмосферы в прибрежной зоне Черного моря. Материалы докладов X пленума по оптике атмосферы, Ленинград, 1988.
120. Саджая Э.В. Влияние метеорологических параметров на загрязнение атмосферы. Сообщ. АН СССР, 140, № 1, 1990.
121. Самукашвили Р.Д. Суммарная радиация на территории Кавказа. Труды ВГИ, вып. 43, 1979.
122. Самукашвили Р.Д. Эффективное излучение и радиационный баланс на территории Кавказа. Труды ВГИ, вып.46, 1980.
123. Самукашвили Р.Д. Рассеяная радиация на Кавказе. Труды ВГИ, вып. 46, 1980.
124. Сванидзе Г.Г., Гагуа В.П., Сухишвили Е.В. Возобновляемые энергоресурсы Грузии. Л.: Гидрометеиздат, 1987.
125. Сванидзе Г.Г., Таварткиладзе К.А., Бегалишвили Н.А., Вачнадзе Д.И. Вековое изменение влагосодержания атмосферы в Грузии и его влияние на влагооборот.
126. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. 1961-1983. Гидромецентр СССР, ВНИИГМИ, МЦД, Обнинск.

127. Справочник по климату СССР, вып. 14. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Л.: Гидрометеиздат, 1968.
128. Справочник по климату СССР, Грузинская ССР – Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Вып. 14, Груз. ССР, Л.: Гидрометеиздат, 1970.
129. Таварткиладзе К.А. О формуле для вычисления эффективного излучения. Сообщ. Груз.ССР, т. XXXП, Тбилиси, 1963.
130. Таварткиладзе К.А. Учет влияния местности при вычислении эффективного излучения. Труды ЗакНИИГМИ, вып. 35, 1970.
131. Таварткиладзе К.А. Увеличение запыленности атмосферы над территорией СССР. Метеорология и гидрология, № 5, 1970.
132. Таварткиладзе К.А. Определение коэффициента аэрозольного помутнения атмосферы. Метеорология и гидрология, № 11, 1973.
133. Таварткиладзе К.А. О статистических характеристиках спектральной структуры оптической толщины атмосферы. Изв. АН СССР, ФАО, т. 12, № 6, 1976.
134. Таварткиладзе К.А. Определение аэрозольной мутности атмосферы по прямой радиации Солнца. Метеорология и гидрология, № 4, 1985.
135. Таварткиладзе К.А. Влияние влажности на формирование оптических свойств атмосферного аэрозоля. Изв. АН СССР, ФАО, т.22, № 10, 1986.
136. Таварткиладзе К.А. Моделирование аэрозольного ослабления радиации и методы контроля загрязнения атмосферы. Тбилиси, изд-во «Мецниереба», 1989.
137. Таварткиладзе К.А., Борошвили Л.И. Статистическая структура атмосферного загрязнения над Тбилиси. Сообщения АН СССР, т. 130, № 3, 1990.
138. Таварткиладзе К.А., Гвасалия Н.В. Прозрачность атмосферы и ее зависимость от ветра в условиях Тбилиси. Сообщ. АН Груз.ССР, т.73, № 3, 1974.
139. Таварткиладзе К.А., Местиашвили Г.А. Анализ аэрозольного ослабления радиации с учетом влагосодержания атмосферы. Изв. АН СССР, ФАО, т.24, № 1, 1989.
140. Таварткиладзе К.А., Саджая Э.В. Атмосферное загрязнение над Колхидской низменностью. Сообщ. АН ГССР, № 3, 1986.

141. Таварткиладзе К.А., Саджая Э.В. Некоторые особенности загрязнения атмосферы над Грузией. Сообщ. АН ГССР, № 1, 1990.
142. Таварткиладзе К.А., Шенгелия И.А. Расчет показателя аэрозольного помутнения атмосферы по данным Советско-американского аэрозольно-радиационного эксперимента в Рыльске. Сообщения АН ГССР, т. 99, № 3, 1980.
143. Таварткиладзе К.А., Шенгелия И.А.. Моделирование вертикального распределения влаги в свободной атмосфере. Сообщения АН ГССР, т. 111, № 3, 1983.
144. Уилкс С. Математическая статистика. М.: изд-во «Наука», 1967.
145. Хведелидзе З.В., Пичхия Т. Изучение загрязнения воздуха атмосферы над городом Тбилиси с изменением метеорологических элементов. Сообщения АН ГССР, т. 108, № 3, 1982.
146. Хоргуани В.Г. Микрофизика зарождения и роста града. М.: Московское отделение Гидрометеониздата, 1984, 186 с.
147. Цинцадзе Д.Г. Зависимость концентрации загрязнения воздуха от некоторых метеорологических факторов. В кн.: Метеорологические аспекты загрязнения воздуха. Тбилиси, изд-во «Мецниереба», 1979.
148. Цуцкиридзе Я.А. Наблюдение над рассеянной радиацией в Тбилиси 19 июня 1936 года во время затмения Солнца. Тбилиси, изд-во «Текника да шрома», № 3, 1937.
149. Цуцкиридзе Я.А. Радиационные факторы климата Грузии. Труды ТбилНИИГМИ, вып. 10, 1962.
150. Цуцкиридзе Я.А. Солнечный кадастр Грузии. Труды ТбилНИИГМИ, вып. 12, 1963.
151. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный баланс зоны вечных снегов и ледников центральной части большого Кавказа. Труды ЗапНИИГМИ, вып. 20, 1966.
152. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный и термический режимы территории Грузии, Л.: Гидрометеониздат, 1967.
153. Шенгелия И.А. К вопросу моделирования запаса воды в атмосфере в Западной Грузии. Материалы докладов республиканской научно-технической конференции молодежи, посвященной 200-летию Георгиевского трактата. Тбилиси, 1983.
154. Шенгелия И.А. Моделирование спектрального радиационного поля на территории Западной Грузии. Сообщ. АН ГССР, вып. 130, № 1, 1988.

155. Шенгелия И.А. Моделирование радиационного поля лучистого потока Солнца в прибрежной зоне моря (на примере Западной Грузии). Автореферат на соискание ученой степени канд. Физмат. Наук, Тбилиси, 1989.
156. Шенгелия И.А. Распределение фотосинтетически активной радиации (ФАР) на территории Западной Грузии. Труды ЗакНИИ, вып. 90 (97), 1990.
157. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, 1951.
158. Шифрин К.С., Перельман А.Я. Определение спектра частиц дисперсной системы по данным ее прозрачности, ч. 1. Основные уравнения для определения спектра частиц. Оптика и спектроскопия, т. 15, № 4, 1963.
159. Шифрин К.С., Перельман А.Я. Определение спектра частиц дисперсной системы по данным ее прозрачности, ч. 2. Использование уравнения при аналитическом задании спектральной прозрачности. Оптика и спектроскопия, т. 15, № 5, 1963.
160. Шифрин К.С., Перельман А.Я. Определение спектра частиц дисперсной системы по данным ее прозрачности, ч. 3. Использование уравнения для случая табличного (графического) задания спектральной прозрачности. Оптика и спектроскопия, т. 15, № 6, 1963.
161. Шифрин К.С., Перельман А.Я. Определение спектра частиц дисперсной системы по данным ее прозрачности, ч. 4. Схема расчета спектра при табличном задании спектральной прозрачности. Оптика и спектроскопия, т. 16, 1963.
162. Элизбарашвили Э.Ш., Попов А.А. Облачность над Закавказьем. Изв. АН СССР, с. Географическая № 1, 1981.
163. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы (перевод с английского под ред. Израэля О.А.), М.: изд-во «Мир», 1965.
164. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Gzirishvili N., Kharchilava J., Tavartkiladze K. Modern Climate change in Georgia. Radiatively Active Svall Atmosphetic Admixtures, 2005 (128p.).
165. Amiranashvili V.A., Doreuli R.J., Kheladze T.V., Tavartkiladze K.A. On the Influence of Convective Clouds on some Climate forming Factor. Proc. of 12th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Zurich, 1996.

166. Amiranashvili V.A., Amiranashvili A.G., Tavartkiladze K.A. Spatial Temporary Variations of the Number of Fog Cays per Year in Georgia. Proc. 1st Int. Conf. on Fog and Fog Collection. Vancouver, Canada. 1998.
167. Angell J. K., Korshover J. Estimate of the global change in tropospheric temperature between 1958 and 1973. Mon. Wea. Rev., vol. 103, N11, 1975.
168. Angell J .K., Korshover J. Estimate of global change in temperature, surface to 100 mb, between 1958 and 1975.- Mon. Wea. Rev., vol. 105, N4, 1977.
169. Angell J .K., Korshover J. Global temperature variations in the troposphere and stratosphere, 1958-1982. Mon. Wea. Rev., vol. 111, N5, 1983.
170. Andreac M.O. 1995, Climate effects of changing atmospheric aerosol levels. In: "Future Climate of the World: A modelling perspective. World Survey and Climatology, Vol. XVI, A. Henderson. Sellers (ed), Elsevier, Amsterdam.
171. Bach W. 1976, Geophys. Space Phys. 14, 429.
172. Barnett T. P. Estimating variability of surface air temperature in the Northern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., vol. 106, N9, 1978.
173. Box. M.A., Lo Shui-Yin. 1976, Approximate determination of aerosol size distributions. J. Appl. Meteor, v. 15, N10, p. 1068-1076.
174. Callendar G.S. Temperature fluctuations and trends over the earth.- Quart. J. Roy. Met. Soc., 1961, vol. 87, N 371, p 1-12.
175. Carbon dioxide and climate: a scientific assessment.- Climate Research Board National. Academy of Sciences, Washington 1979.
176. Carbon dioxide and climate second assessment.- Climate Research Board. National Academy of Sciences, Washington 1982.
177. Changing Climate – Report of the Carbon dioxide assessment Committee. National Academy Press. Washington 1983.
178. Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Edited by Houghton J .T., Meira Filro L.G., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A. and Maskell K. Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge. 1996.
179. Cooke W.F., Wilson J.J.n. 1996, A global black carbon aerosol model. J. Geophys. Res. (submitted).

180. Davitashvili T., Khantatze A., Sharikadze Re. Influence of Non-Linear Heat Sources on Climate Change. Reports of enlarged sessions of the seminar of I. Vekua Institute of Applied Mathematics, Tbilisi, vol. 17, N3, 2002.
181. Davitashvili T., Khantadze., Tavkhelidze I. The Investigation of climate cooling with the account of regional and anthropogenic factors in western Georgia. Reports of enlarged sessions of the seminar of I. Vekua Institute of Applied Mathematics. Tbilisi, col. 17, N3, 2002.
182. D' A I m eido G.A., Koepke P., Shettle E.P. 1991, "Atmospheric Aerosols Global Climatology and Radiative Characteristics". Deepak Publishing.
183. Damon P.E., Kunen S.M. Global cooling?- Science, vol. 193, N4252, 1976.
184. Energy and climate. Studies in Geophysics.- Washington: Not. Acad. Sci., p. 1977- 158.
185. Flohn H. Singular events and catastrophes now and in climatic history. Naturwiss. 1986. Bd 73. s 136.
186. Flohn H. Air-sea interaction processes as models for abrupt climatic changes. Abrupt Climatic Change. Ed. W. H. Berger and L. D Labegrie Dordrecht: Reidel publ. Co., 1987.
187. Flohn H. Andert sich unser Klimat? Mannheimer Forum 88/89. 1988. 198s.
188. Folland C.K., Parker D. E., Kates F.E. Worldwide marine temperature fluctuations, 1856-1881.- Nature, vol. 310, 1984.
189. Gilliland R. L., Schneider S. H. Volcanic, CO₂ and solar forcing of Northern and Southern Hemisphere surface air temperatures. - Nature. vol. 310, N5965, 1984.
190. Humphreys. W.J. Physics of the air. New York, 1929.
191. Hansen J.E., Johnson D., Lacis A., Lebedell S., Lee P., Rind D., Russell G. Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide.- Science, vol. 213. N 4511, 1981.
192. Henderson-Seller A., McGuffin K. A. Climate modeling primer, Chichester etc.: John Wiley & sons, 1987.
193. Hegg D. a. Hobbs P.V. Radke L.F. 1991. J. Geophysics. Res. 96. 18727-18733.

194. Hidy G.M. and Brock J. R. 1971. Proc. and Int. Clean Air Congress. p. 1088.
195. Hobbs P.V. 1986, In "Chemistry of Multiphase Atmospheric Systems" (W. Jaeschke. ed.) 191-211 NATO ASI Series G6, Springer-Verlag.
196. Houghton I.T. (Ed). The global climate. Cambridge univ. press 1984.
197. Houghton Y. T. The physics of atmospheres (sec. ed.), Cambridge etc.: Cambridge univ. press. 1986.
198. Hunt B.G. Nonlinear influences- a key to short-term climatic perturbations. J. Atmos. Sci 1988. Vol. 45. N3.
199. IPCC 1995, Climate Change 1995, Cambridge Un. Press.
200. Jaenicke R. 1978, Pageoph 116, 283-292.
201. Jaenicke R., 1988, In "Numerical Data and Functional relationships in Science and Technology", Landolt-Bornstein New Series, V: Geophysics and Space Research, 4: Meteorology (G. Fischer, ed.) b: Physical and Chemical Properties of the Air. 391-457, Springer, Berlin.
202. Jaenicke R., Tropospheric aerosols, in "Aerosol-Cloud-Climate Interactions" edited by P. Hobbs, 1993 Academic Press Inc. p. 236.
203. Jones P. D., Raper S. C. B., Bradley R. S., Diaz H. F., Kelly P. M., Wigley T. M. L. Northern Hemisphere surface air temperature variations 1851-1984.- J. Clim. and Appl. Meteor, 1985.
204. Jones P. D. Wigley T. M. L., Kelly R M. Variations in surface air temperatures. Pt. 1. Northern Hemisphere, 1881-1980- Mon. Wea. Rev., vol. 110, N2, 1982.
205. Kelly P. M., Jones P. D., Sear C. B., Cherry D. S. G., Tavakol R. K. Variations in surface air temperature. Pt. 2. Arctic regions, 1881-1980.- Mon. Wea. Rev., vol. 110, N2, 1982.
206. Kelly P. M., Jones P. D., Wigley T. M. L., Bradley R. S., Diaz H. F., Goodess C. The extended Northern Hemisphere surface air temperature record: 1851-1984. Extended Summaries: Third Conference on Climate Variations and Symposium on Contemporary Climate: 1850-2100. Los Angeles, 1985.
207. Kondratyev K. Ya. The international geosphere-biosphere program: The role and place of sun-atmosphere interrelationships Geofis. Int. Vol. 28, N3, 1, 1989.

208. Kordzadze A., Demetrashvili D., On a Coupled sea-atmosphere regional numerical model. J. Georgian Geoph. Soc., Tbilisi, 1999, v. 4B.
209. Köppen W. Über mehrjährige Perioden der Witterung, insbesondere über die 11-jährige Periode der Temperatur. Z. der Österreichischen Gesellschaft für Meteor., 1873, Bd 8, N16, S. 241-248; N17, S. 257-267.
210. Labitzke K. Sumspots, the QBO and the stratosphere temperature in the north polar region Geophys, Res Lett. Vol. 14, 1987.
211. Lamb H. H., Malmberg S. A., Collenbrook J. M. Climatic reversal in the northern North Atlantic.- Nature, vol. 256, N 5517, 1975.
212. Lian M. S., Cess R. D. Energy balance climate models: A reappraisal of ice-albedo feedback.- J. Atmos. Sci., vol. 34, N7, 1977.
213. Mitchell J. M. Recent secular changes of global temperature.- Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 95, 1961.
214. Mitchell J. M. On the world- wide pattern of secular temperature change.- Changes of climate. Arid Zone Research XX, UNESCO, Paris. 1963.
215. Mitchell J. M. Jr. A reassessment of atmospheric pollution as a cause of long-term changes of global temperature.- In: The Changing Global Environment/ Ed. by S. F. Singer, Holland, 1975.
216. Monthly climatic data for the world. Ashville, 1960-1980.
217. Proceedings of Symposium on Radiation in the Atmosphere. G. Partenkirchen, 1976. Science Press, 1977.
218. Raper S. C. B., Wigley T. M. L., Mayes P. R., Jones P. D., Salinger M. J. Variations in surface air temperatures. Pt 3. The Antarctic. 1957-1982.- Mon. Wea. Rev., vol. 112, N 7, 1984.
219. Sanderson R. M. Changes in the area of Arctic sea ice 1966 to 1974.- Met. Mag. 104, N1241, 1475.
220. Seshamani R., Alen T. K., IainY. K., Kanakaraji K-Solar-cycle variation in radiation from atmospheric carbon dioxide planet. and space Sci Vol. 36., N2, 1988.
221. Tavartkiladze K.J., Aladashvili. Effective Radiation Field on the Territory of Georgia. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 168, N3, 2003 (473-475).

222. Tavartkiladze K. J. Aladashvili. Variability of Radiation balance in Tbilisi City in the Period of Global Warming. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 171, 2, 2005 (275-277).
223. Tavartkiladze Kukuri, Shengelia Irakli. Features of local change of climate in regions with diverse forms of the relief (Georgia as an example). Journal of the Georgian Geophysical society. Tbilisi, vol. 6b. 2001.
224. K. Tavartkiladze, I. Shengelia, A. Amiranashvili, V. Amiranashvili- The influence of relative humidity on the optical properties of atmospheric aerosols. J. Aerosol Sci., vol. 30, Suppl, Pergamon, 1999.
225. Veltischev N. N., Ginzburg A. S., Golitsyn G. S. 1988, Lzv. Acad Sci. USSR Atmos. Oceanic Phys. 24, 217-223.
226. Washington W. M., Parkinson C. L. An introduction to three-dimensional climate modeling. Valley, 1986.
227. Willett H. G. Temperature trends of the past century.- Centenary Proc. Roy. Meteor. Soc., 1950.
228. World weather records. 1881-1920. 1921-1930, 1931-1940, 1941-1950, 1951-1960. Washington.
229. Yamamoto R., Hoshiai M., Iwashima T. Change of surface air temperature averaged globally during the years 1957- 1972.- Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., 1977, Bd. 25.
230. Yamamoto R., Iwashima T., Hoshiai M. Change of the surface air temperature averaged over the Northern Hemisphere and large volcanic eruptions during the year 1951-1972.- J. Meteor. Soc. Japan. vol. 53, N6, 1975.
231. Yamamoto G., Tanaka M., 1969, Determination of aerosol size distribution from spectral attenuation measurements. Appl. Opt, V. 8, N12.

საქართველოს აქტინომეტრიული ქსელისათვის რადიაციული ბალანსისა - (B) და მისი მდგენელების (I - მზის პირდაპირი რადიაცია მართობულ ზედაპირზე, I' - მზის პირდაპირი რადიაცია ჰორიზონტალურ ზედაპირზე, D - გაბნეული რადიაცია, Q - ჯამური რადიაცია, R - არეკლილი რადიაცია, A - ალბედო, B_k - მოკლელტალღიანი რადიაციული ბალანსი, B_g - გრძელტალღიანი რადიაციული ბალანსი) მრავალწლიური (1954-1991 წლები) საშუალო თვიური, სეზონური და საშუალო წლიური ჯამები

ΣI

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	5.35	5.63	6.72	8.03	10.08	10.82	8.0
სოხუმი	5.03	5.24	7.24	8.05	11.01	13.07	12.31
სენაკი	4.81	5.18	7.11	8.31	11.29	12.24	9.37
თბილისი	4.42	4.97	6.72	8.22	10.68	12.80	12.81
თელავი	5.78	5.90	6.74	8.44	11.06	13.31	13.24
წალკა	7.31	7.70	8.46	8.68	10.03	12.04	12.00

სადგური	თვე					წელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	8.54	8.87	8.92	6.57	5.09	92.62	38.27	54.35
სოხუმი	12.66	11.64	10.09	6.17	4.37	106.88	38.13	68.74
სენაკი	10.01	10.37	9.54	6.34	4.64	99.20	37.62	61.59
თბილისი	11.99	10.16	8.07	4.11	3.89	98.84	32.19	66.65
თელავი	12.45	11.03	9.18	5.85	5.56	108.56	39.01	69.55
წალკა	11.28	10.09	9.09	6.37	6.66	109.80	45.67	64.13

ΣI'

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	1.93	2.51	4.02	5.50	7.33	7.85	5.89
სოხუმი	1.84	2.46	4.27	5.47	7.96	9.50	8.88
სენაკი	1.71	2.34	4.00	5.62	8.06	8.94	6.79
თბილისი	1.69	2.37	3.97	5.81	7.97	9.68	9.77
თელავი	2.11	2.80	3.99	5.70	8.08	9.86	9.69
ნალკა	2.75	3.59	5.11	5.87	7.33	8.73	8.61

სადგური	თვე					წელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	5.98	5.50	4.63	2.64	1.72	55.50	17.45	38.05
სოხუმი	8.72	7.04	5.07	2.46	1.47	65.14	17.56	47.58
სენაკი	7.12	6.40	4.88	2.47	1.49	59.82	16.89	42.93
თბილისი	8.65	6.35	4.29	1.79	1.38	63.73	15.48	48.25
თელავი	8.68	6.71	4.66	2.37	1.94	66.59	17.88	48.71
ნალკა	7.77	5.94	4.60	2.64	2.24	65.19	20.93	44.25

ΣD

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	1.89	2.53	3.71	4.73	5.63	5.88	6.19
სოხუმი	2.00	2.77	4.19	5.18	6.46	6.74	7.16
სენაკი	2.00	2.40	3.36	4.48	5.18	5.34	5.64
თბილისი	2.26	2.96	4.48	5.40	6.25	5.99	6.34
თელავი	2.37	3.09	4.56	5.38	6.36	6.31	6.55
ნალკა	2.86	3.66	5.40	5.53	6.39	6.62	7.01

სადგური	თვე					წელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	5.40	3.78	2.96	1.93	1.65	46.27	14.67	31.69
სოხუმი	6.09	4.47	3.29	2.11	1.71	52.18	16.08	36.10
სენაკი	4.79	3.60	2.91	2.01	1.76	43.48	14.45	29.03
თბილისი	5.63	4.31	3.27	2.22	1.84	50.94	17.04	33.91
თელავი	5.77	4.31	3.04	2.11	1.82	51.67	16.99	34.68
ნალკა	5.81	4.72	3.36	2.51	2.43	56.30	20.22	36.02

ΣQ

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	3.81	5.04	7.73	10.23	12.96	13.73	12.08
სოხუმი	3.84	5.23	8.47	10.65	14.42	16.24	16.04
სენაკი	3.70	4.74	7.37	10.11	13.23	14.28	12.43
თბილისი	3.95	5.33	8.45	11.21	14.23	15.67	16.11
თელავი	4.48	5.89	8.56	11.08	14.44	16.16	16.24
ნალკა	5.61	7.25	10.51	11.40	13.72	15.35	15.62

სადგური	თვე					ნელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	11.38	9.28	7.59	4.57	3.38	101.77	32.12	69.0
სოხუმი	14.81	11.52	8.36	4.57	3.19	117.32	33.64	83.0
სენაკი	11.90	10.00	7.79	4.49	3.26	103.30	31.34	71.0
თბილისი	14.27	10.66	7.57	4.00	3.22	114.67	32.52	82.0
თელავი	14.45	11.02	7.70	4.48	3.76	118.26	34.86	83.0
ნალკა	13.58	10.66	7.96	5.15	4.67	121.49	41.16	80.0

Σ B_k

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	2.67	3.39	5.81	8.05	10.25	10.93	9.56
სოხუმი	2.77	3.86	6.60	8.40	11.37	12.77	12.61
სენაკი	2.69	3.51	5.73	7.95	10.46	11.34	9.78
თბილისი	3.12	4.30	7.15	9.52	12.06	13.40	13.81
თელავი	2.99	3.88	6.59	8.78	11.38	12.91	12.98
ნალკა	2.98	3.53	6.62	9.09	10.84	12.10	12.33

სადგური	თვე					ნელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	8.95	7.28	5.97	3.64	2.51	78.91	23.89	55.02
სოხუმი	11.55	8.87	6.38	3.48	2.39	91.05	24.48	65.56
სენაკი	9.28	7.79	6.01	3.45	2.45	80.44	23.84	56.60
თბილისი	12.19	9.03	6.30	3.31	2.62	96.82	26.81	70.01
თელავი	11.46	8.71	6.05	3.55	2.81	92.09	25.87	66.21
ნალკა	10.76	8.40	6.21	3.71	2.98	89.55	26.03	63.52

ΣB_g

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	-2.26	-2.17	-2.55	-2.56	-2.55	-2.61	-2.15
სოხუმი	-2.26	-2.35	-.97	-266	-2.97	-2.99	-2.82
სენაკი	-2.11	-2.07	-.42	-.54	-2.65	-2.54	-2.37
თბილისი	-2.22	-2.42	-2.93	-3.19	-3.22	-3.27	-3.61
თელავი	-2.58	-2.55	-2.76	-3.05	-3.22	-3.31	-3.59
ნალკა	-2.61	-2.72	-3.15	-3.12	-3.11	-3.12	-3.19

სადგური	თვე					ნელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	-2.39	-2.38	-2.90	-2.48	-2.10	-28.94	-14.3	-14.6
სოხუმი	-3.18	-2.96	-3.27	-2.45	-2.10	-32.99	-15.4	-17.6
სენაკი	-2.63	-2.59	-2.87	-2.19	-1.98	-28.85	-13.5	15.3
თბილისი	-3.77	-3.27	-3.14	-2.33	-2.18	-35.53	-15.2	-20.3
თელავი	-3.77	-3.32	-3.22	-2.59	-2.61	-36.57	-16.3	-20.3
ნალკა	-3.17	-3.05	-3.27	-2.74	-2.61	-35.96	-17.1	-18.9

ΣR

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	0.050	1.19	3.21	5.43	7.58	8.24	7.34
სოხუმი	0.46	1.47	3.59	5.69	8.32	9.69	9.71
სენაკი	0.58	1.45	3.31	5.41	7.82	8.79	7.41
თბილისი	0.90	1.88	4.22	6.3	8.84	10.13	10.19
თელავი	0.35	1.30	3.68	5.63	8.09	9.49	9.31
ნალკა	0.37	0.80	3.47	5.86	7.73	8.99	9.14

სადგური	თვე					ნელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	6.49	4.86	2.93	1.03	0.37	49.16	9.22	39.94
სოხუმი	8.31	5.88	3.05	0.97	0.25	57.38	9.78	47.60
სენაკი	6.65	5.20	3.23	1.27	0.47	51.59	10.30	41.68
თბილისი	8.42	4.76	3.17	1.00	0.45	61.29	11.31	49.68
თელავი	7.53	5.31	2.78	0.87	0.10	54.45	9.08	45.36
ნალკა	7.59	5.35	2.94	0.97	0.37	53.59	8.93	44.66

ΣA_k

სადგური	თვე						
	1	2	3	4	5	6	7
ანასეული	0.30	0.33	0.25	0.21	0.21	0.20	0.21
სოხუმი	0.28	0.26	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21
სენაკი	0.27	0.26	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21
თბილისი	0.25	0.25	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18
თელავი	0.33	0.34	0.23	0.21	0.21	0.20	0.20
წალკა	0.46	0.51	0.37	0.20	0.20	0.21	0.21

სადგური	თვე					წელი	X-III	IV-IX
	8	9	10	11	12			
ანასეული	0.21	0.22	0.21	0.23	0.25	0.24	0.26	0.21
სოხუმი	0.22	0.23	0.24	0.24	0.25	0.23	0.25	0.22
სენაკი	0.22	0.22	0.23	0.23	0.24	0.23	0.24	0.21
თბილისი	0.18	0.19	0.20	0.20	0.22	0.20	0.22	0.18
თელავი	0.21	0.21	0.21	0.21	0.25	0.23	0.26	0.21
წალკა	0.21	0.21	0.22	0.28	0.36	0.29	0.37	0.21



გამომცემლობა „უნივერსალი“

თბილისი, 0186, ა. ჯორჯაძის ქ. №4. ☎: 5(99) 33 52 02, 5(99) 17 22 30
E-mail: universal505@ymail.com; gamomcemlobauniversal@gmail.com